

Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием

А. А. Кубряков^{1,*}, В. Н. Белокопытов¹, А. Г. Зацепин²,
С. В. Станичный¹, **В. Б. Пиотух²**

¹Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

²Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*E-mail: arskubr@ya.ru

Поступила в редакцию 07.02.2019 г., после доработки – 05.04.2019 г.

Цель. Исследована пространственно-временная изменчивость толщины верхнего квазигомогенного слоя (ВКС) в различных районах Черного моря и определена ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием за 1985–2017 гг.

Методы и результаты. На основе архива гидрологических данных за 1985–2017 гг, включающего измерения судовых экспедиций, буев *Argo* и заякоренного буя «Аквалог», определялась сезонная и межгодовая изменчивость толщины ВКС с использованием в качестве критерия разницы плотности ($dr = 0,07 \text{ кг/м}^3$) между поверхностными и глубинными слоями.

Выводы. В январе – марте крупномасштабная и синоптическая динамика значительно влияют на толщину ВКС. Минимальные среднемесячные значения толщины ВКС зимой отмечаются в синоптических циклонических вихрях и в центре моря (20–35 м), максимальные – в синоптических антициклонических вихрях (60–70 м) и умеренные – на периферии бассейна (40–45 м). В зонах опускания пикноклина зафиксированы значения толщины ВКС, превышающие 150 м. При этом за весь период анализа данных измерений (1985–2017 гг.) плотность воды в ВКС не превосходила 1015 кг/м^3 : этой изопикной ограничивалась глубина слоя перемешивания. Влияние ветрового воздействия на пространственную и временную изменчивость толщины ВКС было наибольшим в весенний и осенний периоды, когда сезонный термоклин ослаблен, а наименьшим летом, в период максимального солнечного прогрева, и зимой. В последние годы отмечено увеличение толщины ВКС в летний период, связанное с ростом скорости ветра.

Ключевые слова: Черное море, толщина верхнего квазигомогенного слоя, вертикальное перемешивание, течения, вихри, межгодовая изменчивость, ветровое воздействие.

Благодарности: данные получены и обработаны в рамках государственного задания по теме № 0827-2019-0002; исследование межгодовой и сезонной изменчивости ВКС выполнено при поддержке гранта РФФ 19-77-00029, влияние вихрей на толщину ВКС было исследовано при поддержке гранта РФФИ 17-05-00034, анализ влияния ветра на изменчивость ВКС выполнен при поддержке гранта РФФИ 17-05-41102 РГО_а.

Для цитирования: Изменчивость толщины перемешанного слоя в Черном море и ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием / А. А. Кубряков [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 5. С. 449–468. doi:10.22449/0233-7584-2019-5-449-468

The Black Sea Mixed Layer Depth Variability and Its Relation to the Basin Dynamics and Atmospheric Forcing

A. A. Kubryakov^{1,*}, V. N. Belokopytov¹, A. G. Zatsepin²,
S. V. Stanichny¹, V. B. Piotukh²

¹Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: arskubr@ya.ru

Purpose. Spatio-temporal variability of the mixed layer depth (MLD) in different regions of the Black Sea in 1985–2017, its relationship with large- and meso-scale dynamics and wind velocity are investigated.

Methods and Results. The study is based on the hydrological data archive for 1985–2017 including the measurements of the ship expeditions, the Argo buoys and the moored buoy “Aqalog”. Seasonal and interannual variability of the mixed layer depth was determined using the density criterion ($dr = 0,07\text{kg/m}^3$) between the surface layers and the base of the upper mixed layer.

Conclusions. In January – March, the large-scale and mesoscale dynamics significantly affects the mixed layer depth variability. Minimum monthly average values of the mixed layer depth in winter are observed in the mesoscale cyclonic eddies and in the center of the sea (20–30 m), the moderate values – on the periphery of the basin (40–45 m) and the maximum ones – in the mesoscale anticyclones (60–70 m). Several times the mixed layer depth values exceeding 150 m were detected in the downwelling areas of the basin. Analysis of the whole period (1985–2017) shows that the mixed layer density was never more than 1015 kg/m^3 . This isopycnal limits the maximum possible depth of the upper mixed layer. The impact of wind velocity on the spatial and temporal variability of the mixed layer thickness is the largest in spring and autumn when the seasonal thermocline is weak. It is less important in summer when solar heating stabilizes the upper layer, and in winter when the mixed layer depth is large. Rise of the mixed layer depth in summer is observed in recent years that is associated with rise of the wind speed in a warm period of a year.

Keywords: Black Sea, mixed layer depth, vertical turbulent mixing, currents, eddies, interannual variability, wind velocity.

Acknowledgements: the data were obtained and processed within the framework of the state task, theme No. 0827-2019-0002; interannual and seasonal variability of MLD was studied at support of the RSF grant 19-77-00029; influence of eddies on MLD was investigated at support of the RFBR grant 17-05-00034, wind impact on MLD variability was analyzed at support of the RFBR grant 17-05-41102.

For citation: Kubryakov, A.A., Belokopytov, V.N., Zatsepin, A.G., Stanichny, S.V. and Piotukh, V.B., 2019. The Black Sea Mixed Layer Depth Variability and Its Relation to the Basin Dynamics and Atmospheric Forcing. *Physical Oceanography*, [e-journal] 26(5), pp. 397-413. doi:10.22449/1573-160X-2019-5-397-413

1. Введение

Верхний квазиоднородный слой (ВКС) – слой вод, примыкающий к свободной поверхности моря, в котором основные гидрологические параметры среды (температура, соленость, плотность) распределены однородно по вертикали. Толщина этого слоя зависит от процессов обмена теплом, массой и импульсом между морем и атмосферой. Состояние морской экосистемы, в данном случае черноморской, тесно связано с динамикой ВКС, поскольку вертикальное вовлечение биогенов из глубинных слоев моря в ВКС является основным источником питательных веществ для фитопланктона в центральной части Черного моря. Интенсивность осенне-зимнего [1, 2] и весеннего [3, 450

4] цветения диатомовых находится в прямой зависимости от процессов вертикального перемешивания. Летнее цветение кокколитофорид на межгодовых масштабах коррелирует с зимним выхолаживанием и связанным с ним количеством вовлеченных в ВКС фосфатов [5, 6]. Если толщина ВКС значительно превосходит толщину фотического слоя, цветение фитопланктона в Черном море в зимний период может быть подавлено [2] вследствие общего недостатка освещенности ВКС [1, 7].

Вертикальное перемешивание в верхнем слое Черного моря в первую очередь определяется механическим воздействием напряжения трения ветра и потоком плавучести через границу раздела море – атмосфера. Наиболее сильное перемешивание наблюдается в холодный период года, когда ветровое воздействие усиливается, а поток плавучести, связанный с выхолаживанием поверхности моря, отрицателен.

Соленостная стратификация вод препятствует увеличению ВКС. Она очень сильна в Черном море из-за поступления большого количества речных вод в верхний слой и высокосоленых средиземноморских вод через пролив Босфор в нижележащие слои. В результате этого на глубинах 50–150 м образуется резкий пикно-халоклин, который существенно ограничивает вертикальное перемешивание с глубинными слоями вод.

Положение пикноклина в Черном море определяется сложным процессом взаимодействия опресненных и соленых вод, а его трехмерная структура (топография) – динамикой вод бассейна. В масштабе бассейна доминирующая циклоническая циркуляция вод приводит к поднятию пикноклина в циклонических круговоротах центральной части моря и к его опусканию в районе континентального склона в зоне Основного Черноморского течения (ОЧТ) (см. обзор в работе ¹). Интенсивность общей циркуляции вод на сезонных и межгодовых масштабах определяется завихренностью поля ветра [8–10]. К значительному изменению положения изопикнических поверхностей приводят также вертикальные движения в синоптических (мезомасштабных) вихрях [11–13]. Например, в антициклонах глубина залегания пикноклина может увеличиваться на 50 м, а в циклонах пикноклин может подниматься на 40 м относительно невозмущенных значений [13].

В суровые зимы сильное атмосферное выхолаживание вызывает значительное охлаждение и уплотнение вод ВКС, что приводит к наиболее сильному обновлению либо образованию холодного промежуточного слоя (ХПС) [14–18], который является важным элементом гидрологической структуры Черного моря. В то же время в работе [19] показано, что в Черном море положительной корреляции между толщиной ВКС и выхолаживанием в межгодовых масштабах не наблюдается. Причиной этого считается влияние изменчивости динамики бассейна: в суровые зимы усиливается северо-восточный ветер, с которым связан рост циклонической завихренности ветра над бассейном [14, 20, 21]. Это вызывает усиление общей циклонической циркуляции вод и поднятие в центре моря основного пикноклина (пикно-халоклина), ограничивающего толщину слоя вертикального перемешивания [14, 22].

¹ Иванов В. А., Белокопытов В. Н. Океанография Черного моря. Севастополь : МГИ НАН Украины, 2011. 209 с.

В теплый период года солнечный прогрев приводит к возникновению сезонного термоклина. Термическая стратификация препятствует перемешиванию, и толщина ВКС летом обычно невелика [14, 23]. Однако сильное ветровое воздействие способно вызвать эрозию сезонного термоклина и значительное увеличение толщины ВКС за счет турбулентного вовлечения [24]. Такие процессы приводят также к вовлечению биогенов из области термоклина и ХПС и возникновению аномального летнего цветения фитопланктона в поверхностном слое вод [25].

Исследование изменчивости толщины ВКС Черного моря проводилось в ряде работ [14, 20, 26–28]. В них даны оценки пространственного распределения этой величины в различные сезоны. Были исследованы различные параметры ВКС – плотность, температура – и их связь с зимним выхолаживанием [15–17, 26, 27]. Цель настоящей работы – изучить пространственно-временную изменчивость толщины ВКС в различных районах Черного моря и определить ее связь с динамикой вод и атмосферным воздействием в период 1985–2017 гг.

2. Данные и методы

2.1. Данные

В настоящей работе использовалась информация о температуре и солености Черного моря, которая была получена:

1) по многочисленным гидрологическим измерениям советских (российских), украинских и турецких судов из банка океанографических данных Морского гидрофизического института с 1985 по 2017 гг. [29];

2) в ходе морских экспедиционных работ Института океанологии РАН (НИС «Акванавт») в северо-восточной части Черного моря в 1997–2008 гг. с помощью высокоточных погружаемых цифровых CTD-зондов [16, 17];

3) по измерениям буев-профилемеров *Argo* за 2004–2017 гг., взятым из архива *IFREMER* (<ftp://ftp.ifremer.fr/>). Инструментальная погрешность профилемеров составляет 0,002 °C и 0,01 *psu* [30]. Вертикальное разрешение этих измерений в верхнем слое варьирует от 10 до 1 м для различных буев;

4) по данным зонда-профилографа «Аквалог» на заякоренной буйковой станции за 2013–2015 гг. на подспутниковом полигоне ИО РАН в северо-восточной части Черного моря [31].

Данные о температуре и солености вертикально интерполировались на равномерную сетку с шагом 2 м и использовались для расчета потенциальной плотности по формуле ЮНЕСКО.

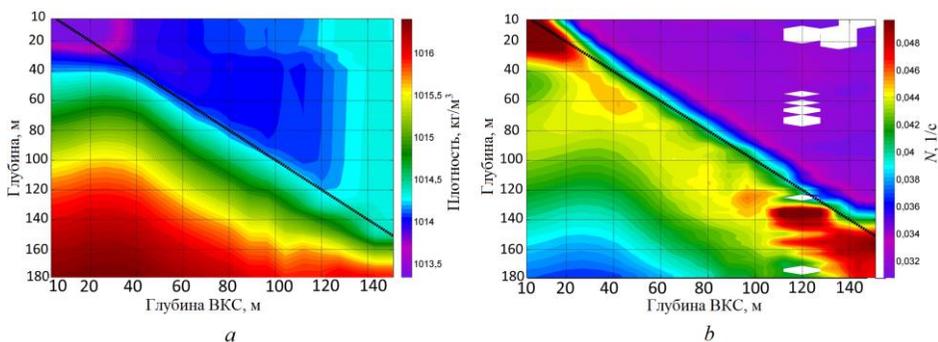
В работе анализировались данные реанализа *ERA-Interim* о скорости ветра на высоте 10 м. Пространственное разрешение массива – 0,75°, временное разрешение – 6 ч. Данные реанализа были верифицированы на основе сопоставления с контактными измерениями скорости ветра над Черным морем в работе [32].

Уровень Черного моря определялся как сумма аномалий уровня, полученных по комбинированным измерениям нескольких альтиметров (<http://www.marine.copernicus.eu>), и средней динамической топографии из работы [33]. На основе этих данных по уравнениям геострофического баланса

рассчитывались ежедневные карты скорости поверхностных геострофических течений с пространственным разрешением $1/8^\circ$.

2.2. Метод определения толщины ВКС

И термическая, и халинная стратификация оказывают значительное влияние на перемешивание в Черном море в разные сезоны. Поэтому для определения толщины ВКС использовался плотностной критерий: она рассчитывалась как глубина, на которой потенциальная плотность воды больше ее потенциальной плотности на верхнем уровне измерений на заданную величину dr [28]. На основе эмпирического подхода было выбрано значение dr , равное $0,07 \text{ кг/м}^3$. Для точной оценки толщины ВКС из анализа были исключены профили, в которых было менее пяти измерений в слое $0\text{--}50$ м. Кроме того, в теплый период года были исключены профили, в которых было менее двух измерений в слое $0\text{--}10$ м. Следует отметить, что часто вертикальное разрешение в этом слое было недостаточным для определения толщины ВКС в теплый период года, когда реальные значения толщины ВКС были менее 5 м. Поэтому в указанный период рассчитанные значения толщины ВКС могут быть несколько завышены. Всего получено более 32000 оценок толщины ВКС в Черном море за 1985–2017 гг.



Р и с. 1. Композитная (средняя) вертикальная структура потенциальной плотности, кг/м^3 (a); частоты Вэйсälя – Брента, $1/\text{с}$ (b) для разных интервалов значений глубины ВКС

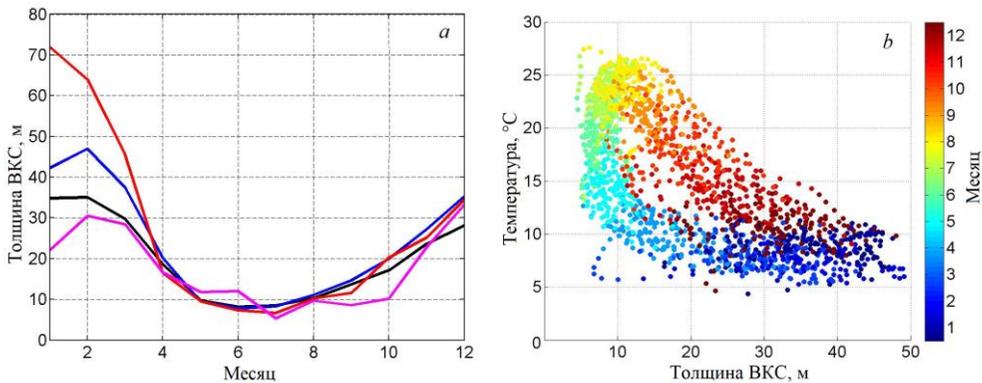
F i g. 1. Composite (average) vertical structure of potential density, kg/m^3 (a) and the Väisäl – Brent frequency, $1/\text{s}$ (b) for different intervals of the MLD values

Для проверки избранного критерия на рис. 1 представлена композитная вертикальная структура потенциальной плотности и частоты Вэйсälя – Брента для разных значений толщины ВКС. Для расчета диаграммы (рис. 1, a) все профили плотности для каждого интервала значений глубины ВКС (например, $20\text{--}30$ м) усреднялись, результат наносился цветом. Как видно из рисунка, выше определенной с помощью плотностного критерия толщины ВКС (черная диагональная линия) плотность сравнительно однородна, а частота Вэйсälя – Брента минимальна и близка к нулю. Это означает, что вышележащий слой воды перемешан по вертикали, и иллюстрирует пригодность выбранного критерия для определения толщины ВКС в Черном море. Отметим, что выбранное в качестве критерия значение величины dr , равное $0,07 \text{ кг/м}^3$,

меньше, чем выбранное в работе [28] ($0,125 \text{ кг/м}^3$). Поэтому полученные в работе [28] оценки толщины ВКС будут несколько выше, чем в настоящей работе.

3. Временной ход толщины ВКС

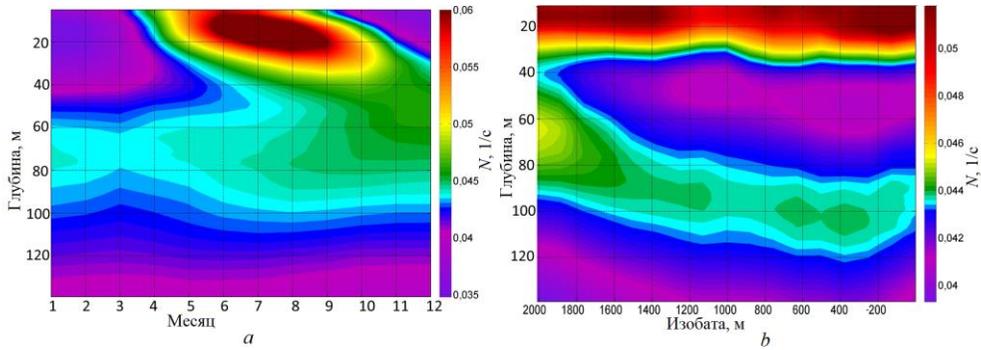
На рис. 2, *a* показана сезонная изменчивость толщины ВКС, пространственно осредненная по различным районам акватории: по центральной части моря (глубины более 2000 м), по району континентального склона (глубины 100–1500 м). Сезонная изменчивость толщины ВКС в первую очередь определяется ходом потока тепла между океаном и атмосферой. С увеличением падающей коротковолновой радиации в конце марта – апреле в верхнем слое на глубинах 10–20 м начинает формироваться сезонный термоклин (рис. 3, *a*). Термический прогрев вызывает увеличение стратификации вод в верхнем слое, которое приводит к резкому уменьшению толщины ВКС. График зависимости толщины ВКС от температуры (рис. 2, *b*) на горизонте 5 м показывает, что при росте температуры верхнего слоя от 8 до 10–12 °С, т. е. всего на 2–4 °С, толщина ВКС уменьшается в два раза: от 30–40 до 10–20 м.



Р и с. 2. Сезонная изменчивость толщины ВКС в центральной части моря (черная линия), в районе континентального склона бассейна (синяя линия), в антициклонических вихрях (красная линия), в циклонических вихрях (фиолетовая линия) (*a*); зависимость толщины ВКС в центре моря от температуры на глубине 5 м (*b*)

Fig. 2. Seasonal variability of MLD in the central part of the sea (black line), over the continental slope (red line), in the cyclonic eddies (magenta line) (*a*); dependence of MLD in the sea center upon the temperature on depth 5 m (*b*)

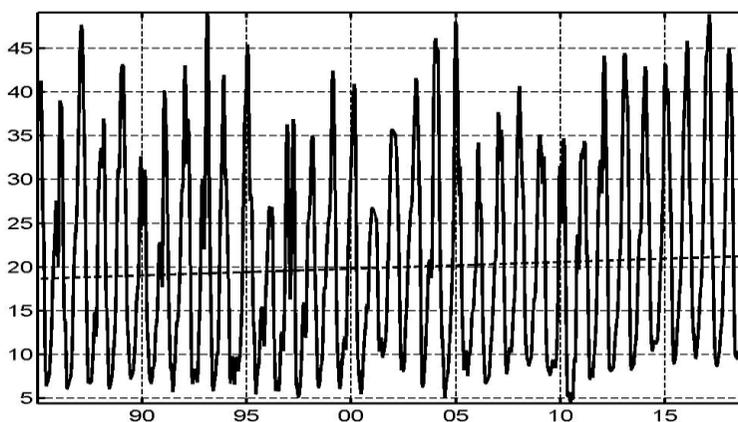
При дальнейшем увеличении температуры от 12 до 22 °С в весенне-летний период толщина ВКС изменяется слабо (рис. 2, *b*). В летний период с мая по сентябрь она равна в среднем 5–10 м. Периодическое воздействие ветра и волн вызывает перемешивание в верхнем слое моря, поэтому среднемесячные значения толщины ВКС редко опускаются ниже 5 м даже в период максимального летнего прогрева.



Р и с. 3. Сезонная изменчивость частоты Вэйсäl – Брента (1/с) в центральной части моря (глубины более 2000 м) (а); среднее распределение частоты Вэйсäl – Брента (1/с) для различных изобат Черного моря (b)
F i g. 3. Seasonal variability of the Väisäl – Brent frequency (1/s) in the central part of the sea (depth exceeding 2000 m) (a); average distribution of the Väisäl – Brent frequency (1/s) for different isobaths of the Black Sea (b)

Максимальный градиент плотности с апреля по август отмечается на глубине 5–15 м (рис. 3, а).

Уменьшение потока тепла в конце августа приводит к постепенному заглублению термоклина в осенний период. С сентября по январь толщина ВКС в центре моря практически линейно зависит от температуры поверхности (рис. 2, b). На вертикальной диаграмме сезонной изменчивости частоты Вэйсäl – Брента (рис. 3, а) видно, что сезонный термоклин определяет стратификацию верхнего слоя (0–40 м) с апреля по ноябрь. В это время средние значения толщины ВКС не превышают 25 м. В декабре – январе сезонный термоклин полностью разрушается и основную роль в препятствовании вертикальному перемешиванию начинает играть основной пикно-халоклин (рис. 3, а).



Р и с. 4. Межгодовая изменчивость толщины ВКС в центральной части моря (90-дневная фильтрация скользящим средним)
F i g. 4. Interannual variability of MLD in the central part of the sea (90-day filtration by the moving average)

Межгодовая изменчивость толщины ВКС, рассчитанная на основе всего массива данных, представлена на рис. 4. Для расчета данные для центральной части моря были усреднены за каждый месяц, далее ряд был сглажен с использованием скользящего среднего с шириной окна 90 дней. Отметим некоторые особенности межгодового хода. Максимальные значения толщины ВКС повторялись примерно с 10-летней периодичностью в 1993–1995, 2005, 2015–2017 гг. Такая периодичность может быть связана с 10-летними колебаниями в поле температуры поверхности моря [34]. Заметен также многолетний рост глубины ВКС в теплый период года. До 2000-х годов толщина ВКС в летний период составляла 6–8 м, а после 2010 г. ее значения в среднем превышали 10 м. Такой рост, вероятно, связан с увеличением интенсивности ветрового воздействия (см. раздел 5).

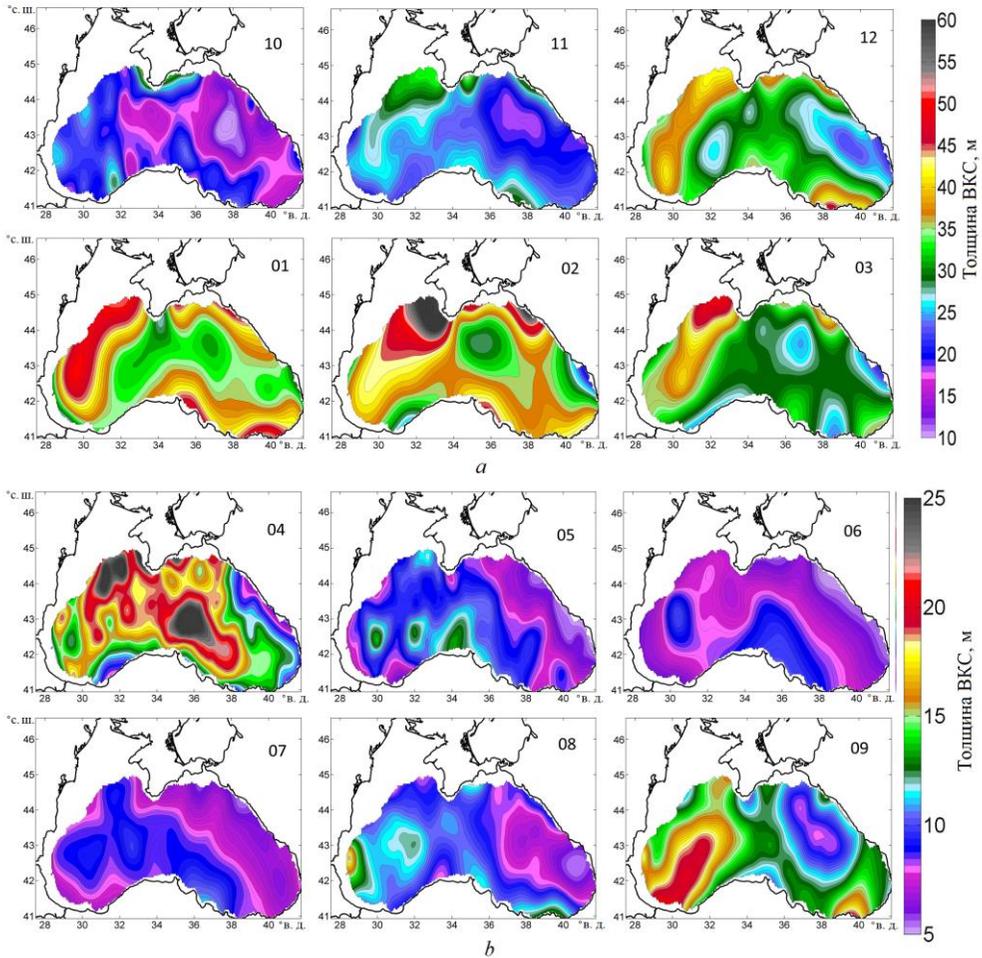
4. Зимнее распределение толщины ВКС и ее связь с динамикой вод

В зимний период распределение толщины ВКС по площади бассейна характеризуется значительной пространственной изменчивостью (рис. 5, *a*). Эта изменчивость вызвана различием в глубине положения основного пикноклина в разных частях бассейна. Из-за общей циклонической циркуляции вод пикноклин приподнят в центральной части моря и понижен на его периферии. Пространственное распределение значений частоты Вьяйсяля – Брента на диаграмме показывает (см. рис. 3, *b*), что в глубинной части моря (за изобатой 2000 м) пикноклин располагается на глубине 40–90 м, а в верхней части континентального склона ($H > 500$ м) на 40 м ниже – на глубине 80–120 м. Такая топография основного пикноклина приводит к тому, что зимнее перемешивание, обусловленное выхолаживанием вод и ветровым воздействием, затрагивает более глубокий слой на периферии бассейна. Поэтому в наиболее холодный период года, с января по март (см. рис. 2, *a*; 5, *a*), толщина ВКС в центре моря значительно ниже, чем в районе континентального склона [14]. В центральной части моря средние значения толщины ВКС в январе – марте составляют 35, 35 и 30 м (см. рис. 2, *a*), в то время как в районе континентального склона (изобаты 200–1500 м) они на 7–10 м больше и равны 42, 47 и 40 м соответственно.

Максимальные значения толщины ВКС наблюдаются в северо-западной части моря, где в феврале – марте они превышают 50 м (рис. 5, *a*). Существуют, по крайней мере, две возможные причины образования ВКС максимальной толщины в этой области. Во-первых, область соседствует с широким северо-западным шельфом бассейна. Зимой в мелководных районах северо-западного шельфа воды значительно охлаждаются и перемешиваются почти до дна. Если в результате выхолаживания их плотность превышает плотность вод в центральной части моря, то они стекают по склону бассейна в режиме плотностного течения и способствуют увеличению толщины ВКС в соседних с шельфом районах [35, 36].

Во-вторых, северо-западная часть моря характеризуется интенсивной синоптической вихревой динамикой. Здесь наблюдается образование и стационарирование крупного Севастопольского антициклона. Нисходящие движения в антициклонах приводят к дополнительному опусканию пикноклина и его максимальному заглублению. Конвергенция в антициклонах приводит

к скоплению поверхностных вод, что вызывает увеличение холодозапаса в их ядрах до максимальных значений и интенсивное формирование вод ХПС [11, 13, 23, 36, 37]. Скопление поверхностных вод с одинаковыми свойствами и опускание основного пикноклина способствуют ослаблению стратификации верхнего слоя в антициклонах [13]. Авторы работы [36] показывают, что толщина ВКС в Севастопольском вихре может достигать высоких значений, превышающих 50–60 м.



Р и с. 5. Пространственное распределение глубины ВКС: *a* – в холодный период года (октябрь – март); *b* – в теплый период года (апрель – сентябрь)
F i g. 5. Spatial distribution of MLD: *a* – in a cold period (October – March); *b* – in a warm period (April – September)

В зимний период среднеквадратичное отклонение (СКО) для значений ВКС достаточно велико и составляет 10 м для центральной части моря и 15 м для района континентального склона. Такая изменчивость связана с динамическими процессами – интенсивностью вихревой и крупномасштабной динамики в бассейне.

Для исследования влияния вихрей на толщину ВКС мы использовали метод композитного анализа альтиметрических и гидрологических данных [13]. Синоптические вихри были идентифицированы по данным о геострофической скорости, полученным по измерениям спутниковых альтиметров. Для этого использовался метод «угол намотки», основанный на выделении замкнутых линий тока в поле скорости [38]. Знак вихря определялся по среднему значению завихренности в нем. Детали этого алгоритма, результаты его работы по определению характеристик вихрей Черного моря и его валидация даны в [39, 40]. Далее были выбраны только те гидрологические профили, которые находились в интенсивных синоптических вихрях с орбитальной скоростью более 15 см/с. Всего в антициклонах было выделено 1290, а в циклонах – 230 профилей. На основе выбранных профилей определялась сезонная изменчивость глубины ВКС в вихрях различного знака.

Как видно из рис. 2, *a*, синоптическая изменчивость влияет на глубину ВКС в зимний период, когда вертикальное перемешивание ограничивается основным пикноклином. Опускание изопикн в антициклонах приводит к увеличению глубины ВКС, а подъем в циклонах – к ее уменьшению. В циклонических вихрях глубина ВКС минимальна и составляет всего 20 м в январе и 30 м в феврале – марте. В антициклонах средняя глубина ВКС максимальна: в январе она достигает 70 м, в феврале – 65 м, а в марте – 50 м. Отметим резкий скачок толщины ВКС от 35 до 75 м в антициклонических вихрях с декабря по январь. В декабре происходит окончательное разрушение сезонного термоклина (рис. 3, *a*) и основной пикноклин начинает играть определяющую роль в ограничении вертикального перемешивания по глубине. Поскольку в антициклонах основной пикноклин опущен, в январе в этих вихрях толщина ВКС резко возрастает. Заглубление пикноклина определяется интенсивностью вихрей [13], и можно ожидать, что в наиболее интенсивных антициклонах глубина ВКС может достигать и больших значений.

Для того чтобы определить районы интенсивного перемешивания, на рис. 6 были отмечены точки измерений, в которых толщина ВКС в изучаемый период превосходила 70 и 100 м. Как видно из рис. 6, *a*, наиболее высокие ее значения наблюдаются только в районах континентального склона бассейна, где пикноклин заглублен. ВКС толщиной более 100 м наиболее часто наблюдался в северо-западной части моря. Нисходящие движения в Севастопольском антициклоне и склоновая конвекция способствуют увеличению интенсивности вертикального перемешивания в этом районе. Кроме того, глубина нижней границы ВКС, превышающая 100 м, отмечалась восемь раз в северо-восточной части моря в районе Геленджика по измерениям «Аквалога», один раз в юго-западной части моря у пролива Босфор и дважды в районе Анатолийского побережья. Отметим, что частично такое распределение высоких значений толщины ВКС связано с пространственной неоднородностью количества измерений – в базе Морского гидрофизического института находится больше данных для северной части моря у побережья Крыма, а «Аквалог» предоставляет многочисленные данные регулярных измерений с периодичностью 6 ч в северо-восточной части моря.

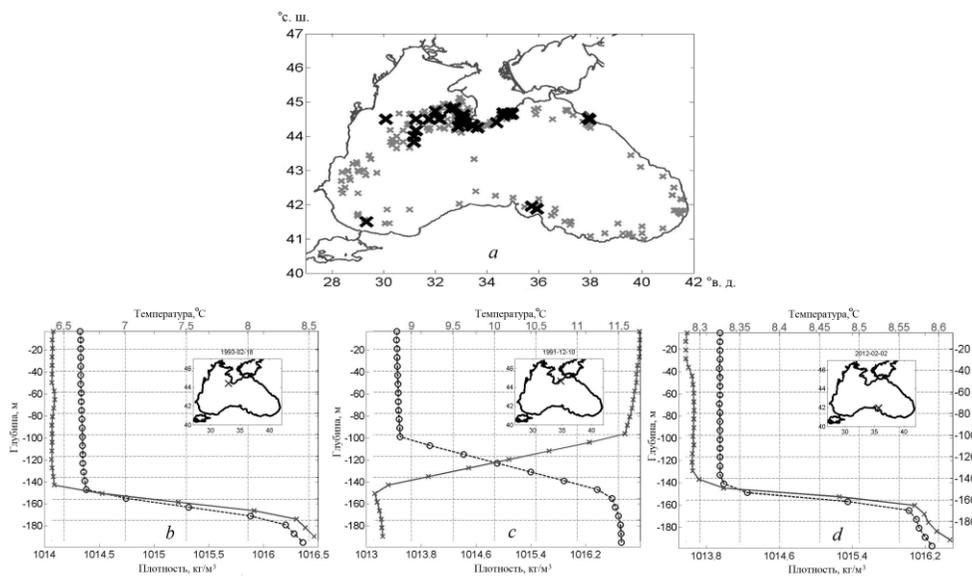


Рис. 6. Положение точек наблюдения anomalно высоких значений толщины ВКС более 70 м (серые крестики) и более 100 м (черные крестики) (a); профили плотности (кружки) и солёности (крестики) в точках измерений, где толщина ВКС превосходит 100 м: в северо-западной части моря 18 февраля 1993 г. (b); на южном побережье Крыма 10 декабря 1991 г. (c); в южной части моря 2 февраля 2012 г. (d)

Fig. 6. Location of the points where the anomalously high values of MLD were observed (a); density (circles) and salinity (crosses) profiles in the measurement points where MLD exceeds 100 m: in the northwestern part of the sea on February 18, 1993 (b); nearby the South Coast of the Crimea on December 10, 1991 (c); in the southern part of the sea on February 2, 2012 (d)

Пример профиля температуры и плотности в районе Севастопольского вихря за 18 февраля 1993 г. приведен на рис. 6, b. В этом году зима была суровой и температура ВКС достигала крайне низких значений (6,5 °C). По профилю плотности видно, что верхний слой перемешан до глубин, превышающих 150 м. Тем не менее из-за низких значений солёности (18 psu) плотность ВКС не превосходит 1014,4 кг/м³, т. е. относительно невысока для такой глубины перемешивания. Это свидетельствует о скоплении пресных вод и опускании пикноклина в данном районе, что, вероятно, связано с действием Севастопольского антициклона. Резкое зимнее выхолаживание привело к формированию ВКС большой толщины в этом вихре.

На графике за 10 декабря 1991 г. (рис. 6, c) у Южного берега Крыма значения толщины ВКС также высоки – более 100 м. Однако ВКС был достаточно теплым: его температура составляла более 8,8 °C, плотность – менее 1013,6 кг/м³. В этом случае основной причиной формирования глубокого ВКС была динамика вод (конвергенция в верхнем слое и опускание пикноклина), а не потоки плавучести.

В южной части бассейна большие значения толщины ВКС фиксировались по современным измерениям буев *Argo* зимой 2012 г., которая также была холодной. На профиле за 2 февраля 2012 г. (рис. 6, d) видно, что толщина ВКС в южной части моря достигала экстремальных для Черного моря зна-

чений – 140 м. Соленость до глубины 140 м была равна 18,2 *psu*, затем резко возрастала более чем на 2 *psu* до значений 20,7 *psu* на глубинах ~ 160 м. Такой перепад свидетельствует о крайне резком халоклине, начинающемся сразу на нижней границе ВКС и ограничивающем вертикальное перемешивание. В то же время температура ВКС была достаточно высокой – около 8,3 °С, т. е. он содержал относительно теплые поверхностные воды и образование нового ХПС (с температурой, меньшей 8 °С) не происходило.

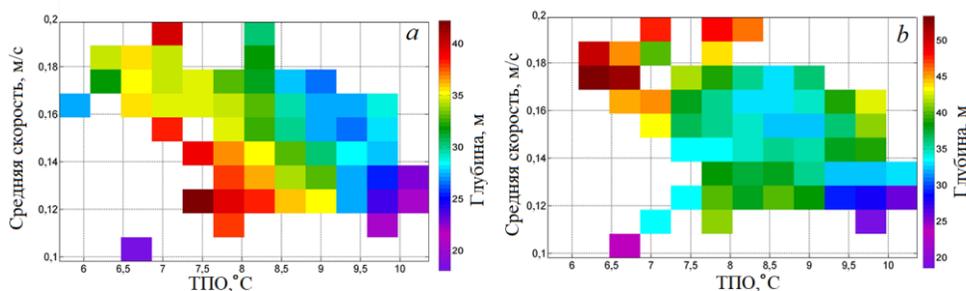
ВКС большой толщины может негативно влиять на биологическую продуктивность бассейна, поскольку глубина эвфотического слоя в зимний период значительно меньше (~ 50 м) [4]. Поэтому зимой в зонах наиболее интенсивных нисходящих движений на континентальном склоне и в антициклонах можно ожидать снижения концентрации хлорофилла *a* [1, 7].

Как следует из рис. 1, *a*, экстремально большая толщина ВКС (более 70 м) наблюдается только в случае динамического заглубления основного пикноклина (1015 кг/м³), т. е. только в районах сильных нисходящих движений – в зонах даунвеллинга в районе континентального склона или в интенсивных антициклонических вихрях. Отметим также, что при увеличении толщины ВКС (более 100 м) стратификация в нижележащих слоях резко возрастает (см. рис. 1, *b*). Это связано с «компрессией» изопикн, которая происходит в результате их заглубления в верхнем слое [13]. Таким образом, даже при экстремальных значениях толщины ВКС вертикальное перемешивание не способно преодолеть барьер пикно-халоклина и вовлечь в верхний слой нижележащие воды. Максимально зафиксированная потенциальная плотность ВКС составила 1014,97 кг/м³. Всего значений плотности, превышающих 1014,9 кг/м³, было отмечено 19, а превышающих 1014,8 кг/м³ – 50, что составляет менее 0,1 % от всего массива. Большинство этих высоких значений наблюдались в центре восточного циклонического круговорота во время съемок в холодном феврале 1991 г., когда температура поверхности была менее 5 °С.

Следовательно, нижележащие слои с большей плотностью (более 1015 кг/м³) не могут находиться в непосредственном контакте с атмосферой, и поступление кислорода в них ограничено резкой плотностной стратификацией. Проникновение кислорода в нижние слои возможно только в результате диапикнических процессов – турбулентной диффузии, связанной, например, с вертикальным сдвигом скорости в ОЧТ [41]. Поэтому резкий пикнохалоклин, ограничивающий поступление кислорода в глубинные слои моря с более высокой плотностью, является одной из основных причин существования сероводородной зоны в бассейне [42].

Толщина ВКС в зимний период тесно связана с положением основного пикноклина, на которое, в свою очередь, влияет динамика бассейна. Как уже говорилось выше, при интенсификации общей циклонической циркуляции вод в Черном море происходит подъем пикноклина в центре моря и его опускание на периферии. Таким образом, более интенсивная циркуляция при одном и том же атмосферном воздействии должна приводить к утолщению ВКС над континентальным склоном моря и его утончению в центре моря. Это связь видна на рис. 7, где представлена зависимость толщины ВКС от средней по бассейну скорости течений и температуры поверхности. С увели-

чением средней скорости течения от 0,10 до 0,18 м/с толщина ВКС в центре моря уменьшается от 35–40 м до 25–35 м при температуре поверхности 7–9 °С. В то же время с увеличением скорости течения на периферии моря толщина ВКС растет от 35 до 50 м при температуре 7–8 °С, и от 25 до 40 м при температуре 9–10 °С. Отметим, что при наиболее низкой скорости течения на континентальном склоне эта связь нарушается: толщина ВКС растет при снижении скорости течения от 0,14 до 0,12 м/с. При сильном ослаблении ОЧТ в этом районе интенсифицируется образование антициклонов, и заглупление изопикн в них может приводить к увеличению, а не к уменьшению толщины ВКС.



Р и с. 7. Зависимость средней толщины ВКС в центральной части моря (*a*) и на его периферии (*b*) от средней по бассейну скорости течений, полученной по альтиметрическим данным, и от температуры поверхности

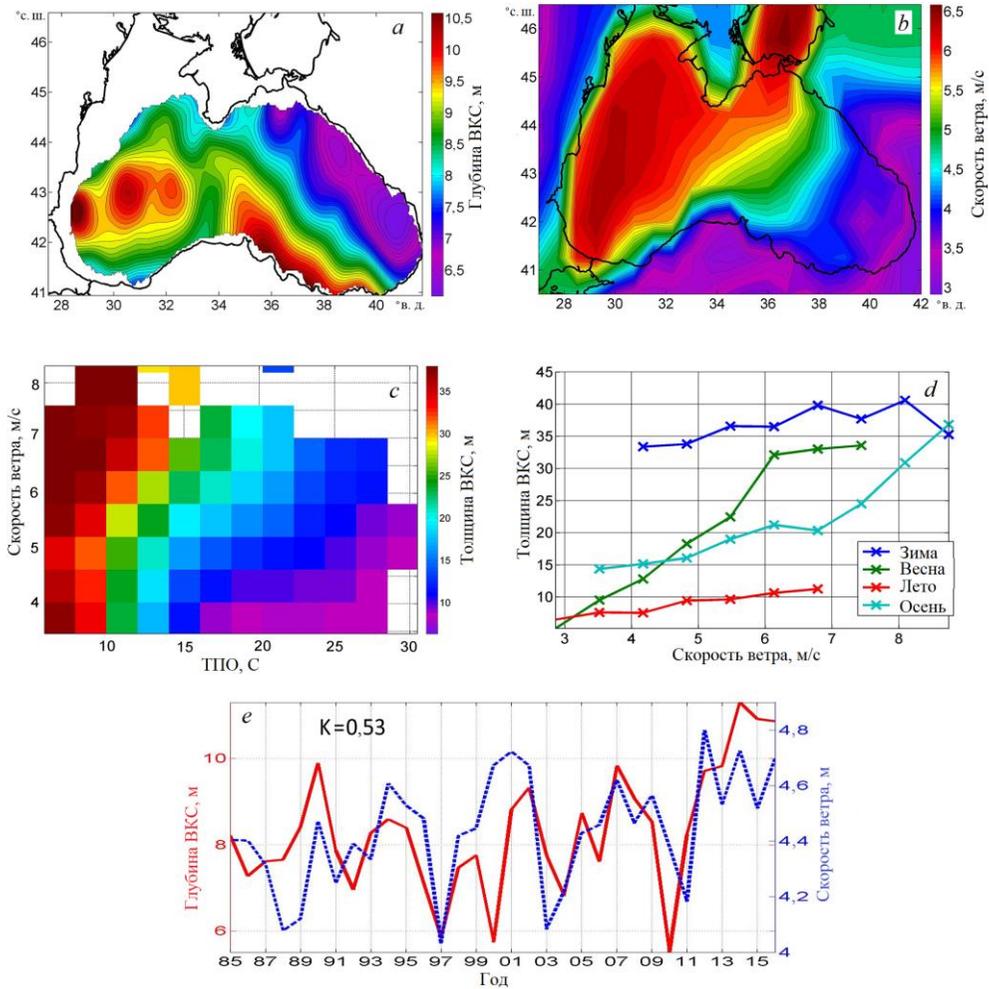
F i g. 7. Dependence of MLD in the sea central part (*a*) and on its periphery (*b*) upon the basin-average altimetry-derived current velocity and surface temperature

5. Толщина ВКС в теплый период года и ее связь со скоростью ветра

В теплый период года средние значения толщины ВКС составляют 5–20 м (рис. 5, *b*; 8, *a*). Минимальные значения толщины ВКС наблюдаются в период максимального прогрева в июне – июле, когда они в среднем меньше 10 м. Положение сезонного термоклина определяется балансом потоков плавучести и турбулентной энергии вблизи границы раздела море – атмосфера. При этом положительный поток плавучести обеспечивается в основном потоком солнечной коротковолновой радиации. Поскольку последняя приблизительно равномерна по акватории бассейна, средние значения толщины ВКС на периферии и в центре моря практически совпадают и не превышают 10 м (см. рис. 2, *a*). СКО оценок толщины ВКС летом также невелико и составляет 2–3 м.

В то же время пространственное распределение толщины ВКС в весенне-осенний период характеризуется минимальными значениями в восточной части и большими значениями на западе бассейна (рис. 8, *a*). Такое распределение связано с пространственными особенностями поля скорости ветра над бассейном (рис. 8, *b*) [43]. Преобладающее направление ветра над Черным морем – северо-восточное. Высокие Кавказские горы формируют зону ветровой тени в юго-восточной области бассейна. В этом районе средние значения скорости ветра не превышают 4 м/с. Максимальная скорость ветра (более 6 м/с) наблюдается в юго-западной части моря. Положительный приток пла-

вучести, обусловленный стоком кавказских рек, и значительные осадки в юго-восточной части моря также, вероятно, способствуют уменьшению толщины ВКС в этой части моря.



Р и с. 8. Пространственное распределение средней по бассейну толщины ВКС (*a*) и скорости ветра (*b*) в летний период; диаграмма зависимости средней по бассейну толщины ВКС от средней по бассейну скорости ветра и температуры поверхности (*c*); зависимость средней по бассейну толщины ВКС от средней скорости в ветра в различные сезоны (*d*); межгодовая изменчивость средней по бассейну толщины ВКС и скорости ветра над Черным морем в летний период (*e*)

Fig. 8. Spatial distribution of the basin-average MLD (*a*) and the wind speed (*b*) in a summer period; diagram of dependence of the basin-average MLD on the basin-average wind speed and surface temperature (*c*); dependence of the basin-average MLD on the average wind speed in different seasons (*d*); interannual variability of the basin-average MLD and the average wind speed over the Black Sea in a summer period (*e*)

Ветровое воздействие является наиболее значимой причиной изменчивости глубины ВКС в теплый период года. Диаграмма зависимости толщины

ВКС от средней по бассейну скорости ветра и температуры поверхности, представленная на рис. 8, *с*, отражает особенности взаимосвязи термической стратификации и ветрового перемешивания. Хорошо заметно, что в интервале значений температуры 10–25 °С толщина ВКС значительно возрастает при увеличении средней скорости ветра. Например, при температуре 15 °С, средняя по бассейну толщина ВКС вырастает в 2–3 раза: от 5–10 до 25 м при увеличении скорости ветра от 4 до 8 м/с. При высоких значениях температуры толщина ВКС менее чувствительна к изменениям скорости ветра. При $T = 24$ °С аналогичный рост скорости ветра от 4 до 8 м/с приводит к увеличению ВКС от 5–10 до 15 м, поскольку сильная термическая стратификация препятствует турбулентному вовлечению, обусловленному ветровым воздействием.

На рис. 8, *д* показана зависимость толщины ВКС от скорости ветра в различные сезоны. Как видно, наиболее значительные изменения толщины ВКС при росте скорости ветра наблюдаются в весенний и осенний периоды. Рост средней скорости ветра от 4 до 8 м/с весной приводит к увеличению толщины ВКС от 10 до 30 м. В это время года сезонный термоклин только начинает формироваться и еще слаб, поэтому сильное ветровое воздействие способно быстро разрушить его и перемешать верхний слой до более высоких (зимних) значений толщины ВКС. Осенью при охлаждении моря термоклин ослабляется. Сильные осенние штормы способны за несколько дней разрушить его в значительной степени и сделать его состояние близким к зимнему [24]. Осенью и весной СКО средних оценок толщины ВКС составляет 6–10 м. Значительно менее чувствительна толщина ВКС к влиянию ветрового воздействия летом. В этот период СКО толщины ВКС не превышает 2–3 м, поскольку солнечный прогрев увеличивает стратификацию верхнего слоя и термоклин наиболее развит. Слабая зависимость ВКС от ветра наблюдается и зимой, когда основной халоклин препятствует вертикальному перемешиванию даже при штормовых условиях. Тем не менее в центральных районах моря, где основной пикноклин поднят максимально близко к поверхности, конвективно-ветровое перемешивание должно вызывать его эрозию и уплотнение (осолонение) вод ВКС. Согласно гипотезе И. М. Овчинникова и Ю. И. Попова [44], выхоложенный и осолоненный ВКС в центральных частях циклонических круговоротов является основным источником вод новообразующегося ХПС в Черном море.

Для летнего периода межгодовая изменчивость толщины ВКС и скорости ветра над бассейном имеет положительную корреляцию с коэффициентом 0,54 (рис. 8, *е*). В годы наиболее сильного летнего ветрового воздействия (скорость более 4 м/с) толщина ВКС превосходила 10 м, в годы со слабыми летними ветрами она была менее 8 м. Отметим, что из-за относительно невысокой вертикальной дискретности измерений в верхнем слое реальные значения толщины ВКС могут быть несколько ниже. В летний период максимальные значения толщины ВКС наблюдались в 1990, 1994, 2001, 2013–2016 гг. На рис. 8, *с* можно также отметить тенденцию к росту толщины ВКС в последние годы (2013–2016 гг.) по сравнению с 2000–2012 гг. Эта тенденция, вероятнее всего, связана с отмечавшимся в [45] увеличением числа штормовых событий в летний период в эти годы. Например, в июне 2001 г. в Черном

море произошел сильный шторм, действие которого вызвало уменьшение среднемесячной температуры на 3 °С по сравнению с климатическим значением (18 и 21 °С соответственно). Ряд сильных штормов был отмечен также в августе 2015 г. [25]. Эти события видны и на графике изменчивости толщины ВКС. Увеличение интенсивности штормов летом может приводить к вовлечению биогенов в поверхностный слой и возникновению интенсивных цветений фитопланктона в теплый период года [25], значительно влияя на функционирование его экосистемы.

6. Выводы

В настоящей работе на основе использования большого массива данных гидрологических измерений (более 30 тыс.) проведен анализ сезонной и межгодовой изменчивости толщины ВКС в Черном море. В холодный период года, когда основной пикно-халоклин ограничивает вертикальное перемешивание, на толщину ВКС значительное влияние оказывает динамика вод бассейна. В центральных районах моря, где пикноклин приподнят, толщина ВКС с января по март составляет 30–35 м, что на 7–15 м меньше, чем в районах континентального склона бассейна, где пикноклин заглублен. Максимальные значения толщины ВКС наблюдаются в интенсивных синоптических антициклонических вихрях, где зимой они достигают в среднем 65–70 м, а минимальные – в циклонических синоптических вихрях (25–30 м). В ряде случаев зафиксированы экстремально высокие для Черного моря значения толщины ВКС, достигающие 100 и даже 150 м. Все эти случаи относились к периферии бассейна (зоне опускания пикноклина).

На основе композитного анализа толщины ВКС и его плотностной структуры показано, что даже при указанных выше больших значениях толщины ВКС плотность его вод не превышает 1015 кг/м³, т. е. воды основного пикноклина, за исключением самой его верхней части, не вовлекаются в перемешивание и не вступают во взаимодействие с атмосферой.

В период прогрева механическое воздействие ветра является основным фактором, вызывающим изменчивость толщины ВКС. Слабые ветры в восточной части моря и сильные – в юго-западной приводят к соответствующему пространственному распределению толщины ВКС с максимумом на западе и минимумом на востоке бассейна.

В работе получены зависимости между толщиной ВКС, скоростью ветра и температурой поверхности моря. Влияние ветра наиболее значимо в весенний и осенний периоды ослабленной стратификации вод верхнего слоя и менее выражено летом при резком сезонном термоклине в период максимального прогрева. На межгодовых масштабах наблюдается достаточно выраженная положительная корреляция между толщиной ВКС и скоростью ветра в летний период. В последние годы (2013–2016 гг.) отмечается рост летних значений толщины ВКС, связанный с интенсификацией летних штормов [45].

Стратификация вод является главным фактором, ослабляющим интенсивность вертикального перемешивания в том или ином бассейне Мирового океана. Наблюдающееся в последние несколько десятилетий быстрое глобальное потепление климата должно приводить к соответствующему уменьшению толщины ВКС. Исследования последних лет показывают, что халинная

стратификация, определяющая мощность основного пикноклина в Черном море, также претерпевает сильные изменения [46]. В 1980–2010 гг. отмечалось опреснение верхнего слоя, что должно было приводить к ослаблению вертикального перемешивания вод (см. работы ^{1, 2}, а также [47]). Однако с 2015 г. наблюдается достаточно интенсивный рост солености верхнего слоя, частично компенсирующий растущий термический вклад в плотностную стратификацию вод [15, 45]. Изучение изменчивости стратификации Черного моря и влияния на нее изменений температуры и солености вод верхнего слоя является важной задачей, которую авторы планируют решать в дальнейших работах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Phenology and drivers of the winter-spring phytoplankton bloom in the open Black Sea: The application of Sverdrup's hypothesis and its refinements / A. S. Mikaelyan [et al.] // *Progress in Oceanography*. Vol. 151. P. 163–176. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2016.12.006>
2. Regional climate and patterns of phytoplankton annual succession in the open waters of the Black Sea / A. S. Mikaelyan [et al.] // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2018. Vol. 142. P. 44–57. doi:10.1016/j.dsr.2018.08.001
3. *Финенко З. З., Суслин В. В., Ковалева И. В.* Сезонные и многолетние изменения концентрации хлорофилла в Черном море по спутниковым наблюдениям // *Океанология*. 2014. Т. 54, № 5. С. 635–645. doi:10.7868/S0030157414050062
4. *Ведерников В. И., Демидов А. Б.* Вертикальное распределение первичной продукции и хлорофилла в различные сезоны в глубоководных районах Черного моря // *Океанология*. 1997. Т. 37, № 3. С. 414–423.
5. *Микаэлян А. С., Силкин В. А., Паутова Л. А.* Развитие кокколитофорид в Черном море: межгодовые и многолетние изменения // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 1. С. 45–53.
6. Drivers of phytoplankton blooms in the northeastern Black Sea / V. A. Silkin [et al.] // *Marine Pollution Bulletin*. 2019. Vol. 138. P. 274–284. doi:10.1016/j.marpolbul.2018.11.042
7. *Sverdrup H. U.* On Conditions for the Vernal Blooming of Phytoplankton. // *ICES Journal of Marine Science*. 1953. Vol. 18, iss. 3. P. 287–295. <https://doi.org/10.1093/icesjms/18.3.287>
8. Влияние поля ветра на циркуляцию вод Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // *Комплексные исследования северо-восточной части Черного моря* / Отв. ред. А. Г. Зацепин и М. В. Флинт. М. : Наука, 2002. С. 91–105.
9. *Korotaev G. K., Saenko O. A., Koblinsky C. J.* Satellite altimetry observations of the Black Sea level // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001. Vol. 106, iss. C1. P. 917–933. <https://doi.org/10.1029/2000JC900120>
10. Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem / A. A. Kubryakov [et al.] // *Journal of Marine Systems*. Vol. 163. P. 80–94. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006>
11. *Латун В. С.* Антициклонические вихри в Черном море летом 1984 г. // *Морской гидрофизический журнал*. 1989. № 3. С. 27–35.
12. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing / A. G. Zatssepina [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2003. Vol. 108, iss. C8. 3246. <https://doi.org/10.1029/2002JC001390>
13. Thermohaline structure, transport and evolution of the Black Sea eddies from hydrological and satellite data / A. A. Kubryakov [et al.] // *Progress in Oceanography*. 2018. Vol. 167. P. 44–63. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2018.07.007>

² Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ю. П. Ильин [и др.]. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012. 400 с.

14. *Титов В. Б.* Интегральный эффект воздействия термического и динамического факторов атмосферы на гидрологическую структуру вод Черного моря // *Океанология*. 2004. Т. 44, № 6. С. 837–842.
15. *Белокопытов В. Н.* Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия // *Морской гидрофизический журнал*. 2010. № 5. С. 33–41.
16. Оценка влияния зимнего атмосферного форсинга на изменчивость термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря / В. Б. Пиотух [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2009. Т. 6, № 1. С. 442–450. URL: http://d33.infospace.ru/d33_conf/2009,1/442-450.pdf (дата обращения: 19.09.2019).
17. Реакция термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря на зимнее выхолаживание / В. Б. Пиотух [и др.] // *Океанология*. 2011. Т. 51, № 2. С. 232–241.
18. *Коротаев 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. doi:10.7868/S0002351513060102
19. *Титов В. Б.* Формирование верхнего конвективного слоя и холодного промежуточного слоя в Черном море в зависимости от суровости зим // *Океанология*. 2004. Т. 44, № 3. С. 354–357.
20. *Титов В. Б.* О связи между сезонными атмосферными условиями и параметрами гидрологической структуры вод в северо-восточной части Черного моря // *Океанология*. 2003. Т. 43, № 3. С. 347–355.
21. *Шокуров М. В., Шокурова И. Г.* Завихренность напряжения трения ветра на поверхности Черного моря при различных ветровых режимах // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 6. С. 13–26. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-13-26
22. *Кубрякова Е. А., Кубряков А. А., Станичный С. В.* Влияние зимнего выхолаживания на вертикальное вовлечение вод и интенсивность цветения фитопланктона в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 3. С. 206–222. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-206-222
23. 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, no. 1. P. 59–99. <https://doi.org/10.1357/002224003321586417>
24. Формирование прибрежного течения в Черном море из-за пространственно-неоднородного ветрового воздействия на верхний квазиоднородный слой / А. Г. Зацепин [и др.] // *Океанология*. 2008. Т. 48, № 2. С. 176–192.
25. *Kubryakov A. A., Zatsepin A. G., Stanichny S. V.* Anomalous summer-autumn phytoplankton bloom in 2015 in the Black Sea caused by several strong wind events // *Journal of Marine Systems*. 2019. Vol. 194. P. 11–24. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2019.02.004>
26. *Tuzhilkin V. S.* Thermohaline structure of the sea // *The Black Sea Environment* / A. G. Kostianoy, A. N. Kosarev (eds.). Berlin; Heidelberg : Springer, 2007. P. 217–253. (The Handbook of Environmental Chemistry, vol 5Q). https://doi.org/10.1007/698_5_077
27. Black Sea mixed layer sensitivity to various wind and thermal forcing products on climatological time scales / A. B. Kara [et al.] // *Journal of Climate*. 2005. Vol. 18, no. 24. P. 5266–5293. <https://doi.org/10.1175/JCLI3573R2.1>
28. Mixed layer depth in the Aegean, Marmara, Black and Azov Seas: Part I: General features / A. B. Kara [et al.] // *Journal of Marine Systems*. 2009. Vol. 78, supplement. P. S169–S180. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.01.022>
29. *Моисеенко В. А., Белокопытов В. Н.* Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря 1985–1994 гг. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь : МГИ НАНУ, 2008. Вып. 16. С. 184–189.

30. Argo user's manual V3.2 / С. Thierry [et al.]. Ifereimer, 2017. <https://doi.org/10.13155/29825>
31. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 1. С. 16–29.
32. Сопоставление скорости ветра над Черным морем по спутниковым и метеорологическим данным / А. В. Гармашов [и др.] // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52, № 3. С. 351–360. doi:10.7868/s0002351516030044
33. Кубряков А. А., Станичный С. В. Восстановление средней динамической топографии Черного моря для альтиметрических измерений // Исследование Земли из космоса. 2011. № 5. С. 24–30.
34. Oğuz T., Dippner J. W., Kaymaz Z. Climatic regulation of the Black Sea hydro-meteorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales // Journal of Marine Systems. 2006. Vol. 60, iss. 3–4. P. 235–254.
35. Stanev E. V. Understanding Black Sea Dynamics: Overview of recent numerical modeling // Oceanography. 2015. Vol. 18, no. 2. P. 56–75. doi:10.5670/oceanog.2005.42
36. Ильин Ю. П., Белокопытов В. Н. Сезонная и межгодовая изменчивость параметров холодного промежуточного слоя в области Севастопольского антициклонического круговорота // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : МГИ НАНУ, 2005. Вып. 12. С. 29–40.
37. Akpinar 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>
38. Chaigneau A., Gizolme A., Grados C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns // Progress in Oceanography. 2008. Vol. 79, iss. 2–4. P. 106–119. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2008.10.013>
39. Кубряков А. А., Станичный С. В. Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55, № 1. С. 65–65.
40. 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 Part I: Oceanographic Research Papers. 2015. Vol. 97. P. 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.12.002>
41. Ostrovskii A. G., Zatsepin A. G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2016. Vol. 116. P. 1–13.
42. Konovalov S. K., Murray J. W., Luther III G. W. Basic Processes of Black Sea Biogeochemistry // Oceanography. 2005. Vol. 18, no. 2. P. 24–35. <https://doi.org/10.5670/oceanog.2005.39>
43. Wind velocity and wind curl variability over the Black Sea from QuikScat and ASCAT satellite measurements / А. Kubryakov [et al.] // Remote Sensing of Environment. 2019. Vol. 224. С. 236–258. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.01.034>
44. Овчинников И. М., Попов Ю. И. Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. 1987. Т. 27, № 5. С. 739–746.
45. Кубряков А. А., Станичный С. В. Влияние вертикального вовлечения и динамики вод на возникновение аномально сильных цветений кокколитофорид в Черном море // Процессы в геосредах. 2018. № 3(17). С. 70–71.
46. Белокопытов В. Н. Климатическая изменчивость плотностной структуры Черного моря // Український гідрометеорологічний журнал. 2014. № 14. С. 227–235.
47. Белокопытов В. Н., Шокурова И. Г. Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солёности в Черном море в период 1951–1995 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : МГИ НАНУ, 2005. Вып. 12. С. 12–21.

Об авторах:

Кубряков Арсений Александрович, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследования ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-3561-5913**, arskubr@mhi-ras.ru

Белокопытов Владимир Николаевич, заведующий отделом океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4699-9588**, **Scopus Author ID: 6602381894**, v.belokopytov@gmail.com

Зацепин Андрей Георгиевич, руководитель лаборатории, ФГБУН ИО им. П. П. Ширшова РАН (117997, Россия, Москва, Нахимовский пр., д. 5), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-5527-5234**, zatsepin@ocean.ru

Станичный Сергей Владимирович, старший научный сотрудник, заведующий отделом дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1033-5678**, stanichny@mhi-ras.ru