


Научная статья

УДК 551.46.02
EDN: DQGQSI

Численное моделирование зимнего выхолаживания Черного моря

Д. А. Яровая , В. В. Ефимов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 darik777mhi-ras@mail.ru

Поступила в редакцию 29.05.2024; одобрена после рецензирования 01.11.2024;
принята к публикации 20.11.2024.

Аннотация

Цель. Цель работы – численное исследование изменения термической структуры верхнего слоя Черного моря во время сезонного зимнего охлаждения на примере зимы 2009–2010 гг.

Методы и результаты. Использовалась совместная мезомасштабная модель море – атмосфера *NEMO-OASIS-WRF (NOW)* с разрешением 2 км, состоящая из морской модели *NEMO* и атмосферной модели *WRF*. Воспроизведены изменения, произошедшие в верхнем слое моря за период 01.12.2009–28.02.2010, и рассмотрен временной ход температуры воды на разных глубинах. Для характерной точки в глубоководной части моря продемонстрировано увеличение со временем толщины верхнего квазиоднородного слоя и опускание верхней границы холодного промежуточного слоя в результате вовлечения более холодной воды в верхний более теплый квазиоднородный слой. Также показано, что опускание верхней границы холодного промежуточного слоя сопровождалось повышением его температуры. Для описания эволюции этого слоя во время зимнего охлаждения предложены два критерия – минимальная температура в слое 0–120 м и разность между этой величиной и температурой поверхности моря. Получены вертикальные разрезы температуры на разных стадиях зимнего охлаждения и рассмотрены основные изменения, произошедшие в термической структуре верхнего слоя моря. В частности, показано, что в процессе зимнего охлаждения холодная, но менее соленая вода северо-западного шельфа не смешивалась с водами открытого моря из-за наличия большого горизонтального градиента плотности.

Выводы. При описании сезонного зимнего изменения верхнего квазиоднородного слоя необходимо учитывать не только теплоотдачу в атмосферу через верхнюю границу, но и вертикальный турбулентный обмен через нижнюю границу. Во время сезонного охлаждения верхнего квазиоднородного слоя не все накопленное за лето тепло уходит в атмосферу: часть, хотя и небольшая, передается на нижележащие уровни, приводя к уменьшению холодозапаса холодного промежуточного слоя. Влияние граничных условий в виде притока вод с другими свойствами из Мраморного моря может привести к появлению областей, где холодный промежуточный слой хотя и отсутствует формально как слой между двумя изотермами 8°C, но выделяется как промежуточный слой более холодной (на 3–4°C) воды по сравнению с верхним квазиоднородным слоем. В течение рассматриваемого периода перемешивание с вовлечением более теплых и пресных вод из верхнего квазиоднородного слоя на нижележащие уровни было более интенсивным в западной части моря. Предположительно это связано с неравномерным охлаждением моря в рассматриваемый период: поток тепла, направленный от поверхности моря в атмосферу, уменьшается от 200 Вт/м² в северо-западной части моря до 50 Вт/м² в юго-восточной.

Ключевые слова: мезомасштабное совместное моделирование, модель море – атмосфера *NOW*, холодный промежуточный слой, зимнее охлаждение, Черное море

© Яровая Д. А., Ефимов В. В., 2025

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0014 «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан – атмосфера, формирующих изменчивость физического состояния морской среды на различных пространственно-временных масштабах».

Для цитирования: Яровая Д. А., Ефимов В. В. Численное моделирование зимнего выхолаживания Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 1. С. 5–19. EDN DQGQSI.

Original article

Numerical Modeling of Winter Cooling in the Black Sea

D. A. Iarovaia ✉, V. V. Efimov

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

✉ darik777mhi-ras@mail.ru

Abstract

Purpose. The work is aimed at studying the changes in thermal structure of the Black Sea upper layer during seasonal winter cooling in 2009–2010.

Methods and Results. The *NEMO-OASIS-WRF (NOW)* coupled sea-atmosphere mesoscale model with the 2 km horizontal resolution is used. The changes in the sea upper layer during the 01.12.2009–28.02.2010 period are reproduced, and the temporal variability of water temperature at different depths is considered. For a characteristic point in the deep-sea part, it has been shown that the upper mixed layer thickness increased with time, whereas the cold intermediate layer upper boundary lowered as a result of the entrainment of colder water from below to the upper warmer mixed layer. It is also indicated that lowering of the cold intermediate layer upper boundary is accompanied by an increase of its temperature. In order to describe the cold intermediate layer evolution during winter cooling, two criteria are proposed: minimum water temperature in the 0–120 m layer, and difference between this value and the sea surface temperature. Vertical temperature profiles at different stages of winter cooling are obtained, and the main changes in thermal structure of the sea upper layer are considered. It is particularly shown that in course of winter cooling, the cold but less salty water at the northwestern shelf does not mix with the open sea waters due to a large horizontal density gradient.

Conclusions. When describing the seasonal winter changes in the upper mixed layer, it is necessary to take into account not only heat transfer to the atmosphere through its upper boundary, but also the vertical turbulent exchange through its lower boundary. The heat accumulated during summer in the upper mixed layer is transferred not only to the atmosphere; its small part also goes to the lower levels, which leads to an increase of the cold intermediate layer temperature. The influence of boundary conditions, namely the inflow of waters with different features from the Marmara Sea, can result in the formation of areas where the cold intermediate layer, though formally absent as a layer between two 8°C isotherms, exists as an intermediate layer of colder (by 3–4°C) water as compared to the upper mixed layer. During the 2009–2010 winter, vertical mixing including the transfer of warmer and less salty waters from the upper mixed layer to the lower ones was most intensive in the western part of the sea. This fact is assumed to be a result of the inhomogeneous sea cooling: heat flux directed from the sea surface to the atmosphere decreases from 200 W/m² in the northwestern part of the sea up to 50 W/m² in its southeastern part.

Keywords: mesoscale coupled modeling, *NOW* sea-atmosphere model, cold intermediate layer, winter cooling, Black Sea

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FIC MHI FNNN-2024-0014 “Fundamental studies of interaction processes in the ocean-atmosphere system determining variability of physical state of marine environment at various spatiotemporal scales”.

For citation: Iarovaia, D.A. and Efimov, V.V., 2025. Numerical Modeling of Winter Cooling in the Black Sea. *Physical Oceanography*, 32 (1), pp. 3-16.

Введение

Важной особенностью вертикальной структуры верхнего слоя северных морей является наличие слоя пониженной температуры, который возникает в результате сезонного зимнего выхолаживания с поверхности моря. Этот слой ограничивается снизу устойчивым слоем повышенной солености – галоклином и перекрывается в летний период теплым верхним квазиоднородным слоем (ВКС) и сезонным термоклином. Холодный промежуточный слой (ХПС) характерен для северных морей и районов с достаточно низкими значениями зимней температуры. К ним относятся районы Северной Атлантики, в частности Балтийское море. Черное море также является таким бассейном.

В основе развития ХПС лежит термическая структура верхнего слоя моря, которая сформировалась на заключительном этапе сезонного осенне-зимнего выхолаживания. По завершении сезонного выхолаживания холодный слой может занимать уже всю верхнюю часть моря до поверхности, и в этом случае он уже не является промежуточным. Последующее развитие этой холодной области с началом сезонного нагрева и в дальнейшем становление ее как промежуточного слоя, располагающегося под летним сезонным термоклином, зависит от ряда факторов, таких как скорости диссипации и адвективных процессов в самом слое. Согласно данным обработки результатов буйковых измерений в море, время жизни изолированного ХПС может достигать до двух-трех лет [1].

Основной причиной обновления ХПС является неравномерное сезонное охлаждение верхнего слоя Черного моря в осенне-зимний период. Как известно, в глубоководной части моря наиболее сильное охлаждение ВКС происходит в центральных частях западного и восточного циклонических круговоротов, в мелководной части – на северо-западном шельфе (СЗШ) ¹ [2, 3]. Впоследствии эти более холодные воды распространяются на остальную часть моря: опускаются вдоль основного пикноклина к перифериям водоворотов, а также переносятся вдольбереговым Основным Черноморским течением (ОЧТ) и связанными с ним прибрежными мезомасштабными вихрями [4–6]. Помимо длительного и постепенного сезонного охлаждения на Черном море также случаются короткие периоды интенсивного охлаждения ВКС во время вторжений холодного воздуха (в западной части моря) [7, 8] и новороссийской боры (в восточной части) [9].

Холодный промежуточный слой в Черном море – достаточно изменчивое во времени явление, для которого характерна межгодовая изменчивость. Исследования межгодовой изменчивости ХПС проводились неоднократно как по данным наблюдений [10, 11], так и при помощи численных моделей [12]. В частности, было обнаружено, что в некоторые годы наблюдаются и периоды отсутствия ХПС. В последнее десятилетие эта тенденция значительного ослабления и даже исчезновения ХПС обсуждается в литературе и иногда связывается с глобальным изменением климата в сторону потепления [13–15].

¹ Филлипов Д. М. Циркуляция и структура вод Черного моря. Москва : Наука, 1968. 136 с.
МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 41 № 1 2025

Типичным примером временной изменчивости ХПС является период 2009–2010 гг.² Ниже на указанном примере будет рассмотрен процесс затухания ХПС в ходе зимнего выхолаживания в конце 2009 – начале 2010 г., который был численно воспроизведен в совместной модели атмосфера – море с высоким пространственным разрешением. В предыдущей нашей работе [7] на более коротком временном интервале в 5 дней были проведены численные эксперименты по определению чувствительности к отдельным физическим механизмам формирования глубокого проникающего охлаждения.

Краткое описание численного моделирования

Выбор параметров совместной мезомасштабной модели *NEMO-OASIS-WRF (NOW)* [16], состоящей из атмосферной модели *WRF* и морской модели *NEMO*, более детально описан в наших предыдущих работах (см., напр., [7]). Пространственное разрешение при моделировании составляло 2 км. В атмосферной модели использовалось 37 вертикальных уровней, в морской – 75, из которых 38 располагались в верхнем 100-метровом слое. Для параметризации планетарного пограничного слоя в *WRF* использовалась схема *Yonsei University scheme*. Для параметризации вертикального турбулентного перемешивания в *NEMO* применялась схема *Generic Length Scale*. Результаты моделирования выводились с шагом 1 ч. Начальные условия для морской модели, а также рельеф дна были взяты из глобального реанализа *Copernicus* с разрешением $1/12^\circ$, а начальные и граничные условия для атмосферной модели – из реанализа *ERA5*. Расчет был начат 1 декабря 2009 г. и продолжался до 28 февраля 2010 г. При этом в атмосферной модели использовалось спектральное «притягивание» – метод, при котором атмосферные поля во время моделирования каждые 6 ч корректируются (подтягиваются к крупномасштабным полям реанализа).

Вертикальная структура верхнего слоя моря

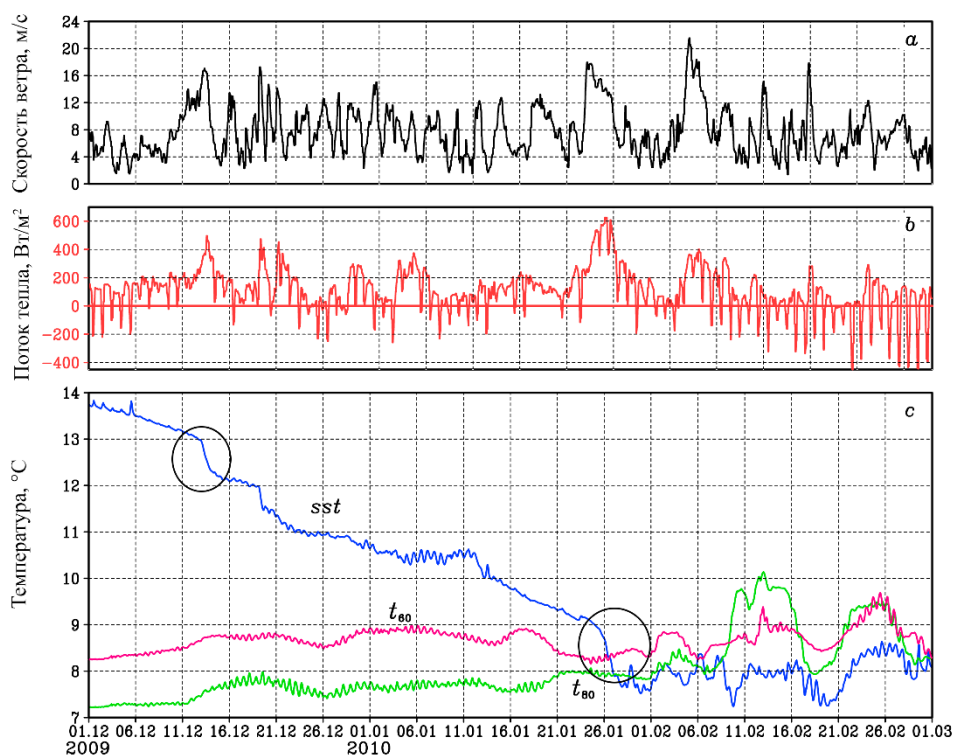
На рис. 1 показан временной ход температуры поверхности моря (ТПМ) и температуры на глубинах 60 и 80 м, а также скорости приводного ветра и суммарного (явный + скрытый + коротковолновый + длинноволновый) потока тепла от поверхности. Видно (рис. 1, *c*), что в течение первых двух месяцев сезонного зимнего охлаждения поверхностная температура почти монотонно уменьшалась от 14°C до минимального значения $\sim 8^\circ\text{C}$. На графиках температуры также видны инерционные колебания с периодом ~ 17 ч.

Важной особенностью, нарушающей среднюю скорость охлаждения верхнего слоя, являются два эпизода резкого увеличения скорости понижения ТПМ: 12–16 декабря 2009 г. и особенно 22–27 января 2010 г. (выделены на рис. 1, *c* черными кружочками). Хорошо видно, что они сопровождаются резким повышением скорости приводного ветра и увеличением потока тепла от поверхности моря в атмосферу (рис. 1, *a, b*). Последний отмеченный эпизод,

² Яровая Д. А., Ефимов В. В. Численное моделирование зимнего выхолаживания Черного моря // Моря России: современные методы исследований и их практические применения : тезисы докладов VIII Всероссийской научной конференции, Севастополь, 23–27 сентября 2024 г. Севастополь, 2024. С. 224.

определенный как случай холодного вторжения воздуха в атмосферу Черноморского региона, был рассмотрен ранее [7].

Из рис. 1, с также видно, что в декабре и январе изменения ТПМ (график *sst*) никак не отражаются на температуре ХПС (графики t_{60} и t_{80}). Начиная с февраля ТПМ опускается ниже 8°C и колебания температуры на трех уровнях происходят примерно в одинаковой фазе. Это говорит о том, что вертикальным перемешиванием в феврале охвачен весь верхний слой до глубины 80 м.



Р и с. 1. Временные изменения в точке 32° в. д., $43,5^{\circ}$ с. ш. за период 01.12.2009–28.02.2010 г.: *a* – скорости ветра на высоте 10 м; *b* – суммарного потока тепла; *c* – температуры воды на поверхности и на глубинах 60 и 80 м (черными кружками выделены два случая скачкообразного понижения температуры поверхности моря)

Fig. 1. Temporal changes of wind speed at the 10 m height (*a*), total heat flux (*b*) and water temperature at the surface and at depths 60 and 80 m (*c*) at point 32° E, 43.5° N for the period 01.12.2009–28.02.2010 (two cases of sharp drops in sea surface temperature are highlighted by black circles)

На рис. 2 показано изменение вертикальной структуры поля температуры в ходе рассмотренного периода зимнего охлаждения. Хорошо выражен верхний квазиоднородный слой, температура которого со временем понижается до 8°C , а глубина увеличивается от первоначального значения 35 м до > 50 м. Вторая характерная особенность трансформации ХПС заключается в уменьшении его толщины вплоть до исчезновения как промежуточного холодного слоя. При этом видно, что уменьшение толщины ХПС происходит вследствие опускания верхней границы этого слоя.

Более наглядно характер изменения параметров верхнего слоя в ходе сезонного выхолаживания показывают вертикальные профили температуры, градиента солёности dS/dz и частоты плавучести N , приведенные на рис. 3 для той же точки, что и на рис. 2. Профили показаны для трех последовательных моментов времени: 3 декабря 2009 г. (начало расчета), 20 января 2010 г. (середина, непосредственно до начала последнего эпизода холодного вторжения) и 28 февраля 2010 г. (конец расчета). Хорошо видна указанная выше особенность трансформации ХПС на заключительном этапе его исчезновения. Физическим механизмом этого явления, т. е. понижения его верхней границы, является вовлечение более холодной воды в верхний более теплый квазиоднородный слой. Отметим, что сам механизм вовлечения на нижней границе ВКС на начальном этапе осеннего заглупления хорошо известен и был предметом многих исследований [17].

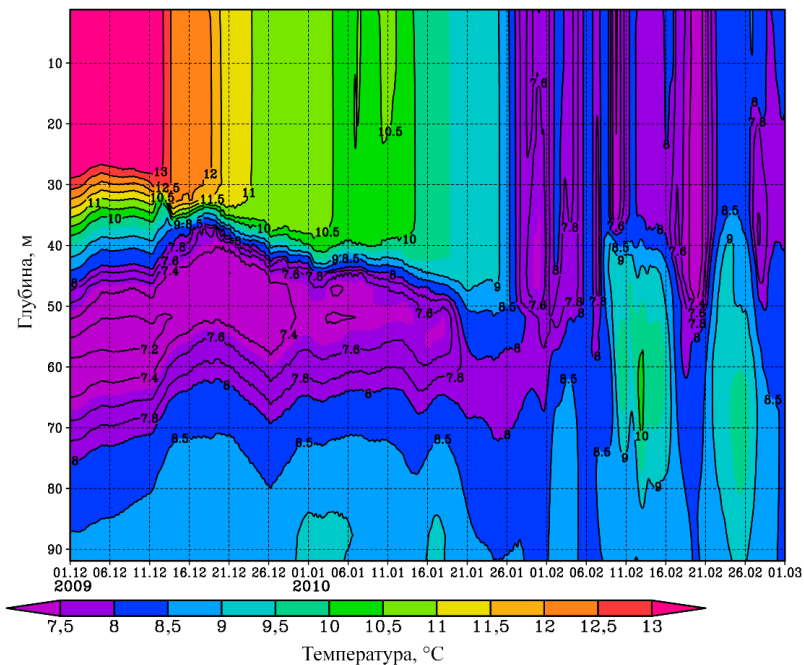


Рис. 2. Изменение вертикальных профилей температуры в точке 32° в. д., $43,5^\circ$ с. ш. за период 01.12.2009–28.02.2010 г. Поле температуры сглажено по времени с использованием скользящего среднего по 17 точкам

Fig. 2. Change in vertical temperature profiles at point 32° E, 43.5° N for the period 01.12.2009–28.02.2010. The temperature field is smoothed in time using a sliding average of 17 points

Опускание верхней границы ХПС в декабре и январе сопровождается усилением галоклина (рис. 3, *b*). В отличие от температуры солёность вод изменяется главным образом за счет адвекции и вертикального перемешивания, влияние испарения с поверхности моря мало: за три расчетных месяца суммарное изменение солёности на поверхности моря в рассматриваемой точке составило $< 2\%$ (для сравнения – изменение ТПМ составляло $\approx 40\%$). Видно, что уже после первого месяца расчета температура воды в рассматриваемой точке слабо меняется с глубиной (рис. 3, *a*) и устойчивая стратификация в слое

40–60 м обеспечивается исключительно вертикальным градиентом солёности. Как видно из рис. 3, *b*, *c*, графики dS/dz и N для января и февраля очень похожи.

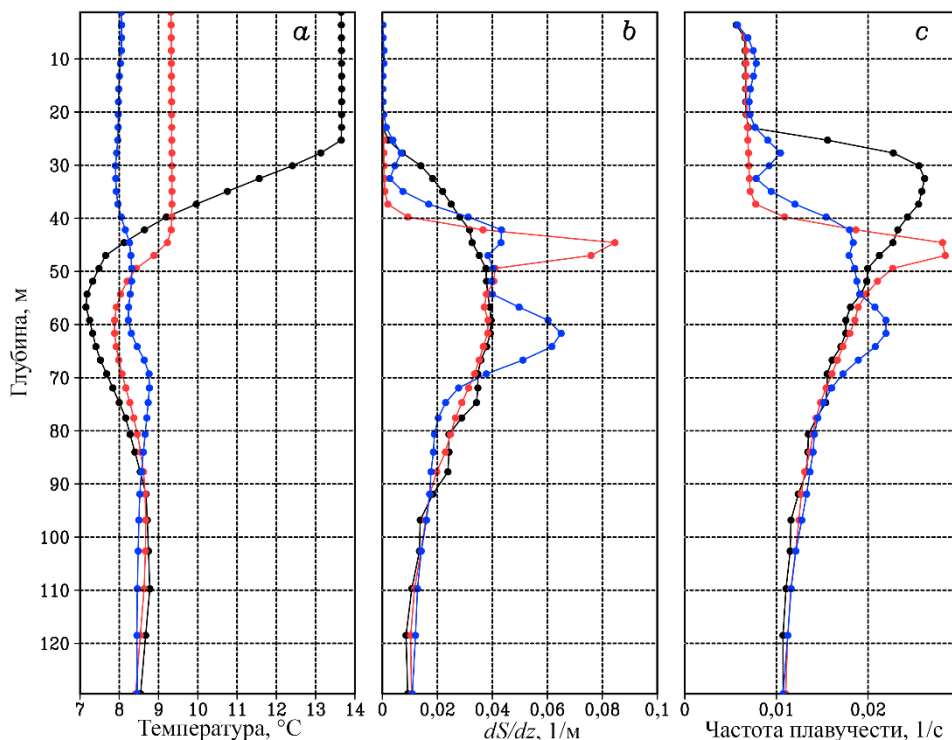


Рис. 3. Профили температуры (*a*), вертикального градиента солёности (*b*) и частоты плавучести (*c*) в точке 32° в. д., $43,5^\circ$ с. ш. в декабре (черная кривая) 2009 г., январе (красная) и феврале (синяя) 2010 г.

Fig. 3. Profiles of temperature (*a*), vertical salinity gradient (*b*) and buoyancy frequency (*c*) at point 32° E, 43.5° N in December (black curve) 2009, January (red curve) and February (blue curve) 2010

Графики частоты плавучести хорошо описывают исчезновение ХПС: по мере выравнивания температуры по глубине частота плавучести уменьшается (рис. 3, *c*). Максимум N приходится на нижнюю границу ВКС и по мере заглубления этого слоя также смещается вниз.

Как видно из рис. 2, 3, опускание верхней границы ХПС также сопровождается повышением его температуры: в течение двух месяцев минимальная температура в ХПС в рассматриваемой точке повышается от 7 до 8°C . Таким образом, во время сезонного охлаждения ВКС не все накопленное за лето тепло уходит в атмосферу: часть, хотя и небольшая, передается на нижележащие уровни, приводя к уменьшению холодозапаса ХПС и его исчезновению как промежуточного по глубине слоя.

Пространственная структура ХПС

Описание пространственного распределения ХПС в Черном море в отличие от отдельных параметров морской среды, таких как температура или солёность, достаточно условно вследствие неопределённости и изменчивости

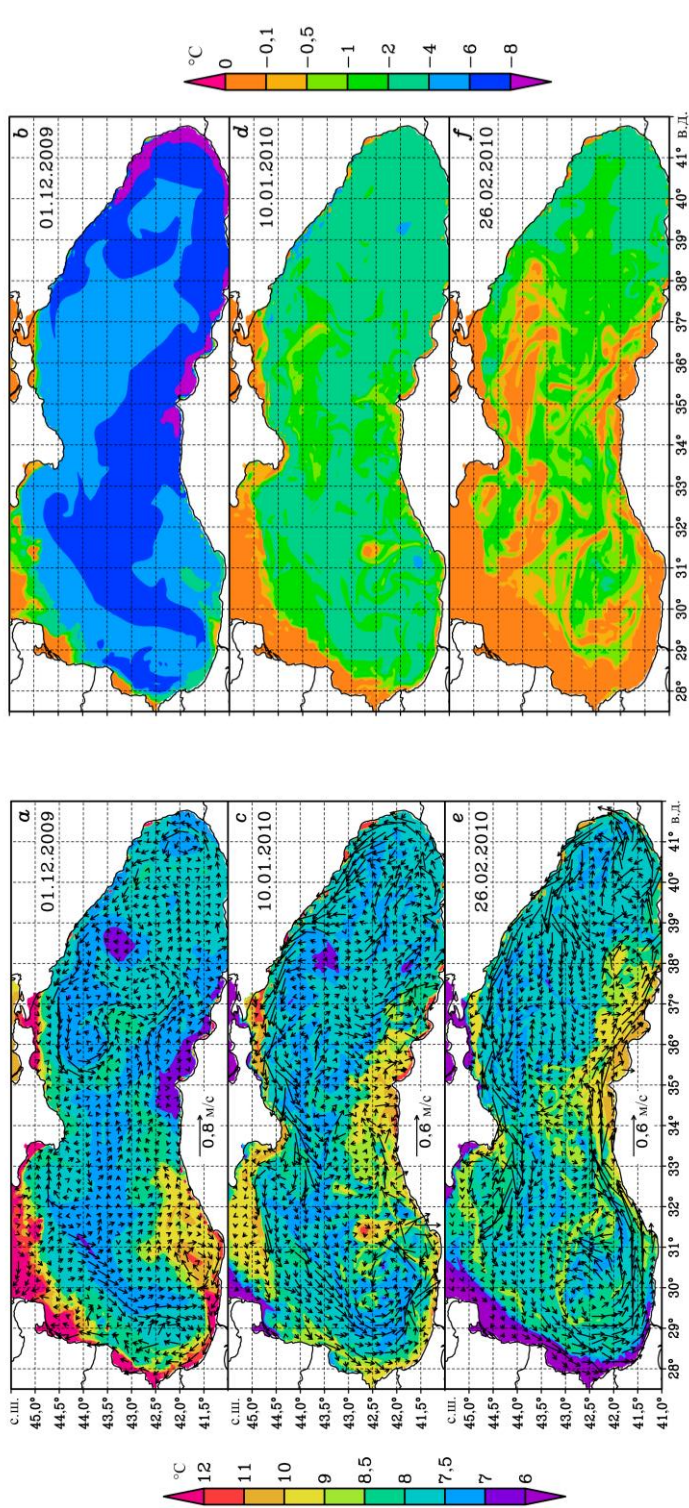
определяющих его параметров. Традиционно ХПС в Черном море определяется как слой в границах изотерм 8°C , но в последнее время используются также критерии $8,35$ и $8,7^{\circ}\text{C}$ [18]. Средняя глубина залегания ХПС в Черном море составляет 60 м, однако в пограничных областях она может опускаться до 100 – 120 м. Поэтому, чтобы наглядно показать, как изменялось пространственное распределение ХПС в Черном море, используем не формальные критерии, а непосредственно поля температуры воды на разных глубинах.

На рис. 4, *a, c, e* для трех моментов времени показано пространственное распределение минимальной температуры воды (t_{\min}) в верхнем слое толщиной 120 м, т. е., по сути, температура ядра ХПС. Стрелками обозначены течения на глубине 20 м. На рис. 4, *b, d, f* для тех же моментов времени показана разница (Δt) между t_{\min} и температурой поверхности моря, что позволяет определить перепад температуры между ВКС и ядром ХПС. Эта величина может иметь важное значение при рассмотрении ХПС как одного из факторов экранирования тепло- и массообмена между ВКС и галоклином.

Как видно из рис. 4, *a, b*, в начале интенсивного зимнего похолодания в мелководной части моря севернее $44,5^{\circ}$ с. ш., а также вдоль западного и юго-западного побережья температура воды во всем слое до дна была выше 11 – 12°C . В области глубин < 30 м слой хорошо перемешан по вертикали, перепад температур $|\Delta t| < 0,1^{\circ}\text{C}$. В глубоководной части моря хорошо выражен ХПС: температура его ядра составляет 7 – 8°C , а Δt изменяется в диапазоне от -8 до -4°C . Исключением является область повышенных значений t_{\min} в юго-западной части моря. Там температура от поверхности до глубины 120 м выше 9 – 10°C , т. е. формально ХПС отсутствует. Причиной этому являются глубинные положительные аномалии в полях температуры и солености, которые возникли вследствие притока более теплых и соленых вод из Мраморного моря. Отметим, что эти аномалии присутствуют в начальных условиях для морской модели *NEMO*, т. е. в данных *Copernicus*. На основании рис. 4, *a, b* можно сделать вывод, что отсутствие ХПС по формальному признаку как слоя между изотермами 8°C не всегда означает отсутствие перепада температуры с глубиной. В области повышенных значений t_{\min} перепад температуры между ядром промежуточного слоя и ВКС может достигать 4°C .

Поле приповерхностных течений, воспроизведенное в модели, содержит известные особенности циркуляции Черного моря. В частности, на рис. 4, *a* выделяются прибрежные антициклонические вихри в области ОЧТ, такие как Севастопольский, Калиакрский и Босфорский круговороты с центрами ($32,5^{\circ}$ в. д., $44,5^{\circ}$ с. ш.), ($29,2^{\circ}$ в. д., $43,7^{\circ}$ с. ш.) и ($28,5^{\circ}$ в. д., $42,5^{\circ}$ с. ш.), а также характерный для зимы циклонический круговорот в юго-восточном углу моря (41° в. д., 42° с. ш.).

На рис. 4, *c, d* показаны те же поля, что и на рис. 4, *a, b*, но позднее, через полтора месяца после начала расчетного периода. Как видно, в северной части моря еще сохраняется четкая граница между более теплыми и менее солеными водами СЗШ и прибрежной области и более плотными водами открытого моря. Температура воды в мелководной части еще относительно велика, $> 9^{\circ}\text{C}$. И только севернее $44,5^{\circ}$ с. ш., в области глубин < 30 м, наблюдаются холодные воды с температурой 6 – 7°C . В глубоководной части моря значение $|\Delta t|$ меньше, чем в начале расчета, и составляет в основном 2 – 4°C .



Р и с. 4. Минимальная температура воды, t_{\min} , в слое 0–120 м (слева) и разность t_{\min} –ТПМ (справа). Векторами показана скорость течения на глубине 20 м

Fig. 4. Minimum water temperature, t_{\min} , in the 0–120 m layer (left) and difference t_{\min} –SST (right). Vectors show current velocity at the 20 m depth

Рис. 4, *c, e* хорошо показывает, как повлияли течения на пространственное распределение температуры воды. Под влиянием ОЧТ глубинная аномалия теплых соленых вод из юго-западной части сместилась вдоль побережья в центральную, а затем в юго-восточную часть моря. Эта аномалия была немного захвачена западным циклоническим круговоротом (ЗЦК), в результате чего в юго-западной части моря наблюдаются небольшие положительные аномалии t_{\min} даже после того, как основная аномалия сместилась на восток.

Рис. 4, *b, d, f* иллюстрирует, как происходит исчезновение ХПС в глубоководной части моря в результате зимнего выхолаживания и вертикального перемешивания. Как видно из рис. 4, *f*, через два месяца после начала расчета вдоль северной ветви ОЧТ, в керченском циклоническом круговороте (36° в. д., $44,5^\circ$ с. ш.), а также на периферии ЗЦК $|\Delta t|$ не превышает $0,1^\circ\text{C}$. Здесь произошло выравнивание по глубине температуры в верхнем 120-метровом слое и, соответственно, ХПС исчез. После двух месяцев зимнего охлаждения ХПС лучше всего сохранился в юго-восточной части моря, где перепад температур составляет $-4 \dots -2^\circ\text{C}$ в отличие от западной части, где Δt по модулю не превышает 2°C .

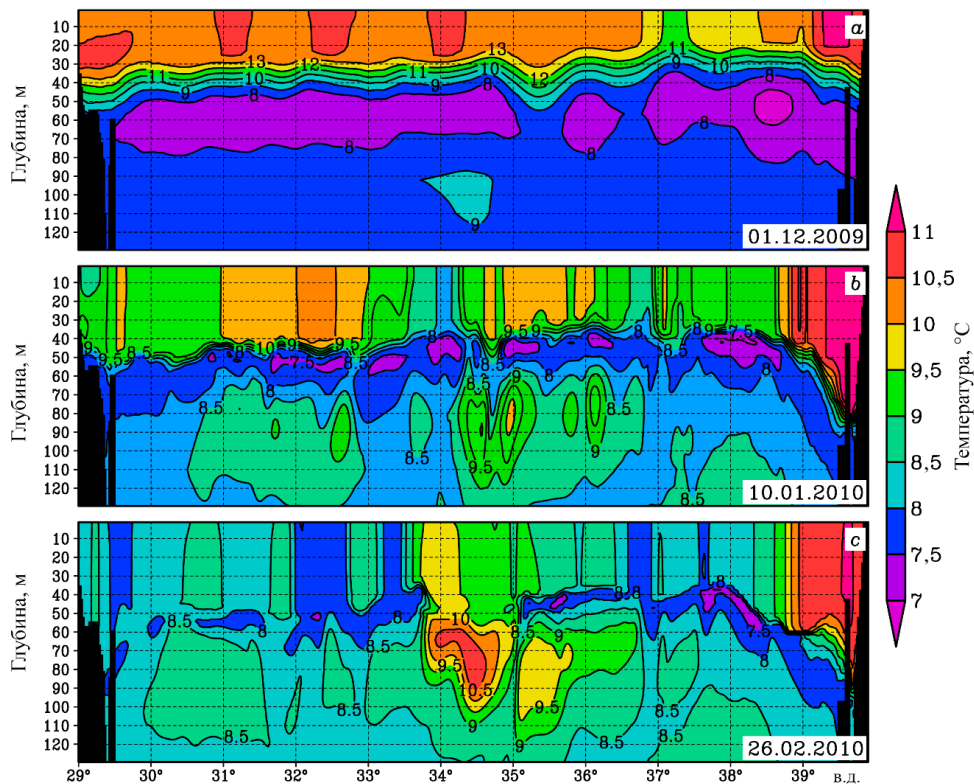
Рассмотрим, как изменялась вертикальная структура поля температуры во всем море во время сезонного охлаждения. На рис. 5 и 6 для трех моментов времени показаны поля температуры на вертикальных разрезах, проведенных по $43,5^\circ$ с. ш. и $31,5^\circ$ в. д.

Как видно из рис. 5, в восточной части моря, за исключением области вблизи Кавказского побережья, верхняя граница ХПС располагается немного выше, чем в западной, разница в глубине залегания достигает 10 м. Рис. 5, *a, b* демонстрирует опускание верхней границы ХПС в процессе сезонного выхолаживания за счет увеличения толщины ВКС: в области западнее 31° в. д. толщина ВКС за почти полтора месяца увеличилась на 10 м (рис. 5, *b*). В восточной части опускание верхней границы ХПС незаметно, так как здесь произошел подъем ядра этого слоя в среднем на 8–9 м, вызванный зимним усилением восточного циклонического круговорота. В западной части подъем ядра ХПС был меньше и составил 3–4 м.

Через два месяца после начала расчета ХПС сохранился в основном только в восточной части моря, где глубина его залегания составляет 40–50 м в области $35\text{--}38^\circ$ в. д. и 80–90 м вблизи Кавказского побережья (рис. 5, *c*). Отметим, что к концу расчета в отдельных областях на глубинах 60 м возникает уже теплый промежуточный слой, т. е. слой воды с более высокой ($>$ на $0,5\text{--}1^\circ\text{C}$) температурой по сравнению с ТПМ. Это объясняется усилением основного галлокина в процессе сезонного охлаждения и связанного с ним вертикального перемешивания.

На основании рис. 4, 5 можно предположить, что перемешивание с вовлечением более теплых и пресных вод из ВКС на нижележащие уровни было наиболее интенсивным в западной части моря. Это может быть связано с неравномерным охлаждением моря в рассматриваемый период. Не приводя иллюстраций, укажем, что поток тепла, направленный от поверхности моря в атмосферу, уменьшается от 200 Вт/м^2 в северо-западной части моря до 50 Вт/м^2 в юго-восточной. Это, в свою очередь, обусловлено неоднородным распределением приводной скорости ветра и температуры воздуха: в северо-западной

части эти величины, средние по времени, составляли ~ 10 м/с и 0°C , в юго-восточной ~ 5 м/с и 10°C .



Р и с. 5. Температура воды на вертикальном разрезе, проведенном по $43,5^\circ$ с. ш., для тех же сроков, что на рис. 4. Черным цветом закрашена суша

Fig. 5. Water temperature on a vertical section along 43.5° N for the same periods as in Fig. 4. Land is shaded in black

Поток тепла от поверхности (Q) – один из двух главных факторов изменения ТПМ наряду с вертикальным перемешиванием [7]. Изменение температуры ВКС можно рассчитать суммированием по времени величин $\frac{3600 Q_i}{C_p \rho h_i}$,

где C_p и ρ – теплоемкость и плотность морской воды; h_i – толщина перемешанного слоя в i -й момент времени (определяется в модели как глубина уровня, ниже которого коэффициенты турбулентного обмена незначительны); Q_i – поток тепла в i -й момент времени; 3600 с – шаг по времени, с которым выводились результаты моделирования. Для разреза на рис. 5, с понижение температуры за два месяца составляет $\sim 4,5$ – 5°C в западной и $3,5$ – 4°C в восточной глубоководной части моря.

Покажем, как изменялась со временем вертикальная структура полей температуры и плотности в районе СЗШ на меридиональном разрезе, проведенном по $31,5^\circ$ в. д. (рис. 6). В начале расчета южнее $42,5^\circ$ с. ш. хорошо выделяется

показанная на рис. 4, *a* область вод с повышенной температурой. Средняя глубина залегания ХПС на разрезе составляет 60 м, температура его ядра меняется от 7–7,5°C в северной части разреза до 9–10°C в южной. Перепад температур между ХПС и ВКС даже в южной части существенен и составляет 3–4°C (рис. 6, *a*).

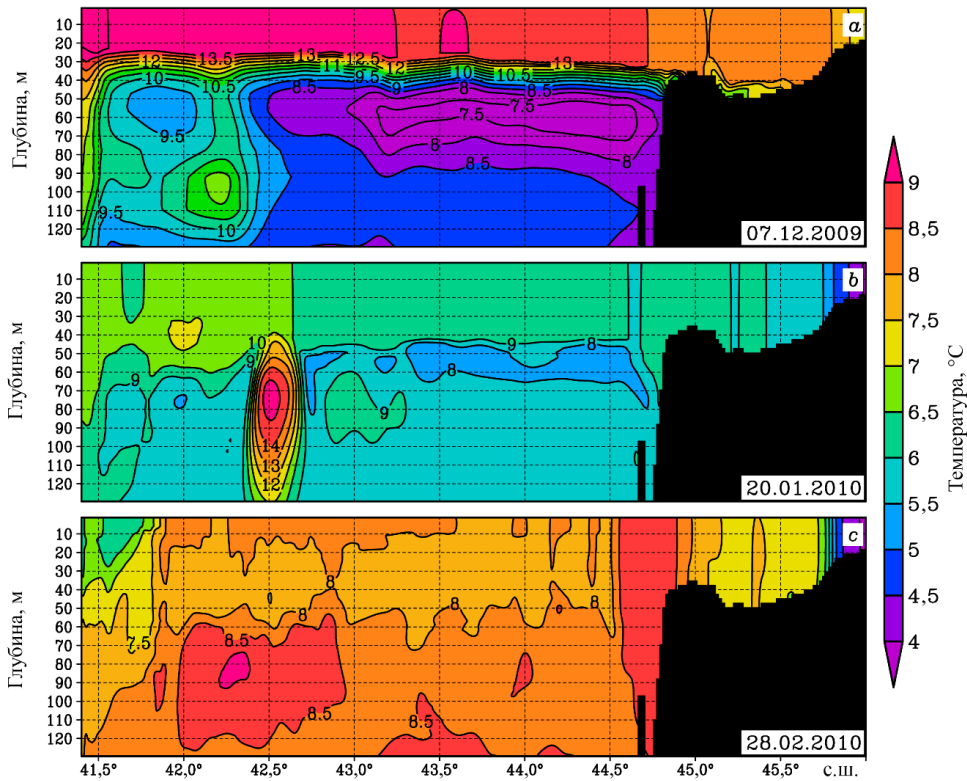


Рис. 6. Температура воды на вертикальном разрезе, проведенном по 31,5° в. д. Черным цветом закрашена суша

Fig. 6. Water temperature on a vertical section along 31.5° E. Land is shaded in black

По мере развития сезонного охлаждения в прибрежной области, в районе свала глубин, возникает и усиливается прогиб основного пикноклина, что особенно хорошо видно на рис. 6, *c*. После завершения зимнего выхолаживания в этой прибрежной области (44,5–44,7° с. ш.) наблюдается относительно теплая вода, температура которой на 1°C выше, чем в окружающей среде. Скорость восточного течения в указанной области также достигает больших значений, до 0,6 м/с (не показано). По-видимому, повышенные значения температуры в районе свала глубин поддерживаются ОЧТ, которое переносит теплую воду (рис. 4, *e*). При этом холодная вода СЗШ не смешивается с водами открытого моря из-за наличия большого горизонтального градиента плотности (рис. 6, *c*).

Отметим, что рассмотренный пример и особенности развития ХПС относятся к периоду, когда интенсивность зимнего выхолаживания была достаточно высокой и глубокое проникающее охлаждение захватило область ХПС. В более теплый зимний сезон развитие ХПС в следующем году происходит на фоне сохранившегося под ним холодного слоя.

Заключение

В работе на примере зимы 2009–2010 гг. рассмотрена эволюция ХПС в процессе сезонного выхолаживания. Было показано, что при описании зимнего изменения ВКС нужно учитывать не только теплоотдачу в атмосферу через верхнюю границу, но и вертикальный турбулентный обмен через нижнюю границу. Этот процесс приводит к постепенному увеличению температуры ХПС и уменьшению его толщины за счет опускания верхней границы.

Во время зимнего охлаждения в результате вовлечения более холодных и соленых вод в ВКС происходит усиление галоклина на глубинах 40–60 м. Это обеспечивает сохранение больших значений частоты плавучести в верхнем слое, несмотря на почти полное исчезновение вертикального градиента температуры.

Показано, что влияние граничных условий в виде притока вод с другими свойствами из Мраморного моря может существенно изменить пространственное распределение ХПС. В области повышенных температур ХПС хотя и отсутствует формально как слой между двумя изотермами 8°C, но проявляется как промежуточный слой более холодной (> на 3–4°C) воды по сравнению с ВКС. Холодный промежуточный слой в этот период (за небольшими исключениями) занимает большую часть моря.

В западной части моря имело место более интенсивное перемешивание, чем в восточной: после двух месяцев зимнего охлаждения ХПС сохранился в основном только в юго-восточной части. По-видимому, это связано с неравномерным охлаждением моря в рассматриваемый период: поток тепла, направленный от поверхности моря в атмосферу, составлял ~ 200 Вт/м² в северо-западной части моря и ~ 50 Вт/м² в юго-восточной.

На построенных зональных разрезах температуры видно, что в западной части моря сезонное охлаждение привело к увеличению толщины ВКС. В восточной части увеличение толщины ВКС сопровождалось интенсивным подъемом основного ядра ХПС в связи с активизацией зимней циркуляции в Черном море.

На приведенных меридиональных разрезах температуры, плотности и скорости течения можно видеть, что в рассматриваемом случае вертикальное распределение температуры в северо-западной части моря, в районе свала глубин, определялось главным образом теплым Основным Черноморским течением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Akpınar A., Fach B. A., Oğuz T.* Observing the subsurface thermal signature of the Black Sea cold intermediate layer with Argo profiling floats // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017. Vol. 124. P. 140–152. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.04.002>

2. *Ivanov L. I., Beşiktepe Ş., Özsoy E.* The Black Sea Cold Intermediate Layer // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / Eds. E. Özsoy, A. Mikaelyan. Dordrecht : Springer, 1997. P. 253–264. (NATO ASI Series ; vol. 27). https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_20
3. *Овчинников И. М., Попов Ю. И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27, № 5. С. 739–746.
4. Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data / E. V. Stanev [et al.] // Journal of Marine Research. 2003. Vol. 61, iss. 1. P. 59–99. <https://doi.org/10.1357/002224003321586417>
5. *Staneva J. V., Stanev E. V.* Cold Intermediate Water formation in the Black Sea. Analysis on Numerical Model Simulations // Sensitivity to Change: Black Sea, Baltic Sea and North Sea / Eds. E. Özsoy, A. Mikaelyan. Dordrecht : Springer, 1997. P. 375–393. (NATO ASI Series ; vol. 27). https://doi.org/10.1007/978-94-011-5758-2_29
6. *Кортаев Г. К., Кныш В. В., Кубряков А. И.* Исследование процессов формирования холодного промежуточного слоя по результатам реанализа гидрофизических полей Черного моря за 1971–1993 гг. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 1. С. 41–56. EDN RTOUVN. <https://doi.org/10.7868/S0002351513060102>
7. *Ефимов В. В., Яровая Д. А.* Численное моделирование реакции Черного моря на вторжение аномально холодного воздуха 23–25 января 2010 года // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 1. С. 130–145. EDN GAKMLD.
8. *Ефимов В. В., Яровая Д. А.* Численное моделирование конвекции в атмосфере при вторжении холодного воздуха над Черным морем // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 6. С. 692–703. EDN SYYYLX. <https://doi.org/10.7868/S0002351514060078>
9. *Ефимов В. В., Комаровская О. И., Баянкина Т. М.* Временные характеристики и синоптические условия образования экстремальной новороссийской боры // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 409–422. EDN ХАНKNF. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2019-5-409-422>
10. *Белокопытов В. Н.* Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия // Морской гидрофизический журнал. 2010. № 5. С. 33–41. EDN TOERWX.
11. *Дорофеев В. Л., Сухих Л. И.* Изучение долговременной изменчивости динамики Чёрного моря на основе ассимиляции дистанционных измерений в модели циркуляции // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53, № 2. С. 254–264. EDN YRWQMX. <https://doi.org/10.7868/S000235151702002X>
12. Black Sea thermohaline properties: Long-term trends and variations / S. Miladinova [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 7. P. 5624–5644. <https://doi.org/10.1002/2016JC012644>
13. *Демьяшев С. Г., Кортаев Г. К., Кныш В. В.* Эволюция холодного промежуточного слоя Черного моря по результатам ассимиляции климатических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. 2002. № 4. С. 3–19. EDN YWOJVR.
14. Formation and changes of the Black Sea cold intermediate layer / S. Miladinova [et al.] // Progress in Oceanography. 2018. Vol. 167. P. 11–23. <https://doi.org/10.1016/j.pocan.2018.07.002>
15. *Stanev E. V., Peneva E., Chtirkova B.* Climate Change and Regional Ocean Water Mass Disappearance: Case of the Black Sea // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2019. Vol. 124, iss. 7. P. 4803–4819. <https://doi.org/10.1029/2019JC015076>
16. The NOW regional coupled model: Application to the tropical Indian Ocean climate and tropical cyclone activity / G. Samson [et al.] // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2014. Vol. 6, iss. 3. P. 700–722. <https://doi.org/10.1002/2014MS000324>

17. *Kraus E. B., Turner J. S.* A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences // *Tellus*. 1967. Vol. 19, iss. 1. P. 98–106. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1967.tb01462.x>
18. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Холодный промежуточный слой Черного моря по данным экспедиционных исследований 2016–2019 годов // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 2. С. 5–16. EDN RALEUS. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-2-5-16>

Об авторах:

Яровая Дарья Александровна, старший научный сотрудник, отдел взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **SPIN-код: 9569-5642**, **ResearcherID: Q-4144-2016**, **ORCID ID: 0000-0003-0949-2040**, **Scopus Author ID: 57205741734**, darik777mhi-ras@mail.ru

Ефимов Владимир Васильевич, заведующий отделом взаимодействия атмосферы и океана, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, профессор, **SPIN-код: 4902-8602**, **ResearcherID: P-2063-2017**, **Scopus Author ID: 6602381894**, vefim38@mail.ru