

РЕЗУЛЬТАТЫ АДАПТАЦИИ МОДЕЛИ DELFT3D-FLOW К УСЛОВИЯМ ТИЛИГУЛЬСКОГО ЛИМАНА

Приведены результаты адаптации, калибровки и валидации гидродинамической модели, основанной на открытом программном обеспечении Delft3D-FLOW, к условиям Тилигульского лимана. С использованием данных полевых наблюдений 2010 и 2012 гг. показано, что модель правильно описывает изменчивость термохалинной структуры вод в лимане в период весенне-летнего прогрева. В мае-августе 2010 г. резкий сезонный термоклин сохранялся на протяжении всего расчетного периода, а в 2012 г. произошло его значительное ослабление в мае-июне и к началу августа сформировалась квазиоднородная вертикальная термическая структура вод. Сделан вывод о возможности использования модели для решения прикладных задач, связанных с разработкой плана гидроэкологического менеджмента лимана.

Ключевые слова: северо-западное Причерноморье, Тилигульский лиман, термохалинная структура вод, моделирование.

Введение. Термохалинные условия лиманов северо-западного Причерноморья являются одним из главных факторов, определяющих функционирование, динамику и биоразнообразие их экосистем, и, в конечном итоге, их природно-ресурсный потенциал.

Тилигульский лиман – это наиболее протяженный и глубокий лиман северо-западного Причерноморья, который по своему природному статусу относится к числу закрытых, однако в современных условиях его связь с морем обеспечивается искусственно в течение 2-4 месяцев в году через соединительный канал в пересыпи, отделяющей лиман от моря [1, 2]. В северную часть лимана периодически, в основном весной, а в периоды сильных ливней и летом, поступает сток реки Тилигул, который вследствие климатических изменений, усиленных антропогенным влиянием, в последние десятилетия значительно уменьшился [3]. Лиман характеризуется сравнительно небольшим внешним водообменом – среднемноголетнее время водообновления составляет около 8 лет. Поэтому внутригодовая пространственно-временная изменчивость гидроэкологических характеристик лимана определяется гидродинамическими и гидрофизическими процессами, протекающими в нем. При этом одним из главных факторов, определяющих интенсивность продукционно-деструкционных процессов в воде и донных отложениях лимана, является температура воды. Формирование сезонного термоклина препятствует вертикальному газообмену между поверхностным и придонным слоями воды в глубоких южной и центральной частях лимана, способствуя тем самым развитию придонной гипоксии и аноксии кислорода в летний период года [4].

Помимо эвтрофирования, «цветения» водорослей и развития гипоксийных условий в летний период года, одна из главных гидроэкологических проблем Тилигульского лимана заключается в постепенном повышении солености его вод, которое влияет на биоразнообразие его экосистемы [5].

Для Тилигульского лимана актуальной является задача разработки плана гидроэкологического менеджмента с целью сохранения природных ресурсов в условиях, имеющих место и прогнозируемых климатических изменений. Решение этой задачи предполагает использование численных математических моделей формирования качества вод, составной частью которых являются термогидродинамические модели. Учитывая морфометрические особенности лимана (наличие обширных мелководных и глубоких участков акватории, резкие перепады глубин, значительную изрезанность

береговой линии), для адекватного описания особенностей гидрологических процессов необходимо использовать трехмерную численную гидротермодинамическую модель, реализованную в криволинейной пространственной системе координат. Этим требованиям в первом приближении отвечает программный комплекс для моделирования прибрежной зоны, рек, озер и эстуариев Delft3D.

Цель представляемой работы заключается в описании результатов адаптации указанной гидродинамической модели к условиям Тилигульского лимана, ее калибровки и валидации на основе данных наблюдений.

Объект исследования. Тилигульский лиман расположен на украинской части побережья северо-западной части Черного моря, в 45 км от г. Одессы на границе Одесской и Николаевской областей (46° 39.3'– 47° 05.3' с.ш., 30°57.3' – 31°12.7' в.д.). В настоящее время его длина составляет 45–52 км, ширина изменяется на отдельных участках от 1 до 4.5 км. Южная и центральная части лимана представляют собой котловины с преобладающими глубинами в диапазоне 10–16 м, разделенные подводным продолжением Чиловой косы с глубинами до 4.6 м при отметке уровня воды минус 0.4 м БС (рис. 1а). Максимальная глубина в южной части лимана достигает 22 м. Северная часть лимана, в которую впадает р. Тилигул, мелководная, с глубинами менее 4 м. Средняя глубина лимана составляет около 5 м. В южной части лиман связан с морем соединительным каналом длиной 3.5 км и глубиной 0.3 – 1.5 м.

Описание модели. Для изучения особенностей динамики вод лимана, пространственно-временной изменчивости температуры и солености воды была использована трехмерная гидродинамическая модель, основанная на программном обеспечении с открытым исходным кодом Delft3D-FLOW версии 6.01.07.3643 [6, 7].

Модель базируется на численном решении уравнения Навье-Стокса для несжимаемой жидкости на мелкой воде в приближении Буссинеска. Для уравнения скорости вертикального движения принимается гидростатическое приближение. Вертикальные компоненты векторов скорости течений рассчитываются через уравнение неразрывности. Уравнение состояния морской воды определяется формулой ЮНЕСКО [8].

Конечно-разностная аппроксимация уравнений модели выполняется на криволинейной расчетной сетке типа C по классификации Аракавы: скалярные величины задаются в центрах элементарных расчетных ячеек, а нормальные компоненты скорости – на их соответствующих гранях. При применении явных методов численного решения уравнений модели, временной шаг решения уравнений ограничивается условием стабильности Куранта-Фридрихса-Леви.

Ветровое напряжение трения на свободной поверхности определяется как:

$$|\bar{\tau}_s| = C_d \rho_a U_{10}^2, \quad (1)$$

где: ρ_a – плотность воздуха; U_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; C_d – коэффициент поверхностного ветрового трения, который задавался в соответствии со следующим эмпирическим отношением [9]:

$$C_d = 0.63 + 0.066 U_{10} \times 10^{-3}. \quad (2)$$

Придонное напряжение трения на дне определяется через скорость придонного течения. Предполагается, что вектор придонного напряжения трения $\vec{\tau}_{b,D}$ совпадает по

направлению с вектором скорости придонного течения \vec{u}_b и его величина определяется квадратичным законом:

$$\bar{\tau}_{b_{3D}} = \frac{g \rho_0 \vec{u}_b |\vec{u}_b|}{C_{3D}^2}, \quad (3)$$

где: $g = 9.81 \text{ м/с}^2$ – ускорение свободного падения; ρ_0 – исходная плотность воды; C_{3D} – коэффициент донного трения, при расчете которого использовалась формула Маннинга.

Рейнольдсовы напряжения моделируются с использованием концепции турбулентной вязкости. Вертикальная турбулентная вязкость рассчитывается на основе k - ε модели [10], в которой решается система двух нелинейных диффузионных уравнений – для массовой плотности турбулентной энергии k и скорости диссипации турбулентной энергии ε . Коэффициенты турбулентной вязкости в горизонтальном и вертикальном направлениях определяются следующим образом:

$$v_H = v_{3D} + v_H^{back}, \quad (4)$$

$$v_V = v_{mol} + \max(v_{3D}, v_V^{back}), \quad (5)$$

где: v_{3D} – вязкость, рассчитываемая в k - ε модели; v_H^{back} , v_V^{back} – пороговые значения коэффициентов турбулентной вязкости в горизонтальном и вертикальном направлениях, соответственно; v_{mol} – коэффициент молекулярной вязкости.

Перенос веществ и тепла в 3-D системе координат моделируется с помощью уравнения адвекции-диффузии, в которое включен суммарный член для источников и стоков тепла и солей. Коэффициенты горизонтальной и вертикальной диффузии определяются как:

$$D_H = D_{3D} + D_H^{back}, \quad (6)$$

$$D_V = \frac{v_{mol}}{\sigma_{mol}} + \max(D_{3D}, D_V^{back}), \quad (7)$$

где:

$$D_{3D} = \max\left(D_{3D}, 0.2L_{oz}^2 \sqrt{\frac{g \delta\rho}{\rho \delta z}}\right), \quad (8)$$

D_{3D} – диффузия, рассчитываемая с помощью k - ε модели; D_H^{back} , D_V^{back} – пороговые значения коэффициентов диффузии в горизонтальном и вертикальном направлениях, соответственно; L_{oz} – масштаб длины Озмидова; σ_{mol} – число Прандтля-Шмидта для молекулярного перемешивания; z – глубина.

Теплообмен с атмосферой рассчитывается с использованием эмпирических формул [11, 12]. Полный удельный поток тепла Q_{tot} , поступающий на границу раздела «воздух-вода», записывается в виде:

$$Q_{tot} = Q_{sn} + Q_{an} - Q_{br} - Q_{ev} - Q_{co}, \quad (9)$$

где Q_{sn} – коротковолновая составляющая солнечной радиации, проникающая в водную колонку через поверхность; Q_{an} – длинноволновый поток тепла, поглощаемый поверхностью; Q_{br} – обратный длинноволновый поток тепла, отражаемый

поверхностью; Q_{ev} – потери тепла на испарение; Q_{co} – потери тепла при контактном теплообмене моря с атмосферой.

Поглощение коротковолновой радиации водной колонкой и, соответственно, Q_{sn} зависит от степени прозрачности воды, которая задается в модели как константа.

Условия модельных расчетов. Для дискретизации гидродинамических уравнений в 3-D пространстве использовалась структурированная ортогональная криволинейная система координат (ξ, η) в горизонтальной плоскости и прямолинейная Z-система координат – по вертикали. Заметим, что хотя модель позволяет применять и криволинейную по вертикали σ -систему координат, предварительные численные эксперименты показали, что при использовании Z-системы горизонтальные координатные линии расположены параллельно линиям равных плотностей воды (изопикнам) на участках с крутым рельефом дна, что снижает искусственное перемешивание скалярных величин (температуры и солености вод) и позволяет более точно воспроизвести особенности изменчивости вертикальной термохалинной структуры вод в Тилигульском лимане.

Акватория лимана покрывалась специально сгенерированной криволинейной расчетной сеткой, состоящей из 282×53 расчетных ячеек в горизонтальной плоскости (рис. 1б). Размеры ячеек сетки плавно изменяются в пределах 100-450 м вдоль продольной оси лимана и 100-300 м – в поперечном направлении. Сетка точно описывает основные особенности геоморфологического строения лимана, конфигурацию его берегов, имеет достаточное разрешение для отображения характерного распределения глубин. В вертикальной плоскости задавались 43 расчетных уровня в прямолинейной системе координат с различной толщиной слоев – от 0.2 до 1 м (рис. 1в). Глубины в лимане, приведенные к отметке уровня воды минус 0.4 м БС, задавались на основе обобщенных данных промерных работ, выполненных осенью 2010 и 2012 гг.

Значение параметра шероховатости дна n при расчете коэффициентов донного трения по формуле Маннинга задавалось равным 0.035 в области соединительного канала «лиман-море» и 0.018 – для остальной акватории лимана [13].

Постановка задачи и входные данные. В результате полевых гидрологических наблюдений, выполненных специалистами Одесского филиала Института биологии южных морей (Оф ИНБЮМ) НАН Украины на акватории Тилигульского лимана, было установлено, что вертикальная термохалинная структура вод в летний период 2010 и 2012 гг. была существенно различной [4]: в мае-августе 2010 г. наблюдался резкий сезонный термоклин, а в 2012 г. его разрушение произошло уже в июне. Именно этот факт решено было использовать для верификации модели.

В соответствии с поставленной задачей, моделирование динамики вод и термохалинной структуры вод Тилигульского лимана выполнялось на двух временных отрезках: с середины апреля по конец августа 2010 г. и с начала мая по конец августа 2012 г. Начало отрезка моделирования соответствовало моменту открытия соединительного канала. Учитывались: водообмен лимана с морем через соединительный канал, разница месячных сумм атмосферных осадков и испарения, сток р. Тилигул.

Для задания граничных условий на открытой морской границе канала, соединяющего лиман с морем, использовались данные систематических наблюдений за колебаниями уровня моря (с дискретностью 6 часов), температурой и соленостью морской воды (среднедекадные значения), выполненные на морской гидрометеорологической станции (ГМС) «Порт Южный», расположенной на удалении ≈ 10 км от южной границы Тилигульского лимана. Расходы р. Тилигул задавались на

основе данных наблюдений, выполненных на водпосту «Березовка», расположенном в 15 км от верховья лимана.

Временная изменчивость направления и скорости ветра, температуры воздуха, количества атмосферных осадков задавалась с 6-часовой дискретностью по данным наблюдений на ГМС «Порт Южный». Изменчивость влажности воздуха и балла облачности (с дискретностью 6 часов) задавалась на основе архивных данных гидрометеорологических наблюдений на континентальной ГМС «Сербка» [14], расположенной на удалении ≈ 20 км от северной части лимана в северо-западном направлении. Испарение с водной поверхности рассчитывалось в самой модели.

Вертикальное распределение температуры и солености воды в начальный момент времени задавалось на основании данных наблюдений и считалось однородным в горизонтальной плоскости. Начальная отметка уровня воды в лимане принималась равной -0.2 м БС – в 2010 г. и -0.3 м БС – в 2012 г., согласно данным наблюдений. Временной шаг решения уравнений модели принимался равным 30 с.

Поскольку мониторинг течений в лимане не проводился, то для калибровки и валидации гидротермодинамической модели использовались данные эпизодических полевых наблюдений Оф ИНБЮМ за изменчивостью термохалинной структуры вод и уровня в Тилигульском лимане.

Калибровка модели. Калибровка модели проводилась для условий 2010 г. В ходе численных экспериментов с моделью был определен ряд наиболее значимых коэффициентов, регулирующих степень возмущающего воздействия на моделируемую изменчивость вертикальной термохалинной структуры вод. К ним относятся:

- число Стэнтона c_h – коэффициент теплоотдачи, регулирующий интенсивность потерь тепла при контактном теплообмене моря с атмосферой;
- число Дальтона c_e – коэффициент теплоотдачи, регулирующий интенсивность потерь тепла на испарение;
- масштаб длины Озмидова L_{oz} , определяющий интенсивность турбулентного перемешивания, вызванного неустойчивостью внутренних волн в толще воды;
- коэффициент поверхностного трения C_d , определяющий интенсивность ветрового напряжения трения на верхней границе;
- пороговые коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости и диффузии, определяющие интенсивность турбулентного перемешивания на подсеточном уровне.

Установленные при калибровке модели значения вышеперечисленных коэффициентов приведены в табл. 1.

Наибольшее воздействие на моделируемую вертикальную термохалинную структуру вод оказывает пороговый коэффициент вертикальной турбулентной вязкости. Значение данного коэффициента прибавляется к вертикальной турбулентной вязкости, рассчитываемой в $k-\varepsilon$ модели, и необходимо для подавления численных осцилляций, возникающих в результате применения граничных условий на верхней и боковой границах модели [7].

Пороговые значения коэффициентов горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии определялись посредством «закона четырех третей», установленного Ричардсоном (1926), с учетом горизонтального шага расчетной сетки:

$$v_H^{back}, D_H^{back} = \gamma \Delta^{4/3}, \quad (10)$$

где Δ – горизонтальный шаг расчетной сетки; $\gamma = 0.03$ – безразмерный эмпирический коэффициент [15].

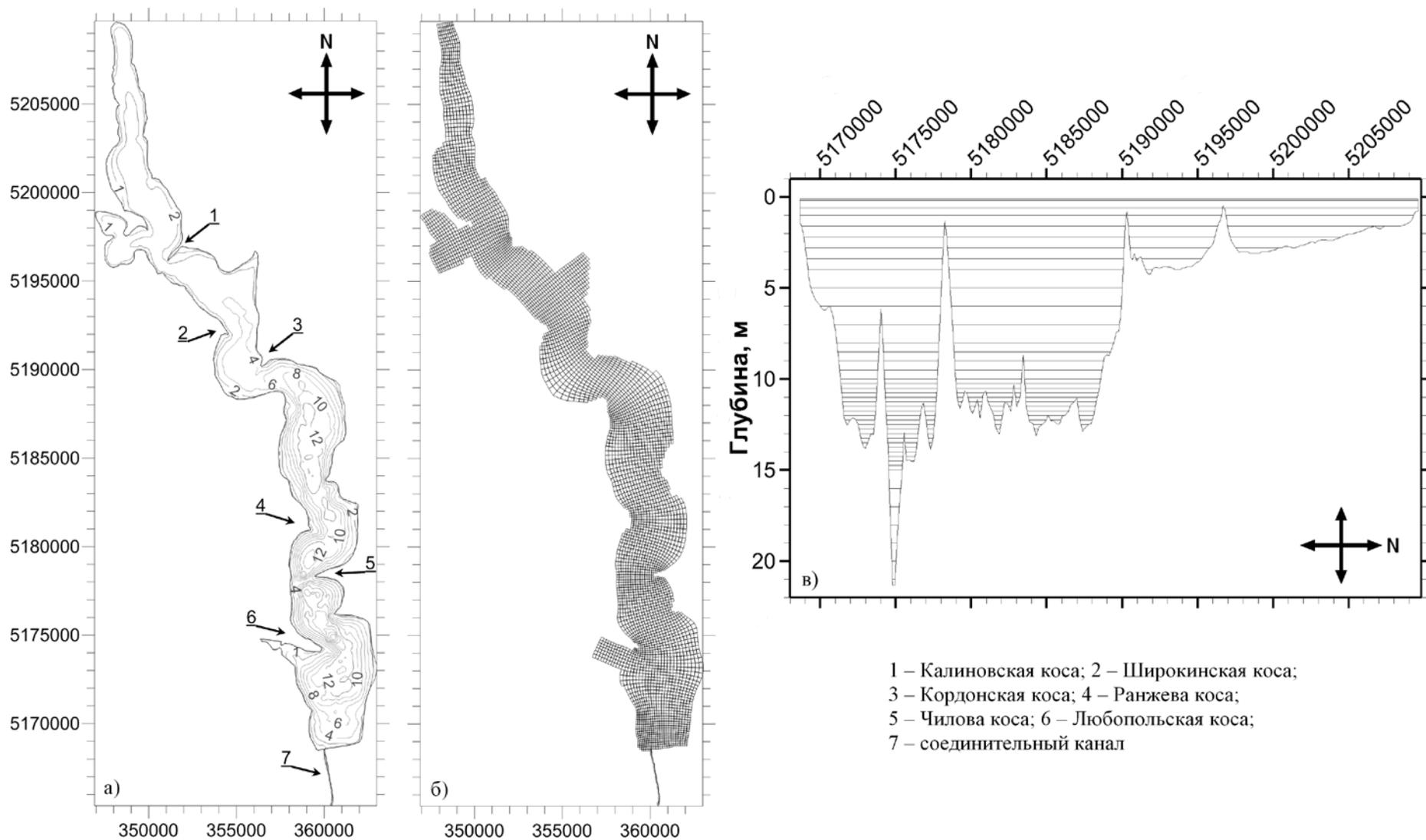


Рис. 1 – Батиметрическая карта Тилигульського лимана с глубинами, соответствующими отметке уровня моря -0,4 м БС (а)*. Горизонтальная расчетная сетка акватории Тилигульського лимана (б). Вертикальное распределение расчетных уровней в Z-системе (в).
 *На осях координат указаны отметки СУППМ (сетки по универсальной поперечной проекции Меркатора) с шагом 1000 м, зона 36N.

Таблица 1 – Значения основных коэффициентов модели, определенные при калибровке

Параметр	Исследованный диапазон	Используемое значение	Источник
Количество расчетных уровней по вертикали	26 – 46	43	[7]
Параметр шероховатости дна n для расчета коэффициентов донного трения по формуле Маннинга	0.018 – 0.06	Переменное	[13]
Пороговый коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, ν_H^{back} , м ² /с	1 – 10	4	[7, 15]
Пороговый коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии, D_H^{back} , м ² /с	1 – 10	4	[7, 15]
Пороговый коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, ν_V^{back} , м ² /с	0 – 0.001	0.5×10^{-4}	[7]
Пороговый коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, D_V^{back} , м ² /с	0 – 0.001	0	[7]
Масштаб длины Озмидова, L_{oz} , м	0 – 0.05	0	[7, 16]
Число Дальтона, c_e	$1.2 – 2.5 \times 10^{-3}$	1.2×10^{-3}	[17]
Число Стэнтона, c_h	$1 – 1.6 \times 10^{-3}$	1×10^{-3}	[17]

Обсуждение результатов калибровки и валидации модели. Интегральным показателем правильности учета в модели процессов, формирующих водный баланс лимана (испарения с водной поверхности, интенсивности водообмена с морем через канал), является изменчивость уровня воды в лимане. Из рис. 2 следует, что модельные результаты удовлетворительно согласуются с результатами эпизодических наблюдений за уровнем воды в лимане. Следует отметить также значительные сгонно-нагонные колебания уровня воды при продольных по отношению к оси лимана штормовых ветрах. Например, 16.05.2010 г. при ЮЮВ ветре скоростью 10-12 м/с разница между отметками уровня воды на южной и северной границах лимана составила 0.25 м.

На рис. 3 – 4 представлены результаты моделирования временной изменчивости вертикального распределения температуры воды в центральной глубокой части Тилигульского лимана в 2010 и 2011 гг., полученные с использованием значений коэффициентов модели, определенных при ее калибровке. Видно, что модель правильно воспроизвела особенности формирования вертикальной термической структуры вод лимана при условиях указанных лет, описанные выше.

В течение летних месяцев 2010 г. сохраняется резкий сезонный термоклин на глубинах более 7 м. В течение расчетного периода происходит постепенный прогрев квазиоднородного слоя и опускание нижней границы термоклина до дна. Соленость придонных вод на 1.5 – 2.0 ‰ превышала соленость вод поверхностного слоя (рис. 2б).

Сравнение модельных кривых вертикального распределения температуры и солености воды с данными полевых наблюдений в соответствующие моменты времени (рис. 4) свидетельствует об их удовлетворительном согласовании.

В 2012 г. значительное ослабление сезонного термоклина произошло еще в мае (рис. 3). В июне температура воды придонного слоя повысилась до 20.5 °С при температуре поверхностного слоя 24 – 27 °С. Хотя и имеются некоторые (в пределах нескольких градусов) отклонения модельных и измеренных значений температуры воды в придонном слое в отдельные моменты времени, однако, по нашему мнению,

характер изменчивости вертикальной термической структуры вод в 2012 г. воспроизведен моделью правильно. Следует отметить также хорошее соответствие временной изменчивости температуры и солености воды в поверхностном слое лимана,

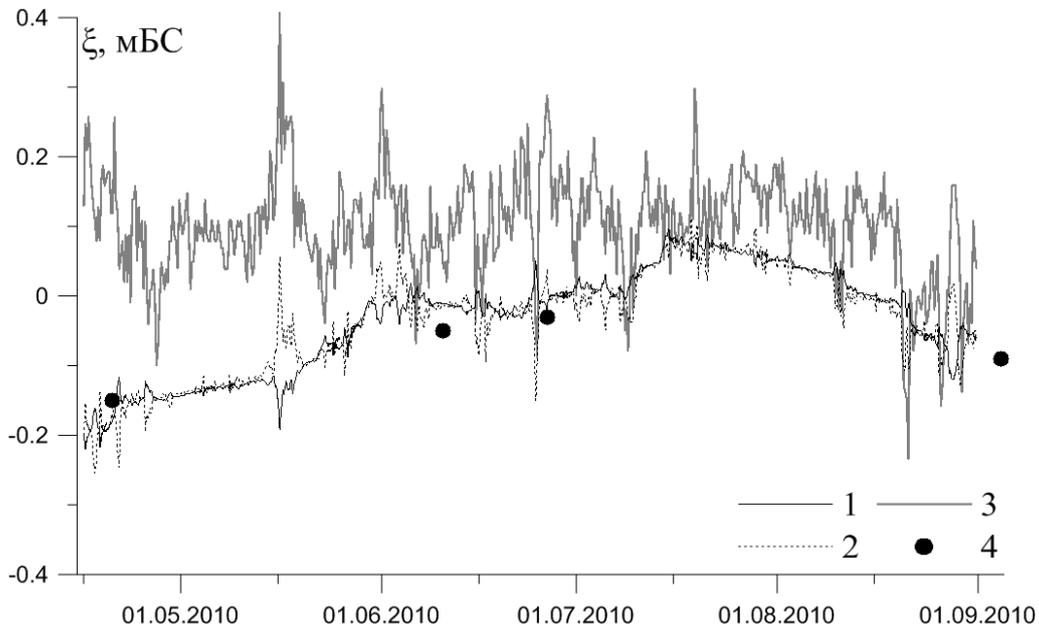


Рис. 2. – Временная изменчивость отметок уровня воды (м БС), полученная при моделировании у южной (1) и северной (2) границ лимана; на открытой морской границе канала (граничное условие) (3) и по данным эпизодических наблюдений в лимане (4)

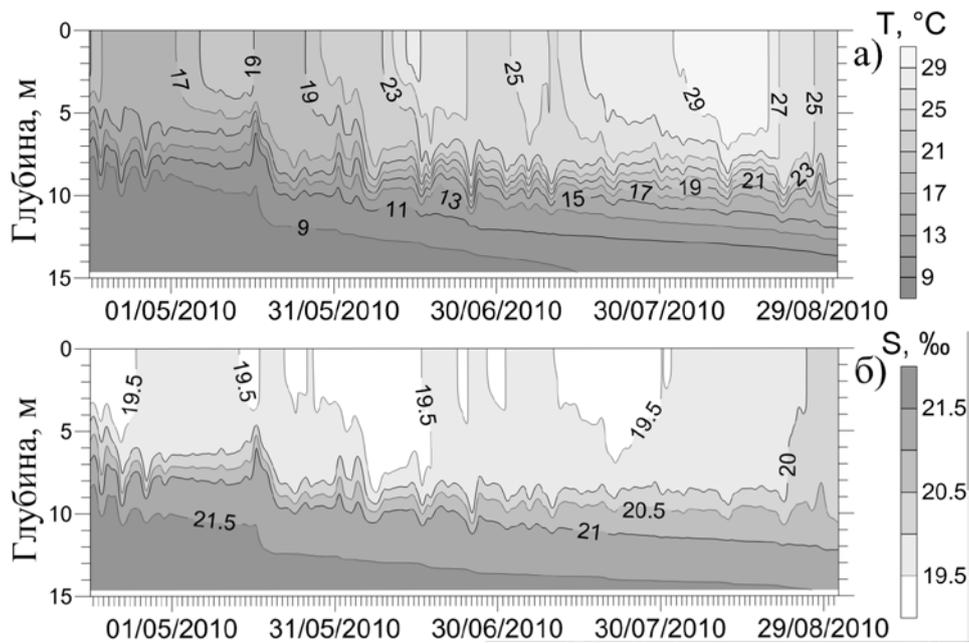


Рис. 3 – Полученная при моделировании временная изменчивость вертикального распределения температуры, °С, (а) и солености, ‰, (б) вод Тилигульского лимана (на участке акватории между Ранжевой и Чиловой косами) в мае-августе 2010 года.

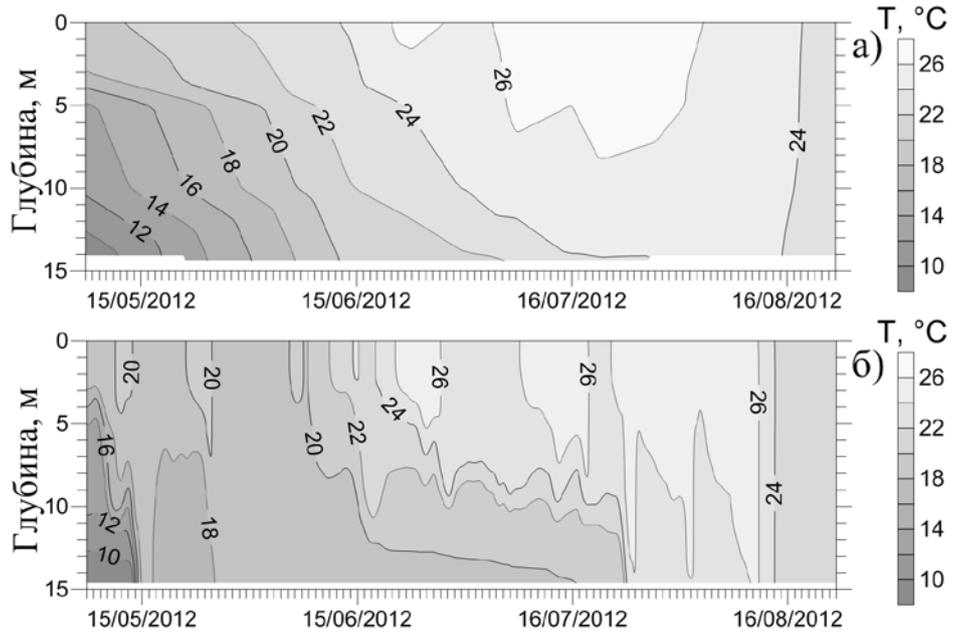


Рис. 4 – Изменчивость вертикального распределения температуры воды в Тилигульском лимане (на участке акватории между Ранжевой и Чиловой косами) в мае-августе 2012 года, °С: а) по данным эпизодических рейдовых наблюдений; б) полученная в результате моделирования.

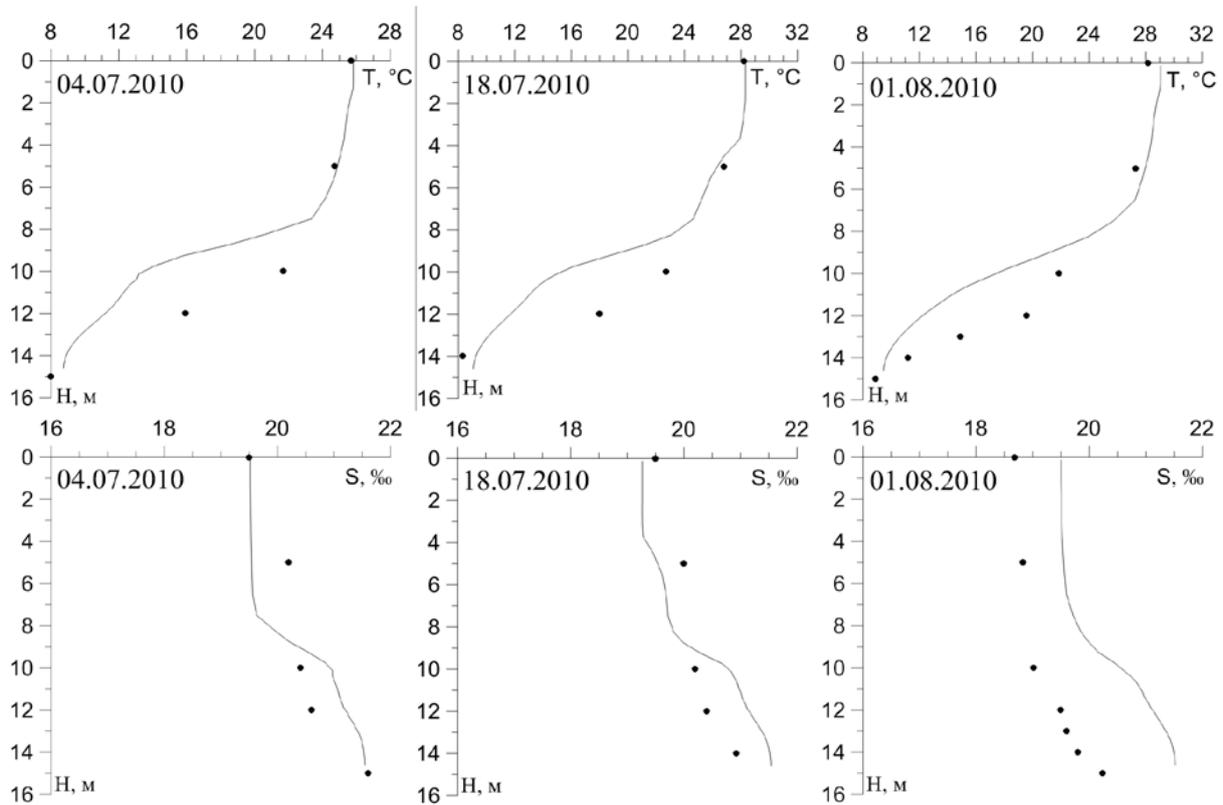


Рис. 5 – Вертикальное распределение температуры, °С, и солености воды, ‰, полученное в модели (кривые) и по данным натуральных наблюдений (точки) в центральной части Тилигульского лимана (рейд между Чиловой и Ранжевой косами) в 2010 г.

полученной при моделировании и установленной из данных наблюдений, в летние месяцы 2012 г. (рис. 5). Некоторое занижение моделью, по сравнению с данными наблюдений, температуры воды в мае объясняется тем, что наблюдения выполнялись в дневное время суток в мелководной прибрежной полосе, воды которой весной прогреваются значительно больше, чем на глубоких участках акватории лимана.

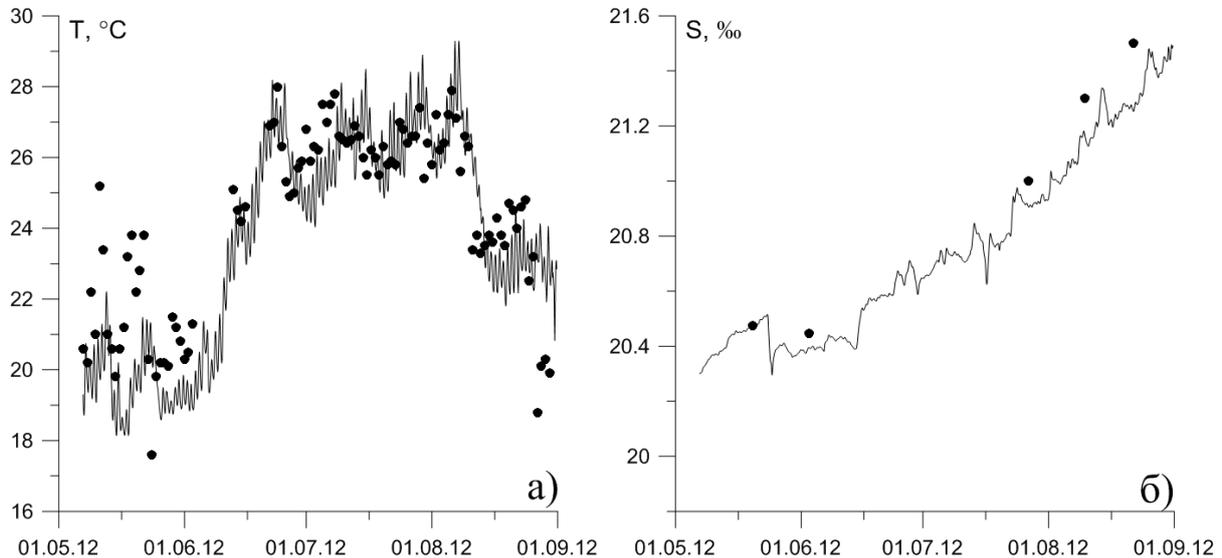


Рис. 6 – Временная изменчивость температуры, °С, (а) и солёности, ‰, (б) вод поверхностного слоя воды, полученная при моделировании (кривые) и по данным эпизодических наблюдений (точки) на участке акватории, прилегающем к с. Пшеняново в 2012 г.

Выводы. Сложность геоморфологического строения и гидрологического режима Тилигульского лимана обуславливают необходимость использования современных трехмерных численных моделей для исследования и анализа протекающих в нем гидрофизических, гидродинамических и гидроэкологических процессов. К числу таких моделей относится Delft3D-FLOW, которая была адаптирована к условиям Тилигульского лимана.

На основе данных полевых гидрологических наблюдений 2010 г. выполнена калибровка коэффициентов гидродинамической модели, которые затем были использованы при валидации модели с использованием данных, полученных в 2012 г.

Показано, что модель правильно описывает изменчивость уровня, термохалинной структуры вод в лимане в период весенне-летнего прогрева и может быть использована для решения прикладных задач, связанных с разработкой плана гидроэкологического менеджмента лимана с учетом антропогенной нагрузки и климатических изменений.

Список литературы

1. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: Коллективная монография / под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЕС, 2012. – 224 С.*
2. *Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Тучковенко О.А., Адобовский В.В. Физико-географическая и географическая характеристика Тилигульского лимана // Причерноморський екологічний бюлетень. – Одеса: ІНВАЦ. – 2014. – № 1(48). – в печати.*

3. Лобода Н.С., Божок Ю.В., Куза А.М. Зміни кліматичних чинників та характеристик стоку р.Тилігул під впливом глобального потепління // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: ТЕС, ОДЕКУ.- 2014.- № 17. – С. 116-127.

4. Тучковенко Ю.С., Адобовский В.В., Тучковенко О.А. Характеристика изменчивости термохалинных условий Тилигульского лимана в современный период // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: ТЕС, ОДЕКУ.- 2014.- № 17. – С. 197-204.

5. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология.* Отв.редакторы Ю.П.Зайцев, Б.Г. Александров, Г.Г. Миничева; Одесский филиал ин-та биологии южных морей НАН Украины.- Киев: Наукова думка, 2006.- С.358-370.

6. Deltares, 2014. Delft3D-FLOW, исходный код [Электронный ресурс] // Сообщество пользователей открытого программного обеспечения Delft3D. URL: <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/> (дата размещения 25.04.2014).

7. Deltares, 2013. Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments – User Manual, version 3.15. Deltares systems, Delft, the Netherlands. 702 pp.

8. UNESCO, 1981a. Background papers and supporting data on the international equation of state 1980. Tech. Rep. 38, UNESCO. 1980, 324.

9. Smith, S. D. and E. G. Banke, 1975. «Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed». Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 101: 665–673. 204.

10. Burchard, H. and H. Baumert, 1995. «On the performance of a mixed-large model based on the k-epsilon turbulence closure». Journal of Geophysical Research 100 (C5): 8523-8540. 217, 225.

11. Gill, A. E., 1982. Atmosphere-Ocean dynamics, vol. 30 of International Geophysics Series. Academic Press. 243, 246, 247, 252, 254.

12. Lane, A., 1989. The heat balance of the North Sea. Tech. Rep. 8, Proudman Oceanographic Laboratory. 243, 254.

13. Справочник по гидравлическим расчетам / Под редакцией П.Г. Киселева. Изд. 4-е, переработ. и доп. – М.: «Энергия», 1972. – 312 с.

14. ООО «Расписание Погоды», 2004-2014. Данные архива погоды на метеостанции «Сербка» (WMO ID 33833) за 2010, 2012 г.г. [Электронный ресурс] // Прогнозы погоды «Мет. Офиса» Великобритании на ближайшие шесть суток. Сведения о состоянии атмосферы с наземных метеорологических станций. URL: <http://rp5.ua/>.

15. Окубо А., Озмидов Р.В. Эмпирическая зависимость коэффициента горизонтальной диффузии в океане от масштаба явления // ФАО, 1970, т. VI, №5 С. 534-536.

16. Мелкомасштабная структура гидрофизических полей верхнего слоя океана / Под.ред. Ю.П. Доронина и В.Н. Степанова. – М.: Московское отделение Гидрометеоздата, 1988. – 164 с.

17. Simon, A.J., Kent, E.C., Taylor, P.K. 1999. The Southampton Oceanography Centre (SOC) Ocean-Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas. Tech. rept. Southampton Oceanography Centre.

Результати адаптації моделі Delft3D-FLOW до умов Тилігульського лиману. Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В.

Наведені результати адаптації, калібрування та валідації гідродинамічної моделі, заснованої на відкритому програмному забезпеченні Delft3D-FLOW, до умов Тилігульського лиману. З використанням даних польових спостережень 2010 та 2012 рр. показано, що модель правильно описує мінливість термохалінної структури вод у лимані в період весняно-літнього прогріву. У травні-серпні 2010 р. різкий сезонний термоклин зберігався протягом всього розрахункового періоду, а в 2012 р відбулось його значне ослаблення в травні-червні і до початку серпня сформувалась квазіоднорідна вертикальна термічна структура вод. Зроблено висновок про можливість використання моделі для вирішення прикладних задач, пов'язаних з розробкою плану гідроекологічного менеджменту лиману.

Ключові слова: північно-західне Причорномор'я, Тилігульський лиман, термохалінна структура вод, моделювання.

Results of adaptation of the Delft3D-FLOW model to the conditions of the Tyligulskiy estuary. Tuchkovenko Yu. S., Kushnir D.

Results of adaptation, calibration and validation of the hydrodynamic model based on the open-source software Delft3D-FLOW to the conditions of the Tyligulskiy estuary are given. It is shown that the model correctly describes the variability of the thermohaline structure of waters in the estuary during spring-summer warming period with the use of field data for the 2010 and 2012. Between May and August 2010, a firmly established seasonal thermocline lasted throughout the computational period; in 2012, there was a significant weakening of the thermocline in May and June and to the beginning of August a quasi-homogeneous vertical thermal structure of waters was formed. A conclusion is made about the possibility of using the model for applications related to the development of the hydro-ecological management plan of the estuary.

Keywords: the North-Western Black Sea Region, the Tyligulskiy estuary, thermohaline structure of waters, modelling.