


Характеристики придонного конвективного слоя Черного моря по натурным данным (июль 2016 года)

А. Н. Морозов , Е. В. Маньковская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 anmorozov@mhi-ras.ru

Поступила в редакцию 18.04.2022; одобрена после рецензирования 26.05.2022;
принята к публикации 25.06.2022.

Аннотация

Цель. Цель работы – детализировать вертикальную структуру термохалинных характеристик вблизи верхней границы придонного конвективного слоя по данным CTD-измерений, оценить потоки тепла и соли, исследовать изменчивость различных характеристик слоя в зависимости от географического положения станций.

Методы и результаты. В работе использованы данные зонда *SBE 911plus CTD*, полученные в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем 30 июня – 18 июля 2016 г. в центральном секторе северной части Черного моря. Установлено, что глубина залегания верхней границы придонного конвективного слоя изменчива (1713–1922 м), в среднем 1800 ± 60 м. Отмечена тенденция к поднятию верхней границы на 150–200 м при переходе от западного круговорота к восточному. На двух станциях слой не наблюдается до глубин, превышающих 1900 м. Диапазон вариаций потенциальной температуры в слое составил $1,6 \cdot 10^{-3}$ °C, солёности – $1,2 \cdot 10^{-3}$ psu. Выявлено уменьшение потенциальной температуры и солёности придонного конвективного слоя с увеличением долготы, а также уменьшение потенциальной температуры с ростом толщины слоя. Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии в 150 м над верхней границей слоя составил $1,1 \cdot 10^{-5}$ м²/с. Расчетные значения вертикального потока тепла и соли в 150 м над верхней границей придонного конвективного слоя составили 1,6 мВт/м² и $2,9 \cdot 10^{-7}$ г/(м²·с) соответственно.

Выводы. Анализ данных контактных глубоководных термохалинных измерений показал, что придонный конвективный слой Черного моря непостоянен и пространственно неоднороден, положение его верхней границы изменчиво. Полученные данные позволяют предположить, что вихревые движения проникают в глубинные слои моря и проявляются в значительном заглублении верхней границы придонного конвективного слоя. В западной части моря воды придонного конвективного слоя более теплые и солёные, чем в восточной. Почти весь геотермальный поток тепла рассеивается в придонном слое. Для поддержания солевого баланса в придонном конвективном слое должен существовать механизм пополнения соли в нижних слоях моря.


Ключевые слова: придонный конвективный слой, вертикальное перемешивание, вертикальный поток тепла, вертикальный поток соли, Черное море

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ по темам по темам № FNNN-2021-0003 и FNNN-2021-0005.

Для цитирования: Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Характеристики придонного конвективного слоя Черного моря по натурным данным (июль 2016 года) // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38, № 5. С. 548–561. doi:10.22449/0233-7584-2022-5-548-561

Characteristics of the Bottom Convective Layer of the Black Sea Based on *in-situ* Data (July, 2016)

A. N. Morozov , E. V. Mankovskaya

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

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to detail the vertical structure of thermohaline characteristics near the upper boundary of the bottom convective layer based on the *CTD* measurements, to estimate the heat and salt fluxes, and to study variability of various layer characteristics depending on the geographic location of the stations.

Methods and Results. The data of the *SBE 911plus CTD* probe obtained in the 87th cruise of the R/V “Professor Vodyanitsky” which took place in June 30 – July 18, 2016 in the central sector of the northern Black Sea were used. The depth of the bottom convective layer upper boundary was revealed to be variable (1713–1922 m), on the average 1800 ± 60 m. Noted was a tendency for the upper boundary to rise by 150–200 m during transition from the western gyre to the eastern one. But at two stations, the layer was not observed up to the depths exceeding 1900 m. The variation range of potential temperature in the layer was $1.6 \cdot 10^{-3}$ °C, and that of salinity – $1.2 \cdot 10^{-3}$ psu. Decrease both of the potential temperature and salinity in the bottom convective layer with increasing longitude and of potential temperature with the layer thickness increase was revealed. The coefficient of vertical turbulent diffusion at 150 m above the layer upper boundary was $1.1 \cdot 10^{-5}$ m²/s. The calculated values of the heat and salt vertical fluxes in 150 m above the bottom convective layer upper boundary are 1.6 mW/m² and $2.9 \cdot 10^{-7}$ g/(m²·s), respectively.

Conclusions. Analysis data of contact deep-sea thermohaline measurements showed that the Black Sea bottom convective layer was unstable and spatially inhomogeneous, and the location of its upper boundary was variable. The data obtained permit to assume that the eddies penetrate to the deep layers of the sea and significantly deepen of the bottom convective layer upper boundary. In the western part of the sea, the bottom convective layer waters are warmer and saltier than those in its eastern part. Almost the entire geothermal heat flux is dissipated in the bottom layer. To maintain salt balance in the bottom convective layer, there should be a mechanism for replenishing salt in the lower layers of the sea.

Keywords: bottom convective layer, vertical mixing, vertical heat flux, vertical salt flux, Black Sea

Acknowledgments: the study was carried out within the framework of the state assignment of MHI RAS on themes No. FNNN-2021-0003 and FNNN-2021-0005.

For citation: Morozov, A.N. and Mankovskaya, E.V., 2022. Characteristics of the Bottom Convective Layer of the Black Sea Based on *in-situ* Data (July, 2016). *Physical Oceanography*, 29(5), pp. 524-535. doi:10.22449/1573-160X-2022-5-524-535

Введение

Вертикальная термохалинная структура вод Черного моря имеет ряд особенностей, одной из которых является наличие придонного однородного [1, 2], или конвективного [3–5], слоя, характеризующегося почти постоянными значениями потенциальной температуры и солености во всей его толще. В нем также установлено постоянство по глубине гидрохимических [6] и гидрооптических [7] характеристик. Слой в основном формируется вследствие конвекции, поддерживающейся геотермальными потоками тепла.

Экспериментально существование придонного однородного слоя в Черном море впервые было подтверждено авторами работы [1] на основе непрерывных *CTD*-профилей, полученных в пяти экспедициях 1988 г., проходивших в южной части моря. Верхняя граница конвективного слоя начина-

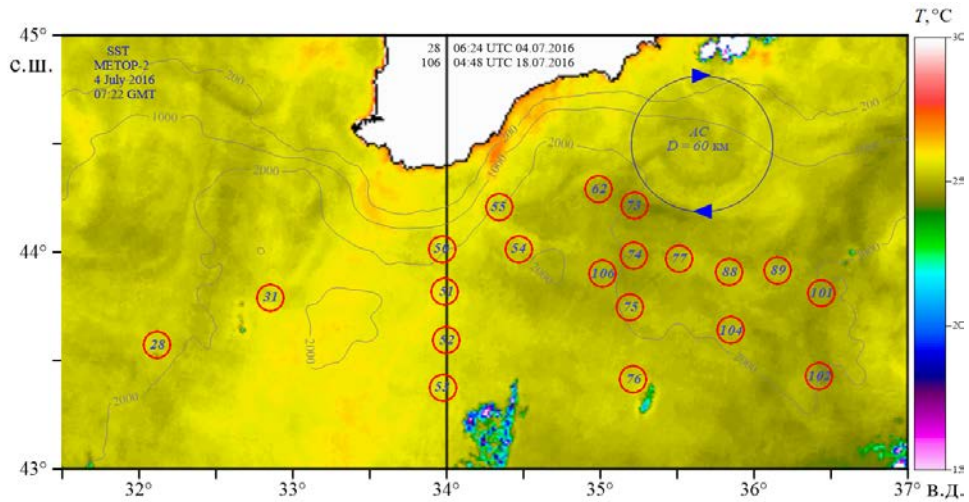
лась от горизонта 1700 м. Среднеквадратическое отклонение от среднего значения потенциальной температуры от района к району в придонном конвективном слое (ПКС) составило $1,2 \cdot 10^{-3}$ °С, солёности – $2 \cdot 10^{-3}$ ‰. Позднее целенаправленные глубоководные измерения выполнялись в 1997–2002 гг. [4]. Они подтвердили положение верхней границы ПКС и диапазоны изменчивости его термохалинных характеристик в восточной части моря. В работе отмечаются повышенные градиенты температуры и солёности непосредственно над верхней границей слоя. В последних работах по данным натурных измерений показано, что придонный конвективный слой не является однородным и постоянным [5], а глубоководные слои Черного моря являются более динамически активными [8], чем это полагалось ранее. Целенаправленные измерения в ПКС в северной части Черного моря в литературе не представлены, что отчасти определяет актуальность данной работы.

В последние годы Морским гидрофизическим институтом проводятся регулярные экспедиции в северной части Черного моря, в которых традиционно выполняются гидрологические измерения [9], в том числе глубоководные. В ходе летней экспедиции 2016 г. было получено 20 *CTD*-профилей до глубин, превышающих 1900 м. Цель статьи – детализировать вертикальную структуру термохалинных характеристик вблизи верхней границы ПКС, оценить потоки тепла и соли, исследовать изменчивость различных характеристик слоя в зависимости от географического положения станций. Результаты работы могут быть полезны для уточнения существующих концепций формирования и эволюции придонного конвективного слоя Черного моря.

Материалы и методы

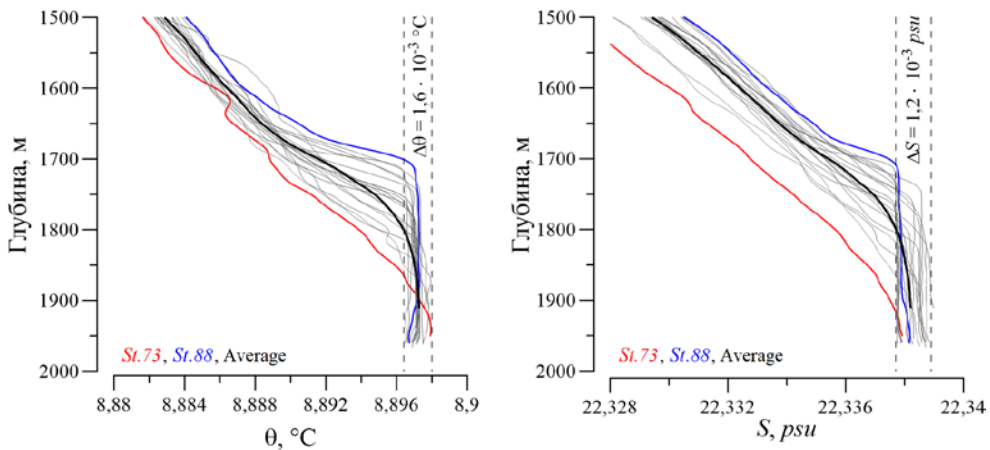
В работе использованы экспедиционные материалы, полученные в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем 30 июня – 18 июля 2016 г. в центральном секторе северной части Черного моря (31° – $36,5^{\circ}$ в. д., 43° – 45° с. ш.) [10]. *CTD*-измерения выполнялись с использованием зонда *SBE 911plus CTD*. Общее количество станций составило 106. На 20 станциях измерения выполнялись до глубин, превышающих 1900 м, схематично их расположение приведено на рис. 1. В работе анализируются профили потенциальной температуры (θ), солёности (S) и потенциальной плотности (σ_{θ}), полученные с метровым разрешением на этих станциях. Предварительно исходные профили подвергались низкочастотной фильтрации по глубине с целью подавления высокочастотной составляющей шумов измерений. Для этого использовался фильтр оконного типа треугольной формы с основанием (L_{Filtr}) 17 м.

На рис. 2 приведены профили потенциальной температуры и солёности в слое моря глубже 1500 м, полученные на всех станциях (тонкие серые линии). Красной (ст. 73) и синей (ст. 88) линиями выделены профили с максимальным отклонением от среднего профиля, представленного на рисунке толстой черной линией. Диапазон изменения потенциальной температуры в пределах ПКС по всему ансамблю станций составил $1,6 \cdot 10^{-3}$ °С, солёности – $1,2 \cdot 10^{-3}$ *psu*, что хорошо согласуется с ранее опубликованными данными [1, 2, 4].



Р и с. 1. Расположение станций с глубиной зондирования более 1900 м на карте батиметрии (ETOPO1) и температуры поверхности моря (MetOp-2 от 04.07.2016). Синяя окружность отмечает антициклонический вихрь. Нумерация станций указана в хронологическом порядке и соответствует записям в судовом журнале

Fig. 1. Location of the stations where sounding depth exceeded 1900 m on the map of bathymetry (ETOPO1) and sea surface temperature (MetOp-2 from 04.07.2016). Blue circle marks the anticyclonic eddy and stations numbering is in a chronological order and corresponds to the records in the ship's logbook



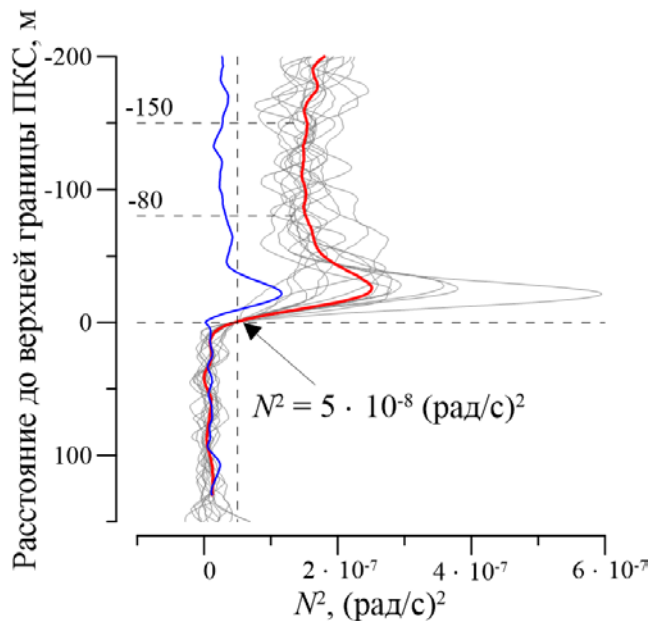
Р и с. 2. Профили потенциальной температуры (слева) и солёности (справа) для всех станций (красная линия – профиль для ст. 73, синяя – для ст. 88, черная – средний профиль)

Fig. 2. Potential temperature (left) and salinity (right) profiles for all the stations (red line denotes the profile for station 73, blue line – for station 88 and black one – average profile)

Отметим, что диапазоны изменчивости гидрологических параметров в ПКС от станции к станции незначительно превосходят точность датчиков, заявленную производителем CTD-зонда. Например, начальная точность датчика температуры составляет $1 \cdot 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$. Следует также отметить, что без дополнительной метрологической аттестации датчиков зонда, как это сделано в работе [1], абсолютные значения измеренных параметров будут иметь неопределенную составляющую, вызванную изменением калибровочных коэффициентов со временем. Это хорошо иллюстрируется данными, приводимыми в работе [2]. В соответствии с технической документацией, временной уход датчика температуры составляет $2 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C}$ в месяц, что позволяет надеяться, что на интервале наблюдения около двух недель временной дрейф датчиков не скажется значительно на качестве анализируемых данных и правильности сделанных выводов.

Результаты и обсуждение

В работе верхняя граница ПКС определялась по значению квадрата частоты плавучести $(N^2(z) = \frac{g}{1000 + \sigma_\theta} \frac{\partial \sigma_\theta}{\partial z})$, где $g = 9,81 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения; σ_θ – потенциальная плотность), равному $5 \cdot 10^{-8} \text{ (рад/с)}^2$, что было удобным для рассматриваемого набора станций (на рис. 3 указано черной стрелкой).



Р и с. 3. Зависимость квадрата частоты плавучести от расстояния до верхней границы ПКС. Серые линии – профили по данным измерений, красная линия – средний профиль, синяя линия – среднее квадратическое отклонение от среднего профиля

Fig. 3. Dependence of the squared buoyancy frequency upon the distance to the BCL upper boundary. Gray lines are the profiles based on the measurement data, red line is the average profile and blue one is standard deviation from the average profile

На основе приведенных на рис. 3 средних профилей была выполнена оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (K_{G03}) в слое 80–150 м над верхней границей ПКС (отмечен штриховыми линиями) с целью последующего определения потоков тепла и соли из глубинных слоев моря. Для этого использовалась параметризация [11], связывающая искомый параметр с натурными данными, собранными с мелкомасштабным разрешением в районах, удаленных от мест генерации внутренних волн. Параметризация учитывает географическое положение района проведения измерений и отклонение спектра внутренних волн от канонического вида *GM76* [12]. Для расчета применялась прикладная формула [13]

$$K_{G03} = K_0 \frac{\langle \xi_z^2 \rangle^2}{\langle \xi_z^2 \rangle_{GM}^2} h_2(R_\omega) j(f/N),$$

$$j(f/N) = \frac{f \operatorname{arccosh}(N/f)}{f_{30} \operatorname{arccosh}(N_0/f_{30})},$$

$$h_2(R_\omega) = \frac{1}{6\sqrt{2}} \frac{R_\omega(R_\omega + 1)}{\sqrt{R_\omega - 1}},$$

где $K_0 = 5 \cdot 10^{-6}$ м²/с; ξ_z – деформация (*strain*); f – локальная инерционная частота на 44° с. ш. (рис. 1); f_{30} – инерционная частота на 30° с. ш., $N_0 = 5,24 \cdot 10^{-3}$ рад/с, $\langle \rangle$ – оператор осреднения величин по всему ансамблю станций. Полагая $\langle N^2 \rangle = 1,5 \cdot 10^{-7}$ (рад/с)², получим $j(f/N) = 0,57$. Отношение кинетической и потенциальной энергии (R_ω) во внутренней волне для Черного моря составляет около 12 [14, 15], из чего следует $h_2(R_\omega) = 5,56$. Среднее по всему ансамблю станций измеренное значение квадрата деформации составило

$$\langle \xi_z^2 \rangle = \left\langle \left(N^2 - \langle N^2 \rangle \right)^2 \right\rangle / \langle N^2 \rangle^2 = 2,8 \cdot 10^{-2}.$$

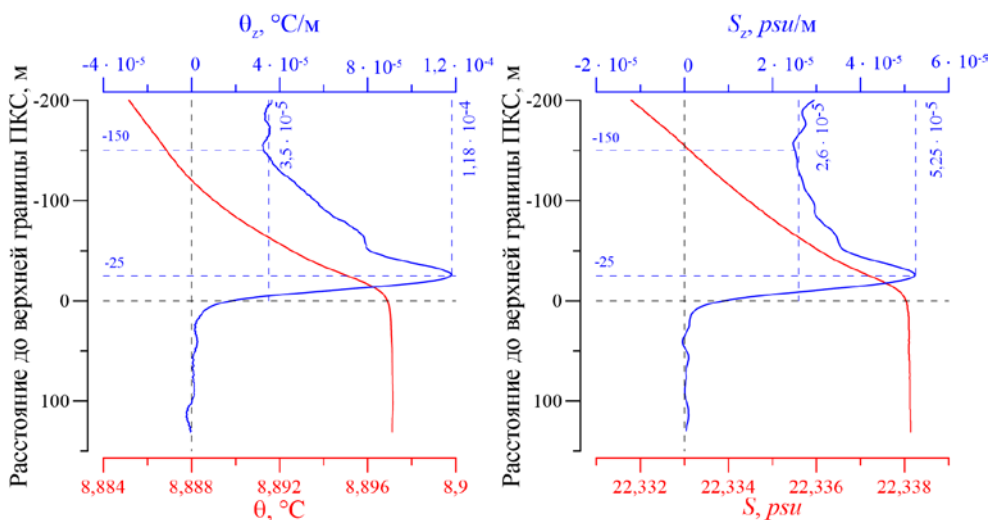
Среднее значение квадрата деформации для канонического спектра внутренних волн *GM76* [16, 17] рассчитывалось из соотношения

$$\langle \xi_z^2 \rangle_{GM76} = \int_0^1 F_{GM76}(k) \cdot H_{\text{Filtr}}(k) \cdot H_{\text{Dif}}(k) \cdot dk = 3,4 \cdot 10^{-2},$$

где $F_{GM76}(k)$ – спектральная плотность деформации, как приведено в работе [18]; $H_{\text{Filtr}}(k) = \left(\frac{\sin(\pi \cdot L_{\text{Filtr}} \cdot k)}{\pi \cdot L_{\text{Filtr}} \cdot k} \right)^4$ – передаточная функция предварительной

низкочастотной фильтрации, $H_{Dif}(k) = \left(\frac{\text{Sin}(\pi \cdot 2 \cdot k)}{\pi \cdot 2 \cdot k} \right)^2$ – передаточная функция дифференцирования на приращении глубины 2 м; k – вертикальное волновое число. В результате получено значение $K_{G03} = 1,1 \cdot 10^{-5}$ м²/с, близкое к фоновому значению коэффициента (10^{-5} м²/с) в параметризации PP81 [19], применяющейся в численном моделировании. Отметим, что полученное значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии значительно превосходит значения коэффициентов молекулярной диффузии тепла ($k_T = 1,4 \cdot 10^{-7}$ м²/с) и соли ($k_S = 1,1 \cdot 10^{-9}$ м²/с).

На рис. 4 приведены средние профили потенциальной температуры, солёности и их вертикальных производных (θ_z и S_z соответственно) в зависимости от расстояния до верхней границы ПКС. В работе [4] отмечается рост значений вертикальных градиентов гидрологических параметров непосредственно над ПКС в переходном слое толщиной 25–50 м. В нашем случае рост вертикальных градиентов температуры и солёности начинает прослеживаться на расстоянии 150 м над верхней границей ПКС. На этой глубине не отмечается влияния динамических процессов на устойчивую плотностную стратификацию и не производится генерация внутренних волн. Максимум вертикальных градиентов температуры и солёности наблюдается в 25 м над верхней границей ПКС. Значение производной температуры в максимуме в три раза превосходит ее значение, установившееся в 150 м над верхней границей ПКС, в то время как для солёности аналогичные параметры отличаются лишь в два раза.



Р и с. 4. Среднее вертикальное распределение потенциальной температуры (слева) и солёности (справа) в окрестности верхней границы ПКС. Красные линии – средние значения, синие – вертикальные производные

Fig. 4. Average vertical distribution of potential temperature (left) and salinity (right) in the vicinity of the BCL upper boundary. Red lines are the mean values, and blue lines are the vertical derivatives

Вертикальный поток тепла (F_{Heat}) в 150 м над верхней границей ПКС был рассчитан по соотношению

$$F_{\text{Heat}} = \rho_w \cdot C_w \cdot K_{G03} \cdot \theta_z = 1,6 \text{ мВт/м}^2,$$

где ρ_w – плотность воды (1017 кг/м^3); C_w – теплоемкость воды ($4,2 \cdot 10^3 \text{ Дж}/(\text{°C} \cdot \text{кг})$); θ_z – производная потенциальной температуры по вертикали ($3,5 \cdot 10^{-5} \text{ °C/м}$). Полученная величина составляет менее 1/20 среднего значения геотермального потока тепла, которое принято полагать равным 40 мВт/м^2 [5, 20]. Это означает, что почти весь геотермальный поток тепла рассеивается в ПКС, обеспечивая медленное конвективное перемешивание, поддерживающее однородность вертикального распределения гидрологических, гидрохимических и гидрооптических параметров.

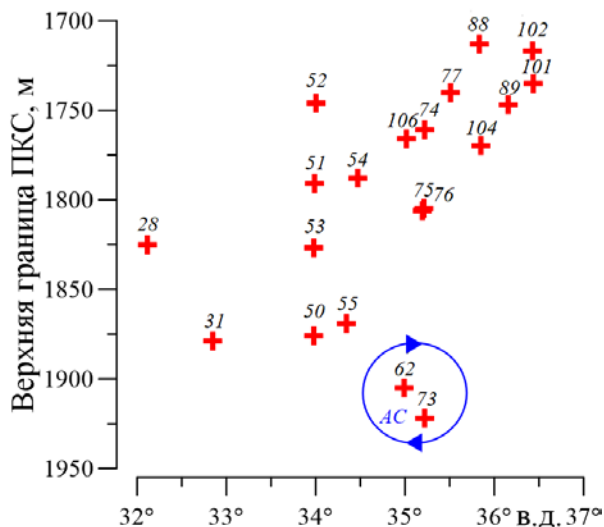
Вертикальный поток соли на том же горизонте определялся по соотношению

$$F_{\text{Salt}} = \rho_w \cdot K_{G03} \cdot S_z = 2,9 \cdot 10^{-7} \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с}),$$

где S_z – вертикальная производная солёности ($2,6 \cdot 10^{-5} \text{ psu/м}$). В соответствии с этим уменьшение солёности в однородном придонном 300-метровом слое будет происходить со скоростью около $3 \cdot 10^{-5} \text{ psu/год}$ и достигнет значения 10^{-3} psu в течение 33 лет. Существование потока соли, направленного вверх, подразумевает наличие механизма ее пополнения в нижних слоях моря для поддержания солевого баланса [21]. В литературе не приводятся натурных данных, указывающих на постоянное поступление соли в придонный слой. Однако существует предположение, что интрузии соли в нижние слои моря происходят эпизодически [22], что подтверждается открытием «волны солёности» в 2005–2009 гг. [5], показывающей ограниченное во времени аномальное повышение солёности на глубинах более 1400 м.

Глубина верхней границы ПКС (рис. 5) изменяется от станции к станции в диапазоне от 1713 до 1922 м. Полученные результаты подтверждают выводы работы [5] о том, что граница придонного конвективного слоя не горизонтальна.

Среднее значение глубины залегания верхней границы ПКС составило $1800 \pm 60 \text{ м}$, что хорошо согласуется с данными работы [1]. Можно отметить тенденцию к поднятию верхней границы ПКС на 150–200 м при переходе от западного круговорота (ст. 28, 31) к восточному (ст. 74–106). Поднятие изотерм в восточном направлении (35° – 39° в. д.) на верхней границе ПКС также наблюдалось в данных, полученных в июне 2002 г. [4]. Возможно, такое изменение глубины верхней границы ПКС с увеличением долготы носит сезонный характер. В центральной части полигона (ст. 50–55) наблюдается значительная изменчивость глубины залегания границы слоя с размахом более 130 м. К сожалению, имеющиеся данные не дают возможности определить характерные пространственно-временные масштабы наблюдаемой изменчивости.

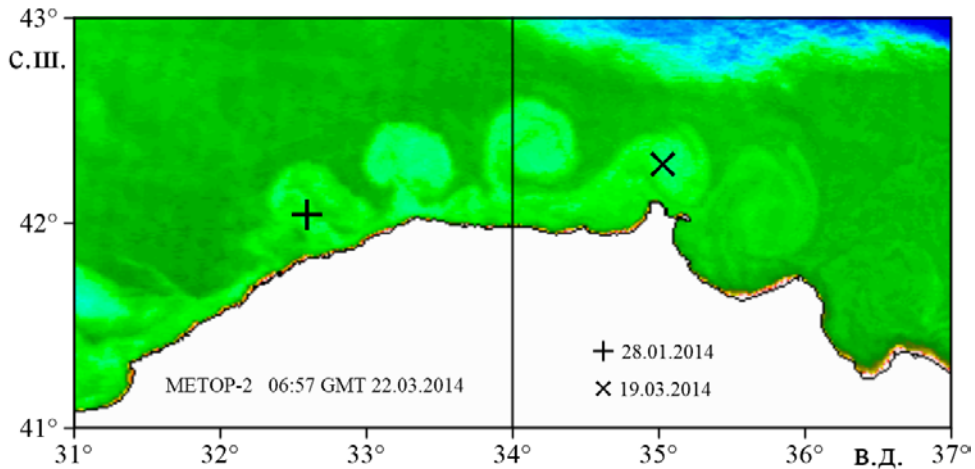


Р и с. 5. Положение верхней границы ПКС для всех станций в зависимости от долготы
Fig. 5. Position of the BCL upper boundary for all the stations depending on a longitude

Особый интерес представляют две станции (62 и 73) в северо-восточной части полигона, где верхняя граница ПКС обнаруживается на глубинах более 1900 м. Такое положение границы ПКС может объясняться влиянием антициклонического вихря. Данные дистанционного зондирования о температуре поверхности моря за 04.07.2016 показывают существование антициклонического вихря с характерным диаметром ~ 60 км (см. рис. 1). Измерения на ст. 62 и 73 выполнены 11 и 12 июля 2016 г. соответственно. По данным дистанционного зондирования, на 12.07.2016 признаков вихревых структур на картах температуры поверхности моря уже не наблюдается. Предположительно, за период с 4 по 12 июля вихрь сместился на запад и диссипировал, но его остаточное влияние еще прослеживается в глубинных слоях моря и выражается в относительном заглублении изотерм и изохалин (см. рис. 2).

Положение верхней границы ПКС на глубине более 1900 м встречается в наблюдениях крайне редко, например такие ситуации задокументированы в работе [5] 28.01.2014 и 19.03.2014. Карта температуры поверхности моря от 22.03.2014 по данным дистанционного зондирования показывает каскад антициклонических вихрей в центральном секторе южной части Черного моря (рис. 6). Это подтверждает предположение, что антициклонические вихри могут вызывать аномальное заглубление верхней границы ПКС. Дополнительно в пользу возможности проникновения вихрей в глубинные слои Черного моря свидетельствуют современные данные о течениях, представленные в работе [8], показывающие, что уровень спектральной энергии пульсаций скорости течений вблизи частоты 10^{-6} Гц изменяется незначительно между горизонтами 100 и 1700 м. Это может служить доказательством наличия мезомасштабных баротропных динамических образований, проходящих над точкой постановки станции в течение 10–11 сут [8]. В работе [23] на основе

данных спутниковой альтиметрии показано, что для района постановки станции характерным является прохождение антициклонических вихрей с радиусом 25 км и скоростью перемещения ~ 5 см/с в юго-западном направлении вдоль свала глубин, что соответствует частоте изменчивости скорости течения 10^{-6} Гц.



Р и с. 6. Температура поверхности моря (*MetOp-2* от 22.03.2014) и положение станций, на которых выявлено аномальное заглубление верхней границы ПКС

Fig. 6. Sea surface temperature (*MetOp-2* from 22.03.2014) and position of the stations where an anomalous deepening of the BCL upper boundary was detected

При рассмотрении изменчивости термохалинных характеристик ПКС в зависимости от географического положения станций получено следующее. Потенциальная температура и соленость в среднем проявляют уменьшение с увеличением долготы (рис. 7). Температура и соленость в ПКС определены как их средние значения в слое от его верхней границы до глубины зондирования. Для температуры значение квадрата коэффициента линейной корреляции (R^2) составило 0,25, что не позволяет говорить о значимости ее линейной связи с долготой. При этом наблюдается более тесная зависимость солености от долготы ($R^2 = 0,75$). В работе [1] было получено, что распределение гидрологических параметров в ПКС не имеет горизонтальных градиентов. Позднее в работе [24] высказано предположение о том, что воды ПКС в западной части моря более теплые и соленые, чем в восточной. Обсуждаемые в данной работе данные говорят в пользу этого предположения, особенно в отношении солености. Менее тесная взаимосвязь температуры и долготы может объясняться пространственной неоднородностью мощности геотермальных потоков тепла [20].

Для потенциальной температуры была установлена зависимость с высоким значением квадрата коэффициента линейной корреляции ($R^2 = 0,74$) от толщины ПКС (рис. 8). Более высокие значения температуры отмечаются в западном круговороте (ст. 28, 31), в антициклоническом вихре (ст. 62, 73) и в окрестности свала глубин (ст. 55), где толщина слоя составляет менее

200 м. Возможной причиной уменьшения температуры ПКС при увеличении толщины слоя может быть более быстрое прогревание слоев меньшей толщины. Малочисленность данных не позволяет однозначно определить, является ли обнаруженная зависимость закономерностью или она характерна только для данных, полученных на конкретных станциях.

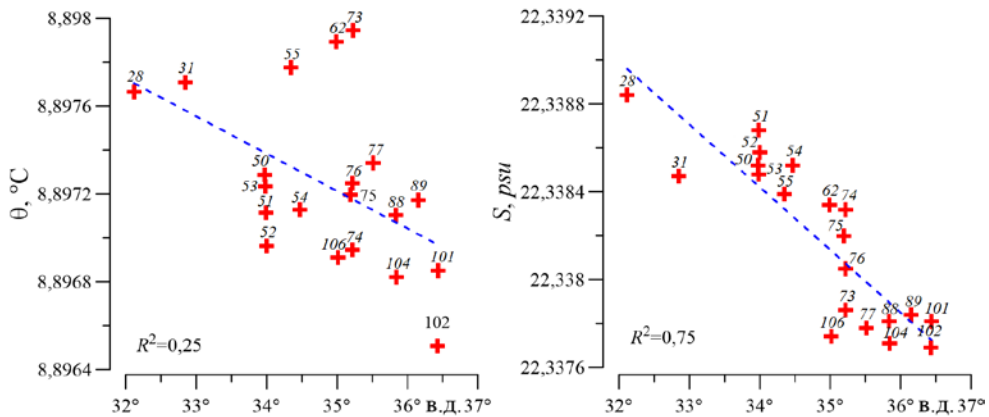


Рис. 7. Зависимость потенциальной температуры и солёности в ПКС от долготы
Fig. 7. Dependence of potential temperature and salinity in BCL upon a longitude

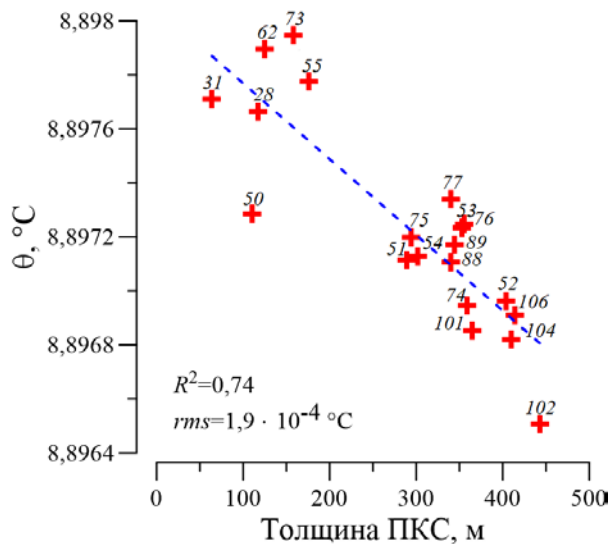


Рис. 8. Зависимость потенциальной температуры ПКС от его толщины
Fig. 8. Dependence of the BCL potential temperature upon its thickness

Заключение

По данным измерений, выполненных летом 2016 г. в северной части Черного моря, показано, что глубина залегания верхней границы ПКС варьирует от станции к станции в диапазоне 1713–1922 м. Среднее значение глу-

бины залегания верхней границы слоя составило 1800 ± 60 м, что хорошо согласуется с ранее опубликованными данными. Отмечена тенденция к поднятию верхней границы на 150–200 м при переходе от западного круговорота к восточному.

На двух станциях придонный конвективный слой не обнаруживается до глубин, превышающих 1900 м. Такая ситуация, предположительно, объясняется влиянием антициклонического вихря, выявленного в районе проведения измерений на карте температуры поверхности моря. Полученные данные указывают на то, что вихревые движения проникают в глубинные слои моря и проявляются в значительном заглублинии верхней границы ПКС.

Диапазон вариаций потенциальной температуры ПКС от станции к станции составил $1,6 \cdot 10^{-3}$ °С, солёности – $1,2 \cdot 10^{-3}$ *psu*. Изменчивость термохалинных характеристик ПКС в зависимости от географического положения станций показывает уменьшение температуры и солёности с увеличением долготы. Это подтверждает сделанное в работах других авторов предположение о том, что воды придонного конвективного слоя в западной части Чёрного моря более теплые и солёные, чем в восточной.

Потенциальная температура ПКС проявляет линейное уменьшение с увеличением толщины слоя (коэффициент линейной корреляции составил 0,74). Наиболее высокие значения температуры отмечаются в западном круговороте, в антициклоническом вихре и в окрестности свала глубин, где толщина слоя составляет менее 200 м.

На основе полученных данных выполнены оценки потоков тепла и соли из глубинных слоев моря. Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии в 150 м над верхней границей ПКС рассчитывался по параметризации G03 и составил $K_{G03} = 1,1 \cdot 10^{-5}$ м²/с. Соответствующее расчетное значение вертикального потока тепла в 150 м над верхней границей ПКС равно $F_{\text{Heat}} = 1,6$ мВт/м², что составляет менее 1/20 среднего значения геотермального потока тепла. Расчетное значение вертикального потока соли в 150 м над верхней границей ПКС составило $F_{\text{Salt}} = 2,9 \cdot 10^{-7}$ г/(м²·с). Это означает, что уменьшение солёности в однородном придонном 300-метровом слое будет происходить со скоростью около $3 \cdot 10^{-5}$ *psu*/год и достигнет уровня ее пространственной изменчивости за 40 лет.

Представленные результаты могут быть интересны с точки зрения их воспроизведения в экспериментах численного моделирования и дальнейшего изучения характеристик и динамики глубоководных слоев Чёрного моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Murray J. W., Özsoy E. Hydrographic properties and ventilation of the Black Sea // Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers. 1991. Vol. 38, Suppl. 2. P. S663–S689. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(10\)80003-2](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(10)80003-2)
2. Иванов В. А., Белоконьтов В. Н. Океанография Чёрного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
3. Double diffusive intrusions, mixing and deep sea convection processes in the Black Sea / E. Özsoy [et al.] // Black Sea oceanography / E. Izdar, J. W. Murray (eds.). Dordrecht : Springer, 1991. P. 17–42. (NATO ASI Series ; vol. 351). https://doi.org/10.1007/978-94-011-2608-3_2

4. *Фалина А. С., Волков И. И.* О тонкой структуре и термохалинной устойчивости глубинных вод Черного моря // *Океанология*. 2003. Т. 43, № 4. С. 516–523.
5. *Stanev E. V., Chtirkova B., Peneva E.* Geothermal convection and double diffusion based on profiling floats in the Black Sea // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48, iss. 2. e2020GL091788. <https://doi.org/10.1029/2020GL091788>
6. *Волков И. И., Римская-Корсакова М. Н., Гриненко В. А.* О химической и изотопной однородности придонного конвективного слоя вод Черного моря // *Доклады Академии наук*. 2007. Т. 414, № 3. С. 376–380.
7. *Маньковский В. И.* Особенности вертикального распределения показателя ослабления излучения в коротковолновом и длинноволновом участках спектра в глубинных слоях сероводородной зоны и в придонном пограничном слое Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2003. № 3. С. 63–67.
8. Энергетический спектр скорости течения в глубокой части Черного моря / *А. А. Клювиткин [и др.]* // *Доклады Академии наук*. 2019. Т. 488, № 5. С. 550–554. doi:10.31857/S0869-56524885550-554
9. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Холодный промежуточный слой Черного моря по данным экспедиционных исследований 2016–2019 гг. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2020. № 2. С. 5–16. doi:10.22449/2413-5577-2020-2-5-16
10. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В.* Сезонная изменчивость структуры течений в северной части Черного моря по данным натуральных наблюдений 2016 г. // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2019. Т. 12, № 1. С. 15–20. <https://doi.org/10.7868/S2073667319010027>
11. *Gregg M. C., Sanford T. B., Winkel D. P.* Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // *Nature*. 2003. Vol. 422. P. 513–515. <https://doi.org/10.1038/nature01507>
12. *Polzin K. L., Toole J. M., Schmitt R. W.* Finescale parameterizations of turbulent dissipation // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. Vol. 25, iss. 3. P. 306–328. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2)
13. Global abyssal Mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles / *E. Kunze [et al.]* // *Journal of Physical Oceanography*. 2006. Vol. 36, iss. 8. P. 1553–1576.
14. *Морозов А. Н., Лемешко Е. М.* Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным CTD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 1. С. 58–67.
15. *Морозов А. Н., Маньковская Е. В., Федоров С. В.* Инерционные колебания в северной части Черного моря по данным натуральных наблюдений // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2021. Т. 14, № 1. С. 43–53. doi:10.7868/S2073667321010044
16. *Garrett C., Munk W.* Space-time scales of internal waves: A progress report // *Journal of Geophysical Research*. 1975. Vol. 80, iss. 3. P. 291–297. <https://doi.org/10.1029/JC080i003p00291>
17. *Cairns J. L., Williams G. O.* Internal wave observations from a midwater float, 2 // *Journal of Geophysical Research*. 1976. Vol. 81, iss. 12. P. 1943–1950. <https://doi.org/10.1029/JC081i012p01943>
18. *Fer I.* Scaling turbulent dissipation in an Arctic fjord // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2006. Vol. 53, iss. 1–2. P. 77–95. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.003>
19. *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)
20. *Кутас П. И.* Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления // *Геофизический журнал*. 2010. Т. 32, № 6. С. 135–158.

21. Придонный пограничный слой в Черном море: гидрологическая структура, модель формирования / В. Н. Еремеев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 1997. № 2. С. 3–27.
22. Oxid, suboxic, and anoxic conditions in the Black Sea / J. W. Murray [et al.] // Climate change and coastline migration as factors in human adaptation to Circum-Pontic Region: from past to forecast / A. Gilbert, V. Yanko-Hombach, N. Panin (Eds.). New York, NY : Kluwer, 2006. P. 437–452.
23. Кубряков А. А., Станичный С. В. Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55, № 1. С. 65–77. doi:10.7868/S0030157415010104
24. Фалина А. С., Волков И. И. Влияние процесса двойной диффузии на общую гидрологическую структуру глубинных вод Черного моря // Океанология. 2005. Т. 45, № 1. С. 21–31.

Об авторах:

Морозов Алексей Николаевич, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9022-3379**, **Scopus Author ID: 7202104940**, **ResearcherID: ABB-4365-2020**, anmorozov@mhi-ras.ru

Маньковская Екатерина Викторовна, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4086-1687**, **Scopus Author ID: 57192647961**, **ResearcherID: AAB-5303-2019**, emankovskaya@mhi-ras.ru