

Моделирование гидродинамики и процессов переноса в Днепро-Бугском эстуарии

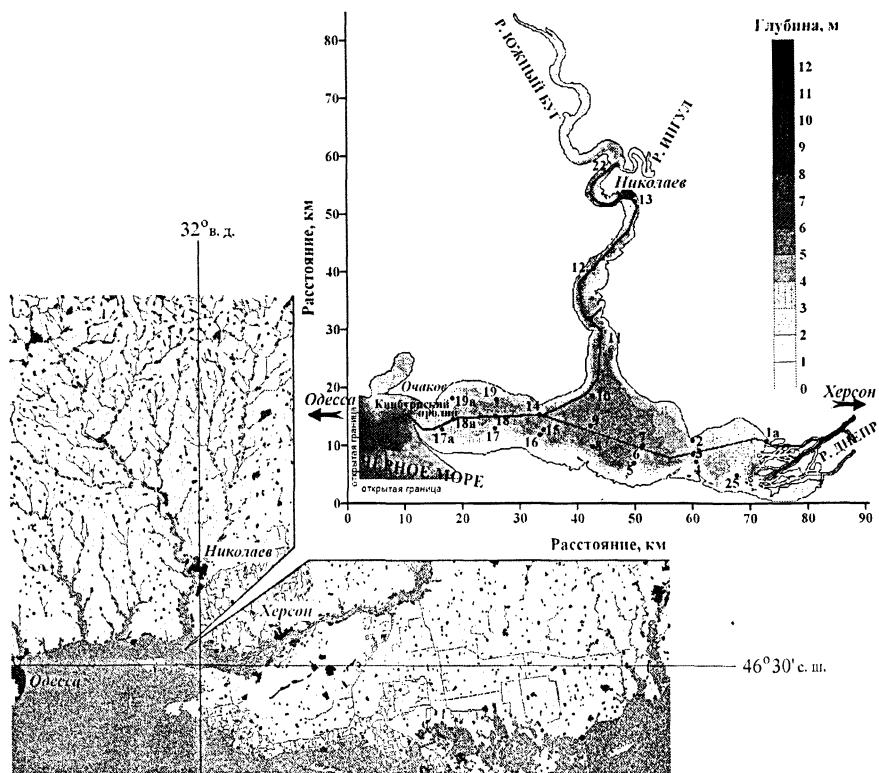
Описаны численная модель бароклинной циркуляции, в которой используется двухсигменная система координат, и ее применение для моделирования полей течений, температуры и солёности в Днепро-Бугском эстуарии. Модель воспроизводит измеренные в экспедициях 1998 г. поля солёности и температуры. Результаты расчетов показали глобальное влияние на процессы переноса относительно узкого и глубокого судоходного канала, по которому вода из Черного моря может проникать далеко в глубь эстуария.

Введение

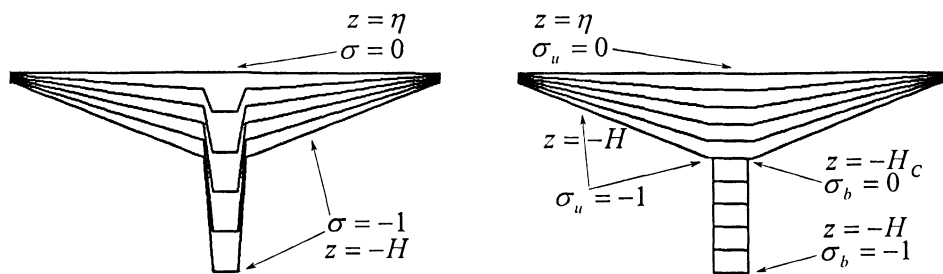
Днепро-Бугский эстуарий (ДБЭ) (рис. 1) является уникальной экосистемой, в которой потоки морской и речной воды, радикально отличающиеся своими физико-химическими характеристиками, перемешиваются под воздействием гидрологических и метеорологических факторов [1]. Главными реками, впадающими в эстуарий, являются Днепр и Южный Буг (93,8 и 5,7% речного стока соответственно). В западной части эстуарий через Кинбурнский пролив соединяется с Черным морем. Его основная часть мелководна (3 – 5 м), за исключением судоходного канала шириной ~ 200 м и глубиной 12 – 13 м, по которому солевой клин проникает в Днепр выше Херсона и в Южный Буг выше Николаева, находящихся на расстоянии более 60 км от устья эстуария. Изоляция нижнего слоя соевым клином приводит к аноксии и существенно влияет на режим всей экосистемы [1]. В связи с большой площадью (~ 1000 км²) и относительно небольшой глубиной эстуария важными факторами, влияющими на процессы перемешивания в ДБЭ, являются ветер и изменения уровня, обусловленные ветровыми нагонами, изменениями уровня Черного моря и притоком вод Днепра и Южного Буга. Ветровой прибрежный апвеллинг [2] приводит к существенному изменению солёности и температуры вод северо-западной части Черного моря, проникающих в ДБЭ через Кинбурнский пролив.

Поэтому для моделирования термогидродинамики и экосистемы ДБЭ пригодны трехмерные модели, должным образом описывающие батиметрию и процессы в эстуарии и на его границах. Определенные сложности для численного моделирования вызваны наличием сравнительно узкого и глубокого канала. Обычно используемые в задачах прибрежной динамики z -система и σ -система координат обладают определенными недостатками. В первой из них вертикальное разрешение на мелководье существенно ухудшается, а ступенчатая аппроксимация рельефа дна приводит к порождению возмущений в потоке. Во второй, связанной с z -системой соотношением $z - \eta = \sigma(H + \eta)$, где H – глубина при невозмущенном уровне, η – отклонение уровня, боль-

шие градиенты поверхности дна, которым следуют σ -уровни (рис. 2), вызывают как погрешности в горизонтальных градиентах давления, так и фиктивную вертикальную диффузию. В частности, результаты моделирования ДБЭ [3] с помощью модели *THREETOX* [4], в которой использовалась σ -система координат, показали наличие избыточного перемешивания над каналом, вследствие чего соленая вода из моря не проникала далеко в глубь эстуария, что противоречило данным наблюдений.



Р и с. 1. Батиметрия ДБЭ и расположение точек измерений в 1998 г.



Р и с. 2. Одинарная (слева) и двойная (справа) σ -системы

В работе представлено применение к ДБЭ усовершенствованной модели *THREETOX* [5], в которой для расчета полей течений, температуры и солёности использовалась двойная σ -система координат [6], в значительной степени свободная от перечисленных недостатков. Приведены результаты расчетов на примере 1998 года, включая сравнение с данными измерений и с односигменной моделью. Показано глобальное влияние канала на процессы переноса в эстуарии.

Уравнения модели в двойной σ -системе координат

В модели используются уравнения движения и неразрывности, записанные в приближении Буссинеска и гидростатики, дополненные уравнениями переноса тепла, соли и уравнением состояния [5]. Идея использования двухсигменной системы координат состоит в разделении расчетной области по вертикали на две части: верхнюю (приповерхностную) и нижнюю (придонную). Вообще говоря, поверхность раздела может быть произвольной и описываться непрерывной функцией $z = -H_C(x, y)$ декартовых горизонтальных координат x, y . Если батиметрическая глубина $H(x, y) < H_C$, то столб воды описывается только одинарной σ -координатой, а если $H(x, y) > H_C$, – то двойной. Верхняя и нижняя части описываются следующими σ -координатами:

$$\begin{cases} \sigma_u = \frac{z - \eta}{D_u}, & \eta \geq z \geq -\min(H_C, H), \\ \sigma_l = \frac{z + H_C}{D_l}, & -H \leq z \leq -H_C, \end{cases} \quad (1)$$

где $D_u = \min(H_C, H) + \eta$, $D_l = \max(H - H_C, 0)$ – полная толщина верхней и нижней областей соответственно. На рис. 2 в вертикальном разрезе показаны уровни в z -системе, соответствующие постоянным σ -уровням в одинарной и двойной σ -системах координат. Нижняя σ -область ($-1 \leq \sigma_l \leq 0$) не меняется во времени в отличие от верхней, зависящей от переменного во времени уровня.

Каждая из σ -областей имеет свою «вертикальную» скорость (ω_u и ω_l), связанную с вертикальной скоростью W в декартовой системе координат следующими соотношениями:

$$W = \omega_u + U \left(\sigma_u \frac{\partial D_u}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \left(\sigma_u \frac{\partial D_u}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma_u \frac{\partial D_u}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}, \quad (2)$$

$$W = \omega_l + U \left(\sigma_l \frac{\partial(H - H_C)}{\partial x} - \frac{\partial H_C}{\partial x} \right) + V \left(\sigma_l \frac{\partial(H - H_C)}{\partial y} - \frac{\partial H_C}{\partial y} \right), \quad (3)$$

где U, V – составляющие скорости по осям x и y соответственно. Из (2), (3) и условия непрерывности физической скорости W на поверхности раздела $z = -H_C$ (т.е. при $\sigma_u = -1, \sigma_l = 0$) следует, что

$$\omega_l \Big|_{z=-H_c} = \omega_u \Big|_{z=-H_c} . \quad (4)$$

В двойной σ -системе координат уравнения неразрывности и импульса в консервативной форме принимают вид

$$\frac{\partial UD_u}{\partial x} + \frac{\partial VD_u}{\partial y} + \frac{\partial \omega_u}{\partial \sigma_u} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial UD_l}{\partial x} + \frac{\partial VD_l}{\partial y} + \frac{\partial \omega_l}{\partial \sigma_l} = 0, \quad (6)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial UD_{u,l}}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D_{u,l}}{\partial x} + \frac{\partial UVD_{u,l}}{\partial y} + \frac{\partial U\omega_{u,l}}{\partial \sigma_{u,l}} - fVD_{u,l} = \\ & = -gD_{u,l} \frac{\partial \eta}{\partial x} + FB_{x,u,l} + \frac{\partial}{\partial \sigma_{u,l}} \left[\frac{v_t + v_m}{D_{u,l}} \frac{\partial U}{\partial \sigma_{u,l}} \right] + F_x, \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial VD_{u,l}}{\partial t} + \frac{\partial UVD_{u,l}}{\partial x} + \frac{\partial V^2 D_{u,l}}{\partial y} + \frac{\partial V\omega_{u,l}}{\partial \sigma_{u,l}} + fUD_{u,l} = \\ & = -gD_{u,l} \frac{\partial \eta}{\partial y} + FB_{y,u,l} + \frac{\partial}{\partial \sigma_{u,l}} \left[\frac{v_t + v_m}{D_{u,l}} \frac{\partial V}{\partial \sigma_{u,l}} \right] + F_y, \end{aligned} \quad (8)$$

где f – параметр Кориолиса; g – ускорение силы тяжести; v_t и v_m – коэффициенты турбулентной и молекулярной вязкости соответственно. Проекция бароклинного слагаемого в направлении x равна

$$FB_{x,u} = -\frac{gD_u^2}{\rho_0} \int_{\sigma_u}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\rho'}{D_u} \frac{\partial D_u}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma', \quad (9)$$

$$\begin{aligned} FB_{x,l} = & -\frac{gD_l^2}{\rho_0} \int_{\sigma_l}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\rho'}{D_l} \frac{\partial D_l}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' - \\ & -\frac{gD_l D_u}{\rho_0} \int_{-1}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\rho'}{D_u} \frac{\partial D_u}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma', \end{aligned} \quad (10)$$

где ρ' – отклонение плотности от невозмущенного значения ρ_0 . Проекция бароклинного слагаемого в направлении y записывается аналогичным образом. Параметризация сил горизонтальной вязкости F_x и F_y в двойной σ -системе координат не отличается от [5]. Уравнения для температуры и солёности, как и для иных скаляров, записываются аналогичным образом. Вертикальная вязкость и диффузия в данной модели рассчитывались с помощью $k-\varepsilon$ -модели турбулентности [5].

Система уравнений задачи решалась конечно-разностным методом второго порядка по времени и пространству. В отличие от работы [5], в которой

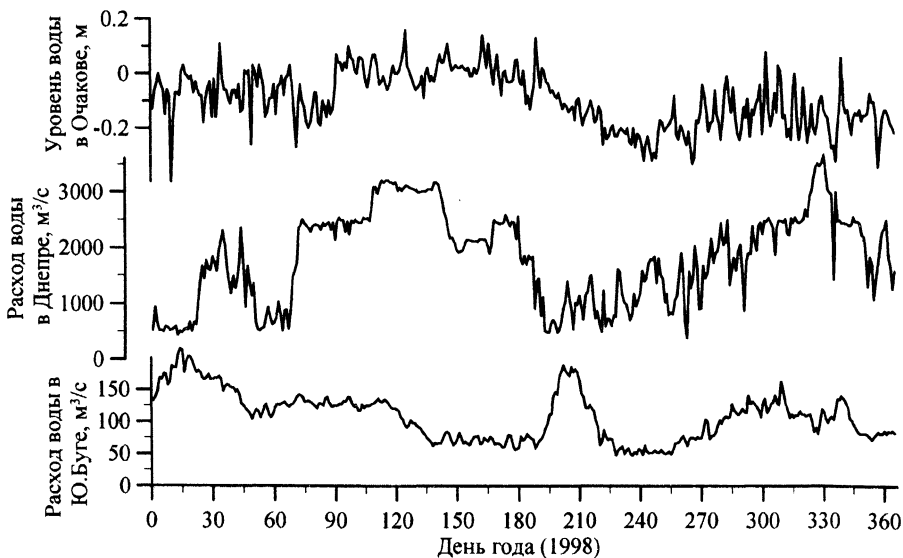
использовалось расщепление полей скорости на среднюю по глубине (баротропную) и бароклинную составляющие (с последующим расчетом уровня и баротропных составляющих по явной схеме [7]), конечно-разностные уравнения движения и неразрывности с соответствующими граничными условиями сводились к уравнению для уровня с пятидиагональной матрицей, которое решалось неявным методом, аналогичным [8]. Для бароклиных компонент давления, горизонтальной вязкости и адвекции в уравнениях движения использовалось явное представление, как для адвекции и горизонтальной диффузии в уравнениях для скаляров. Адвекция рассчитывалась с помощью TVD-схемы второго порядка [9]. Члены уравнений, описывающие вертикальную вязкость и диффузию, аппроксимировались по неявной схеме с учетом особенностей двухсигменной модели, связанных с решением системы уравнений с трехдиагональными матрицами различного размера, в зависимости от того, описывался столб воды одной или двумя σ -координатами.

Граничные и начальные условия

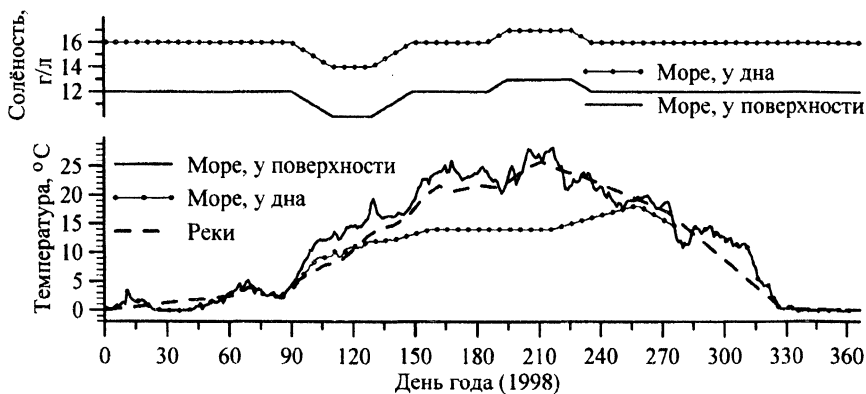
Для моделирования выбран 1998 год, когда в рамках совместного проекта Министерства охраны окружающей среды и природных ресурсов Украины и *US EPA* «Оценка управления качеством воды в эстуарии Днепра» было проведено 4 экспедиции (23 – 25 апреля, 19 – 22 мая, 23 – 26 июня и 10 – 15 августа) по сбору профильных физико-химических показателей качества воды в эстуарии. Измерения температуры и электропроводности проводились на 31 станции в эстуарии и нижнем течении Днепра и Южного Буга. Вертикальные профили этих характеристик измерялись зондом *HORIBA U-20*, а координаты станций определялись с помощью *GPS*.

В расчетах на берегах эстуария задавались условия прилипания для скорости и отсутствия потоков тепла и соли. Расходы воды в реках Днепр, Южный Буг и Ингул задавались согласно ежедневным измерениям (рис. 3). Расход воды в Ингуле составлял до $10 \text{ м}^3/\text{с}$ (0,3% стока в ДБЭ), и, как показали расчеты, он не оказывал существенного влияния на циркуляцию. Соленость в этих реках полагалась равной нулю, а температура воды задавалась по измерениям, проводимым с приблизительно недельным интервалом (рис. 3).

К сожалению, систематические измерения профилей температуры и солености в Кинбурнском проливе в 1998 г. отсутствовали. Очевидно, что в самом проливе профили могут сильно изменяться под воздействием изменчивости потоков вод через пролив. Поэтому граничные условия были перенесены из Кинбурнского пролива мористее (рис. 1). На этой открытой границе был задан уровень, измеренный на ст. Очаков (рис. 3). В реконструкции профилей солености значения $\sim 12 \text{ г/л}$ задавались в верхнем слое толщиной 3 м, значения 16 г/л – глубже 5 м с линейным изменением между ними (рис. 4). Анализ данных экспедиций Гидрометслужбы 1984 – 1987 гг. показывает, что относительно холодная вода ($\sim 14^\circ\text{C}$) у дна в Кинбурнском проливе наблюдается в июне – августе почти всегда. Поэтому в верхнем слое задавалась температура «у поверхности», согласно ежедневным измерениям на ст. Очаков, а на глубине более 5 м – «у дна», в соответствии с данными экспедиций (рис. 4).



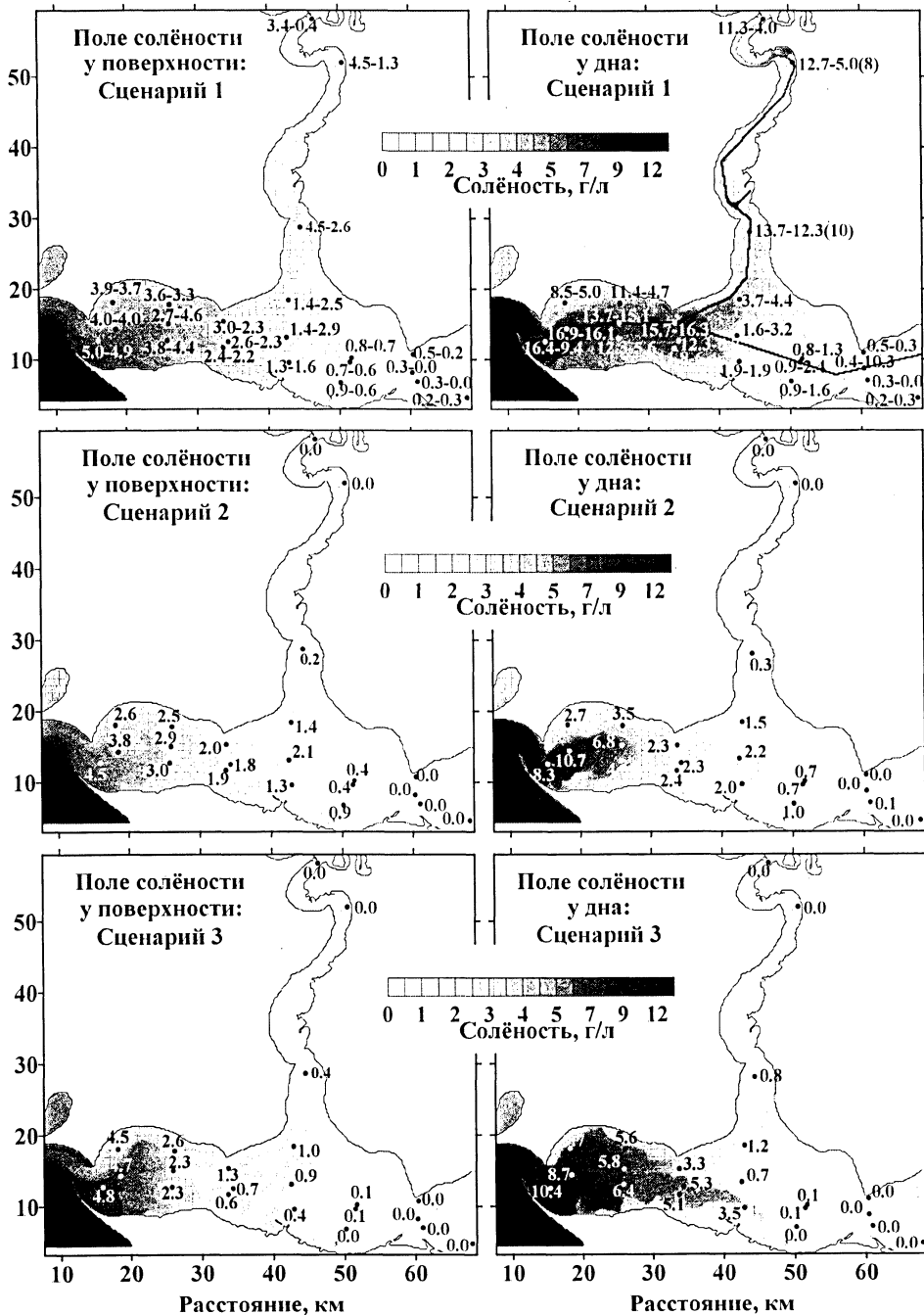
Р и с. 3. Уровень воды на ст. Очаков и ее расход в Днестре и Южном Буге



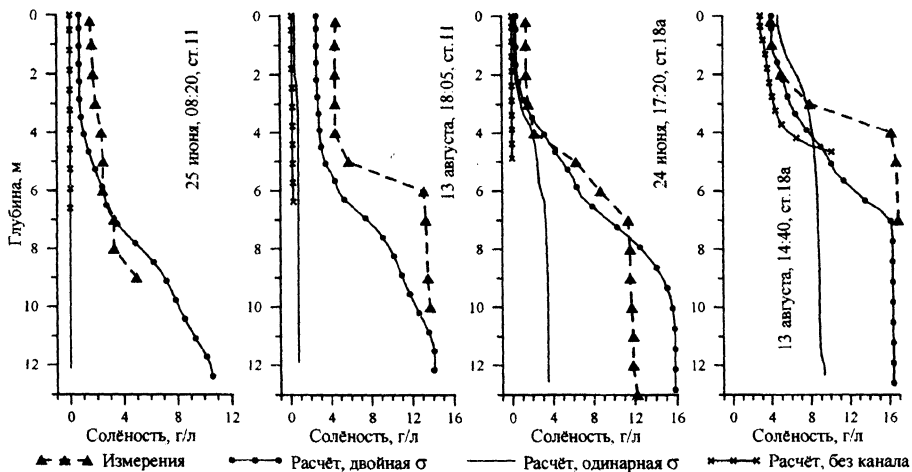
Р и с. 4. Граничные условия для температуры и солёности

Для расчета интенсивности потока солнечного излучения у поверхности воды использовалась «астрономическая» модель коротковолновой радиации, детально описанная в [5], так же как формулы для длинноволновой радиации и модель для турбулентных потоков импульса, тепла и влажности через поверхность воды. Для моделирования использовались стандартные данные измерений на метеорологической станции Очаков скорости ветра, давления, температуры, влажности воздуха, облачности.

Модель инициализировалась 1 января при постоянных по эстуарию температуре и солёности. Поскольку образование и таяние льда не рассматривалось, при достижении температурой воды точки замерзания касательные напряжения ветра и потоки тепла через поверхность обнулялись. Это достаточно грубое приближение не повлияло на термодинамику относительно мелкого эстуария весной и позволило правильно описать формирование полей со-



Р и с. 6. Рассчитанные поля солёности у поверхности и дна 13 августа 1998 г.

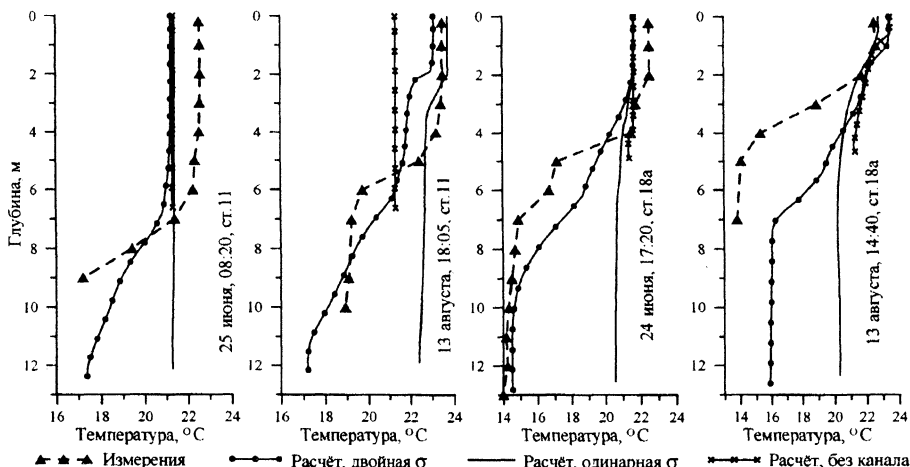


Р и с. 7. Рассчитанные и измеренные вертикальные профили солёности на ст. 11 и 18а



Р и с. 8. Рассчитанная по сценарию 1 солёность на глубине 1 м по сравнению с измеренной на ст. Очаков

На рис. 9 показаны вертикальные профили температуры на ст. 11 и 18а в июне и августе. Температура у дна на станциях, расположенных вблизи Кинбурнского пролива, оказалась значительно завышена при применении одно-сигменной модели (сценарий 3) за счет фиктивной диффузии. Относительно низкая измеренная температура у дна на ст. 18а ($< 14^{\circ}\text{C}$) в июне – августе 1998 г. согласуется с наблюдениями экспедиций Гидрометслужбы 1984 – 1987 гг. в Кинбурнском проливе и с заданными соответствующими граничными условиями для температуры у дна в Черном море (рис. 3). Температура у поверхности главным образом обуславливалась метеорологическими условиями. Поэтому различие между результатами расчетов по сценариям 1, 2 и 3 оказалось незначительным. По той же причине средняя температура в относительно мелком эстуарии в августе для сценария 1 оказалась всего на $0,2^{\circ}\text{C}$ ниже, чем для сценария 2.



Р и с. 9. Рассчитанные и измеренные вертикальные профили температуры на ст. 11 и 18а

Заключение

Бароклиновая численная модель со свободной поверхностью [5], в которой используется двойная σ -система координат в вертикальном направлении, оказалась пригодной для моделирования солёности и температуры в Днепро-Бугском эстуарии с узким и глубоким судоходным каналом. В отличие от модели с одинарной σ -системой координат расчеты для условий 1998 г. воспроизвели проникновение солёной воды из Черного моря вплоть до Николаева и Херсона, зафиксированное в экспедициях того же года. В отличие от предыдущих моделей ДБЭ расширение расчетной области мористее позволило уменьшить ошибки в расчете бароклиновых сил, возникающие вследствие большой локальной изменчивости солёности и температуры в Кинбурнском проливе, что привело к значительному улучшению результатов для всего эстуария.

Расчеты с использованием двухсигменной модели показали глобальное влияние канала на гидродинамику эстуария, в частности на баланс соли. Подавление процессов обмена в вертикальном направлении, обусловленное проникновением солёной воды из канала в мелководную часть эстуария, приводит к усилению изоляции придонного слоя и возникновению аноksии. Этот вопрос требует дальнейшего изучения с использованием экологических моделей, включающих основные процессы, определяющие динамику кислорода. Интерес представляют также негидростатические эффекты, возникающие за счет больших градиентов рельефа дна на границах канала.

Первый соавтор выражает благодарность за поддержку Tropical Marine Science Institute, National University of Singapore. Вклад второго соавтора был частично поддержан на средства, выделенные на исследования в 2007 г. Hankuk University of Foreign Studies, Korea.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жукинский В.Н., Журавлева Л.А., Иванов А.И. и др. Днепровско-Бугская эстуарная экосистема. – Киев: Наук. думка, 1989. – 239 с.
2. Тучковенко Ю.С., Доценко С.А., Никаноров В.А., Савин П.Т. Роль ветрового прибрежного апвеллинга в возникновении гипоксии в одесском регионе северо-западной части Черного моря // Экология моря. – 2003. – Вып. 63. – С. 60 – 65.
3. Hoybye J., Iritz L., Zheleznyak M. et al. Water quality modelling to support the operation of the Kakhovka Reservoir, Dnieper River, Ukraine // Hydroinformatics 2002: Proc. of the Fifth Int. Conf. on Hydroinformatics. – Cardiff, UK. – 2002. – P. 946 – 951.
4. Margvelashvili N., Maderich V., Zheleznyak M. THREETOX-computer code to simulate three-dimensional dispersion of radionuclides in homogeneous and stratified water bodies // Rad. Prot. Dosimetry. – 1997. – 73. – P. 177 – 180.
5. Кошебуцкий В., Мадерич В., Нестеров А., Хелинг Р. Моделирование распространения тепла во внутренних водах и прибрежных областях морей // Прикл. гидромеханика. – 2004. – 6(78), № 4. – С. 34 – 44.
6. Beckers J.-M. Application of a 3D model to the Western Mediterranean // J. Mar. Syst. – 1991. – 1. – P. 315 – 332.
7. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // N. Heaps (ed). Three-Dimensional Coastal models. Am. Geoph. Union. – 1987. – P. 1 – 16.
8. Casulli V., Cheng R.T. Semi-implicit finite difference methods for three-dimensional shallow water flow // J. Numer. Meth. in Fluids. – 1992. – 15. – P. 629 – 648.
9. Lin S.-J., Chao W.C., Sud Y.C., Walker J.K. A class of the van Leer-type transport schemes and its application to the moisture transport in general circulation model // Mon. Wea. Rev. – 1994. – 122. – P. 1575 – 1593.

Лаборатория физической океанографии
Института изучения тропических морей,
Национальный университет Сингапура

Department of Environmental Science, Hankuk
University of Foreign Studies, Korea

Материал поступил
в редакцию 23.04.07
После доработки 05.09.07

ABSTRACT Numerical model of baroclinic circulation including a double sigma coordinate system, and its application for simulating current, temperature and salinity fields in the Dnieper-Bug estuary are described. The model reproduces salinity and temperature fields surveyed in 1998. The simulation results show the global influence of a rather narrow and deep navigational canal through which the Black Sea water can propagate far into the estuary, upon the transport processes.