

Восстановление гидрофизических полей Черного моря с ассимиляцией поверхностной температуры и псевдоизмерений температуры, солёности в модели

П. Н. Лишаев*, В. В. Кныш, Г. К. Коротаев

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

**E-mail: pavellish@mail.ru*

Поступила в редакцию 18.03.2020 г., после доработки – 06.06.2020 г.

Цель. Целью настоящей работы является повышение точности восстановления поля температуры в верхнем слое Черного моря. Для этого используется совместная ассимиляция в модели, разработанной в Морском гидрофизическом институте, спутниковых наблюдений температуры поверхности моря и трехмерных полей псевдоизмерений температуры в слое 50–500 м и солёности в слое 2,5–500 м, рассчитанных ранее по данным альтиметрии и буев *Argo*.

Методы и результаты. Ассимиляция спутниковых наблюдений температуры поверхности моря наиболее эффективна в том случае, если невязки между температурой поверхности моря и модельной температурой экстраполируются по глубине в пределах верхнего перемешанного слоя вплоть до его нижней границы. Анализ профилей температуры, полученных с помощью прогностического расчета за 2012 г. и по данным измерений всплывающих буев *Argo*, позволил получить привязанный к сетке модели простой критерий определения глубины верхнего перемешанного слоя – градиент температуры, меньший или равный 0,017 °С/м. В пределах значений глубины верхнего перемешанного слоя в уравнении переноса тепла применялся наджинг (с англ. *nudging*) спутниковых измерений температуры с подобранным коэффициентом релаксации и учетом меры ошибок. Псевдоизмерения температуры и солёности ассимилировались в модели предложенным ранее методом адаптивной статистики. Для тестирования результатов ассимиляции температуры поверхности моря проводился реанализ гидрофизических полей Черного моря за 2012 г. Зимне-весенний период (январь – апрель, декабрь) характеризуется повышенными значениями глубины верхнего перемешанного слоя, хорошо воспроизводимыми параметризацией Пакановски – Филандера, и низкими значениями осредненных по бассейну за месяц среднеквадратических отклонений полей модельной температуры от измеренной. Повышенные величины среднеквадратических отклонений в июле – сентябре объясняются отсутствием верхнего перемешанного слоя в профилях температуры, измеренной буями *Argo*, что не воспроизводится параметризацией Пакановски – Филандера.

Выводы. Реализован алгоритм ассимиляции температуры поверхности моря совместно с профилями псевдоизмерений температуры и солёности, восстановленными по данным альтиметрии. Использование глубин верхнего перемешанного слоя, оцененных по вертикальным профилям температуры, дало возможность эффективно корректировать модельную температуру спутниковыми данными ТПМ, особенно в зимне-весенний период. Это позволило восстановить поля температуры за 2012 г. в верхнем слое моря с приемлемой точностью.

Ключевые слова: Черное море, спутниковая температура поверхности моря, глубина верхнего перемешанного слоя, альтиметрия, ассимиляция.

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2019-0002 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений».

Для цитирования: Лишаев П. Н., Кныш В. В., Коротаев Г. К. Восстановление гидрофизических полей Черного моря с ассимиляцией поверхностной температуры и псевдоизмерений температуры, солёности в модели // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 5. С. 485–500. doi:10.22449/0233-7584-2020-5-485-500

© Лишаев П. Н., Кныш В. В., Коротаев Г. К., 2020

Reconstructing the Black Sea Hydrophysical Fields Including Assimilation of the Sea Surface Temperature, and the Temperature and Salinity Pseudo-Measurements in the Model

P. N. Lishaev*, V. V. Knysh, G. K. Korotaev

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

**e-mail: pavellish@mail.ru*

Purpose. The investigation is aimed at increasing accuracy of the temperature field reconstruction in the Black Sea upper layer. For this purpose, satellite observations of the sea surface temperature and the three-dimensional fields of temperature (in the 50–500 m layer) and salinity (in the 2.5–500 m layer) pseudo-measurements, previously calculated by the altimetry and the *Argo* floats data, were jointly assimilated in the Marine Hydrophysical Institute model.

Methods and Results. Assimilation of the sea surface temperature satellite observations is the most effective instrument in case the discrepancies between the sea surface and the model temperatures are extrapolated over the upper mixed layer depth up to its lower boundary. Having been analyzed, the temperature profiles resulted from the forecast calculation for 2012 and from the *Argo* float measurements made it possible to obtain a simple criterion (bound to the model grid) for determining the upper mixed layer depth, namely the horizon on which the temperature gradient was less or equal to 0.017°C/m. Within the upper mixed layer depth, the nudging procedure of satellite temperature measurements with the selected relaxation factor and the measurement errors taken into account was used in the heat transfer equation. The temperature and salinity pseudo-measurements were assimilated in the model by the previously proposed adaptive statistics method. To test the results of the sea surface temperature assimilation, the Black Sea hydrophysical fields were reanalyzed for 2012. The winter-spring period (January – April, December) is characterized by the high upper mixed layer depths, well reproducible by the Pacanowsci – Philander parameterization, and also by the low values (as compared to the measured ones) of the basin-averaged monthly mean square deviations of the simulated temperature fields. The increased mean square deviations in July – September are explained by absence of the upper mixed layer in the temperature profiles measured by the *Argo* floats that is not reproduced by the Pacanowsci – Philander parameterization.

Conclusions. The algorithm for assimilating the sea surface temperature together with the profiles of the temperature and salinity pseudo-measurements reconstructed from the altimetry data was realized. Application of the upper mixed layer depths estimated by the temperature vertical profiles made it possible to correct effectively the model temperature by the satellite-derived sea surface temperature, especially for a winter-spring period. It permitted to reconstruct the temperature fields in the sea upper layer for 2012 with acceptable accuracy.

Keywords: Black Sea, satellite sea surface temperature, depth of the upper mixed layer, altimetry, assimilation.

Acknowledgements: the investigation was carried out within the framework of the state task on theme No. 0827-2019-0002 “Development of the methods of operational oceanology based on interdisciplinary studies of the marine environment formation and evolution processes, and mathematical modeling using the data of remote and direct measurements”.

For citation: Lishaev, P.N., Knysh, V.V. and Korotaev, G.K., 2020. Reconstructing the Black Sea Hydrophysical Fields Including Assimilation of the Sea Surface Temperature, and the Temperature and Salinity Pseudo-Measurements in the Model. *Physical Oceanography*, [e-journal] 27(5), pp. 445-459. doi:10.22449/1573-160X-2020-5-445-459

Введение

Ранее в работах [1, 2] была предложена оригинальная методика восстановления трехмерных полей температуры и солености Черного моря по ограниченному данным измерений на гидрологических станциях и буями *Argo* с привлечением альтиметрии. Разработанная методика основана на представ-

лении о наличии зависящей только от вертикальной координаты базовой стратификации вод глубоководной части Черного моря. При этом в работе [2] показано, что на синоптических масштабах наблюдаемая в каждой точке реальная стратификация формируется в основном адиабатическими смещениями изопикнических, а также изотермических и изохалинных поверхностей на глубинах от 50–100 до 1100–1200 м. Более того, в работе [2] выявлено, что распределение амплитуд смещений изотермических и изохалинных поверхностей по глубине с высокой точностью однопараметрично и поэтому определяется отклонением уровня моря от его среднего значения. В работе [2] также показано, что и базовая стратификация вод глубоководной части Черного моря, и однопараметрическая зависимость смещения изотермических и изохалинных поверхностей от отклонения уровня в данной точке изменяются от сезона к сезону и от года к году. Поэтому в работе [2] сформирована на регулярной сетке массив среднемесячных распределений базовой стратификации и смещений изотермических и изохалинных поверхностей. В итоге с использованием распределения аномалий уровня Черного моря AVISO были восстановлены ежесуточные профили температуры и солёности в узлах регулярной сетки модели МГИ [3] на горизонтах слоя 63–500 м за 1993–2014 гг. в глубоководной области моря, ограниченной изобатой 500 м [4]. Эти профили в дальнейшем называются псевдоизмерениями, поскольку не являются результатом измерений, а получены посредством комбинации спутниковой альтиметрии и ограниченных измерений температуры и солёности буями *Argo* [4]. Существенным является тот факт, что поля псевдоизмерений температуры и солёности характеризуют основные синоптические процессы.

Ассимиляция полученных массивов данных в модели циркуляции вод Черного моря при проведении ретроспективного анализа за 1993–2014 гг. позволила восстановить гидрофизические поля по всей глубине для всего бассейна моря. В основном пикноклине получено удовлетворительное среднеквадратическое отклонение (СКО) восстановленных полей температуры и солёности от измеренных на гидрологических станциях и буями *Argo*. Однако в верхнем слое 0–50 м СКО как температуры, так и солёности оказалось значительным [4].

Использование предложенного в работе [5] итерационного алгоритма позволило восстановить с удовлетворительной точностью в узлах сетки модели ежесуточные профили псевдоизмерений температуры в слое от 50 до 500 м, а солёности – в слое от поверхности моря до 500 м.

Восстановленные поля псевдоизмерений солёности от поверхности моря до глубины 500 м и температуры в слое 50–500 м ассимилировались в модели циркуляции вод в реанализе за 2012 г. Анализ расчетов показал, что СКО солёности уменьшилось до вполне приемлемых значений. Несколько уменьшилось и СКО поля температуры, однако его значения в слое 0–40 м оказались неудовлетворительными [5].

В настоящей работе выполнена совместная ассимиляция в модели трехмерных полей псевдоизмерений температуры морской воды в слое 50–500 м и солёности в слое 2,5–500 м методом адаптивной статистики и температуры поверхности моря (ТПМ) по данным спутниковых наблюдений посредством релаксации модельной температуры к наблюдаемой в пределах верхнего пе-

ремешанного слоя (ВПС). Результаты расчетов позволили более точно восстановить поля температуры морской воды в верхнем слое Черного моря за 2012 г.

Алгоритм ассимиляции ТПМ в модели, подбор параметров и валидация

Усвоение в модели спутниковых данных о ТПМ необходимо для повышения точности восстанавливаемых в реанализе гидрофизических полей Черного моря, особенно в его приповерхностном и верхнем слое 0–50 м, в которых существенна изменчивость во времени потоков тепла на поверхности моря и сказывается несовершенство моделей турбулентного обмена в пределах ВПС. Ассимиляция спутниковых наблюдений ТПМ наиболее эффективна в том случае, если невязки между наблюдаемой и расчетной температурой экстраполируются по глубине вплоть до нижней границы ВПС. Поэтому при построении алгоритма необходимо правильно определять глубину ВПС.

Методика определения глубины ВПС

Чтобы выработать методику определения глубины ВПС, по данным численных расчетов предварительно были проанализированы профили температуры, представленные ранее в работах [4–6] за 2012 г. и полученные по измерениям всплывающих буев *Argo* в этом году [7, 8]. С учетом особенностей сезонного формирования профилей температуры в верхнем слое моря 0–100 м (атмосферные термические условия, наличие холодного промежуточного слоя (ХПС) и его обновление зимой и формирование в весенний период) нами получен привязанный к сетке модели достаточно строгий критерий определения глубины ВПС – величина вертикального градиента температуры. Таким образом, глубина ВПС в каждой точке сетки модели определяется как горизонт z_{k+1} , на котором градиент

$$\text{abc}\{[T(z_{k+1}) - T(z_k)] / (z_{k+1} - z_k)\} \leq 0,017 \text{ } ^\circ\text{C/м}. \quad (1)$$

Качество предложенного критерия оценивалось путем сравнения с результатами работы [9]. В работе исследовались климатические среднемесячные поля глубин ВПС морей Эвксинского каскада (Азовского, Черного, Мраморного и Эгейского). Эти глубины были получены по доступным натурным данным измерений температуры и солености [10–12]. Глубина ВПС определялась с использованием нескольких алгоритмов. По первому из них сначала вычислялась разность

$$\Delta\sigma_t = \sigma_t(T + \Delta T, S, P) - \sigma_t(T, S, P), \quad (2)$$

рассчитанная в конкретном узле горизонтальной сетки по данным о температуре T и солености S на горизонте 3 м. При этом давление $P = 0$, а приращение $\Delta T = 0,8 \text{ } ^\circ\text{C}$. Для расчета σ_t в работе [9] использовалось стандартное уравнение ЮНЕСКО [13, с. 629]. Глубина ВПС отождествлялась с горизонтом z_{k-1} , ниже которого неравенство

$$\text{abc}[\sigma_t(z_1) - \sigma_t(z_k)] \leq \Delta\sigma_t \quad (3)$$

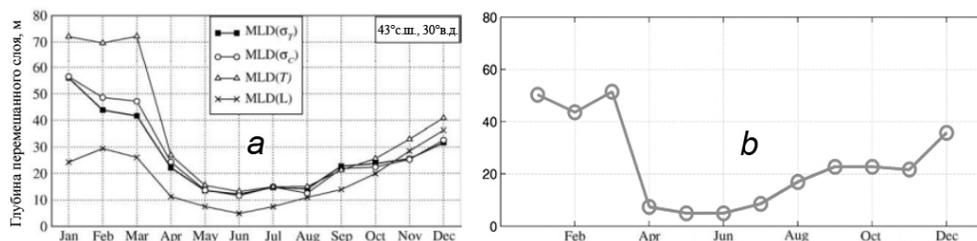
нарушается. В соотношении (3) $\sigma_t(z_1)$ обозначает условную плотность $\sigma_t(T, S, P)$ на базовом горизонте 3 м, а $\sigma_t(z_k)$, $k = 2, 3, \dots$ – условную плотность на нижележащих горизонтах.

По второму алгоритму, который авторы работы [9] сокращенно именовали $MLD(T)$, анализировались только профили температуры. При этом в соотношении, аналогичном (3), условная плотность заменялась на температуру, а в правой части неравенства задавалось фиксированное значение $\Delta T = 0,8$ °С. Таким образом, глубина ВПС отождествлялась с глубиной изотермического слоя, в котором температура отклоняется от температуры на горизонте 3 м не более чем на $\Delta T = 0,8$ °С.

Для сопоставления в работе [9] построены климатические карты глубин ВПС, оцененных по соотношению (3), в котором правая часть равнялась $0,125$ кг/м³. Такое значение использовалось и в работах [14, 15] для определения глубины ВПС в районе экватории северной части Тихого океана. Часть карт глубин ВПС в [9] построены по алгоритму, заимствованному из работы [16]. По этому алгоритму глубина ВПС определяется посредством поиска первого экстремума кривой профиля температуры. Сравнение результатов расчета глубины ВПС по различным алгоритмам для зимнего сезона (январь) показало, что наибольшие значения глубины получены при использовании алгоритма $MLD(T)$. Максимальные разности глубин, рассчитанных по алгоритму $MLD(T)$ и по формулам (2), (3), достигают значений ~ 35 м. В летний сезон (июль) глубины ВПС отличаются между собой незначительно. Поэтому в дальнейшем мы использовали для сопоставлений результаты расчетов глубины ВПС, полученные в работе [9] посредством применения алгоритма $MLD(T)$.

Сезонная изменчивость климатической среднемесячной глубины ВПС за 1913–2004 гг., оцененная в работе [9] по алгоритму $MLD(T)$ в точке Черного моря с координатами 43° с. ш., 30° в. д., сопоставлялась с изменчивостью среднемесячной глубины ВПС в этой же точке, рассчитанной с использованием критерия (1) по данным прогностического (т. е. без ассимиляции наблюдений, но с реальным атмосферным форсингом) расчета с помощью модели МГИ за 1993–2012 гг. (рис. 1). Отметим, что в этом расчете коэффициенты турбулентной диффузии тепла и соли по вертикали задавались с помощью формулы Пакановски – Филандера, адаптированной для Черного моря. Эта же параметризация использовалась в дальнейших расчетах в данной работе ввиду ее экономичности в сравнении с более совершенными моделями турбулентности в ВПС. На рис. 1 видно, что соответствующие кривые изменчивости имеют качественно одинаковый временной ход. Кривые на рис. 1 близки между собой в августе – октябре и декабре. Однако климатические глубины ВПС по данным [9] заметно больше в январе – марте и ноябре. Возможной причиной этого может быть завышенное пороговое значение перепада температур $\Delta T = 0,8$ °С. Применение алгоритма $MLD(T)$ к анализу профилей температуры ВПС Черного моря, рассчитанных в численных экспериментах, показало, что при таком пороговом значении рассчитанный ВПС в зимний период иногда включает в себя весь ХПС, что сказывается на среднемесячном значении глубины ВПС. Расхождения кривых в апреле – июле,

скорее всего, связано с использованием параметризации вертикального перемешивания Пакановски – Филандера, которая занижает глубины ВПС в этот промежуток времени.



Р и с. 1. Сезонная изменчивость глубины перемешанного слоя: *a* – по данным работы [9], *b* – по данным прогностического расчета за 1993–2012 гг.

F i g. 1. Seasonal variability of the mixed layer depth: *a* – based on the data from [9], *b* – based on prognostic calculation for 1993–2012

Алгоритм ассимиляции ТПМ в модели

При проведении расчетов в настоящей работе использовалась модель МГИ [3]: разрешение по горизонтали в данной версии модели равно 5×5 км, 38 вертикальных горизонтов (2,5; 5; 10; ...; 30; 40; 50; 63; 75; 88; 100; 113; 125; 150; 175; 200; 250; 300; 400; ...; 2100 м). Как уже отмечалось выше, для параметризации перемешивания по вертикали использовалось приближение Пакановски – Филандера [17] с подобранными значениями параметров для Черного моря. Это же приближение применялось в работе [18] для диагноза климатической сезонной циркуляции в море. Приближение Пакановски – Филандера используется также в работе [19], в которой гидрофизические поля Черного, Азовского и Мраморного морей рассчитываются с помощью версии σ -модели морской циркуляции *INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model)* с горизонтальным разрешением 1 км и валидируются по данным буев *Argo*.

Для тестирования результатов ассимиляции ТПМ в модели, а также подбора некоторых параметров выполнялся ретроспективный анализ гидрофизических полей моря за 2012 г. Поля параметров атмосферного воздействия заимствовались из данных реанализа *ERA-Interim* [20]. Выбор этого периода обусловлен несколькими причинами. Ассимиляция трехмерных полей псевдоизмерений температуры (солености) морской воды по данным альтиметрии и ограниченных измерений профилей температуры буями *Argo* за 2012 г. проводилась ранее [5] без привлечения ТПМ. Согласно данным работы [21], этот год характеризуется холодными зимними термическими условиями атмосферы и сильной степенью обновления ХПС. Поэтому результаты расчетов, выполненных в работе [5], используются ниже для валидации восстановленных гидрофизических параметров с ассимиляцией ТПМ в модели.

Поверхностная температура моря для реализации алгоритма бралась из ежедневных карт *SST, PODAAC (NASA)* [22]. Она интерполировалась на сетку модели и усваивалась посредством релаксации модельной температуры к наблюдаемой. Для этого в пределах глубины ВПС рассчитывали разности

между наблюдаемой на поверхности моря и модельной температурой, которые с подобранным коэффициентом релаксации учитывались на каждом шаге по времени в узлах сетки модели в уравнении переноса тепла источниками вида

$$Q_{Ti,j,k} = \frac{1}{REL1(1 + \eta^2)} (T_{i,j}^{SST} - T_{i,j,k}^{MOD}), \quad (4)$$

где η^2 – мера ошибки измерений ТПМ, равная отношению квадрата ошибки измерений температуры ($0,25 \text{ } ^\circ\text{C}^2$) к дисперсии естественной изменчивости ($1 \text{ } ^\circ\text{C}^2$); $T_{i,j}^{SST}$ – спутниковая ТПМ; $T_{i,j,k}^{MOD}$ – модельная температура; i [1, 238] – количество узлов по оси x , j [1, 132] – по оси y , k [1, n] – по оси z ; n – номер горизонта, определяющий глубину ВПС. Одновременно с учетом источников (4) в модели ассимилировались подготовленные ранее псевдоизмерения температуры (в слое 50–500 м) и солёности (в слое от поверхности до 500 м) посредством включения в уравнения переноса тепла и соли источников вида

$$Q_{Ti,j,k} = \frac{\sigma_{Ti,j,k}^2}{REL2 \left[\sigma_{Ti,j,k}^2 + \gamma_k^T \sigma_{\text{шт}T}^2 \right]} \left[T_{i,j,k}^{OBS} - T_{i,j,k}^{MOD} \right], \quad (5)$$

$$Q_{Si,j,k} = \frac{\sigma_{Si,j,k}^2}{REL2 \left[\sigma_{Si,j,k}^2 + \gamma_k^S \sigma_{\text{шт}S}^2 \right]} \left[S_{i,j,k}^{OBS} - S_{i,j,k}^{MOD} \right]. \quad (6)$$

Здесь $\sigma_{Ti,j,k}^2$, $\sigma_{Si,j,k}^2$ – дисперсии ошибок реанализа температуры и солёности соответственно, рассчитываемые методом адаптивной статистики [6]; $\gamma_k^T \sigma_{\text{шт}T}^2$, $\gamma_k^S \sigma_{\text{шт}S}^2$ – эмпирически подобранные константы ($\gamma_k^T, \gamma_k^S \leq 0,015$), умноженные на среднемесячные дисперсии ошибок восстановления псевдоизмерений температуры и солёности соответственно [5]; $T_{i,j,k}^{OBS}$, $S_{i,j,k}^{OBS}$ – псевдоизмерения температуры и солёности; индексы i, j изменяются в глубоководной области моря, ограниченной изобатой 500 м, а индекс k принимает значения k [9, 22] и k [1, 22] в уравнениях (5) и (6) соответственно. Параметр релаксации REL2, равный 12 ч, был подобран в работе [6].

Подбор параметра REL1 и валидация результатов расчетов

Для подбора коэффициента релаксации REL1 в источнике вида (4) выполнены численные эксперименты по реанализу гидрофизических полей моря за 2012 г. с ассимиляцией ТПМ в модели при REL1 = 1, 5, 10 сут и псевдоизмерений температуры и солёности со значением REL2 = 12 ч [6]. Из таблицы видно, что на большинстве горизонтов слоя 2,5–100 м СКО температуры, оцениваемые по данным расчетов при REL1 = 10 сут, оказались выше, чем при REL1 = 1 и 5 сут. Поэтому в дальнейшем мы остановимся на расчетах с этими двумя значениями параметра REL1.

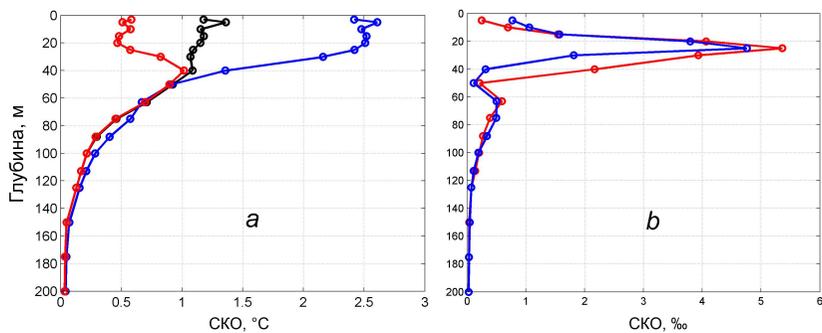
Рассмотрим далее профили осредненных по бассейну за каждый месяц СКО температуры и естественной изменчивости (корень квадратный из дис-

персии полей измеренной температуры). Их анализ показывает (рис. 2, *a*), что по значениям СКО выделяется зимне-весенний период (январь – апрель, декабрь), когда максимальные значения СКО в верхнем слое моря относительно невелики и меняются от 0,42 °С в январе до 0,95 °С в апреле и 1,83 °С в декабре на глубинах 40, 50 и 40 м соответственно при REL1 = 5 сут. При REL1 = 1 значения СКО отличаются незначительно. В это время года глубина ВПС максимальна и хорошо воспроизводится параметризацией Пакановски – Филандера. В мае – октябре точность расчета температуры в верхнем слое моря с ассимиляцией ТПМ заметно повышается по сравнению с расчетом, когда ТПМ не ассимилировалась [5]. Тем не менее погрешность расчета температуры в поверхностном слое остается достаточно высокой. При REL1 = 5 сут максимальные значения СКО для мая, июня и июля возрастают: 1,62 °С (на глубине 20 м), 3,0 °С (на глубине 10 м) и 3,43 °С (на глубине 10 м). Самые большие значения СКО получены летом в августе (5,27 °С на глубине 15 м) и осенью в сентябре (6,1 °С на глубине 20 м). Для примера на рис. 2, *b* дан профиль СКО для октября.

**Среднеквадратические отклонения (СКО) восстановленных по модели полей температуры от данных измерений на горизонтах за 2012 г.
Mean square deviations of the model-reconstructed temperature fields from the data measured at the horizons in 2012**

Горизонт, м / Horizon, m	СКО, °С / RMS deviations, °С		
	REL1		
	1 сут / 1 day	5 сут / 5 days	10 сут / 10 days
2,5	0,503	1,113	1,409
5,0	0,556	1,008	1,398
10,0	2,141	1,927	2,141
15,0	3,969	3,429	3,461
20,0	5,018	4,438	4,337
25,0	4,447	4,021	3,905
30,0	3,137	2,902	2,793
40,0	1,602	1,481	1,465
50,0	0,659	0,663	0,682
63,0	0,647	0,655	0,679
75,0	0,499	0,505	0,517
88,0	0,345	0,342	0,344
100,0	0,268	0,268	0,269

Отклонение в мае – августе среднемесячных профилей восстановленной в реанализе температуры при REL1 = 5 сут от среднемесячных профилей наблюдаемой температуры в слое сезонного термоклина (горизонты 10, 15, 20, 25, 30 и 40 м) меньше, чем отклонение модельного профиля при REL1 = 1 сут от наблюдаемого профиля. Точность восстановления полей температуры на этих горизонтах с REL1 = 5 сут выше, о чем свидетельствует таблица. При этом точность восстановления ТПМ при REL1 = 1 сут выше, чем при REL1 = 5 сут.



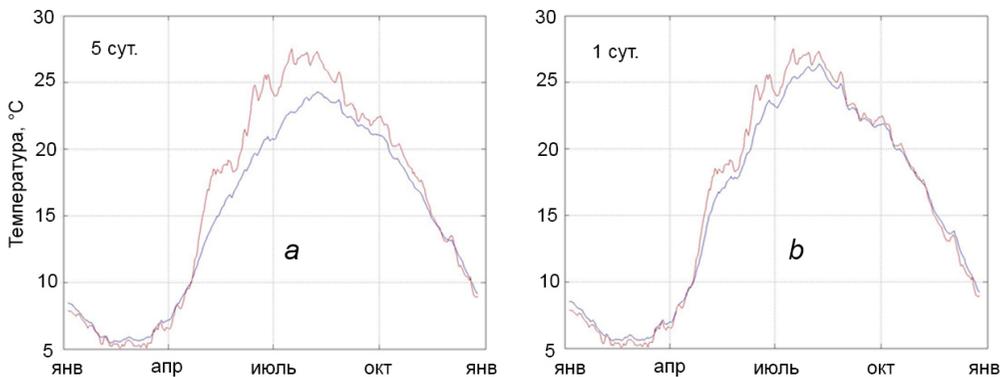
Р и с. 2. СКО температуры (°C), рассчитанные по данным реанализа за 2012 г.: *a* – профили, осредненные по бассейну за январь – апрель и декабрь; *b* – профили, осредненные по бассейну за октябрь (красная кривая – СКО температуры по данным реанализа с ассимиляцией ТПМ, черная кривая – без ассимиляции ТПМ, синяя кривая – естественная изменчивость измеренной температуры)

F i g. 2. Mean square deviations of temperature (°C) calculated using the reanalysis data for 2012: *a* – basin-averaged profiles for January – April and December; *b* – basin-averaged profiles for October (red square shows mean square deviations of temperature based on the reanalysis data including sea surface temperature assimilation, blue curve – natural variability of the measured temperature)

Повышенные значения СКО вблизи сезонного термоклина в весенне-летний сезон вполне ожидаемы: при больших вертикальных градиентах небольшие погрешности в определении глубины залегания термоклина приводят к значительным погрешностям в определении температуры даже при ассимиляции доступных наблюдений. Особо значима эта проблема в Черном море, где летний термоклин очень мелкий и обостренный. Однако в июле – сентябре в представленном расчете значения СКО оказались слишком завышенными. Причина заключается в том, что параметризация Пакановски – Филандера, показавшая себя достаточно хорошо при расчете средней глубины ВПС за 1993–2012 гг. (рис. 1), оказалась недостаточно оптимизированной для расчета 2012 г. В июле – сентябре 2012 г. ВПС в профилях температуры, измеренной буями *Argo*, в подавляющем большинстве случаев отсутствовал, но параметризация Пакановски – Филандера это отсутствие не воспроизводит. Задание неверной глубины ВПС при ассимиляции ТПМ приводит к искажению профиля модельной температуры в ВПС и сезонном термоклин. Иной тип кривизны профиля модельной температуры в сравнении с наблюдаемой объясняет и улучшение точности расчетов температуры в сравнении с наблюдениями в слое 10–40 м при $REL1 = 5$ сут. Чтобы повысить точность расчетов температуры воды в верхнем слое с ассимиляцией наблюдений ТПМ при использовании параметризации Пакановски – Филандера, необходимо уточнить значения констант, с учетом которых рассчитываются коэффициенты диффузии по вертикали. Возможным решением при этом является задание сезонного хода определяющих коэффициентов в параметризации Пакановски – Филандера, что представляет собою отдельную достаточно сложную задачу. Однако даже при таком решении вряд ли удастся избежать аномального увеличения СКО в отдельные годы, отличающиеся от климатических полей. Другой альтернативой является использование менее экономичных моделей турбулентности типа Меллора – Ямады [23, 24].

Результаты и обсуждение

Рассмотрим сезонную изменчивость средней по поверхности моря спутниковой температуры и восстановленной посредством релаксации модельной температуры к наблюдаемой (рис. 3). На рис. 3, *a* видно, что при $REL1 = 5$ сут обе кривые незначительно отличаются между собой в январе – апреле и с середины ноября по декабрь включительно. Значимые отклонения восстановленной в модели поверхностной температуры от спутниковой в сторону понижения наблюдаются в период с мая по август включительно. Для выяснения причины мы анализировали пространственные распределения поверхностной температуры, рассчитанные в варианте расчетов без ассимиляции ТПМ в модели, в указанные месяцы года. Температура на поверхности в этом расчете оказалась заниженной по сравнению со спутниковой. Очевидно, причина кроется во временной изменчивости потоков тепла, используемых в граничном условии для температуры на морской поверхности.



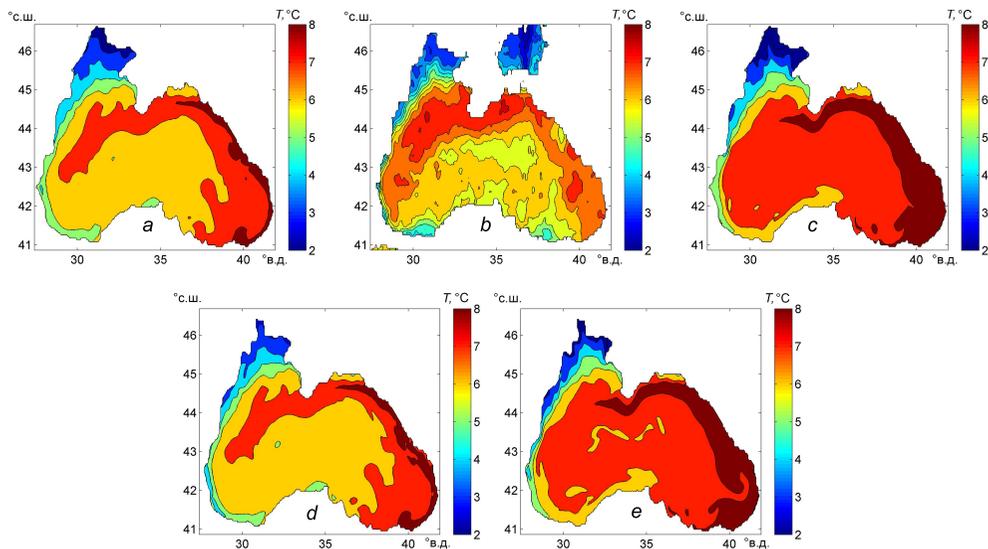
Р и с. 3. Сезонная изменчивость средней по поверхности моря температуры: *a* – параметр релаксации $PAR1 = 5$ сут; *b* – параметр релаксации $PAR1 = 1$ сут (красная кривая – по спутниковым данным, синяя кривая – по данным модели)

Fig. 3. Seasonal variability of the average over the sea surface temperature: *a* – relaxation parameter $PAR1 = 5$ days; *b* – relaxation parameter $PAR1 = 1$ day (red curve – based on satellite data, blue curve – based on model data)

Модельная температура с $REL1 = 1$ сут приближается к спутниковой (рис. 3, *b*). При этом, как отмечалось выше, значения СКО модельной температуры в сезонном термостратифицированном слое (на горизонтах слоя 10–40 м) увеличиваются по сравнению со значениями СКО, полученными по данным варианта расчетов с $REL1 = 5$ сут. Поскольку 2012 г. характеризуется сильной степенью обновления ХПС [21], на чем остановимся ниже, в дальнейшем будем анализировать результаты расчета с $REL1 = 5$ сут.

Пространственная структура восстановленных полей поверхностной температуры с ассимиляцией ТПМ в модели сопоставлялась с данными/результатами спутниковых наблюдений, а также с поверхностной температурой, рассчитанной без ассимиляции ТПМ. В последнем случае ассимилировались только трехмерные поля псевдоизмерений температуры в слое 50–500 м и солёности в слое 2,5–500 м. Согласно рис. 4, *a*, *b*, распределения и конфигурация структур повышенных и пониженных значений температуры зимой в расчете с ассимиляцией ТПМ близки к температуре, полученной по

данным спутниковых измерений. Низкие температуры наблюдаются в северо-западной мелководной области моря и вдоль западного и южного побережий, включая область моря восточнее впадения реки Сакарья. Повышенная температура характерна для обширной юго-восточной акватории моря и области, огибающей восточное и южное побережья Крымского п-ова и распространяющейся на запад и юго-запад. В центральной глубоководной области и вдоль Кавказского побережья температура несколько завышена (рис. 4, *a* и 3, *a*). В то же время поверхностная температура, восстановленная без ассимиляции ТПМ в модели (рис. 4, *c*), оказалась завышенной почти по всей акватории моря, особенно в полосе моря, примыкающей к Кавказскому побережью и восточному и южному районам п-ова Крым. Пониженная температура, как и на рис. 4, *a*, *b*, наблюдается в северо-западной мелководной области и на участке акватории, простирающемся от западного побережья Крыма на юго-запад и юг вплоть до Синопа. Поля температуры на рис. 4, *a*, *d* почти идентичны, что свидетельствует о перемешанном слое воды толщиной 2,5–20 м.

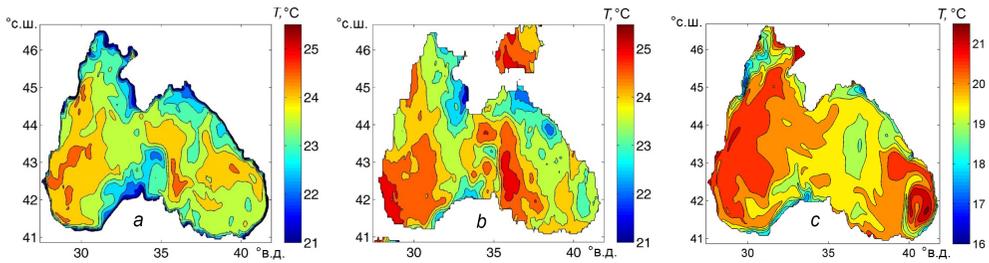


Р и с. 4. Пространственное распределение температуры (°C) моря 15 марта 2012 г.: *a*, *d* – по данным реанализа с ассимиляцией ТПМ; *b* – по данным спутниковых измерений; *c*, *e* – по данным реанализа без ассимиляции ТПМ; сверху – на поверхности; внизу – на горизонте 20 м

F i g. 4. Sea temperature (°C) spatial distribution on March 15, 2012: *a*, *d* – based on the reanalysis data including sea surface temperature assimilation; *b* – based on satellite data; *c*, *e* – based on the reanalysis data without sea surface temperature assimilation; above – on the surface; below – on the 20 m horizon

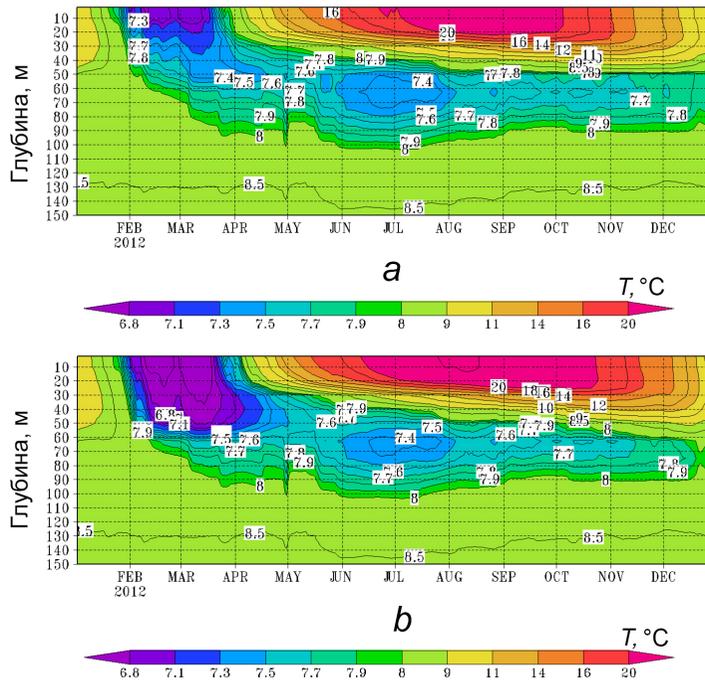
Пространственные распределения поверхностной температуры летом, представленные на рис. 5, *a* и *b*, сходны. Структуры с повышенной температурой выделяются в западной акватории моря и в области, ориентированной в меридиональном направлении восточнее Синопа. Области с пониженной температурой моря (~ 22,5–23,5 °C) видны в почти меридиональном направлении к юго-западу от Крымского п-ова. Отметим также совпадение районов апвеллинга на обеих картах: в Каламитском заливе, у побережья Новороссийска, Туапсе и Анатолии (западнее Синопа). Структура полей температуры на

горизонте 10 м такая же, как и на горизонте 20 м (рис. 5, *a*), что характеризует ВПС. Поверхностная температура, восстановленная в реанализе гидрофизических полей без ассимиляции ТПМ в модели (рис. 5, *c*), оказалась ниже, чем полученная по данным спутниковых наблюдений и по данным реанализа с усвоением ТПМ. А повышенные значения наблюдаются в западной части бассейна, что согласуется с данными спутниковых наблюдений.



Р и с. 5. Пространственное распределение поверхностной температуры ($^{\circ}\text{C}$) 2 июля 2012 г.: *a* – по данным реанализа с ассимиляцией ТПМ, *b* – по данным спутниковых измерений, *c* – по данным реанализа без ассимиляции ТПМ

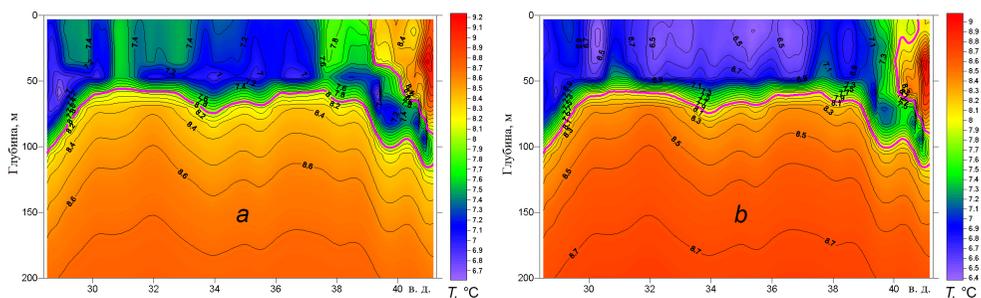
F i g. 5. Surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) spatial distribution on July 2, 2012: *a* – based on the reanalysis data including sea surface temperature assimilation; *b* – based on satellite data; *c* – based on the reanalysis data without sea surface temperature assimilation



Р и с. 6. Диаграммы сезонной изменчивости средней по горизонтам ежесуточной температуры ($^{\circ}\text{C}$) в слое 0 – 150 м по данным реанализа за 2012 г.: *a* – без ассимиляции ТПМ [5], *b* – с ассимиляцией ТПМ

F i g. 6. Diagram of seasonal variability of the horizon-average daily temperature ($^{\circ}\text{C}$) in the 0–150 m layer based on the reanalysis data for 2012: *a* – without sea surface temperature assimilation [5], *b* – with sea surface temperature assimilation

Присущий Черному морю феномен – ХПС – может использоваться для верификации результатов восстановления температуры вод посредством ассимиляции ТПМ в модели. Подтверждением тому является диаграмма сезонной изменчивости осредненных по площади бассейна ежесуточных значений температуры в верхнем 150-метровом слое, построенная по данным двух численных расчетов (рис. 6). На рис. 6, *b* видно, что холодозапас вод моря в слое 0–60 м в феврале, марте и в начале апреля существенно выше, чем в варианте расчетов без ассимиляции ТПМ в модели (рис. 6, *a*). В остальные месяцы распределения осредненной температуры в пределах ХПС, оконтуренного изотермой 8 °С, в обоих расчетах близки вследствие усвоения трехмерных полей псевдоизмерений температуры в слое 50–500 м методом адаптивной статистики. Однако заметны и некоторые различия. Следствием ассимиляции ТПМ в модели является повышенная температура в мае – декабре на поверхности и в слоях 0–20 м (май) и 0–40 м (декабрь). Поэтому в варианте реанализа с ассимиляцией ТПМ в октябре – декабре холодозапас ХПС несколько меньший (рис. 6, *b*).



Р и с. 7. Распределение температуры (°С) на вертикальном разрезе вдоль 42,685° с. ш. 15.03.2012 г.: *a* – без ассимиляции ТПМ [5], *b* – с ассимиляцией ТПМ

F i g. 7. Temperature (°C) distribution at the vertical section along 42.685° N on 15.03.2012: *a* – without sea surface temperature assimilation [5], *b* – with sea surface temperature assimilation

Остановимся на анализе распределения температуры в слое 0–200 м 15.03.2012 г. на разрезе вдоль 42,685° с. ш. На рис. 7, *a*, на котором представлены результаты расчета температуры без ассимиляции ТПМ, видно, что в этот период процесс пополнения и обновления ХПС моря фактически завершился. Температура холодных вод поверхностного перемешанного слоя 0–50 м находится в пределах 7,0–7,8 °С. Рисунок 7, *b* свидетельствует, что ассимиляция ТПМ в модели проявляется в уменьшении температуры воды поверхностного перемешанного слоя. Значения ее изменяются в основном в интервале 6,5–6,7 °С. Как показывает анализ распределения температуры на аналогичных разрезах 15.04.2012 г., в апреле в обоих вариантах расчетов наблюдается «запирание» холодного промежуточного слоя. Оно проявляется в прогреве поверхностного слоя моря с образованием сезонного термоклина и четко выраженного ХПС. Температура воды в сезонном термокLINE в варианте расчета с ассимиляцией ТПМ в модели несколько меньше (8,2–9,2 °С), чем в варианте без ее ассимиляции (8,2–9,6 °С).

Заключение

В настоящей работе реализован алгоритм ассимиляции ТПМ совместно с профилями температуры и солёности, восстановленными по данным альтиметрии. При реализации алгоритма ассимиляции спутниковой ТПМ в модели использовалась глубина ВПС, оцененная по вертикальному профилю температуры воды, так как параметризация перемешивания по вертикали приближением Пакановски – Филандера позволяет непосредственно идентифицировать глубину ВПС.

Анализ профилей температуры, полученных в прогностическом расчете за 2012 г. и по измерениям всплывающих буев *Argo*, позволил получить простой критерий определения глубины перемешанного слоя – градиент температуры на этом горизонте больше $0,017\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$.

Совместная ассимиляция в модели трехмерных полей псевдоизмерений температуры (солёности) морской воды методом адаптивной статистики и наблюдений ТПМ, полученных по спутниковым данным, в пределах глубины ВПС посредством релаксации модельной температуры к наблюдаемой с коэффициентом релаксации 5 сут позволила восстановить гидрофизические поля за 2012 г. с приемлемой точностью.

Максимальное значение осредненного за год СКО восстановленных полей температуры от измеренных на гидрологических станциях и буями *Argo* получено на горизонте 20 м и равно $4,44\text{ }^{\circ}\text{C}$, что меньше на $\sim 12\%$ по сравнению с расчетом без ассимиляции ТПМ. Максимальное СКО для температуры за январь – апрель, декабрь наблюдалось на горизонте 40 м и равно $1,02\text{ }^{\circ}\text{C}$. Этот период характеризуется соответствием рассчитанных значений глубин перемешанного слоя наблюдаемым и пониженными значениями СКО. Наибольшие значения СКО получены летом и осенью, когда наблюдаемая толщина ВПС минимальна. Отметим, что в настоящей работе для создания наиболее экономичного подхода к ассимиляции наблюдений использовалась адаптированная для Черного моря формула Пакановски – Филандера. Однако в работе других авторов [23] при проведении реанализа полей Черного моря за 1993–2012 гг. с ассимиляцией ТПМ в модели МГИ с использованием модели турбулентности Меллора – Ямады максимальное значение СКО температуры для зимы оказалось равным $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 50 м и для лета $2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 20 м. Заметное отличие полученных значений СКО в нашем расчете, как было отмечено выше, связано с особыми условиями формирования летнего термоклина в 2012 г.

Сопоставление карт поверхностной температуры, восстановленной в реанализе, с такими же картами *SST*, *PODAAC (NASA)* в разные сезоны 2012 г. показало, что повышенные и пониженные значения температуры в отдельных областях акватории моря хорошо коррелируют между собой. Зоны апвеллинга летом в Каламитском заливе, у побережья Новороссийска, Туапсе и Анатолии (западнее Синопа) также совпадают на обеих картах.

Диаграммы сезонной изменчивости осредненных по площади бассейна ежесуточных значений температуры в верхнем 150-метровом слое так же, как и широтные разрезы, построенные по данным двух численных расчетов (с ассимиляцией ТПМ в модели и без нее), могут использоваться для верификации восстановленной температуры вод моря. Разрезы показали: холодозапас вод моря в слое 0–60 м в феврале, марте и начале апреля оказался суще-

ственно выше в варианте расчетов с ассимиляцией ТПМ, что соответствует данным наблюдений. Вместе с тем следствием ассимиляции ТПМ в модели явилась повышенная температура в период май – декабрь как на поверхности моря, так и в слоях 0–20 м в мае и 0–40 м в декабре.

Выполненное исследование показывает, что предложенная методология ассимиляции псевдоизмерений температуры и солёности морской воды в модели с использованием параметризации Пакановски – Филандера, дополненная ассимиляцией спутниковой ТПМ, предоставляет возможность в целом удовлетворительно описывать гидрологические поля во всей толще Черного моря. Для оценки эффективности использования параметризации Пакановски – Филандера на климатических масштабах целесообразно провести сравнение с используемой в работе [23] моделью Меллора – Ямады в расчете за 1993–2012 гг. При этом следует рассмотреть возможность использования зависящих от сезона коэффициентов в параметризации Пакановски – Филандера для лучшего описания межгодовой изменчивости характеристик летнего термоклина в Черном море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Коротаев Г. К., Лишаев П. Н., Кныш В. В.* Методика анализа данных измерений температуры и солёности Черного моря с использованием динамического альтиметрического уровня // Морской гидрофизический журнал. 2015. № 2. С. 26–42. doi:10.22449/0233-7584-2015-2-26-42
2. *Korotaev G. K., Lishaev P. N., Knysh V. V.* Reconstruction of the three-dimensional salinity and temperature fields of the Black Sea on the basis of satellite altimetry measurements // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. Vol. 52, iss. 9. P. 961–973. doi:10.1134/S0001433816090152
3. Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980–1993 годы / П. Н. Лишаев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 5. С. 49–68.
4. *Лишаев П. Н., Кныш В. В., Коротаев Г. К.* Воспроизведение изменчивости уровня и характеристик пикноклина Черного моря на основе метода адаптивной статистики // Морской гидрофизический журнал. 2018. Том 34, № 4. С. 271–282. doi:10.22449/0233-7584-2018-4-271-282
5. *Лишаев П. Н., Кныш В. В., Коротаев Г. К.* Восстановление температуры и солёности в верхнем слое Черного моря по данным псевдоизмерений на нижележащих горизонтах // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 2. С. 114–133. doi:10.22449/0233-7584-2019-2-114-133
6. Применение метода адаптивной статистики для реанализа полей Черного моря с ассимиляцией псевдоизмерений температуры и солёности в модели / Г. К. Коротаев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2018. Том 34, № 1. С. 40–56. doi:10.22449/0233-7584-2018-1-40-56
7. The Argo Program: Observing the Global Ocean with Profiling Floats / Roemmich Dean [et al.] // *Oceanography*. 2009. Vol. 22, no. 2. P. 34–43. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2009.36>
8. *Белокопытов В. Н.* О климатической изменчивости термохалинной структуры Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ–Гидрофизика, 2013. Вып. 27. С. 226–230.
9. Mixed layer depth in the Aegean, Marmara, Black and Azov Seas: Part I: General features / A. B. Kara [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2009. Vol. 78, suppl. P. S169–S180. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.022>
10. World Ocean Database 2005 / T. P. Boyer [et al.]; S. Levitus (Ed.). Washington, D.C., USA : U.S. Government Printing Office, 2006. 190 p. (NOAA Atlas NESDIS ; 60).

11. *Teague W. J., Carron M. J., Hogan P. J.* A comparison between the generalized digital environmental model and Levitus climatologies // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1990. Vol. 95, iss. C5. P. 7167–7183. <https://doi.org/10.1029/JC095iC05p07167>
12. ARGO profiling floats bring new era of in situ ocean observation / J. Gould [et al.] // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 2004. Vol. 85, iss. 19. P. 185–191. <https://doi.org/10.1029/2004EO190002>
13. *Millero F. J., Poisson A.* International one-atmosphere equation of state of seawater // *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1981. Vol. 28, iss. 6. P. 625–629. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90122-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(81)90122-9)
14. The North Pacific climatology of winter mixed layer and mode waters / T. Suga [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2004. Vol. 34, iss. 1. P. 3–22. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<0003:TNPCOW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<0003:TNPCOW>2.0.CO;2)
15. The mixed layer depth in the North Pacific as detected by the Argo floats / Y. Ohno [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31, iss. 11. L11306. doi:10.1029/2004GL019576
16. Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability / K. Lorbacher [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006. Vol. 111, iss. C7. C07010. doi:10.1029/2003JC002157
17. *Pacanowski R. C., Philander S. G. H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *Journal of Physical Oceanography*. 1981. Vol. 11, iss. 11. P. 1443–1451. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1981\)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2)
18. *Ибраев Р. А., Трухчев Д. И.* Диагноз климатической сезонной циркуляции и изменчивости холодного промежуточного слоя Черного моря // *Известия Академии наук. Физика атмосферы и океана*. 1996. Т. 32, № 5. С. 655–671.
19. *Коршенко Е. А., Дианский Н. А., Фомин В. В.* Воспроизведение глубоководной циркуляции Черного моря с помощью модели INMOM и сопоставление результатов с данными буев ARGO // *Морской гидрофизический журнал*. 2019. Т. 35, № 3. С. 220–232. doi:10.22449/0233-7584-2019-3-220-232
20. 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. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
21. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2 : Черное море / Ю. П. Ильин [и др.]. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. 421 с.
22. High and Ultra-High resolution processing of satellite Sea Surface Temperature data over Southern European Seas in the framework of MyOcean project / B. Buongiorno Nardelli [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. 2013. Vol. 129. P. 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.012>
23. *Сухих Л. И., Дорофеев В. Л.* Влияние параметризации вертикального турбулентного обмена на результаты реанализа гидрофизических полей Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 4. С. 283–301. doi:10.22449/0233-7584-2018-4-283-301
24. Performance of four turbulence closure models implemented using a generic length scale method / J. C. Warner [et al.] // *Ocean Modelling*. 2005. Vol. 8, iss. 1–2. P. 81–113. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2003.12.003>

Об авторах:

Лишаев Павел Николаевич, младший научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **Scopus Author ID: 57193071072**, pavellish@mail.ru

Кныш Василий Васильевич, ведущий научный сотрудник, отдел динамики океанических процессов, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **ResearcherID: B-3603-2018**, vaknysh@yandex.ru

Коротаев Геннадий Константинович, научный руководитель ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук, профессор, **ResearcherID: K-3408-2017**, gkorotaev@gmail.com