

УДК 551.465

В.Н. Еремеев, А.С. Самодуров, О.Е. Кулыша

Одномерная нестационарная модель вертикального обмена в Черном море с учетом механизма зимней конвекции в поверхностном слое

Строится одномерная нестационарная изопикническая модель вертикального обмена в Черном море, учитывающая вклад процессов стекания и трансформации мраморноморских вод или «пилома», вертикальную диффузию, а также воздействие зимней конвекции в верхнем слое. Перемешивание в бассейне считается локальным в пространстве и времени, зимнее ветровое воздействие для рассматриваемого варианта модели – неизменным от года к году. Основным внешним переменным фактором считается температура верхнего пограничного слоя, введенного для моделирования зимних условий. В рамках принятых ограничений модель позволяет исследовать внутригодовую и межгодовую изменчивость термохалинных характеристик, а также гидрохимических параметров в водном столбе моря. В качестве контрольного расчета исследовано периодическое воздействие внешних термических условий на характеристики системы с периодом шесть лет.

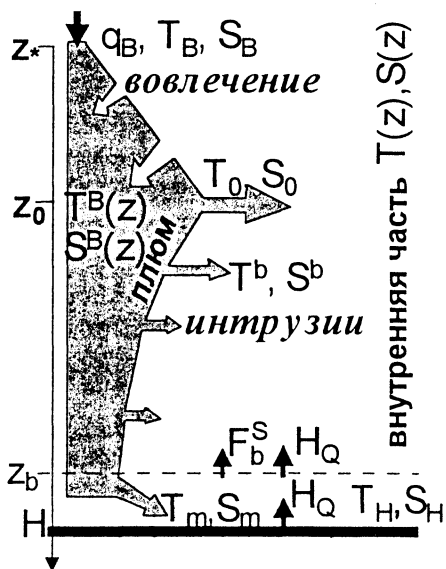
1. Введение

Настоящая работа представляет собой развитие исследований, предпринятых в [1–3], где в рамках одномерной стационарной модели получен вариант решения обратной задачи. По известным средним распределениям термохалинных характеристик $T(z)$, $S(z)$ восстановлены характеристики источников и стоков тепла и соли в водном столбе моря. В частности, получены распределения вертикальной скорости $W^B(z)$, возникающей как результат распространения и трансформации мраморноморских вод, а также коэффициент вертикальной турбулентной диффузии $k^{2001}(z)$. Схема процесса представлена на рис. 1.

Вместе с тем анализ данных измерений в деятельном слое моря свидетельствует о том, что процессы вертикального обмена здесь включают механизмы, для надлежащего описания которых в рамках нестационарной задачи недостаточно введения коэффициента диффузии. Этот вопрос будет обсуждаться ниже. Деятельный слой в Черном море удобно определить как слой, в котором прямо или косвенно проявляется действие приповерхностных факторов, стабилизирующих положение верхней границы основного термохалокина и препятствующих ее вытеснению вверх под влиянием стока мраморноморских вод. Среди них отметим ветровое перемешивание, осадки и сток рек, а также сезонный ход температуры.

Настоящая работа имеет целью развитие нестационарного подхода к вертикальному обмену в Черном море на основе одномерной модели, включающей влияние зимней конвекции. В качестве первого шага параметризуются обменные процессы для стационарного случая в деятельном слое с учетом указанного механизма.

© В.Н. Еремеев, А.С. Самодуров, О.Е. Кулыша, 2006



Р и с. 1. Схема трансформации нижнебосфорской струи в Черном море из работы [2]. Стрелки указывают направление обмена между «плотом» и внутренней областью моря в различных слоях

Правомерность постановки стационарной задачи в области основного термохалокина не требует специальных физических обоснований. Дело в том, что в течение годового цикла качественный характер вертикальных распределений здесь не испытывает изменений, а количественные изменения сравнительно невелики. Иная ситуация наблюдается в верхней части деятельного слоя, который подвержен существенным сезонным изменениям. Наряду со значительными количественными изменениями термохалинных характеристик в нем имеют место качественные сезонные изменения вертикальной структуры. Например, высокоградиентный летний пикноклин, в котором перепады плотности определя-

ются главным образом перепадами температуры, полностью отсутствует зимой. Это ограничивает возможности построения стационарных физических моделей в этой области, полезных для прикладных целей.

Вместе с тем практика океанологических исследований в Черном море показала, что деятельный верхний слой по ряду таких важных показателей, как различие количественных и качественных изменений характеристик внутри годового цикла, а также различие физических механизмов формирования, естественным образом делится на две части [4]:

- приповерхностный слой с максимальной изменчивостью термохалинных характеристик, в котором осуществляется основной баланс тепла и пресной воды в пределах годового цикла;
- нижний слой, характеризующийся сравнительно слабыми колебаниями температуры и солености и обладающий качественно устойчивыми в пределах годового цикла распределениями указанных характеристик.

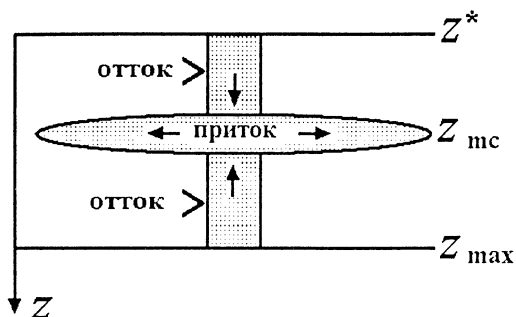
Первый из этих слоев так же, как в упомянутой стационарной задаче, будет исключен из рассмотрения. Основное внимание в работе сосредоточено на изучении нижней части деятельного слоя ($z \geq z^*$, рис 1). С наличием в нем устойчивого минимума температуры связано его общепринятое название: холодный промежуточный слой (ХПС), хотя, как здесь будет показано, естественная нижняя граница ХПС располагается несколько выше границы деятельного слоя.

2. Физические основы

Поскольку в ХПС Черного моря имеет место минимум температуры, условие стационарности требует наличия стока тепла в этой области. В против-

ном случае нагревание ХПС сверху (в среднем) и снизу приведет со временем к исчезновению указанного минимума.

Традиционно в одномерных нестационарных моделях деятельного слоя Черного моря [5, 6] ХПС формируется зимой за счет непосредственного ветрового перемешивания и существует на протяжении большей части года как нижняя, «реликтовая», часть зимнего перемешанного слоя, которая в теплое время года экранируется от атмосферных воздействий приповерхностным термоклинном. В действительности процесс формирования вод ХПС имеет более сложную и опосредованную природу. Анализ данных натурных измерений [4] так же, как и результаты численного моделирования [7], показывает, что зимнее ветровое перемешивание не достигает нижней границы деятельного слоя на всей акватории моря; его проникновение в ХПС носит локальный характер как по пространству, так и по времени. Заполнение ХПС происходит в очагах экстремального перемешивания в течение сравнительно коротких промежутков времени в феврале – марте [8]. По пространству на процесс формирования ХПС влияет главным образом перемешивание в центрах циклонов и в северо-западной части моря.



Р и с. 2. Схема локального модельного перемешивания и изопикнического растекания перемешанной жидкости на равновесном уровне по плотности. С учетом куполообразности пикноклина в Черном море рисунок соответствует локальному перемешиванию в центре бассейна

Учитывая это, будем считать, что процесс «зимней конвекции» происходит следующим образом. В центрах циклонических круговоротов, которые характеризуются в это время года наиболее сильно выраженной куполообразной структурой, а также в наиболее холодной и ветреной северо-западной области Черного моря осуществляются сравнительно кратковременные акты вынужденной (ветровой) конвекции. Локально перемешанная таким образом жидкость за-

нимает под действием сил плавучести соответствующий равновесный уровень и изопикнически растекается по всему слою, не охваченному непосредственным перемешиванием. С учетом влияния общей циркуляции характерное время процесса изопикнического «размывания» трансформированной воды по всему слою оценивается как промежуток, сравнимый с одним годом [8]. Последнее обстоятельство служит дополнительным аргументом в пользу правомерности постановки стационарной задачи в ХПС [1–3]. Если принять эту схему заполнения ХПС для одномерной модели (рис. 2), необходимо ввести в рассмотрение соответствующие источники и стоки тепла, соли и жидкости.

3. Постановка нестационарной задачи

Выпишем систему нестационарных уравнений для описания эволюции термохалинной структуры нижней части деятельного слоя:

$$S_t + (W^B + W^{OF} + W^{IF})S_z - (kS_z)_z = W_z^{IF}(S^{IF} - S), \quad (1)$$

$$T_t + (W^B + W^{OF} + W^{IF})T_z - (kT_z)_z = W_z^{IF}(T^{IF} - T), \quad (2)$$

$$\alpha(T^{IF} - T) = \beta(S^{IF} - S). \quad (3)$$

Границы слоя будут определены при анализе источников – стоков воды, тепла и соли. Здесь $W^B < 0$ – вертикальная скорость, связанная с распространением вниз босфорского «плюма» и определенная ранее в работах [2,3]. Функции $W^{OF}(z,t)$, $W^{IF}(z,t)$ представляют собой составляющие вертикальной скорости $W^L = W^{OF} + W^{IF}$, моделирующей процесс «зимней конвекции». Они отвечают соответственно за отток жидкости с определенного уровня и ее приток на этот уровень вместе с коллапсирующими пятнами перемешанной жидкости (рис. 2). Величины $T^{IF}(z,t)$, $S^{IF}(z,t)$ – температура и соленость жидкости, заполняющей слой; $k(z)$ – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, не связанный с конвекцией; α , β – коэффициенты термического расширения и соленостного сжатия соответственно. Нижние индексы обозначают производные по времени t и по вертикальной координате z , направленной вниз.

Уравнение (3) выписано в соответствии с предположением об изопикничности процесса заполнения ХПС: трансформированная жидкость, попадающая на определенный горизонт, имеет плотность, равную плотности жидкости на этом горизонте. Отдельно для температуры и солености это условие, вообще говоря, не выполняется.

4. Стационарное состояние

Для определения средних по времени значений коэффициентов системы уравнений (1) – (3) рассмотрим на первом этапе стационарную задачу. Положим $T_t = S_t = 0$ и будем считать коэффициенты уравнений не зависящими от времени. Средние вертикальные распределения $T(z)$, $S(z)$ считаются известными из измерений.

Поскольку некоторые из пяти неизвестных функций $W^{OF}(z)$, $W^{IF}(z)$, $k(z)$, $T^{IF}(z)$, $S^{IF}(z)$ входят в уравнения (1) – (3) в виде определенных комбинаций, удобно представить стационарные решения в виде

$$W^L = -W^B + \frac{(k\sigma_z)_z}{\sigma_z}, \quad W^L = W^{OF} + W^{IF}, \quad (4)$$

$$W_z^{IF} \alpha(T^{IF} - T) = W_z^{IF} \beta(S^{IF} - S) = -\frac{\beta k S_z}{1 - R} R_z, \quad R = \frac{\alpha T_z}{\beta S_z}. \quad (5)$$

Здесь σ – условная потенциальная плотность. Отметим еще раз, что независимая оценка для вертикальной скорости $W^B(z)$ в стационарном случае получена в [2,3]. Из уравнений (5) следует, что при любом распределении $k(z)$ стационарный тепловой режим заполнения деятельного слоя определяется знаком величины $R_z(z)$. Если $R_z > 0$, соответствующий слой охлаждается, и наоборот – условие $R_z < 0$ свидетельствует о нагревании слоя. Аналогичное

условие возникало в [2,3] при исследовании трансформации босфорского «плюма» в режиме его изопикнического растекания во внутреннюю область моря. Для нестационарного случая непосредственная связь теплового режима со знаком функции R_z перестает выполняться.

В работах [2,3] отмечалось, что в слое $\sim 50 - 75$ м условие постоянства функции R нарушается. Это означает: в стационарном случае здесь должна иметь место изопикническая адвекция с отличными от окружающей жидкости значениями температуры и солёности; в пределах указанного слоя необходима коррекция функции $k^{2001}(z)$ при условиях стационарной «зимней конвекции». В работах [9,10] показано, что при условии преобладающего вклада в турбулентный обмен сдвиговой неустойчивости в поле внутренних волн коэффициент вертикальной диффузии для естественного стратифицированного бассейна может быть, вообще говоря, сконструирован на основе двух известных теоретических подходов. Для области «волновода» (слоя, включающего максимум градиента плотности) предлагается зависимость [11,12]

$$k(z) = c_1 N^{-1}, \quad (6)$$

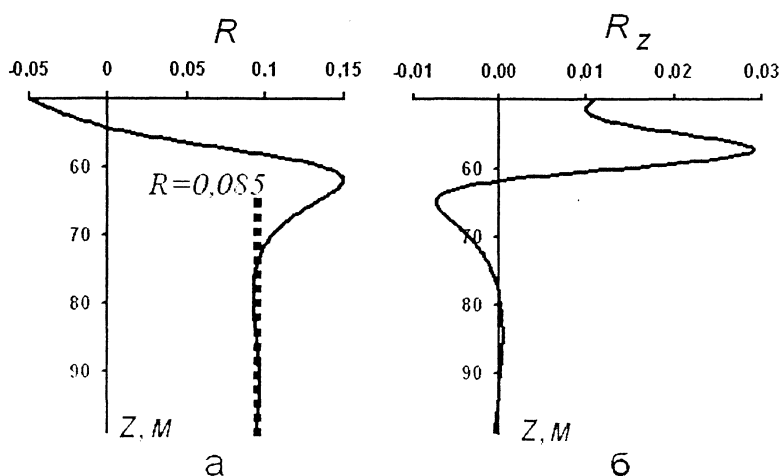
в то время как для нижележащего слоя с «плавным» изменением градиента плотности более предпочтительно выражение $k = c_2$ [13–15]. Здесь c_1 и c_2 представляют собой величины, которые в условиях равновесного спектра внутренних волн можно считать постоянными.

Если коэффициент турбулентной диффузии задан надлежащим образом, стационарная обратная задача имеет решение (4), (5). Для деятельного слоя моря справедлив первый из упомянутых выше подходов. Фактически выбор значения c_1 в выражении (6) связан для рассматриваемого случая с оценкой максимальной глубины проникновения конвекции $z_{\max}$. Начиная с этого горизонта, функция W^L должна обращаться в нуль. Ниже указанного горизонта будем использовать зависимость k от глубины, полученную нами в [2,3]. Следует сказать, что в рабочем интервале глубин эта величина k близка к постоянной.

Цель разделов 4, 5 – построить одномерную стационарную модель вертикального обмена, которая отвечала бы зимним условиям, распределённым на весь годовой цикл. В работах [1–3] мы использовали средние распределения солёности $S(z)$ и потенциальной температуры $T(z)$, обработав все имеющиеся данные измерений за ~ 70 лет. Основу этих данных представляют измерения, проведенные в теплые сезоны. Зимние измерения составляют меньшую часть общего массива данных. Это обстоятельство приводит к необходимости скорректировать средние распределения с тем, чтобы они соответствовали упомянутому выше равновесному среднему состоянию.

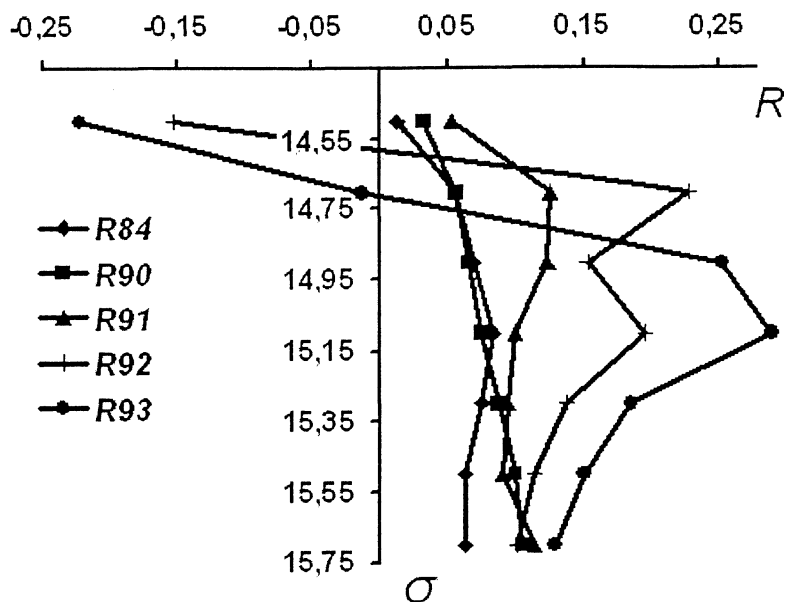
Необходимость подобной коррекции демонстрирует рис. 3, на котором представлены средние распределения по глубине величин R и R_z , рассчитанные с использованием имеющегося массива данных. Этот результат предполагает, что зимняя конвекция должна нагревать слой $62 - 80$ м ($R_z < 0$). Вероятнее всего, на самом деле нагревания слоя в среднем не происходит, а

формирование подобного распределения R в указанном слое, кроме отмеченной неравномерности распределения данных по сезонам, есть следствие нестационарности, проявляющейся как результат распространения тепловой волны (волны охлаждения) [16]. Тепловая волна формируется после периода зимнего охлаждения, охватывающего слой выше 62 м, и существует еще некоторое время на протяжении теплых сезонов. Это косвенно подтверждают распределения $R(\sigma)$ в теплые годы, наступающие после периода похолодания, когда волна охлаждения не возникает (рис. 4, 1984, 1990 гг.). Здесь отсутствует выраженный максимум R , хотя в эти годы процесс нагревания, если бы он действительно имел место, должен был проявляться наиболее явно. Имеющиеся данные измерений свидетельствуют о том, что указанный максимум явно выражен как раз в периоды похолодания (1991–1993 гг.). Поскольку распределение характеристик в Черном море тяготеет к изопикническому и отслеживает форму куполов, функции на рис. 4 построены для удобства в зависимости от условной потенциальной плотности σ , а не от глубины.



Р и с. 3. Распределения по глубине функций R и R_z в верхнем слое Черного моря по осредненным многолетним данным измерений температуры и солености

Следует отметить, что в дальнейшем при решении нестационарной задачи (1) – (3) необходимо задавать изменяющиеся во времени внешние источники – стоки воды, тепла и соли. Однако непосредственное использование выражений (4), (5) оказывается не вполне удобным для этих целей прежде всего потому, что источники – стоки представляют собой функции, зависящие от глубины. Кроме того, они учитывают интегральный вклад факторов, определяющих воздействие «зимней конвекции» на деятельный слой моря. Среди них отметим «суровость зим» (условно говоря, это зимняя температура воды в поверхностном слое моря) и сток рек, а также интенсивность ветра в зимний период (функция $W_z^{lf}(z)$ в нашем подходе). Их воздействие на формирование ХПС исследовалось в работе [17] с использованием статистического подхода. На этапе постановки стационарной задачи необходимо каким-либо образом разделить воздействие различных факторов, в данном случае это функции $\alpha(T^{lf} - T) = \beta(S^{lf} - S)$ и W_z^{lf} .

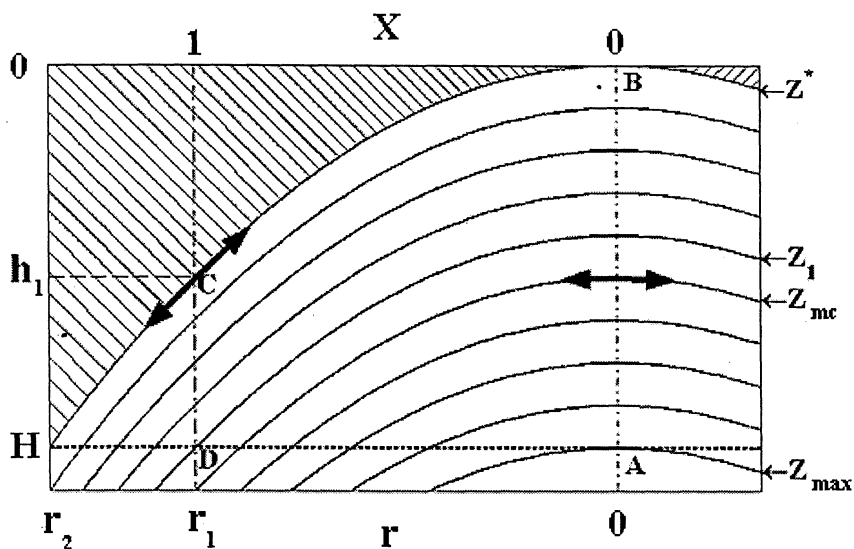


Р и с. 4. Зависимости функции R от условной потенциальной плотности в Черном море для лет с различной «суровостью зим»

Чтобы учесть внешние факторы надлежащим образом, выберем следующую схему конвективного обмена (рис. 5). Она учитывает куполообразность строения пикноклина, а также позволяет включить в рассмотрение процессы, принимающие участие в формировании верхней части пикноклина в зимний сезон: локальное перемешивание в центрах циклонов и поступление холодной воды из северо-западной части моря. Рабочим объемом считается область между изопикнами в интервале $z^*, z_{\max}$ (правая часть рис. 5). Распределение характеристик по глубине между этими линиями полагается одинаковым для любой точки бассейна и соответствует средним вертикальным распределениям.

Верхний заштрихованный слой (будем называть его пограничным слоем) обеспечивает зимнее охлаждение рабочего объема за счет локального перемешивания и последующего изопикнического растекания. Его термохалинные характеристики будут задаваться переменными во времени в рамках нестационарной задачи для моделирования межгодовой изменчивости. Отметим, что заштрихованный слой, вообще говоря, стратифицирован. Вертикальное перемешивание происходит на всей акватории модельного моря до максимальной глубины перемешивания $z = z_{\max}$. С точки зрения физики это означает, что процесс перемешивания затрагивает весь верхний слой вплоть до изопикны, соответствующей точке перегиба в вертикальном распределении потенциальной плотности, или максимума в распределении вертикального градиента потенциальной плотности. Под действием сил плавучести жидкость, локально перемешанная в каждой точке акватории, попадает на свой равновесный уровень и растекается, завершая процесс зимней конвекции.

Параметр r_1 на рис. 5 – максимальное значение радиуса, при котором локально перемешанная жидкость еще попадает в рабочую область. В промежутке между r_1 и r_2 перемешанная жидкость выносятся из нее, а при больших значениях радиуса перемешивание не затрагивает непосредственно рабочую область, хотя она испытывает влияние модельного интрузионного растекания. Самая нижняя изопикна, на которую попадает перемешанная жидкость, соответствует в одномерной модели горизонту z_{mc} . Таким путем заполняется верхний слой $z^* \leq z \leq z_{mc}$ области, охваченной конвекцией, в рамках одномерной модели. Тогда горизонт z_{mc} естественно рассматривать как нижнюю границу ХПС.



Р и с. 5. Схема модельного бассейна Черного моря. Заштрихованная область – пограничный слой, кривые в рабочей области – изопикны

5. «Равновесная зимняя конвекция»

Как отмечалось выше, средние распределения термохалинных характеристик, полученные из анализа имеющегося массива данных, не вполне пригодны для включения в стационарную модель. Для того чтобы исключить следствия рассчитанных таким образом «средних распределений», представляется разумным скорректировать их таким образом, чтобы среднее «изопикническое конвективное перемешивание» не охлаждало и не нагревало рабочий слой, обеспечивая здесь равновесное условие $R_z = 0$ (постоянство плотностного соотношения). Для термохалинных источников это равносильно условию $T^{lf} - T = S^{lf} - S = 0$. При этом удобно оставить неизменным исходное среднее распределение солёности и подвергнуть коррекции температуру – как параметр, наиболее чувствительный к сезонным изменениям в пределах деятельного слоя Черного моря. Распределение солёности, отвечающей в целом за пере-

пады плотности, не испытывает качественных и значительных количественных изменений в пределах годового цикла. Зависимость плотности от глубины после коррекции рассчитывается с помощью уравнения состояния. Постоянное значение 0,85 для плотностного соотношения R в рабочем слое выбирается таким же, как и в нижележащем слое, вплоть до горизонта смены режима трансформации нижнебосфорского «плюма» [2,3] (см. рис. 1 и 3, а).

Для описания процесса «конвекции» в равновесном случае необходима информация о вертикальном распределении функций $W^L = W^{OF} + W^{IF}$ и k . Разделим построение функции источников – стоков на два этапа. На первом этапе, моделируя форму куполов для изолиний плотности в рабочем объеме (рис. 5) и структуру плотности в пограничном слое, получим с точностью до постоянного множителя распределение $W^L(z)$ (а также $W^{IF}(z)$ и $W^{OF}(z)$) в рабочем объеме. Построение искомой функции осуществляется с помощью процедуры локального модельного перемешивания в каждой точке бассейна (рис. 2 и 5) и последующего интегрирования результатов различных вкладов для каждого горизонта (изопикны). Для подобного рода расчетов форма бассейна считается для простоты цилиндрической. На втором этапе посредством соответствующего интегрирования уравнения (4) рассчитывается функция $k(z)$ с точностью до постоянного множителя. Постоянная интегрирования вычисляется из условия

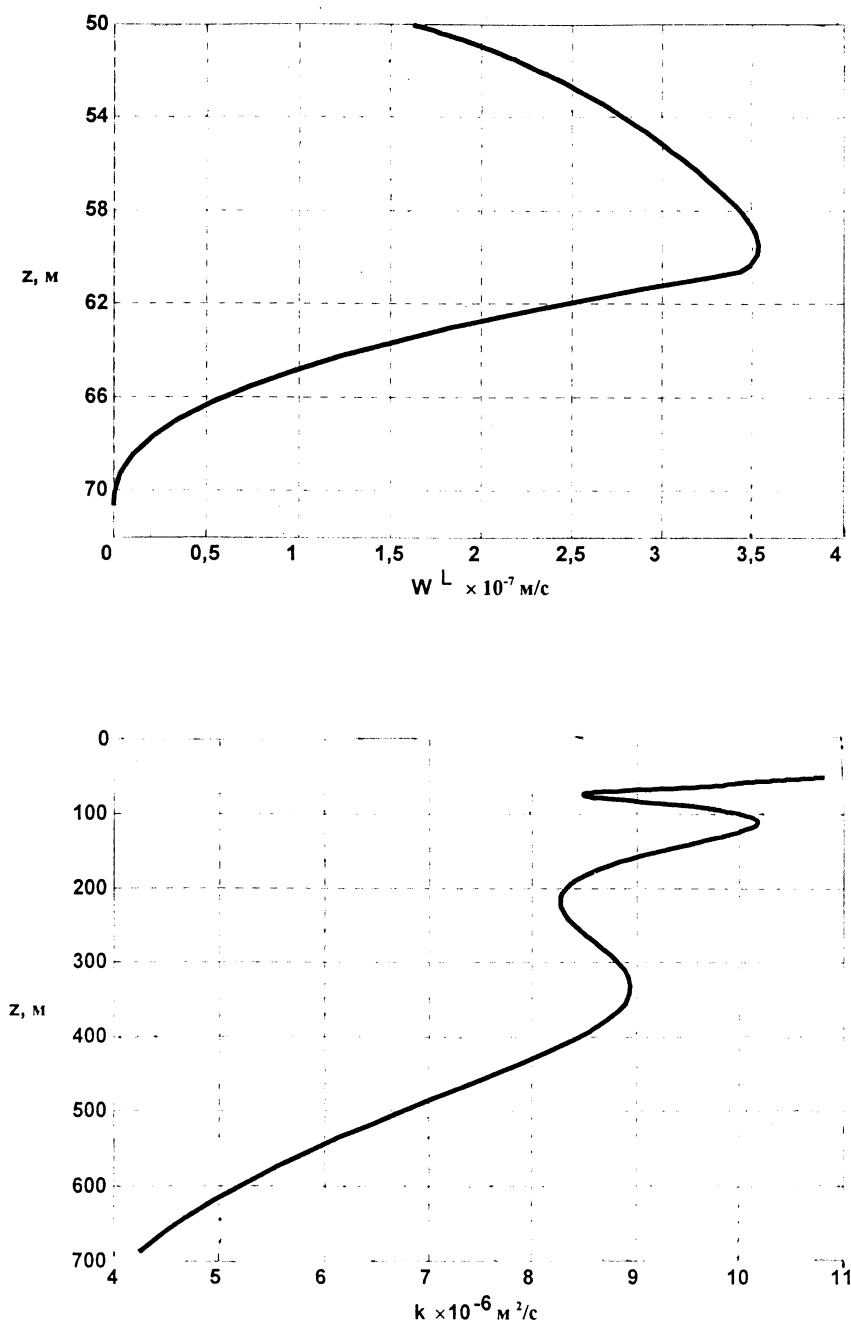
$$k(z_{\max}) = k^{2001}(z_{\max}), \quad (7)$$

где $k^{2001}(z)$ – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, полученный в [2,3]. Напомним, что модельное перемешивание, описывающее конвекцию, осуществляется до горизонта $z_{\max}$. Неопределенность в виде постоянного множителя при этом не исчезает. Затем в соотношении (6), которое рассматривается как первое приближение для $k(z)$, подбирается значение постоянной c_1 из условия, аналогичного (7). В свою очередь постоянный множитель для функции $k(z)$ (а также и для $W^L(z)$) подбирается из условия ее наилучшего соответствия в смысле минимизации среднеквадратического отклонения рассчитанной перед этим модельной функции (6). Вертикальные распределения $W^L(z)$ и $k(z)$, рассчитанные путем модельного перемешивания, представлены на рис. 6.

Все конкретные процедуры построения стационарной (а также нестационарной) модели, требующие пояснений, изложены более подробно в разделе 7.

6. Результаты использования нестационарной модели

Изложенный подход позволяет ставить и решать задачи временной изменчивости исследуемых характеристик внутри столба жидкости в рамках одномерной модели. Для этого необходимо задать изменяющиеся во времени термохалинные характеристики пограничного слоя, моделирующего источники – стоки (заштрихованная область на рис. 5), и надлежащие граничные условия. Отметим, что в слое $z \geq z_0$ используются уравнения из работ [2,3] в нестационарной форме.



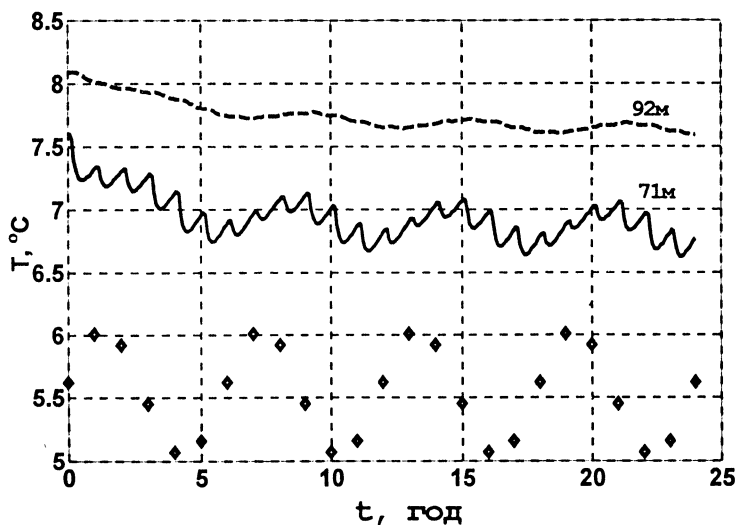
Р и с. 6. Модельные функции $W^L(z)$ и коэффициент вертикальной диффузии $k(z)$

Следует сказать, что описанная выше модель «зимней конвекции» предполагает одностороннее воздействие верхнего пограничного слоя на рабочий объем. Изменчивость характеристик этого слоя определяется только внешними источниками и не связана с влиянием нижележащего слоя.

В настоящей работе в качестве контрольного расчета мы проанализировали межгодовую изменчивость термохалинной структуры деятельного слоя, отвечающую изменениям теплосодержания пограничного слоя (рис. 5). Последняя характеристика моделировалась параметром T^U – осредненной по толщине слоя температурой:

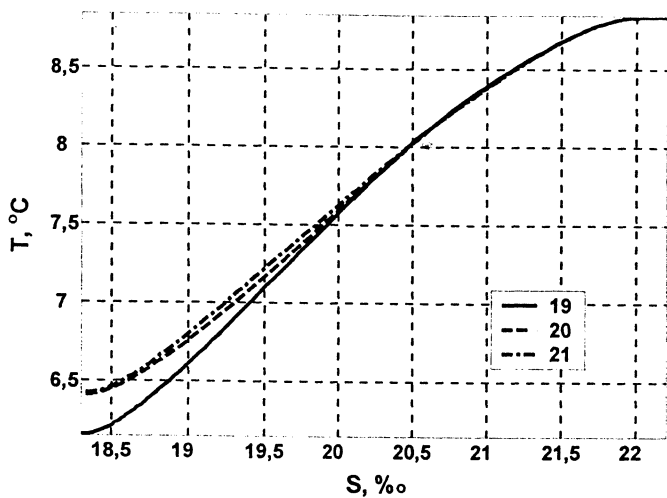
$$T^U = 7,04 + 0,5 \sin \frac{\pi t}{36} - 1,5 \cos \frac{\pi(t-2)}{6},$$

то есть наряду с характерным сезонным ходом этого параметра с размахом 3°C задавалась и периодическая с периодом 6 лет и амплитудой $0,5^\circ\text{C}$ изменчивость. В приведенном выше выражении время t измеряется месяцами, начало отсчета времени условно соответствует нулевому месяцу нулевого года. Это означает, что минимум температуры в пределах одного года приходится на начало февраля. Слагаемое $7,04^\circ\text{C}$ представляет собой температуру верхнего слоя для стационарных условий, рассчитанную способом, указанным в разделе 7 (формула (П9)).

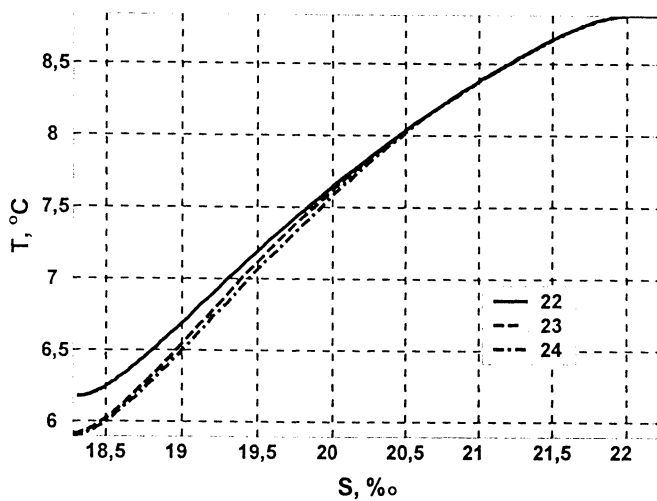


Р и с. 7. Расчетная зависимость температуры на горизонтах 71 и 92 м от времени. Ромбиками показана средняя температура поверхностного (пограничного) слоя в самый холодный месяц каждого года, в данном случае это февраль

Результаты расчетов приведены на рис. 7 и 8. Как видно из рис. 7, область влияния сезонной изменчивости ограничена диапазоном условных глубин 71 – 92 м, влияние же межгодовой изменчивости все еще отчетливо прослеживается и на условном горизонте 92 м. Этот рисунок демонстрирует также отставание по фазе колебаний температуры в расчетной области от «сигнала» T^U , постепенно увеличивающееся с глубиной.



a



б

Р и с. 8. Модельные T,S -кривые в расчетной области в июне месяце каждого года (условные номера кривых указаны на врезках, а также на рис. 7): *a* – период потепления; *б* – период похолодания

Графики рис. 7 показывают, что выход характеристик деятельного слоя на квазистационарный режим происходит примерно к началу четвертого 6-летнего цикла. Длительный до этого времени переходный процесс обусловлен несоответствием первоначальных «стационарных» распределений характеру накладываемого внешнего воздействия на деятельный слой.

На рис. 8, а, б изображены T , S -кривые, рассчитанные для одного и того же месяца трех последовательных лет, взятых в период общего потепления и похолодания соответственно.

7. Приложение. Процедура построения модели

В предлагаемой модели принимается допущение о стационарности распределения плотности во всей области интегрирования. Правомочность такого подхода в области $z < z_0$ при условии неизменности зимнего ветрового воздействия оправдывается допущением об изопикничности распространения в окружающей жидкости вод, перемешанных в очагах зимней конвекции. В таком случае для решения системы уравнений (1) – (3) достаточно рассматривать одно уравнение (2) для температуры, а соленость рассчитывать по уравнению состояния.

Формирование сетки по переменной z . Область интегрирования уравнения занимает интервал глубин $z^* \leq z \leq z_b$, где z_b – верхняя граница придонного слоя. Как показали предварительные расчеты, переменные T и S практически незаметно меняются с течением времени при $z > 600$ м. Это позволяет для экономии времени счета перенести нижнюю границу области интегрирования вверх, скажем, на уровень $z_b = 700$ м, и принять граничное условие $T = \text{const}$ при $z = z_b$. Сетка задается неравномерной, сгущающейся в области малых глубин, и включает точки $z_{mc}, z_{\max}, z_0$, в которых имеют место особенности распределений коэффициентов уравнения.

Инициализация и настройка параметров модели. Прежде всего по среднему, полученному из измерений профилю $S(z)$, корректируются стационарные профили температуры и условной плотности, чтобы удовлетворить условию $R = \text{const}$ при $z \leq z_0$. Напомним, что к уровню z_0 мы относим точку смены режима «плюма» – от вовлечения в него окружающей жидкости к изопикническому растеканию его вод в окружающую жидкость. Значение R при $z = z_0$ обозначается как R_0 ($R_0 = 0,0847$). Новый профиль температуры получается путем интегрирования следующего дифференциального уравнения:

$$T_z = \frac{\beta}{\alpha} R_0 S_z, \quad T(z_0) = T_0 = 8,0899 \text{ } ^\circ\text{C}. \quad (\text{П1})$$

Заметим, что в общем случае коэффициенты α и β зависят от температуры T , поэтому приходится не просто интегрировать правую часть (П1), а действительно решать уравнение. Далее рассчитывается профиль условной плотности по вновь найденной температуре и не изменившейся солености. Найденное распределение температуры используется в качестве начального условия, а соответствующее распределение плотности – для вычисления солености в случае необходимости в любой момент времени.

Так как в нашей модели глубина максимального проникновения зимнего перемешивания $z_{\max}$ считается фиксированной и совпадает с точкой перегиба профиля $\sigma(z)$ (для откорректированного профиля оказалось, что $z_{\max} = 70,78$ м), требуется подстроить под нее параметр z_{mc} (максимальную глубину затекания холодных интрузий), значение которого используется в дальнейших вычислениях. Благодаря куполообразности изопикн и монотонности профиля плотности можно утверждать, что вдоль изопикны z_{mc} возможно распространение лишь вод, перемешанных в центре бассейна (максимальная плотность образовавшихся интрузий). Поэтому на этапе инициализации осуществляется уже упомянутая процедура модельного перемешивания в центральной области модельного моря: отыскивается плотность перемешанной жидкости σ_{mc} и решается уравнение $\sigma(z_{mc}) = \sigma_{mc}$. Вычисления дают значение $z_{mc} = 60,684$ м.

Расчет не зависящих от времени коэффициентов уравнений. Коэффициенты $W_z^{IF}(z)$, $W^L(z)$. Чтобы рассчитать эти характеристики, осуществляется процедура локального модельного конвективного перемешивания жидкости верхнего слоя расчетной области, $0 \leq h \leq H$ (левая часть рис. 5), и пограничного слоя (заштрихованная часть рис. 5). Влиянию этого перемешивания подвержены изопикны в диапазоне их средних глубин $z^* \leq z \leq z_{\max}$. Процедура заключается в следующем.

Задается форма изопикн в виде зависимости $z^* = h(r)$, где r – текущий радиус. В центре бассейна соблюдается условие $h(0) = 0$, а при некотором фиксированном значении r_1 на периферии – $h(r_1) = h_1$. Удобной для моделирования куполообразности изопикн является функция

$$h = h_1 X^a, \quad (П2)$$

где $X = r/r_1$, $1 < a < 2$ для обеспечения выпуклости изопикн (здесь использовано значение $a = 1,5$). Выбор конкретной формы изопикн дает возможность вычислять значение получающейся после акта перемешивания плотности σ^{IF} как функции r согласно равенствам:

$$H\sigma^{IF}(r) = \sigma^U h(r) + \int_{z^*}^{z_{\max} - h(r)} \sigma dz, \quad H = z_{\max} - z^*, \quad (П3)$$

где σ^U – среднее по толщине значение условной плотности пограничного слоя. Это выражение позволяет путем обращения указанной функции, т.е. решения уравнения $\sigma^{IF}(r) = \sigma(z^{IF})$, определять, при каком значении r , а значит и $h(r)$, должна перемешиваться жидкость, чтобы средняя глубина изопикны, вдоль которой она в дальнейшем растекается, равнялась z^{IF} . В дальнейшем эту функциональную зависимость координаты r от $z = z^{IF}$ будем обозначать через $r = r_{IF}(z)$. Так как отыскиваются не зависящие от вре-

мени распределения, в расчетах участвует скорректированный средний многолетний профиль $\sigma(z)$. Плотность пограничного слоя задается независимо: относительно нее принято простейшее допущение, что она не зависит от горизонтальных координат. При расчете значения σ^U зависимость $\sigma(z)$ предварительно линейно экстраполировалась вверх от изопикны $z = z^*$ с соблюдением непрерывности функций σ и σ_z . Затем отыскивалось такое значение h_1 , при котором z^{IF} равняется z^* (при $X = 1$ для найденного значения h_1) и вычисляется значение σ^U .

Если предположить, что средние интенсивность и глубина зимнего ветрового перемешивания не зависят от горизонтальных координат, то нетрудно прийти к выводу, что $W_z^{IF}(z)$ следует рассчитывать по формуле

$$W_z^{IF}(z) = -C \frac{dr_{IF}^2}{dz} = C f_z^{IF}, \quad z^* < z < z_{mc},$$

где C – подлежащая дальнейшему определению положительная константа пропорциональности с размерностью c^{-1} .

Величина $W_z^{OF}(z)$, очевидно, пропорциональна площади той части изопикнической поверхности со средней глубиной залегания z , которая попадает в зону действия перемешивания:

$$W_z^{OF}(z) \sim \int_0^{r_H(z)} r \sqrt{1 + \left(\frac{dh}{dr}\right)^2} dr,$$

где $r_H(z)$ – радиус, при котором изопикническая поверхность заглубляется до уровня $h = H$. Вводя коэффициент пропорциональности B_1 и переходя в интеграле к безразмерному радиусу бассейна X (см. (П2)), получим:

$$W_z^{OF}(z) = B_1 \int_0^{\sqrt{(z_{\max} - z)/h_1}} X \sqrt{1 + \left(\frac{ah_1 X^{a-1}}{r_1}\right)^2} dX, \quad z^* < z < z_{\max}. \quad (\text{П4})$$

где a – показатель степени (формула (П2)). В подкоренном выражении интеграла величиной дроби можно пренебречь, т.к. $h_1/r_1 \ll 1$, а остальные величины – порядка единицы. Тогда (П4) сводится к следующему простому выражению:

$$W_z^{OF}(z) = B \left(\frac{z_{\max} - z}{H} \right)^{\frac{2}{a}} = B f_z^{OF}, \quad z^* < z < z_{\max},$$

где $B = B_1 (H / h_1)^{\frac{2}{a}}$.

Связь между постоянными B и C обнаруживается из следующих соображений. Рассмотрим область бассейна, соответствующую криволинейной трапеции $ABCD$ на рис. 5. Часть полной мощности стока, обусловленной отто-

ком перемешанной жидкости из этой области в процессе коллапса, можно подсчитать по формуле

$$Q_{right}^{OF} = B \left[(z_1 - z^*) f_z^{OF}(z_1) + \int_{z_1}^{z_{\max}} \left(\frac{z_{\max} - z}{H} \right)^{\frac{2}{a}} dz \right], \quad (\text{П5})$$

где z_1 отмечает изопикну, которая проходит через точку с координатами (r_1, H) . Заметим, что правая часть (П5) легко вычисляется:

$$Q_{right}^{IF} = BH \zeta_1^{\frac{2}{a}} \left(1 - \frac{2\zeta_1}{a+2} \right), \quad \zeta_1 = \frac{z_{\max} - z_1}{H} = \frac{h_1}{H}. \quad (\text{П6})$$

С другой стороны, эту же величину можно получить по формуле

$$Q_{lower}^{IF} = C \left[\int_{z^*}^{z_{mc}} f_z^{IFlower}(z) dz \right], \quad (\text{П7})$$

где $f_z^{IFlower}(z)$ – безразмерная функция, описывающая часть полной безразмерной величины источника $f_z^{IF}(z)$, не учитывающая заток жидкости из пограничного слоя. Эта функция рассчитывается с помощью соотношения (П3), когда σ^U в нем отбрасывается. Так как справедливо равенство $Q_{right}^{OF} = Q_{lower}^{IF}$, то, приравнявая правые части (П6) и (П7), можно выразить B через C .

Таким образом, получаем следующее выражение для W_z^L :

$$W_z^L = C(f_z^{IF} + f_z^{OF}) = C f_z^L, \quad z^* \leq z \leq z_{\max}, \quad (\text{П8})$$

где f_z^{IF} и f_z^{OF} вычисляются по формулам

$$f_z^{IF}(z) = \begin{cases} \frac{dr_{IF}^2}{dz}, & z^* \leq z \leq z_{mc}, \\ 0, & z_{mc} \leq z \leq z_{\max}, \end{cases}$$

$$f_z^{OF}(z) = \frac{\int_{z^*}^{z_{mc}} f_z^{IFlower} dz}{H \zeta_1^{\frac{2}{a}} \left(1 - \frac{2\zeta_1}{a+2} \right)} \left(\frac{z_{\max} - z}{H} \right)^2.$$

Функция $W^L(z)$ с точностью до константы C рассчитывается интегрированием (П8) в пределах от $z_{\max}$ до z с начальным условием $W^L(z_{\max}) = 0$.

Коэффициенты $W^B(z)$, $k(z)$. Эти функции остаются такими же, как в модели [2, 3], за исключением того, что при $z < z_{\max}$ необходимо откорректировать $k(z)$, как описано в разделе 5. Кроме того, необходимо вычислить зна-

чение постоянной C . Оно должно быть таким, чтобы удовлетворить уравнению

$$\int_{z_{\max}}^z (Cf_z^L + W^B) \sigma_z d\zeta = k_G(z) \sigma_z$$

в смысле минимизации среднеквадратического отклонения его левой и правой частей, где $k_G(z)$ – зависимость, рассчитанная по формуле (6). В результате получено следующее значение постоянной: $C = 3,536 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$.

Расчет зависящих от времени коэффициентов и параметров задачи. Граничное условие при $z = z^*$. Коэффициент $T^{IF}(z, t)$. При моделировании произвольно задается параметр T^U – зависящая от времени (но, как и плотность, не от горизонтальных координат) осредненная по вертикали температура пограничного слоя. Далее на каждом шаге по времени осуществляется процедура модельного перемешивания, описанная выше. Значения T^{IF} вычисляются с помощью такой же формулы, что и (ПЗ), но примененной к температуре, а не к плотности. При этом используется уже найденная ранее зависимость $r_{IF}(z)$.

Граничным условием при $z = z^*$ является задаваемая в соответствии с $T^U(t)$ зависимость потока тепла $F_T(t, z^*)$ от времени:

$$F_T(t, z^*) = F^* \frac{T^U(t) - T(t, z^*)}{T^U(t_0) - T(t_0, z^*)},$$

где $F^* = -k(z^*)T_z(z^*)$ – поток тепла при $z = z^*$ в стационарном случае (соответствующем начальному условию). Значение осредненной температуры верхнего слоя в стационарном случае $T^U(t_0)$ рассчитывалось по аналогии с тем, как это делалось для плотности.

Для исследования изменчивости характеристик в пределах годового цикла следует учесть также относительно кратковременный характер действия зимней конвекции. Для этого коэффициенты $W_z^{IF}(z)$, $W^L(z)$ в системе уравнений (1) – (3), а также поток тепла при $z = z^*$ модулировались периодической с периодом 1 год функцией времени вида

$$m(t) = \begin{cases} m_0, & t_1 \leq t \leq t_2, \\ 0, & t < t_1, \quad t > t_2. \end{cases} \quad (\text{П9})$$

Здесь постоянная m_0 отвечает такому условию нормировки, при котором интеграл от $m(t)$ за один год равен единице, а промежуток $t_1 \leq t \leq t_2$ соответствует времени зимнего «заполнения холодного промежуточного слоя» и может изменяться от года к году. Обычно этот процесс наблюдается в феврале – марте, чем и определился выбор значений $t_1 = 1$ и $t_2 = 2,5$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Samodurov A.S., Ivanov L.I.* Processes of ventilation of the Black Sea related to water exchange through the Bosphorus // L.I. Ivanov, T. Oguz (Eds.). *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea – NATO / ASI Series – Dordrecht: Kluwer, 1998.* – 47, №2. – P. 221 – 236.
2. *Ivanov L.I., Samodurov A.S.* The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // *J. Mar. Syst.* – 2001. – 31/1 – 3. – P. 159 – 174.
3. *Самодуров А.С., Иванов Л.И.* Балансовая модель для расчета средних вертикальных потоков жидкости, тепла, соли и растворенных химических веществ в термохаликline Черного моря // *Морской гидрофизический журнал.* – 2002. – №1. – С. 7 – 24.
4. *Геррман И.Ф.* Термохалинная структура вод моря // *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР / Под ред. А.И. Симонова, Е.Н. Альтмана. Т.4. Черное море.* – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 146 – 196.
5. *Мадерич В.С., Эфроимсон В.О.* Простая модель моря с проливом // *Океанология.* – 1986. – 26, №3. – С. 402 – 408.
6. *Oguz T., Ducklow H., Manalotte-Rizzoli P., et al.* Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model // *J. Geophys. Res.* – 1996. – 101, NC7. – P. 16585 – 16599.
7. *Staneva J.V., Stanev E.V.* Cold intermediate water formation in the Black Sea. Analysis on numerical simulations // E. Ozsoy, A. Mikaelyan (Eds.). *Sensitivity of North Sea, Baltic Sea and Black Sea to anthropogenic and climatic changes. NATO / ASI Series– Dordrecht: Kluwer, 1997.* – P. 375 – 393.
8. *Ivanov L.I., Backhaus J.O., Ozsoy E., et al.* Convection in the Black Sea during cold winters // *J. Mar. Syst.* – 2001. – 31/1–3 – P. 65 – 76.
9. *Samodurov A.S., Ivanov L.I.* Mixing and energy dissipation rate in Mediterranean seas: an inter-comparison of existing models // A. Yilmaz (Ed.). *Oceanography of the eastern Mediterranean and Black Sea. Similarities and differences in two interconnected basins.* – Ankara: Tübitak Publishers, 2003. – P. 369 – 375.
10. *Самодуров А.С., Иванов Л.И.* Среднее вертикальное распределение скорости диссипации энергии в Черном море. Сравнение с существующими моделями // *Морской гидрофизический журнал.* – 2003. – № 3. – С. 3 – 8.
11. *Gargett A.E.* Vertical eddy diffusivity in the ocean interior // *J. Mar. Res.* – 1984. – 42. – P. 359 – 393.
12. *Самодуров А.С., Любичкий А.А., Пантелеев Н.А.* Вклад опрокидывающихся внутренних волн в структурообразование, диссипацию энергии и вертикальную диффузию в океане // *Морской гидрофизический журнал.* – 1994. – №3. – С. 14 – 27.
13. *McComas C.H., Muller P.* The dynamic balance of internal waves // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – 11. – P. 970 – 986.
14. *Henye F.S., Wright J., Flatte S.M.* Energy and action flow through the internal wave field: An eikonal approach // *J. Geoph. Res.* – 1986. – 91. – P. 8487 – 8495.
15. *Winters K.B., D'Asaro E.A.* Direct simulation of internal wave energy transfer // *J. Phys. Oceanogr.* – 1998. – 27. – P. 1937 – 1945.
16. *Ivanov L., Belokopytov V., Ozsoy E., Samodurov A.* Ventilation of the Black Sea pycnocline on seasonal and interannual time scales // *Mediterran. Mar. Sci.* – 2000. – 1, №2. – P. 61 – 74.

17. *Belokopytov V.* Long-term variability of cold intermediate layer renewal conditions in the Black Sea // L.I. Ivanov, T. Oguz (Eds.). *Ecosystem Modeling as a Management Tool for the Black Sea*. NATO / ASI Series.– Dordrecht: Kluwer, 1998.– 47, №2.– P. 47 – 52.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 12.05.05

ABSTRACT Constructed is the one-dimensional non-stationary isopycnal model of the vertical exchange in the Black Sea taking into account a contribution of the processes of trickling down and transformation of the Marmara Sea waters or "plume", vertical diffusion and the impact of winter convection in the upper layer of the sea. Mixing in the basin is considered to be local in space and time and winter wind influence for this version of the model – unchangeable from year to year. The upper boundary layer temperature included for modeling winter conditions is considered to be a basic external variable factor. Within the framework of the accepted limitations the model permits to investigate annual and inter-annual variability of thermohaline characteristics as well as the variability of hydrochemical parameters in the water column. Periodic influence of thermal conditions with a period of six years upon the behavior of the system is studied as a control calculation.