

## **Анализ изменчивости гидрофизических полей Черного моря в период 1993 – 2012 годов на основе результатов выполненного реанализа**

© 2016 В.Л. Дорофеев, Л.И. Сухих

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия  
E-mail: l.sukhikh@gmail.com*

Поступила в редакцию 02.11.2015 г. После доработки 20.11.2015 г.

В работе анализируются гидрофизические поля, полученные в результате физического реанализа, выполненного на основе ассимиляции данных дистанционных измерений в численной модели циркуляции Черного моря. Наличие трехмерных массивов гидрофизических полей на регулярной сетке позволяет количественно оценить влияние различных физических процессов на формирование термохалинной структуры вод Черного моря и его циркуляции. Показано, что за рассматриваемый период температура и соленость приповерхностных вод растут, это проявилось в повышении поверхностной температуры и деградации холодного промежуточного слоя. Произведена количественная оценка влияния зимней термической конвекции и адвекции вод с северо-западного шельфа на обновление вод холодного промежуточного слоя. Представлена эволюция толщины верхнего перемешанного слоя, которая носит ярко выраженный сезонный характер. Показано, что формирование горизонтальной циркуляции определяется завихренностью поля ветра над акваторией Черного моря. Выявлено, что решающий вклад в формирование ячейки вертикальной циркуляции в Черном море вносит поле ветра.

**Ключевые слова:** реанализ, динамика Черного моря, ассимиляция данных измерений, холодный промежуточный слой.

### **Введение**

Для изучения изменений разных временных масштабов, происходящих в морских системах, в последнее время широкое распространение получил метод реанализа, который проводится на основе ассимиляции данных наблюдений в численных моделях. Причем могут рассматриваться как физические, так и биогеохимические системы. Впервые этот метод был применен при изучении физических процессов в атмосфере. В настоящее время существует достаточно большой набор атмосферных реанализов. Применительно к моделированию циркуляции морей и океанов результаты атмосферных реанализов часто используются для постановки граничных условий на свободной поверхности моря. Реанализ самих гидрофизических полей морей и океанов стал проводиться позже. Для Черного моря были выполнены несколько вариантов физического ретроспективного анализа. В работах [1 – 3] на основе различных моделей циркуляции Черного моря и ассимиляции данных измерений температуры и солености были получены гидрофизические поля на регулярной сетке.

Особенностью Черного моря является его изолированность от Мирового океана. Оно практически замкнуто и соединяется со Средиземным морем цепочкой узких проливов. В силу изолированности Черное море обладает своей уникальной морской экосистемой, которая, согласно долговременным изме-

рениям, претерпела значительные изменения в течение последних десятилетий прошлого века. В работе [2] выполнен физический реанализ на длительный период (с 1971 г. до начала 1990-х годов), который охватывает время трансформаций экосистемы Черного моря. Выбор этого периода обусловлен тем, что в это время в акватории Черного моря было проведено максимальное количество крупномасштабных гидрологических съемок. Рассчитанные в работе массивы полей скоростей течений и температуры были затем использованы для моделирования эволюции морской экосистемы [4]. В статье [5] представлены некоторые результаты физического реанализа, выполненного на основе той же гидродинамической модели, которая применялась в работе [2], но для 1992 – 2002 гг. В этой статье, в отличие от упоминавшихся выше работ, в модели ассимилировались данные спутниковых альтиметрических измерений. На основе полученных гидрофизических полей был произведен расчет эволюции нижнего пищевого уровня экосистемы Черного моря [5].

В настоящей работе проводится анализ гидрофизических полей Черного моря, полученных на основе ассимиляции данных дистанционных измерений температуры поверхности моря и возвышения свободной поверхности в модели циркуляции для периода 1993 – 2012 гг. В отличие от работы [5], при расчете анализируемых полей использовалась модель циркуляции Черного моря в  $z$ -координатах с более высоким пространственным разрешением. Выбор дистанционных измерений объясняется тем фактом, что в рассматриваемый период времени гидрологических съемок проводилось мало, и выполнялись они в основном в прибрежной области. В то же время на регулярной основе появились спутниковые дистанционные измерения температуры поверхности и аномалий уровня моря, что наряду с существующими методами ассимиляции и позволило использовать их для выполнения реанализа.

### Схема реанализа

Реанализ проводился с использованием численной гидродинамической модели, адаптированной для рассматриваемого бассейна, данных измерений и алгоритмов их ассимиляции в модели. Для получения гидрофизических полей, анализируемых в данной работе, в качестве базовой была взята созданная в Морском гидрофизическом институте модель циркуляции Черного моря [6], основанная на аппроксимации системы примитивных уравнений динамики океана. Эта модель вначале использовалась для описания климатической изменчивости динамических характеристик бассейна. Затем она была модифицирована и применялась в действующей системе диагноза – прогноза гидрофизических полей Черного моря [7].

Для проведения реанализа использовался вариант модели с пространственным шагом 4,8 км, что позволило вполне адекватно описать синоптические процессы, поскольку радиус деформации Россби для первой бароклинной моды в глубоководной части Черного моря равен примерно 25 км. По вертикали модель содержит 35 расчетных уровней, сгущающихся к морской поверхности. Вертикальная турбулентная диффузия и вязкость параметризуются с помощью коэффициентов, зависящих от глубины и времени. Времен-

ная зависимость коэффициентов турбулентного обмена носит климатический характер, т. е. они меняются в течение годового цикла.

Особенностью использовавшейся модели циркуляции является параметризация поглощения проникающего коротковолнового излучения с помощью биооптической модели [8]. Распределение этой части излучения в верхнем слое моря описывается зависимостью вида

$$PAR(x, y, z, t) = PAR(x, y, 0, t) \times \\ \times \{R(x, y, t) \exp[-z/a_1(x, y, t) + (1 - R(x, y, t))] \exp[-z/a_2(x, y, t)]\},$$

где  $R, a_1, a_2$  – коэффициенты, рассчитанные на основе данных спутниковых измерений и зависящие от пространственных координат и времени. При проведении расчетов задавались климатические поля (среднемесячные значения) этих параметров, аналогичные тем, что использовались для расчета процессов фотосинтеза в модели экосистемы Черного моря.

В качестве граничных условий на свободной поверхности моря для уравнений модели циркуляции были выбраны параметры атмосферного воздействия, полученные по результатам атмосферного реанализа *ERA-Interim (ECMWF)*: приповерхностный ветер, потоки тепла и пресной воды, солнечная радиация. В устьях рек и проливов задавались среднемесячные климатические значения расходов.

Как отмечалось выше, важным компонентом при выполнении реанализа является ассимиляция данных наблюдений. В предложенной работе ассимилировались данные температуры поверхности моря, аномалии возвышения свободной поверхности и среднегодовые профили температуры и солёности. Значения температуры поверхности моря брались из архивов *GHRSSST* и *NODC* (1993 – 2009 гг.), а для последнего периода (2010 – 2012 гг.) – из архива *OSI TAC*. За период реанализа из архивов *NASA*, *AVISO* и *SL TAC* использовались все доступные спутниковые альтиметрические данные. На основе всех имеющихся за рассматриваемый период данных гидрографических съёмок и всплывающих буев были подготовлены среднегодовые профили температуры и солёности.

Процедура ассимиляции данных температуры морской поверхности, использовавшаяся при получении анализируемых полей, аналогична той, которая описана в работе [7]. Каждые сутки для тех точек сетки модели, где есть данные, измеренные значения поверхностной температуры сравниваются с модельными. Затем в точках измерений на горизонтах модели, входящих в верхний перемешанный слой, включаются источники в правой части уравнения переноса – диффузии тепла, пропорциональные невязке значений температуры.

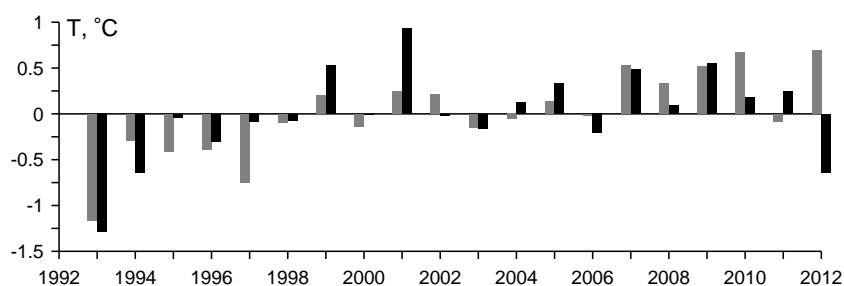
Для ассимиляции спутниковых альтиметрических данных применялся алгоритм, описанный в работе [9]. Кратко он сводится к следующему: профили температуры и солёности корректируются в каждой точке пропорционально разности между измеренной величиной возвышения свободной поверхности моря и модельной. При этом весовые коэффициенты, которые зависят от глубины, вычисляются по кросс-ковариационным функциям ошибок уровня и солёности и/или температуры.

Средние по глубине значения температуры и солености корректировались на горизонтах ниже 200 м в соответствии с полученными по данным контактных измерений среднегодовыми профилями, на которые был наложен климатический сезонный ход.

### Анализ полученных результатов

**Термохалинная структура.** Данные выполненного реанализа представляют собой трехмерные массивы полей скоростей течений, температуры и солености на регулярной сетке, рассчитанных с дискретностью по времени в 1 сут. Период расчета составлял 20 лет (1993 – 2012 гг.).

Анализ эволюции гидрофизических полей Черного моря на основе результатов реанализа начнем с температуры поверхности моря. На рис. 1 представлены отклонения среднегодовых и средnezимних значений температуры поверхности Черного моря, осредненных по площади бассейна. Отклонения рассчитывались от средних за 20 лет значений, которые составляли  $14,95^{\circ}\text{C}$  для всего года и  $7,7^{\circ}\text{C}$  для зимы. За рассматриваемый период наблюдается тенденция к повышению как средnezимних, так и среднегодовых значений температуры. В первой половине периода аномалии температуры в основном отрицательны, а во второй – положительны.



**Рис. 1.** Диаграмма изменения отклонений средних за год (серый цвет) и средних за зимний сезон (черный цвет) значений поверхностной температуры (отклонения рассчитывались от средних за 20 лет величин  $14,95$  и  $7,7^{\circ}\text{C}$  соответственно)

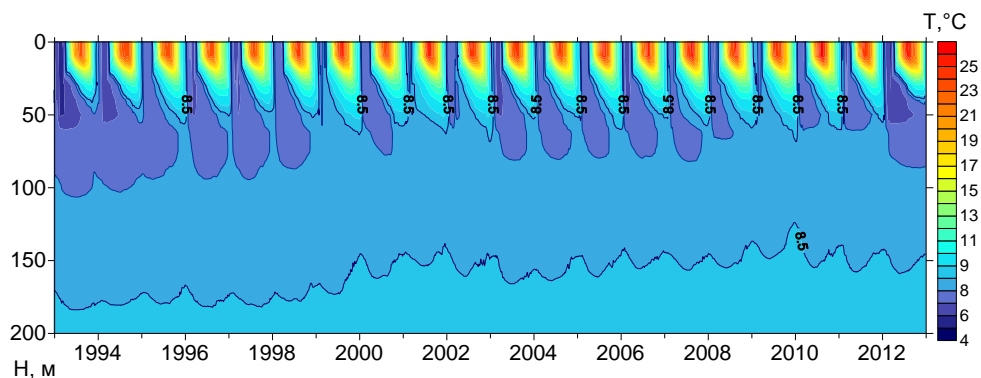
Нагрев верхнего слоя Черного моря можно наблюдать и по поведению среднемесячных значений температуры в верхнем 200-метровом слое морской воды (рис. 2). Области, содержащие холодную воду с температурой ниже  $8^{\circ}\text{C}$ , на рисунке выделены темным цветом. В зимнее время верхняя граница холодного слоя воды выходит к поверхности. Когда же температура поверхностного слоя прогревается выше  $8^{\circ}\text{C}$  (весна – осень), на диаграмме отчетливо выявляются ядра холодного промежуточного слоя (ХПС). Видно, что площади областей с холодной водой со временем уменьшаются, что говорит об общем потеплении приповерхностных вод Черного моря. Другим индикатором повышения температуры является уменьшение глубины нижней изотермы  $8,5^{\circ}\text{C}$ .

Холодный промежуточный слой, ограничивающийся сверху и снизу изотермами  $8^{\circ}\text{C}$ , считается одной из основных характерных особенностей вертикальной гидрологической структуры вод Черного моря. Как правило, ХПС,

являясь результатом зимнего выхолаживания и последующего прогрева поверхности моря, сохраняется на протяжении всего года. Однако, как видно на рис. 2, в некоторые годы ХПС выражен очень слабо. Чтобы количественно оценить мощность ХПС, рассмотрим его среднюю толщину и холодозапас, который определяется как интегральное отклонение температуры воды от  $8^{\circ}\text{C}$ :

$$\int_{h_1}^{h_2} (8^{\circ}\text{C} - T) dz, \text{ где } h_1, h_2 - \text{изотермические поверхности как функции по}$$

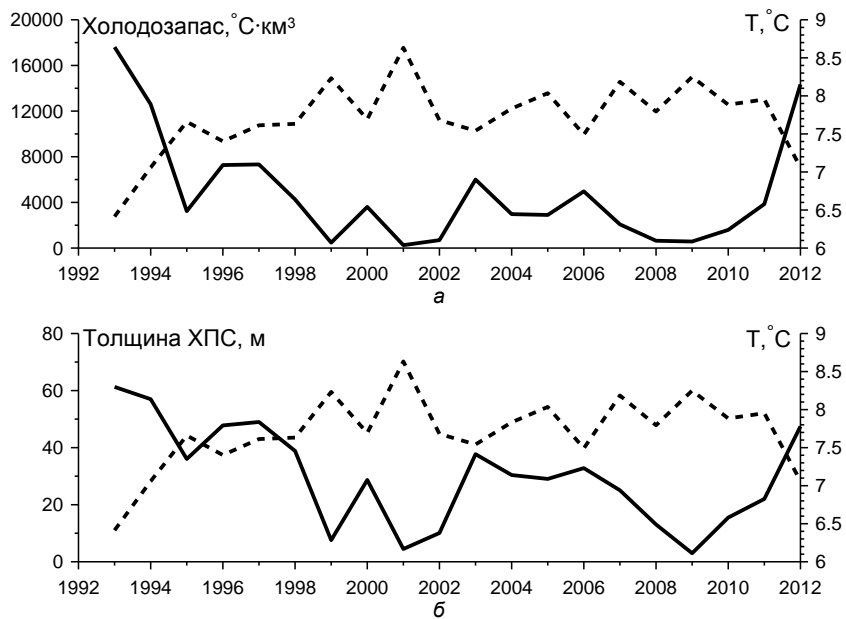
пространству и времени.



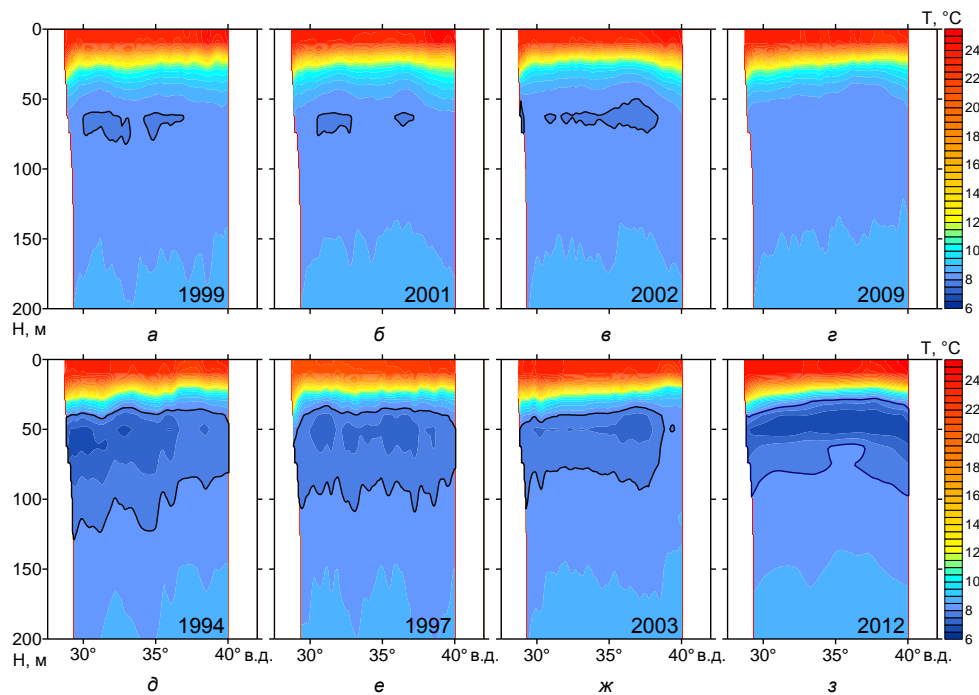
**Рис. 2.** Временная эволюция осредненных по площади бассейна среднемесячных значений температуры в верхнем 200-метровом слое

Известно, что обновление вод ХПС Черного моря происходит в зимний период за счет термической конвекции в глубоководной части бассейна и опускания холодных вод с северо-западного шельфа вдоль западного берега [10 – 13]. Поэтому мощность ХПС в течение всего года формируется главным образом во время зимнего сезона. На рис. 3 представлены графики изменения средних за летний сезон характеристик ХПС (холодозапаса и толщины) для разных лет, а также значения среднезимней поверхностной температуры.

Как следует из приведенных на рис. 3 графиков, средние за лето значения толщины ХПС и его холодозапаса меняются от года к году очень сильно. На рассматриваемом временном интервале значения толщины ХПС в разные годы могут отличаться на порядок, а значения холодозапаса – еще больше. Последнее связано с тем, что в теплые годы не только мала толщина ХПС, но и температура в нем достаточно высокая (близка к  $8^{\circ}\text{C}$ ). Другой характерной чертой, которую можно наблюдать на этих графиках, является хорошая корреляция между максимумами зимней поверхностной температуры и минимумами характеристик ХПС и наоборот. В качестве примеров на рис. 4 приведены широтные сечения средней за летний сезон температуры Черного моря для восьми лет: верхний ряд соответствует годам, когда, согласно графикам на рис. 3, характеристики ХПС имеют малые величины, а нижний ряд – летним сезонам с достаточно мощным ХПС.



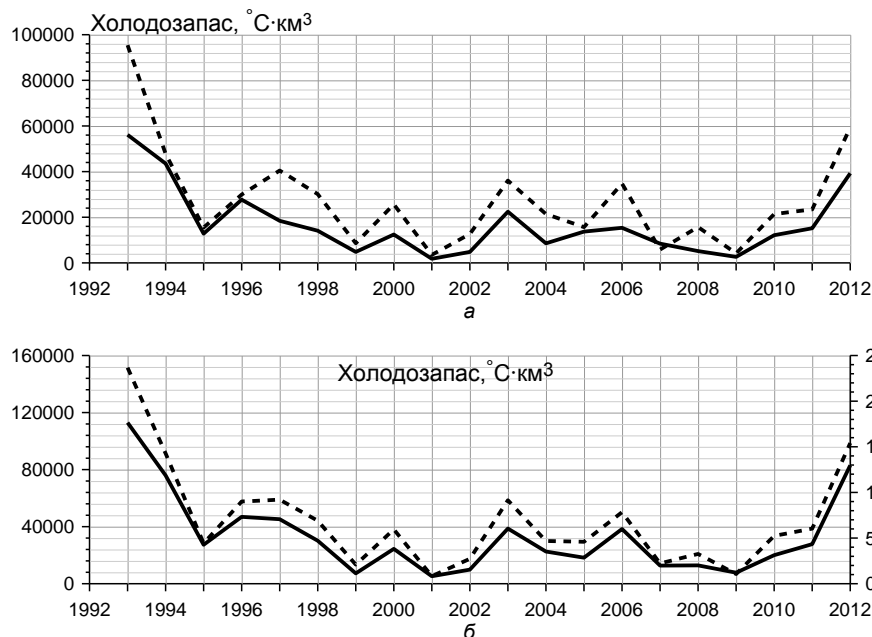
**Рис. 3.** Графики изменения среднелетних значений холодозапаса ХПС (а) и его толщины (б), построенные по результатам реанализа (штриховые линии показывают изменения среднелетней температуры поверхности моря)



**Рис. 4.** Зональные сечения средней за летний сезон температуры вдоль широты  $43,5^\circ$  с. ш.

Как упоминалось выше, обновление вод в ХПС происходит в основном в зимний сезон за счет процессов термической конвекции в центральной части

моря и адвекции холодных вод с северо-западного шельфа. Для того чтобы оценить количественно вклад каждого из этих процессов в формирование ХПС, по аналогии с холодозапасом введем понятие «потока холода»  $((8^{\circ}\text{C} - T)V_n$ , где  $V_n$  – нормальная к соответствующей поверхности скорость) и рассчитаем значения этого потока через верхнюю и боковую поверхности цилиндра, ограниченного изобатой 200 м и горизонтальными уровнями 35 и 105 м. В основном ХПС сосредоточен именно в этом слое моря. Боковую поверхность выберем не всю, а только вдоль северо-западного и западного берегов Черного моря. Затем проинтегрируем рассчитанные величины по времени за каждый год, учитывая при этом только входящие потоки. Таким образом, мы оценим величину холодозапаса в слое за зимне-весенний сезон для каждого из двух процессов.

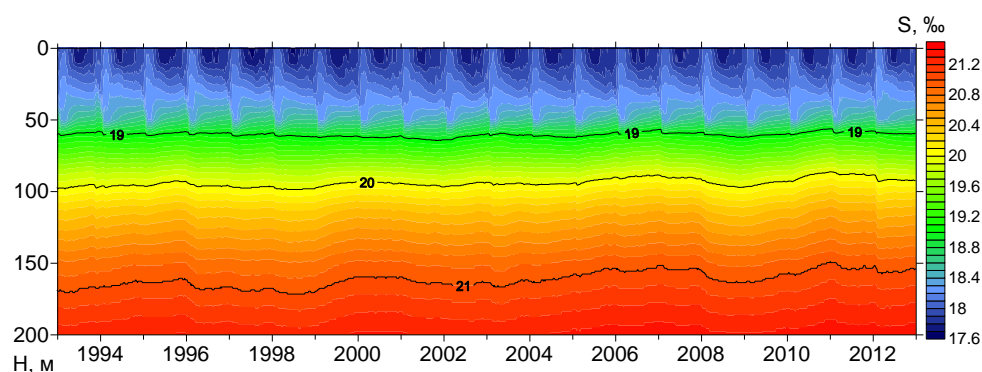


**Рис. 5.** Значения холодозапаса в слое 35 – 105 м, полученного за год через верхнюю (штриховая линия) и боковую (сплошная линия) границы, – *а*, а также его суммарные значения (штриховая линия, ось ординат слева) и средние за год значения холодозапаса непосредственно ХПС (сплошная линия, ось ординат справа) – *б*

На рис. 5, *а* приведены полученные значения для каждого года из рассматриваемого периода. Видно, что, во-первых, количество «холода», поступившего в этот слой, сильно меняется от года к году. Во-вторых, увеличение холодозапаса за счет термической конвекции в глубоководной части моря, как правило, больше, чем за счет опускающихся с северо-западного шельфа холодных вод (в среднем примерно в 2 раза). В некоторые годы влияния термической конвекции в центральной части моря и адвекции холодных вод с северо-западного шельфа примерно одинаковы, а в 2007 г. влияние конвекции было даже несколько ниже. На рис. 5, *б* представлены графики суммарного поступления «холода» в рассматриваемый слой (сумма величин, приведенных на рис. 5, *а*).

денных на рис. 5, а) и средней за год величины холодозапаса, рассчитанной непосредственно для ХПС (между изотермическими поверхностями 8°C). Обе кривые хорошо следуют одна другой. Из этого можно заключить, что предложенный способ оценки вклада двух процессов в формирование ХПС адекватно отражает реальность.

Следующим параметром, характеризующим термохалинную структуру вод Черного моря, является соленость. На рис. 6 показана эволюция осредненных по площади бассейна среднемесячных значений солености в верхнем 200-метровом слое моря. Хорошо видна сезонная изменчивость солености, которая четко прослеживается до глубины примерно 50 м. Минимальные значения солености поверхностных вод наблюдаются в начале лета после весеннего паводка рек, впадающих в Черное море. После этого величина солености начинает расти и достигает максимума в начале зимы. Межгодовая изменчивость значений солености в приповерхностном слое также прослеживается. В целом в верхнем 200-метровом слое среднее значение солености растет, что можно наблюдать по подъему изолинии солености 20‰ и особенно изолинии 21‰.



**Рис. 6.** Временная эволюция осредненных по площади бассейна среднемесячных значений солености в верхнем 200-метровом слое

Карты пространственного распределения значений солености в поверхностном слое моря представлены на рис. 7. На них показаны климатические значения, рассчитанные за рассматриваемый 20-летний период для февраля, апреля, июня и ноября. На всех картах максимальные значения солености наблюдаются в центральной части Черного моря. Воды с минимальными значениями солености расположены на северо-западном шельфе и южнее вдоль западного берега, что обусловлено стоком Дуная, обеспечивающего максимум поступления пресной воды в море. На приведенных картах можно видеть, что максимальные значения солености наблюдаются в феврале, а минимальные – в июне.

Верхний квазиоднородный слой (ВКС), связанный в основном с процессами ветрового перемешивания и потоками тепла через свободную поверхность моря, является важной компонентой в вертикальной гидрологической структуре вод Черного моря. Наибольших значений глубина перемешанного



слоя достигает зимой, когда на Черном море наблюдаются штормы и происходит термическая конвекция при охлаждении поверхностной воды.

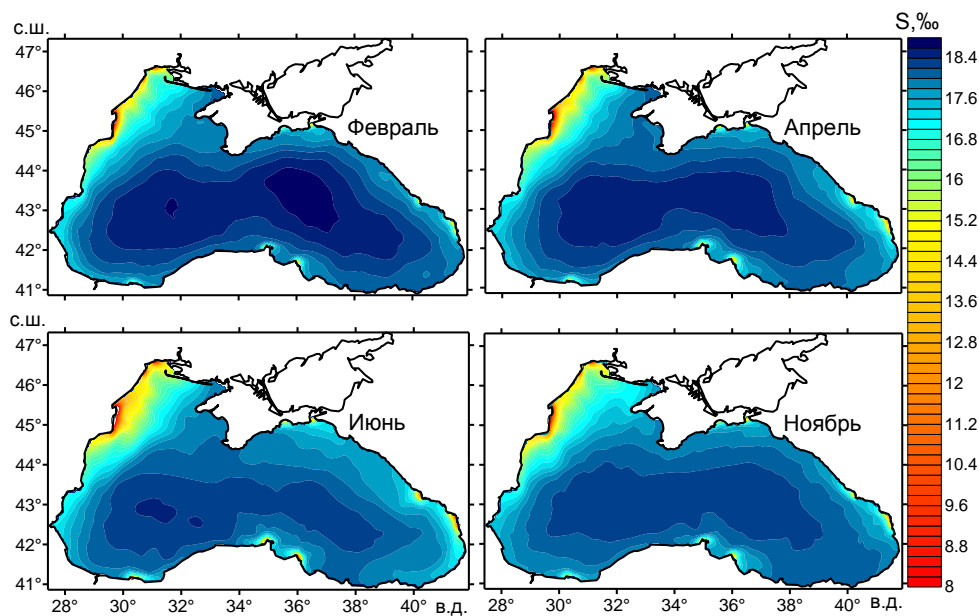


Рис. 7. Карты пространственного распределения климатических значений поверхностной солености в феврале, апреле, июне и ноябре

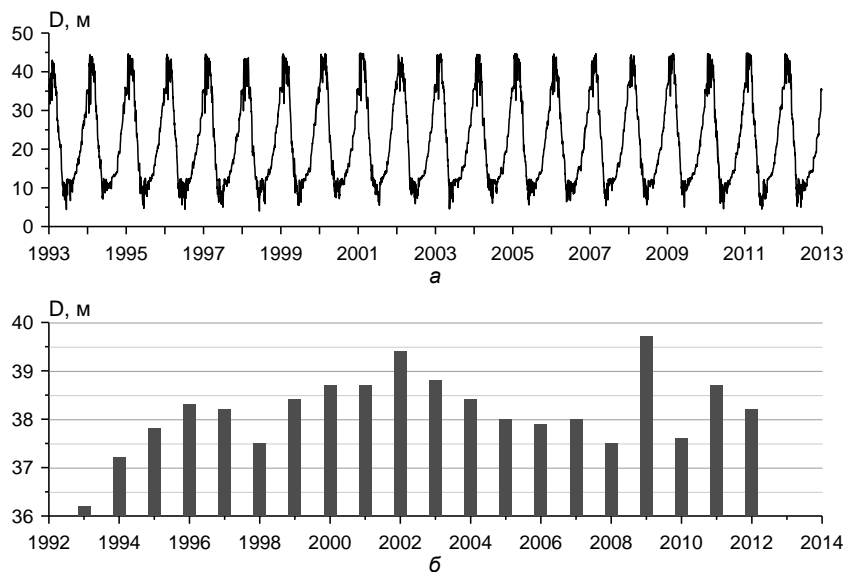


Рис. 8. Временной ход средней толщины ВКС  $D$  для глубоководной части бассейна (а), а также среднезимние значения толщины ВКС (б)

На рис. 8, а представлена временная эволюция средней по площади глубоководной части бассейна толщины ВКС. В каждой точке глубина нижней

границы ВКС определялась как граница последнего слоя, в котором плотность воды отличалась от поверхностной меньше чем на  $0,2 \text{ кг/м}^3$ . Изменение средней толщины ВКС носит ярко выраженный сезонный характер. Она изменяется от величины  $\approx 50 \text{ м}$  в зимний сезон до  $5 \text{ м}$  в летний. На рис. 8, б приведены осредненные за зимний сезон значения толщины ВКС для разных лет. За рассматриваемый период среднезимние значения толщины ВКС изменяются от 36 до 40 м. Максимальная толщина ВКС в зимний сезон наблюдалась в 2002 и 2009 гг.

**Циркуляция.** Рассмотрим течения в верхнем слое моря и их изменчивость. Известно, что циркуляция верхнего слоя Черного моря в основном имеет циклонический характер [14], что определяется преобладанием положительных значений вертикальной компоненты завихренности поля ветра над регионом. Наиболее выраженной особенностью циркуляции в верхнем слое является Основное Черноморское течение (ОЧТ). Оно опоясывает Черное море по периметру и формирует крупномасштабный циклонический круговорот. В западной и восточной частях бассейна основной круговорот в зимнее время разбивается на два круговорота меньшего масштаба. Таким образом, схема течений в зимнее время представляет собой два циклонических круговорота, образующих мощное струйное течение, проходящее в основном вдоль континентального склона. В летний сезон интенсивность течений ослабевает и циркуляция приобретает менее организованный характер, разбиваясь на ряд вихрей. Описанная схема циркуляции, разумеется, является упрощенной. Струя ОЧТ меандрирует, образуется ряд антициклонических вихрей, расположенных на ее периферии. Решающее влияние на изменчивость картины циркуляции в верхнем слое оказывают вариации поля ветра. На рис. 9 приведены средние за зимний и летний сезоны значения завихренности поля касательного напряжения трения ветра над регионом Черного моря в разные годы. Эти графики получены на основе данных атмосферного реанализа *ERA-Interim*, которые использовались для определения граничных условий на морской поверхности при расчете анализируемых гидрофизических полей.

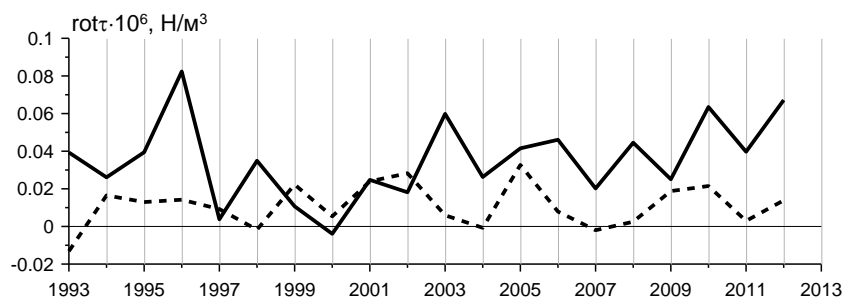
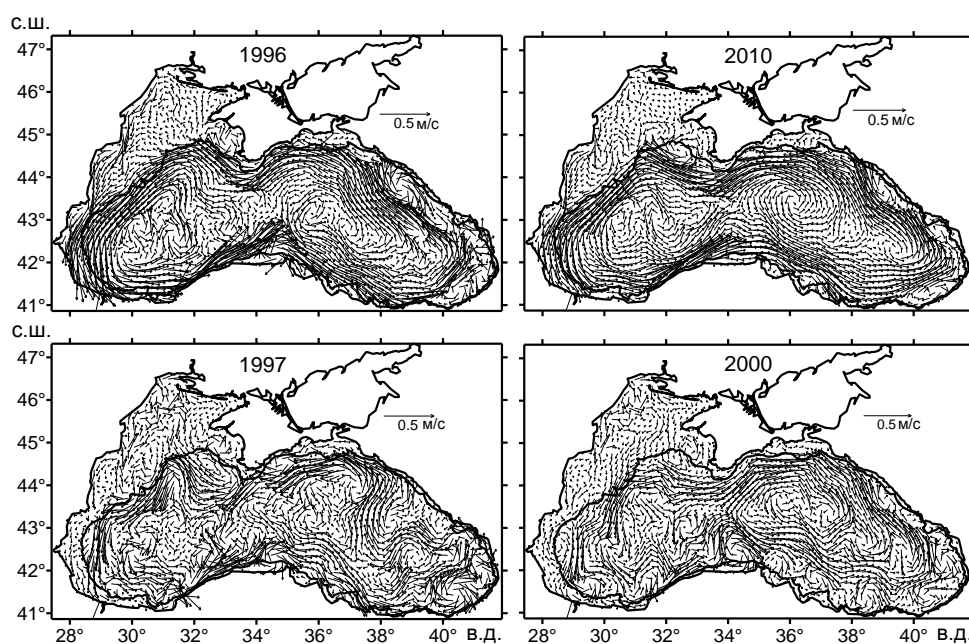


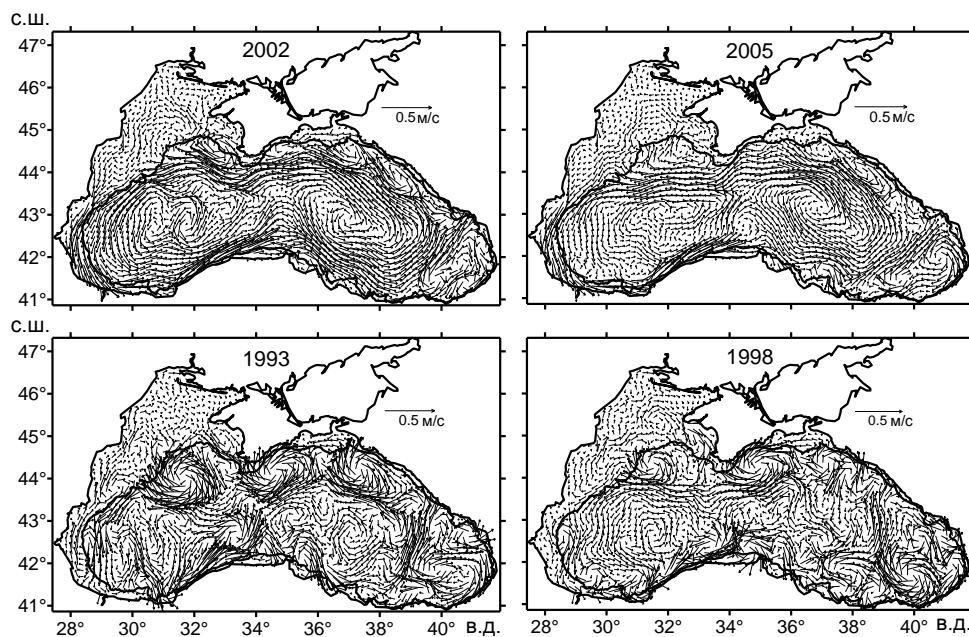
Рис. 9. Графики изменения средних за сезон значений завихренности касательного напряжения трения ветра (сплошная линия соответствует зимним значениям, штриховая – летним)

Завихренность поля ветра практически всегда имеет положительное значение как для зимнего, так и для летнего сезонов. Исключением для летнего периода являются несколько лет, когда отмечались отрицательные значения.

Зимой отрицательная завихренность наблюдалась только в 2000 г., кроме того, в 1997 г. она была близка к нулю. Другой особенностью является то, что завихренность поля ветра зимой выше, чем летом. Среднее за весь рассматриваемый период зимнее значение превышает летнее в 3,5 раза. Но и здесь есть исключения. Летняя величина завихренности поля ветра в 1997 г. и в 1999 – 2002 гг. превышала зимнюю. Такие колебания значений завихренности поля ветра приводят к разным режимам циркуляции верхнего слоя Черного моря. На рис. 10 и 11 представлены карты средних за зимний и летний сезоны течений в верхнем 30-метровом слое моря. Верхний ряд на обоих рисунках соответствует годам, когда в рассматриваемом сезоне наблюдались максимальные значения завихренности поля ветра, нижний – когда отмечались минимальные значения (см. рис. 9). Картина зимней циркуляции в 1996 и 2010 гг. соответствует представлению о зимней циркуляции в Черном море, основным элементом которой является ОЧТ; в 1997 и 2000 гг. циркуляция состоит из отдельных вихрей и скорее похожа на летнюю (рис. 10). Аналогичная ситуация наблюдается и на рис. 11. В 2002 и 2005 гг. основным элементом летней циркуляции является циклонический круговорот масштаба бассейна. В 1993 и 1998 гг. наблюдается типичная для летнего сезона циркуляция, в которой преобладает набор вихрей и отсутствует выраженное крупномасштабное течение. Нетипичные режимы циркуляции верхнего слоя Черного моря наблюдаются также на многочисленных спутниковых снимках. Стоит отметить, что ассимиляция в модели спутниковых альтиметрических данных при выполнении реанализа дала возможность получить более реальную картину течений.



**Рис. 10.** Карты средних за зимний сезон течений в верхнем 30-метровом слое Черного моря (верхний ряд соответствует зимам с максимальными значениями завихренности поля ветра, нижний ряд – с минимальными)

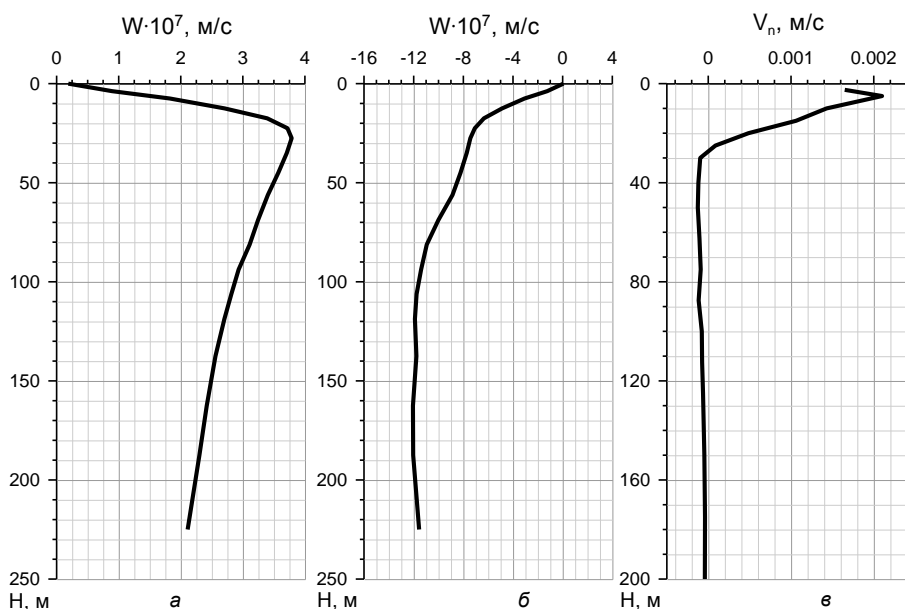


**Рис. 11.** Карты средних за летний сезон течений в верхнем 30-метровом слое Черного моря (верхний ряд соответствует летним сезонам с максимальными значениями завихренности поля ветра, нижний ряд – с минимальными)

Помимо горизонтальных течений, важную роль в циркуляции вод Черного моря играют вертикальные движения. Поля вертикальной скорости на различных горизонтах представляют собой, согласно расчетам, пеструю картину, где области со скоростью одного знака перемежаются с областями со скоростью другого знака. Это вызвано различного рода синоптическими процессами: вихрями, волнами Россби, а также неоднородностью и нестационарностью поля ветра. Возле берега наблюдаются довольно высокие значения вертикальной скорости, вызванные топографическими эффектами на континентальном склоне. Однако в среднем вертикальная циркуляция определяется общей положительной завихренностью течений в Черном море. В центре бассейна в его глубоководной части вода поднимается к поверхности, возле поверхности движется по направлению к берегу и затем опускается вниз.

На рис. 12 представлены профили средней вертикальной скорости для глубоководной части бассейна (глубже 1000 м) и остальной части, расположенной над континентальным склоном и шельфом (для горизонтов до 225 м). Профили получены путем осреднения по площади, ограниченной изобатой 1000 м, и по времени за весь рассматриваемый период. В глубоководной части бассейна вода в среднем поднимается, а в прибрежной части опускается в соответствии со схемой, описанной выше. Средняя вертикальная скорость в центральной части растет к поверхности до горизонта 27,5 м, затем падает практически до нуля на поверхности моря. Рост вертикальной скорости в слое до 27,5 м должен сопровождаться притоком воды через боковую поверхность цилиндра, основание которого ограничено изобатой 1000 м, а в верхнем слое (от 27,5 до 0 м), в котором вертикальная скорость падает, дол-

жен наблюдаться отток воды через боковую границу этой области. Такое поведение подтверждается профилем удельного потока массы через боковую поверхность цилиндра, показанном на графике рис. 12, в. Этот профиль был получен с использованием полей горизонтальной компоненты скорости течений, рассчитанных в реанализе. В соответствии с поведением профиля вертикальной скорости направление потока массы через боковую поверхность меняется с отрицательного (т. е. внутрь глубоководной части) на положительное.



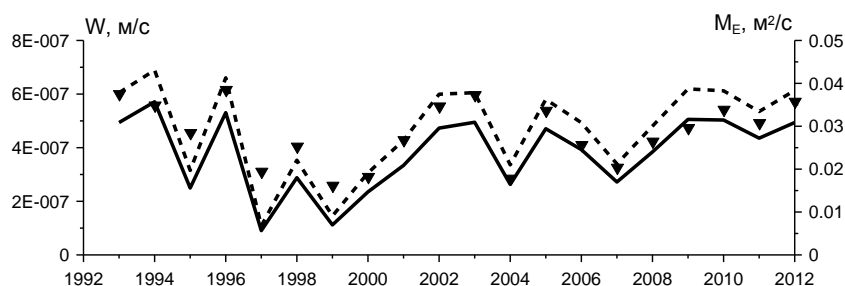
**Рис. 12.** Профили осредненной за весь рассматриваемый период времени вертикальной скорости  $W$  внутри области, ограниченной изобатой 1000 м (*а*) и вне этой области (*б*), а также профиль удельного потока массы через боковую поверхность цилиндра, ограниченного изобатой 1000 м (*в*)

Максимальное значение вертикальной компоненты скорости на глубине 27,5 м (рис. 12, *а*) согласуется с величиной скорости на нижней границе экмановского пограничного слоя, которая определяется по формуле  $W_E = \text{rot}_z \tau / (\rho f)$ , где  $\tau$  – напряжение трения ветра,  $f$  – параметр Кориолиса,  $\rho$  – плотность морской воды. Используя значения параметров ветра, применявшихся в реанализе, получим по этой формуле величину средней за весь период скорости  $W_E$ , равной  $4,5 \times 10^{-7}$  м/с, что не сильно отличается от максимального значения на профиле рис. 12, *а*, который был рассчитан по данным реанализа.

Можно также сравнить количество воды, поступающей в экмановский слой (выше горизонта 27,5 м) из глубинных слоев через сечение цилиндра, ограниченного изобатой 1000 м, и через его боковую поверхность. Для первой величины, используя поля вертикальной компоненты скорости, получим значение  $1,0 \times 10^5$  м<sup>3</sup>/с, а для второй, используя поля горизонтальных компо-

мент,  $-1,02 \times 10^5 \text{ м}^3/\text{с}$ . Эти величины практически совпадают, что подтверждает правильность проведенных выше оценок.

Межгодовая изменчивость значения максимума средней вертикальной компоненты скорости в глубоководной части моря приведена на рис. 13. На этом же рисунке треугольниками обозначены величины скорости  $W_E$  на нижней границе слоя Экмана, полученные по использованным в реанализе значениям касательного напряжения трения ветра. Штриховой линией показаны среднегодовые потоки массы в слое Экмана, направленные из глубоководной части моря. Величины скорости  $W_E$  достаточно хорошо согласуются со значениями максимумов вертикальной скорости (особенно с 2006 г.), рассчитанными по результатам реанализа. Это подтверждает обоснованность отождествления максимума вертикальной скорости на профиле для глубоководной части моря со скоростью Экмана, а глубину расположения этого максимума с глубиной экмановского слоя. Таким образом, можно сделать вывод, что основной вклад в формирование ячейки вертикальной циркуляции в верхнем слое Черного моря вносит действие ветра.



**Рис. 13.** Изменение максимумов среднегодовых значений вертикальной скорости  $W$  для периода 1993 – 2012 гг. (сплошная линия) и соответствующие значения экмановской скорости  $W_E$  (треугольники), рассчитанные по касательному напряжению трения ветра, а также среднегодовые величины количества воды  $M_E$ , переносимого из внутренней области в наружную в слое Экмана, полученные по значениям скоростей течений (штриховая линия)

### Заключение

В работе проведен анализ гидрофизических полей Черного моря в период 1993 – 2012 гг. Эти поля были получены в результате физического реанализа, выполненного на основе ассимиляции данных дистанционных измерений в численной модели циркуляции Черного моря.

Согласно проведенным расчетам, за рассматриваемый период верхний слой Черного моря нагревался, что проявилось в повышении поверхностной температуры и деградации холодного промежуточного слоя. Повышение температуры верхнего слоя моря сопровождалось увеличением солености.

Наличие трехмерных массивов гидрофизических полей на регулярной сетке позволило количественно оценить влияние различных физических процессов на формирование термохалинной структуры вод Черного моря и его циркуляции. В частности, была произведена оценка влияния на формирование ХПС таких факторов, как зимняя термическая конвекция и адвекция вод

с северо-западного шельфа. Показано, что основная роль в обновлении вод ХПС принадлежит зимней конвекции, хотя в некоторые годы вклады этих двух процессов практически равны.

Анализ течений в верхнем 30-метровом слое показал, что характер горизонтальной циркуляции определяется завихренностью поля ветра над акваторией Черного моря. По данным реанализа *ERA-Interim*, средняя за анализируемый период величина завихренности касательного напряжения трения ветра в зимний сезон примерно в три раза превышает летнее значение. Этот факт в основном и определяет характер циркуляции в зимний и летний периоды: зимой основным элементом циркуляции в Черном море является ОЧТ, а летом преобладают наборы вихрей и отсутствует выраженное крупномасштабное течение. Однако в те годы, когда в зимний сезон завихренность поля ветра низкая, циркуляция поверхностных течений больше соответствует летней. И наоборот, в те годы, когда летом завихренность поля ветра достаточно велика, летняя циркуляция соответствует типичной зимней, основным элементом которой является ОЧТ.

Проведенное исследование показало также, что решающий вклад в формирование ячейки вертикальной циркуляции в верхнем слое Черного моря вносит ветер. Вода в глубоководной части бассейна поднимается к поверхности, переносится в экмановском слое по направлению к берегу и там опускается.

Работа выполнена в рамках научного проекта «Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий» (шифр «Оперативная океанография»), а также при частичной поддержке проекта *MyOcean2 (GA 283367) EC FP7/2011-2014*. Авторы выражают благодарность В.Н. Белокопытову за подготовку среднегодовых профилей температуры и солёности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А. и др.* Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выделенные по результатам реанализа за период 1985 – 1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008. – Вып. 16. – С. 279 – 290.
2. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Моисеенко В.А. и др.* Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – 47, № 3. – С. 433 – 446.
3. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Мизюк А.И., Саркисян А.С.* Усвоение гидрологических наблюдений для расчета течений в морях и океанах // Там же. – 2012. – 48, № 1. – С. 67 – 85.
4. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Сухих Л.И.* Исследование долговременной изменчивости полей Черного моря с использованием междисциплинарной физико-биогеохимической модели // Там же. – 2013. – 49, № 6. – С. 1 – 11.

5. *Дорофеев В.Л.* Моделирование декадной изменчивости экосистемы Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 6. – С. 71 – 81.
6. *Демьяшев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН, 1992. – С. 163 – 231.
7. *Korotaev G.K., Oguz T., Dorofeyev V.L. et all.* Development of Black Sea nowcasting and forecasting system // Ocean Sci. – 2011. – 7, № 5. – P. 1 – 21.
8. *Суслин В.В., Чурилова Т.Я.* Упрощенный метод расчета спектрального диффузного коэффициента ослабления света в верхнем слое Черного моря на основе спутниковых данных // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. – Вып. 22. – С. 47 – 60.
9. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К.* Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихререзающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 1. – С. 52 – 68.
10. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* К вопросу о формировании холодного промежуточного слоя в Черном море // Докл. АН СССР. – 1984. – 279, № 4. – С. 986 – 989.
11. *Геррман И.Ф.* Термохалинная структура вод моря // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. А.И. Симонова, Э.Н. Альтмана. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 146 – 195.
12. *Oguz T., Besiktepe S.* Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep-Sea Res. – 1999. – 46, № 10. – P. 1733 – 1753.
13. *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. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2014. – 50, № 1. – С. 41 – 56.
14. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.

## **Analysis of variability of the Black Sea hydrophysical fields in 1993 – 2012 based on the reanalysis results**

**V.L. Dorofeyev, L.I. Sukhikh**

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia  
e-mail: l.sukhikh@gmail.com*

Hydrophysical fields resulted from physical reanalysis carried out based on remote sensing data assimilation in the numerical model of the Black Sea circulation are analyzed. Availability of three-dimensional hydrophysical arrays on a regular grid permits to quantify the impact of various physical processes on formation of the Black Sea waters thermohaline structure and circulation. It is shown that in course of the period under consideration the sub-surface layer temperature and salinity grow; it is manifested in increase of the sea surface temperature and degradation of the cold intermediate layer. Impact of winter thermal convection and water advection from the north-western shelf upon renewal of the cold intermediate layer waters is quantitatively assessed. Evolution of the upper mixed layer thickness which is of a well pronounced seasonal character is represented. It is shown that formation of a horizontal circulation is conditioned mainly by the wind field vorticity over the Black Sea. It is revealed that a crucial contribution to formation of a vertical circulation cell in the Black Sea is done by the wind field.

**Keywords:** reanalysis, Black Sea dynamics, assimilation of measurement data, cold intermediate layer.