

## Динамика глубины верхней границы сезонного термоклина в зависимости от скорости Основного черноморского течения (по данным спутниковой альтиметрии и дрейферного эксперимента)

А. А. Сизов, Т. М. Баянкина, Н. Е. Лебедев

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия*  
*E-mail: sizov\_anatoliy@mail.mail.ru*

Рассматривается реакция верхней границы сезонного термоклина на изменяющуюся скорость Основного черноморского течения (ОЧТ). Анализ проводился с использованием данных о температуре верхнего слоя моря, полученных на термокосох дрейфующих буёв (дрейферов), и о геострофической скорости ОЧТ. Оценка последней делалась по данным спутниковой альтиметрии в январе – марте, когда конвекция и турбулентное перемешивание сформировали основные особенности сезонного термоклина. Проведённый анализ показал, что верхняя граница сезонного термоклина (совпадающая с нижней границей верхнего квазиизотермического слоя) заглубляется при возрастании скорости течения, а при ослаблении течения поднимается на меньшие глубины. Этот процесс наблюдается в зоне действия ОЧТ как в западной, так и в восточной частях Чёрного моря. Предлагается объяснение механизма влияния скорости ОЧТ на изменение глубины верхней границы сезонного термоклина. Для этого привлекаются известные сведения о том, что область максимальных скоростей ОЧТ (струя течения) располагается над сезонным термоклином, а в пограничном слое струи возникают волновые колебания, распространяющиеся в термоклин и приводящие к изменению его характеристик. На качественном уровне правота такого объяснения подтверждается экспериментальными данными.

**Ключевые слова:** верхний квазиизотермический слой, геострофическая скорость, сезонный термоклин, Основное черноморское течение

Одобрена к печати: 02.06.2020

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-4-231-237

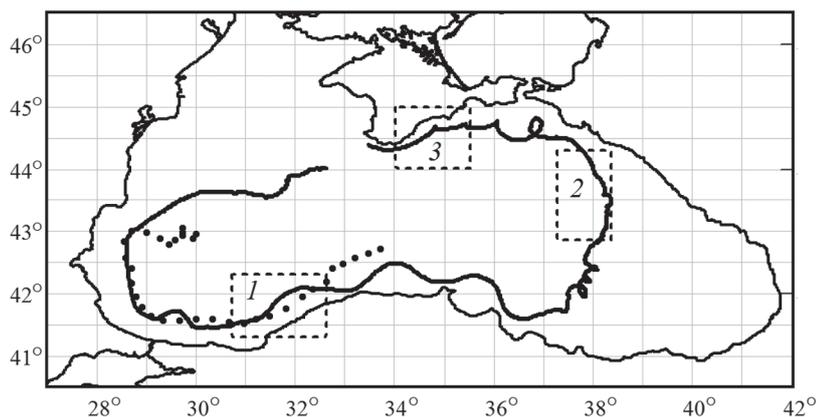
### Введение

Изучение верхнего квазиизотермического слоя (ВКС) Чёрного моря в период осенне-зимнего перемешивания начало проводиться достаточно давно (Булгаков, 1975; Конвективное..., 1977). В последующем применение новых технологических решений позволило существенно улучшить представления о механизме турбулентного перемешивания верхнего слоя моря (Морозов, Лемешко, 2014; Подымов и др., 2017; Самодуров, Чухарев, 2006). Использование дрейфующих буёв с термокосоми (дрейферов) открыло новые возможности в исследовании ВКС и сезонного термоклина (далее — термоклина), в том числе в зоне Основного черноморского течения (ОЧТ) (Толстошеев и др., 2014). Привлечение спутниковых данных по альтиметрии для расчёта геострофической скорости ( $V_g$ ) (Кубряков, Станичный, 2011; Kubryakov, Stanichny, 2012) позволило по данным термокос дрейферов получить оценки теплового состояния верхнего слоя моря и реакции термоклина на вариации скорости ОЧТ (Sizov et al., 2019). Однако остался невыясненным сам механизм процесса, приводящего к деформации термоклина и холодного промежуточного слоя в зависимости от скорости ОЧТ. В предлагаемой работе делается попытка найти объяснение механизму, вызывающему изменение глубины термоклина в зависимости от скорости ОЧТ, которая полагается равной  $V_g$  в силу геострофичности ОЧТ.

## Используемый материал и методика обработки

Значения  $V_g$  в зоне ОЧТ восстанавливались по данным спутниковой альтиметрии с использованием регионального массива картированных аномалий уровня моря (<http://www.aviso.oceanobs.com/>) и средней динамической топографии из работы (Кубряков, Станичный, 2011).

Для анализа реакции термоклина на изменяющуюся скорость течения выбирались участки траектории дрейфтеров, где они не были захвачены синоптическими или мезомасштабными вихрями, а перемещались в стержне ОЧТ. Было выбрано три таких участка (субрегиона): один — в западной части моря, один — в восточной и один — у Южного берега Крыма (ЮБК). Эти субрегионы и траектории дрейфтеров показаны на *рис. 1*.



*Рис. 1.* Траектории двух дрейфтеров: с 14.12.2012 по 31.03.2013 — сплошная линия; с 01.01.2014 по 10.02.2014 — точечная. Цифрами обозначены субрегионы, по которым выполнялись расчёты

Анализировался временной интервал с января 2013 г. по февраль 2014 г., когда завершился очередной дрейфтерный эксперимент. Выбирались условия, соответствующие гидрологической зиме (январь — март), когда вследствие плотностной конвекции и турбулентного перемешивания сформировался в основном сезонный термоклин (Иванов, Белокопытов, 2011). Оценка глубины его верхней границы (совпадающей с нижней границей ВКС) проводилась по осреднённым за сутки профилям температуры, построенным по данным термокос дрейфтеров. Верхний датчик термокосы находился на глубине 0,2 м, следующий — над парусом на глубине 10 м, затем — на 12,5 м (середина паруса), 15 м (под парусом) и далее — через 5 м до глубины 80 м (Толстошеев и др., 2014). Тем самым верхняя граница термоклина находится в пределах длины термокосы (Иванов, Белокопытов, 2011). Поскольку температура в ВКС изменяется медленно, то верхняя граница термоклина определяется с точностью не хуже  $\pm 5$  м.

## Полученные результаты и их анализ

Для каждого выбранного субрегиона (см. *рис. 1*) оценивалось положение дрейфтера относительно зоны максимальных значений  $V_g$  (струи ОЧТ). С этой целью выполнялся расчёт широтной изменчивости  $V_g$  на меридианах, ограничивающих выбранные участки траектории. Были выбраны те участки траектории дрейфтера, где он перемещался в струе ОЧТ. В качестве примера такой процедуры на *рис. 2* (см. с. 233) показаны значения модуля  $V_g$ , а также её зональной и меридиональной компонент в субрегионе 1 (см. *рис. 1*). Как видно, в течение анализируемого временного интервала с 17.01.2013 по 22.01.2013 траектория дрейфтера пролегла вблизи участка максимальных значений  $V_g$ .

Рассмотрим связь изменчивости верхней границы термоклина ( $Z$ ) с изменчивостью  $V_g$ . Графики среднесуточных значений этих величин представлены на *рис. 3* (см. с. 233).

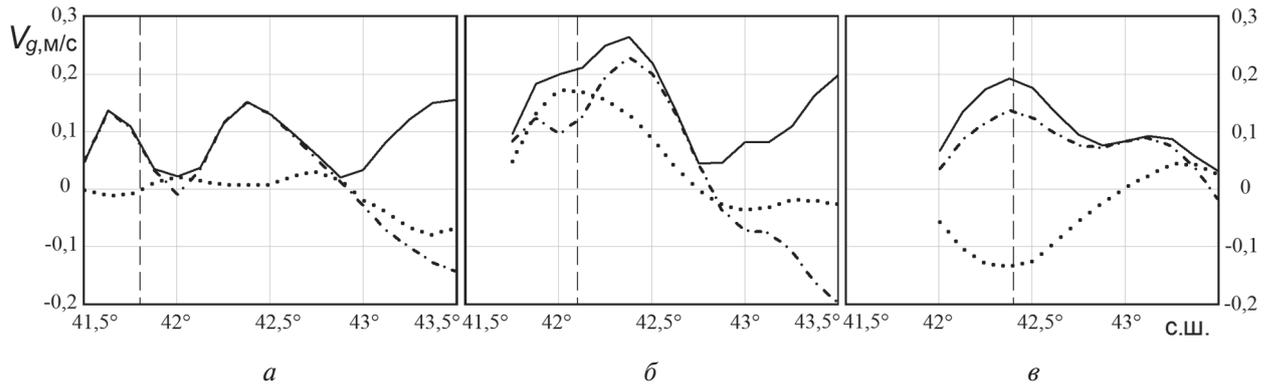


Рис. 2. Среднесуточные значения модуля  $V_g$  (сплошная линия), её зональная (штрих-пунктир) и меридиональная (точки) компоненты вдоль меридионального разреза в субрегионе 1: *a* — 17.01.2013; *б* — 19.01.2013; *в* — 22.01.2013. Штриховые линии — среднесуточное широтное положение дрейфера

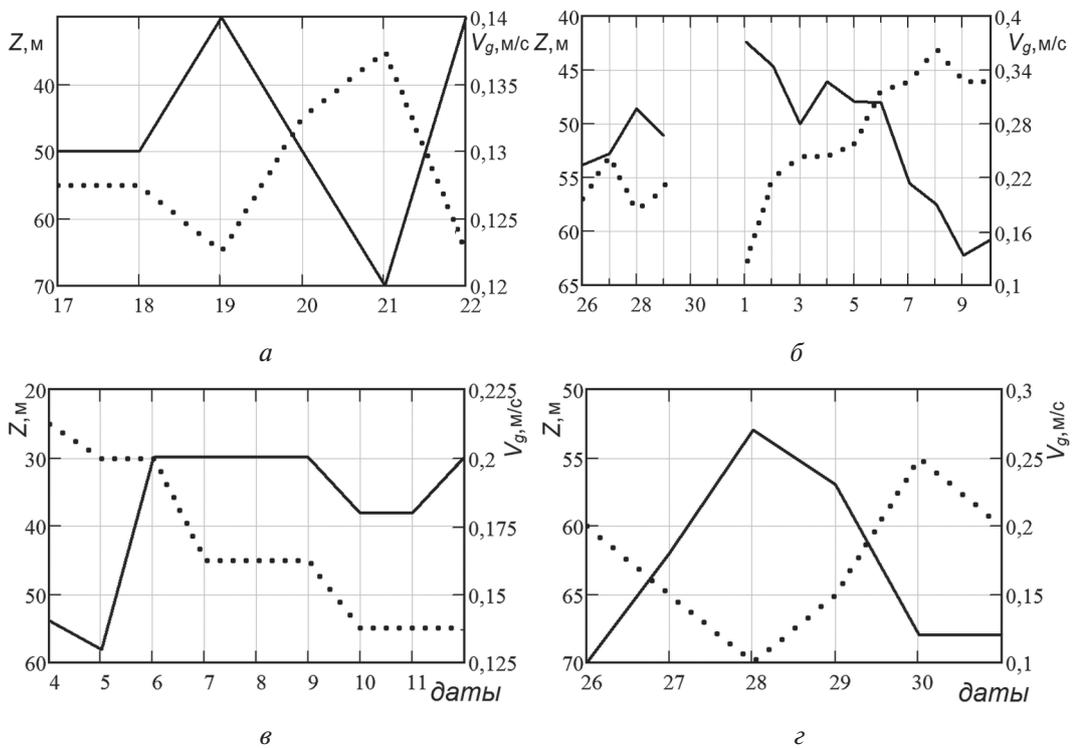


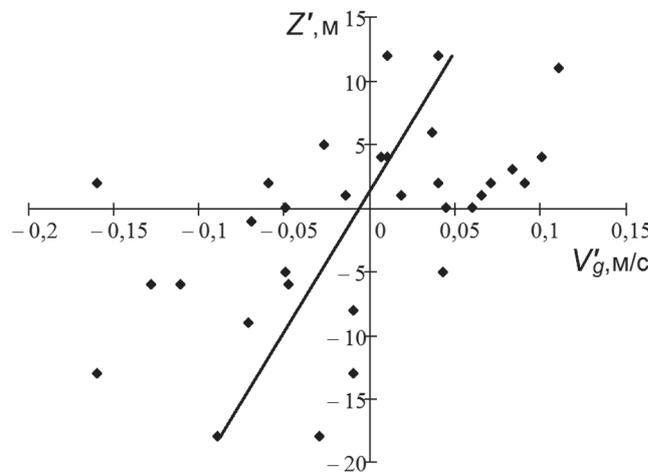
Рис. 3. Временные изменения глубины верхней границы термоклина  $Z$  (точки) и геострофической скорости ОЧТ  $V_g$  (сплошная линия). Субрегион 1: *a* — январь 2013 г., *б* — январь, февраль 2014 г.; субрегион 2: *в* — март 2013 г.; субрегион 3: *г* — март 2013 г.

Важно, что во второй половине января – начале февраля 2013 и 2014 гг. дрейфер находился в одном и том же субрегионе 1 (см. рис. 2). Это позволило сравнить процессы в разные годы (см. рис. 3а, б). Как видно, рост  $V_g$  19.01.2013 сопровождался заглублением  $Z$ , а последующее ослабление  $V_g$  21.01.2013 привело к подъёму  $Z$  на меньшие глубины (см. рис. 3а). Ещё большая согласованность в изменчивости этих характеристик наблюдалась в 2014 г. Подчеркнём, что такой процесс не может происходить вследствие ослабления конвективного перемешивания ВКС: в середине зимы плотностная конвекция и турбулентное перемешивание могут только увеличивать  $Z$  (Булгаков, 1975; Конвективное..., 1977).

В субрегионе 2 (см. рис. 3в) рост  $V_g$  на 0,25 м/с с 5 по 9 марта 2013 г. сопровождался заглублением  $Z$  примерно на 15 м. У ЮБК рост  $V_g$  на 0,18 м/с с 26 по 28 марта 2013 г. увеличил  $Z$  на 10 м. С другой стороны, уменьшение  $V_g$  на 0,16 м/с с 28 по 30 марта уменьшило  $Z$  на 15 м.

Безусловно, приведённые оценки изменения  $Z$  в зависимости от  $V_g$  весьма приблизительны. Тем не менее они показывают, что этот процесс, зафиксированный термокосами дрейфтеров, не случаен и наблюдается в зоне ОЧТ как в западной, так и в восточной частях моря. Также были сделаны предварительные оценки интенсивности изменения  $Z$  (м/сут) в зависимости от того, как быстро изменялась  $V_g$  в течение суток. Оценки показывают, что в случае роста  $V_g$  на 0,01 м/с в сутки  $Z$  увеличивалась на 4 м. В случае такого же уменьшения  $V_g$  верхняя граница термоклина  $Z$  уменьшалась на 2 м. Эти оценки демонстрируют, что заглупление границы термоклина происходило более интенсивно, чем её подъём на меньшие глубины.

Показанные на *рис. 3* зависимости  $Z$  от  $V_g$  можно представить в виде регрессионного графика. Для этого, вычислив отклонения  $V_g$  за каждые сутки от средней её величины за весь многосуточный интервал наблюдения для каждого из приведённых на *рис. 3* случаев, получим ряд аномалий геострофической скорости ( $V'_g$ ). Аналогично вычислим ряд аномалий величин  $Z$  ( $Z'_g$ ). По полученным рядам построим регрессионный график  $V'_g, Z'$  (*рис. 4*).



*Рис. 4.* Связь нормированных аномалий геострофической скорости  $V_g^{I*}$  и глубины верхней границы термоклина  $Z^{I*}$  по субрегионам 1–3

Несмотря на заметный разброс данных, коэффициент корреляции  $R(V', Z') = 0,52$ , при этом отношение  $R$  к ошибке его вычисления равно 4,3. Это соответствует значимости величины  $R$  на уровне 95%-й доверительной вероятности. Линейная регрессия  $Z'(V'_g)$  имеет вид  $Z^{I*} = 60,4V_g^{I*} + 0,42$ , где  $Z^{I*}$  — величина  $Z'$ , нормированная на характерный масштаб аномалии глубины термоклина, равный 1 м;  $V_g^{I*}$  — величина  $V'_g$ , нормированная на характерный масштаб аномалии геострофической скорости, равный 0,1 м/с. Таким образом, аномалии  $Z'$  и  $V'_g$ , обобщённые по всем представленным на *рис. 1* участкам траектории дрейтера, показывают, что возрастание  $V_g$  приводит к увеличению  $Z$ , а ослабление вызывает подъём верхней границы термоклина на меньшие глубины.

### Обсуждение полученных результатов

Результаты, показанные на *рис. 3, 4*, характеризуют локальную динамику ОЧТ. Поскольку ОЧТ интенсифицируется в зимний период (Иванов, Белокопытов, 2011; Подымов и др., 2017; Ginsburg et al., 2008; Kubryakov, Stanichny, 2015), полученные оценки реакции верхней границы термоклина на изменяющуюся скорость ОЧТ более выражены в это время года. Предварительное описание возможного механизма деформации термоклина можно дать с учётом результатов лоткового эксперимента, описанного в работе (Махworthy et al., 2002). Он показал, что по мере продвижения придонного потока в вышележащих слоях стратифицированной жидкости наблюдаются характерные волнообразные колебания. В дальнейшем

существование подобных возмущений, вносимых придонными гравитационными течениями в вышележащие слои, было изучено в исследовании (Гриценко, Чубаренко, 2010).

С другой стороны, согласно обобщению результатов многолетних наблюдений, представленному в работе (Иванов, Белокопытов, 2011), вертикальный профиль ОЧТ показывает максимальные значения скорости течения (струя ОЧТ) на глубине 10–20 м, что выше положения верхней границы термоклина, которая составляет 40–60 м. В целом значения  $Z$ , показанные на *рис. 3*, соответствуют этому диапазону глубин. Совокупность этих сведений даёт основание полагать, что струя ОЧТ аналогичным образом приводит к возмущению зоны ВКС и термоклина.

Подтверждение реальности такого возмущения можно найти в работе (Ogus, Besiktepe, 1999). В ней анализируются гидрологические разрезы, выполненные на научно-исследовательском судне *Bilim* в районе ОЧТ западнее Крыма и у Анатолийского побережья. Нами было проведено сопоставление скорости ОЧТ и положений изотерм и изохалин в районе струи ОЧТ, представленных в этой работе. Оказалось, что на горизонтах, меньших/больших глубины струи ОЧТ, изотермы и изохалины изгибались в область меньших/больших глубин. Эти результаты можно считать подтверждением на качественном уровне предположения о возможности интерпретирования вышеописанных возмущений термоклина как возмущений, вызываемых струей ОЧТ.

## Заключение

Полученные результаты показывают, что в зоне ОЧТ динамика верхней границы термоклина связана с изменением скорости течения. Интенсификация ОЧТ вызывает заглупление термоклина, а ослабление приводит к подъёму его верхней границы на меньшие глубины.

Этот процесс, зафиксированный термокосами дрейфтеров, в значительной мере зашумлён вследствие перемещения дрейфтеров в водных массах с различными гидрологическими характеристиками, а также некоторого отличия скорости ОЧТ от используемой в расчётах её геострофической составляющей. Тем не менее статистическая достоверность оценок изменения глубины термоклина в зависимости от скорости течения, показанная на *рис. 4*, позволяет считать, что этот процесс реален и требует целенаправленного изучения. Материалы дрейфтерного эксперимента и спутниковой альтиметрии, использовавшиеся в настоящей работе, не позволяют в более утвердительной форме излагать соображения о роли ОЧТ в формировании динамики термоклина. Более надёжные оценки этих процессов можно будет получить, выполнив исследования на стационарных (заякоренных) платформах, установленных в зоне действия ОЧТ.

Работа выполнена по темам № 0827-2020-0001 «Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан-атмосфера, определяющих региональную пространственно-временную изменчивость природной среды и климата» (Шифр «Взаимодействие океана и атмосферы») и № 0827-2020-0002 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений» (Шифр «Оперативная океанология»).

## Литература

1. Булгаков Н. П. Конвекция в океане. М.: Наука, 1975. 272 с.
2. Гриценко В. А., Чубаренко И. П. Об особенностях структуры фронтальной зоны придонных гравитационных течений // Океанология. 2010. Т. 50. № 1. С. 32–39.
3. Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с.
4. Конвективное перемешивание в море / отв. ред. А. Д. Добровольский. М.: Изд-во Московского ун-та, 1977. 239 с.

5. Кубряков А. А., Станичный С. В. Восстановление средней динамической топографии Черного моря для альтиметрических измерений // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 5. С. 24–30.
6. Морозов А. Н., Лемешко Е. М. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным СТД/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // Морской гидрофиз. журн. 2014. № 1. С. 58–66.
7. Подымов О. И., Зацепин А. Г., Островский А. Г. Вертикальный турбулентный обмен в черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 546–559.
8. Самодуров А. С., Чухарев А. М. Оценка интенсивности вертикального турбулентного обмена в Черном море по экспериментальным данным // Экологическая безопасность. 2006. Вып. 14. С. 524–529.
9. Толстошеев А. П., Лунёв Е. Г., Мотыжёв С. В. Анализ результатов натуральных экспериментов с термопрофилирующими дрейфующими буями в Черном море и других районах Мирового океана // Морской гидрофиз. журн. 2014. № 5. С. 9–32.
10. Ginsburg A. I., Zatsepin A. G., Kostianoy A. G., Sheremet N. A. Mesoscale Water Dynamics // Handbook of Environmental Chemistry. 2008. V. 5. P. 195–215.
11. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Reconstruction of mean dynamic topography of the Black Sea for altimetry measurements // Izvestiya, Atmospheric and Ocean Physics. 2012. V. 48(9). P. 973–979.
12. Kubryakov A. A., Stanichny S. V. Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the Large-Scale circulation // Deep-Sea Research. 2015. V. 97. P. 80–97.
13. Maxworthy T., Leilich J., Simpson J. E., Meiburg E. H. The propagation of a gravity current into a linearly stratified fluid // J. Fluid Mechanics. 2002. V. 453. P. 371–394.
14. Oguz T., Besiktepe S. Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep Sea Research. 1999. Pt. 1. V. 46. P. 1733–1753.
15. Sizov A. A., Bayankina T. M., Yurovsky A. V. Study of the Process of the Black Sea Upper Layer Mixing in the Zone of the Rim Current Activity in Winter Based on the Drifters Data // Physical Oceanography. 2019. V. 26. Iss. 3. P. 260–270.

## Dynamics of the seasonal thermocline upper boundary depth in dependence on the Rim Current velocity (from satellite altimetry and drifter experiment data)

A. A. Sizov, T. M. Bayankina, N. E. Lebedev

*Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia*  
*E-mail: sizov\_anatoliy@mail.mail.ru*

Reaction of the seasonal thermocline upper boundary to the changing velocity of the Rim Current is under consideration. The analysis was carried out using the sea upper layer temperature data from the distributed temperature sensor systems of drifting buoys (drifters) and data on the Rim Current geostrophic velocity. An estimation of the latter was made by means of satellite altimetry in January – March when convection and turbulent mixing formed the main features of the seasonal thermocline. The performed analysis revealed that the upper boundary of the seasonal thermocline (which is also the lower boundary of the upper quasi-isothermal layer) deepens as the Rim Current velocity increases, and with its weakening, this boundary rises to shallower depths. This process is observed in the Rim Current zone both in the western and eastern parts of the Black Sea. An explanation of the mechanism of the Rim Current velocity influence on the change in the depth of the seasonal thermocline upper boundary is proposed. For this, we use the known data that the region of maximal Rim Current velocities (the jet of current) is located above the seasonal thermocline, while in the jet boundary layer there appear wave oscillations which propagate into the thermocline, causing changes in its characteristics. Qualitatively, the relevance of this assumption is confirmed by experimental data.

**Keywords:** upper quasi-isothermal layer, geostrophic velocity, seasonal thermocline, Rim Current

Accepted: 02.06.2020

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-4-231-237

## References

1. Bulgakov N. P., *Konveksiya v okeane* (The ocean convection), Moscow: Nauka, 1975, 272 p.
2. Gritsenko V. A., Chubarenko I. P., Ob osobennostyakh struktury frontal'noi zony pridonnykh gravitatsionnykh techenii (On features of structure of bottom gravity current frontal zone), *Okeanologiya*, 2010, Vol. 50, No. 1, pp. 32–39.
3. Ivanov V. A., Belokopytov V. N., *Okeanografiya Chernogo morya* (The Black Sea oceanography), Sevastopol, 2011, 212 p.
4. *Konvektivnoe peremeshivanie v more* (Convective mixing at the sea), A. D. Dobrovolskiy (ed.), Moscow: Izd. Moskovskogo universiteta, 1977, 239 p.
5. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Vosstanovlenie srednei dinamicheskoi topografii Chernogo morya dlya al'timetricheskikh izmerenii (Reconstruction of mean dynamic topography of the Black sea for altimetry measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2011, No. 5, pp. 24–30.
6. Morozov A. N., Lemeshko E. M., Otsenka koeffitsientov vertikal'noi turbulentnoi diffuzii po dannym CTD/LADCP-izmerenii v severo-zapadnoi chasti Chernogo morya v mae 2004 goda (Evaluation of vertical turbulent diffusion coefficients from CTD/LADCP measurements in the Northwestern part of the Black sea in May 2004), *Morskoj gidrofizicheskii zhurnal*, 2014, No. 1, pp. 58–66.
7. Podymov O. I., Zatsepin A. G., Ostrovskiy A. G., Vertikal'nyi turbulentnyi obmen v chernomorskom pynokline i ego svyaz' s dinamikoi vod (Vertical turbulent exchange in the Black sea pycnocline and its relation to water dynamics), *Okeanologiya*, 2017, Vol. 57, No. 4, pp. 546–559.
8. Samodurov A. S., Chukharev A. M., Otsenka skorosti vertikal'nogo turbulentnogo obmena v Chernom more po eksperimental'nym dannym (Estimation of the vertical turbulent exchange rate in the Black sea based on experimental data), *Ekologicheskaya bezopasnost*, 2006, Vol. 14, pp. 524–529.
9. Tolstosheev A. P., Lunev E. G., Motyzhev S. V., Analiz rezul'tatov naturnykh eksperimentov s termoprofiliruyushchimi dreifuyushchimi buyami v Chernom more i drugikh raionakh Mirovogo okeana (Analysis of the field experiments results with temperature-profiling drifters in the Black Sea and other World Ocean regions), *Morskoj gidrofizicheskii zhurnal*, 2014, No. 5, pp. 9–32.
10. Ginsburg A. I., Zatsepin A. G., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., Mesoscale Water Dynamics, *Handbook of Environmental Chemistry*, 2008, Vol. 5, pp. 195–215.
11. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Reconstruction of mean dynamic topography of the Black Sea for altimetry measurements, *Izvestiya, Atmospheric and Ocean Physics*, 2012, Vol. 48(9), pp. 973–979.
12. Kubryakov A. A., Stanichny S. V., Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the Large-Scale circulation, *Deep Sea Research*, 2015, Vol. 97, pp. 80–97.
13. Maxworthy T., Leilich J., Simpson J. E., Meiburg E. H., The propagation of a gravity current into a linearly stratified fluid, *J. Fluid Mechanics*, 2002, Vol. 453, pp. 371–394.
14. Ogus T., Besiktepe S., Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea, *Deep Sea Research*, 1999, Part 1, Vol. 46, pp. 1733–1753.
15. Sizov A. A., Bayankina T. M., Yurovsky A. V., Study of the Process of the Black Sea Upper Layer Mixing in the Zone of the Rim Current Activity in Winter Based on the Drifters Data, *Physical Oceanography*, 2019, Vol. 26, Issue 3, pp. 260–270.