

Математическое моделирование морских систем

УДК 551.46:504.42

Ю.С. Тучковенко*, В.А. Иванов**, О.А. Тучковенко*

Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем

С помощью численной трехмерной нестационарной гидротермодинамической модели получены оценки влияния морфометрических характеристик искусственного канала, соединяющего Тилигульский лиман с Черным морем, на интенсивность водообмена через канал и водообновления различных участков лимана морскими водами. Установлено, что для увеличения водообмена лимана с морем углубление существующего соединительного канала более эффективно, чем увеличение его ширины. Однако интенсификация водообмена с морем существенно улучшит гидроэкологические условия лишь в южной части лимана.

Ключевые слова: Черное море, Тилигульский лиман, водообмен через канал, моделирование.

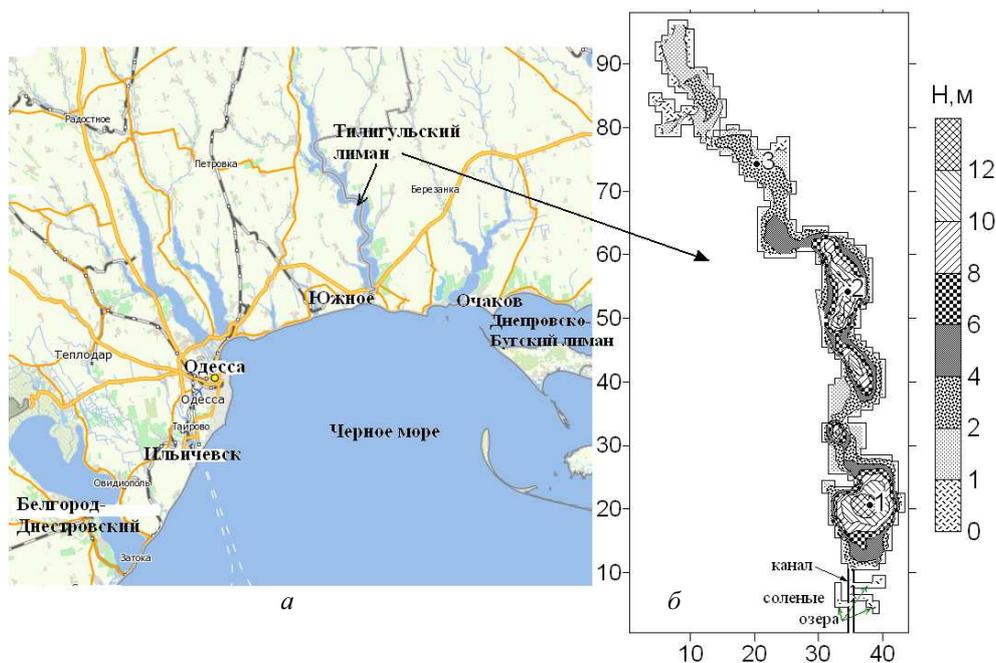
Введение. Тилигульский лиман расположен на украинской территории побережья северо-западной части Черного моря. Это самый протяженный украинский лиман, длина которого достигает 68 км, средняя ширина – 2,5 км, площадь водной поверхности – около 150 км², площадь водосбора – 5420 км². Северная и центральная части лимана относительно мелководны, поэтому средняя глубина составляет 3 м, однако в южной и центральной частях лимана расположены котловины, максимальные глубины которых достигают 15 м (рис. 1).

Лиман отделен от моря пересыпью шириной около 4 км и длиной до 7 км. В пересыпи прорыт искусственный канал шириной 26 – 40 м и глубиной 0,5 – 1,5 м, соединяющий лиман с морем. В период 1989 – 1998 гг. канал вообще не функционировал, а с 1999 г. – открывался эпизодически. Эксплуатация канала в рыбохозяйственных целях предполагает открытие его весной для запуска молоди рыбы в лиман на нагул. При этом с морской стороны канал интенсивно замывается песком. К каналу примыкают мелководные соленые озера, связанные с ним.

В северную часть лимана впадает малая река Тилигул. Длина реки – 173 км, ширина русла 10 – 20 м, площадь бассейна – 3550 км², среднегодовой расход воды вблизи устья по данным за 1953 – 1988 гг. составлял 0,95 м³/с, однако в период 1989 – 2008 гг. он уменьшился до 0,6 м³/с.

Водный режим Тилигульского лимана определяется объемами притока воды с водосборного бассейна лимана (включая сток р. Тилигул), соотношением количества атмосферных осадков, которые выпадают на водное зеркало лимана, и объемов испарения с него, наличием водообмена лимана с морем через искусственный соединительный канал. В период с мая по сентябрь испарение в три раза превышает количество выпавших осадков [1].

© Ю.С. Тучковенко, В.А. Иванов, О.А. Тучковенко, 2012



Р и с. 1. Схема расположения Тилигульского лимана (а) и расчетная сетка с глубинами, соответствующими отметке уровня моря $-0,4$ мБС (б) (на рис. 1, б на осях координат указаны номера узлов расчетной сетки с горизонтальным шагом 400 м; цифрами 1, 2, 3 на акватории лимана отмечены реперные точки, для которых анализировались результаты модельных расчетов)

Тилигульский лиман располагает значительными рекреационными ресурсами. Среди них выделяется крупнейшее месторождение минеральных лечебных магниевых-натриевых грязей. Велики возможности использования лимана и прилегающей прибрежной зоны моря для лечебной, оздоровительной и рекреационной деятельности, а также для регламентированного рыболовства и охоты, экологического туризма. Тилигульский лиман входит в международный список Рамсарской конвенции о защите водно-болотных угодий. На его берегах расположен Тилигульский региональный ландшафтный парк.

В результате антропогенной деятельности в бассейне лимана и климатических изменений, отсутствия научно обоснованных планов водного и экологического менеджмента природные ресурсы Тилигульского лимана находятся под угрозой утраты. Например, в течение аномально жаркого, с большим количеством ливневых атмосферных осадков, лета 2010 г. были отмечены неоднократные случаи массовой гибели рыб из-за «цветения» водорослей и развития дефицита кислорода в воде, что обусловлено высоким уровнем эвтрофикации водоема. В разных районах лимана локальные заморы рыб наблюдались также летом 1999, 2000, 2001, 2006, 2007 гг.

Значительное уменьшение поверхностного стока с водосборного бассейна и нерациональное использование соединительного канала привели к увеличению солености воды в лимане, что способствовало вытеснению домини-

ровавших ранее в солоноватой воде лимана видов рыб морскими, но со значительно меньшим видовым разнообразием.

В периоды изоляции лимана от моря, когда соединительный канал не функционирует в течение летнего периода или нескольких лет, водный баланс лимана нарушается в сторону роста дефицита воды, поскольку испарение превышает поступление вод с бассейна лимана и с атмосферными осадками. При этом уровень воды в лимане существенно понижается, происходит перегрев вод лимана летом и переохлаждение зимой, осушаются мелководные участки лимана на значительной площади, возрастают соленость вод и концентрации загрязняющих веществ, усиливается эвтрофикация, происходит загрязнение и осушение лечебных донных илов, нарушается жизнедеятельность флоры и фауны или происходит ее гибель на отдельных участках акватории, снижается биоразнообразие.

В настоящее время в результате антропогенных преобразований на водосборном бассейне лимана, значительного изъятия стока р.Тилигул в хозяйственных целях, увеличения повторяемости засушливых сезонов наиболее реальным механизмом регулирования гидроэкологического режима лимана представляется обеспечение водообмена с морем.

При функционировании соединительного канала направленность и интенсивность водообмена с морем зависят от морфометрических характеристик канала (ширины, глубины) и инициированных ветром короткопериодных сгонно-нагонных колебаний уровня моря.

Водообмен с морем определяет термохалинную структуру вод в лимане и ее пространственно-временную изменчивость, а также влияет на динамику вод. В летний период года обеспечение интенсивного водообновления лимана за счет водообмена с морем является фактором стабилизации его гидроэкологического состояния. Поэтому актуальной представлялась задача определения таких оптимальных морфометрических характеристик соединительного канала, которые обеспечат максимальное проникновение морских вод в лиман. Исходя из вышесказанного, цель работы заключалась в оценке влияния морфометрических характеристик соединительного канала на интенсивность водообмена лимана с морем и разбавления загрязненных лиманных вод относительно чистыми морскими.

Вопросам формирования гидрологического режима Тилигульского лимана и динамики его вод посвящено очень малое количество работ. В монографии [2] на основе имеющихся до 1970 г. данных наблюдений описаны многолетняя и годовая изменчивость уровня и солености воды в лимане, особенности пространственного распределения последней, а также формирующие их факторы. В более поздней работе [3] оценены составляющие водного баланса лимана, включая водообмен с морем через соединительный канал, приведены результаты расчетов интегральной по глубине ветровой циркуляции вод по модели Фельзенбаума, описан термический режим лимана. Результаты ежемесячных полевых наблюдений за водообменом лимана с морем в 2003 г. приведены в статье [4]. Следует отметить, что, как показали результаты батиметрической съемки лимана и канала в 2010 г. [1], за прошедшие годы глубины как в лимане, так и в канале изменились в сторону уменьшения.

Описание гидротермодинамической модели. Для решения поставленной задачи использовалась численная трехмерная нестационарная гидротермодинамическая модель в постановке из работ [5, 6]. Характерная особенность модели заключается в возможности ее применения для расчетов динамики вод и распространения примеси в морских акваториях, отдельные участки которых имеют меньший (подсеточный) размер в одном из горизонтальных направлений, чем шаг расчетной сетки (например, соединительный канал).

Исходная система уравнений модели записывается следующим образом: уравнения движения в приближении Буссинеска в правой декартовой системе координат

$$u_{x'} + B_x^{-1}(B_x u u)_{x'} + (uv)_{y'} + (uw)_{z'} = -\alpha_0 P_{x'} + fv + B_x^{-1}(2B_x A_h u_{x'})_{x'} + (1 - \beta_k) [A_h (v_{x'} + u_{y'})]_{y'} + (A_v u_{z'})_{z'} - \beta_k K_{ws} B_x^{-1} |u|, \quad (1)$$

$$v_{y'} + (vu)_{x'} + B_y^{-1}(B_y v v)_{y'} + (vw)_{z'} = -\alpha_0 P_{y'} - fu + B_y^{-1}(2B_y A_h v_{y'})_{y'} + (1 - \beta_k) [A_h (u_{y'} + v_{x'})]_{x'} + (A_v v_{z'})_{z'} - \beta_k K_{ws} B_y^{-1} |v|; \quad (2)$$

уравнение неразрывности

$$B_x^{-1}(B_x u)_{x'} + B_y^{-1}(B_y v)_{y'} + w_{z'} = 0; \quad (3)$$

уравнения сохранения солей и тепла

$$S_{t'} + B_x^{-1}(B_x u S - B_x D_h S_{x'})_{x'} + B_y^{-1}(B_y v S - B_y D_h S_{y'})_{y'} + (w S - D_v S_{z'})_{z'} = 0, \quad (4)$$

$$T_{t'} + B_x^{-1}(B_x u T - B_x D_h T_{x'})_{x'} + B_y^{-1}(B_y v T - B_y D_h T_{y'})_{y'} + (w T - D_v T_{z'})_{z'} = R; \quad (5)$$

уравнение гидростатики

$$P_{z'} = -\rho g; \quad (6)$$

уравнение состояния

$$\rho = \rho_0 [1 + F_\rho(S, T)]; \quad (7)$$

уравнение переноса консервативной примеси

$$C_{t'} + B_x^{-1}(B_x u C - B_x D_h C_{x'})_{x'} + B_y^{-1}(B_y v C - B_y D_h C_{y'})_{y'} + (w C - D_v C_{z'})_{z'} = 0. \quad (8)$$

Здесь u, v, w – компоненты вектора скорости течения \vec{v} в направлениях x, y, z соответственно; t – время; f – параметр Кориолиса; P – давление; g – ускорение свободного падения; ρ – плотность воды; $\alpha_0 = 1/\rho_0$ – постоянный удельный объем воды; C – концентрация условной примеси; K_{ws} – коэффициент бокового трения о стенки канала; β_k – множитель; A_h и A_v – коэффициенты горизонтального и вертикального турбулентного обмена импульсом; D_h, D_v – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии

тепла и примеси; T – температура и S – соленость воды; R – внутренний источник тепла; B_x и B_y – безразмерная, относительно размера ячейки расчетной сетки, ширина потока в направлениях x и y соответственно. Индексы x' , y' , z' и t' означают соответствующие производные (например, $\partial F/\partial t = F_{t'}$).

Приведенная система уравнений получена из традиционной следующим образом [5, 6]. Традиционная исходная система уравнений гидротермодинамики интегрировалась поперек потока (т.е. в нормальном к потоку направлении в горизонтальной плоскости). Затем полученная система уравнений сравнивалась с исходной. Обе системы объединялись так, чтобы при отсутствии канала (трехмерный поток) получалась исходная система уравнений в традиционной форме, а при его наличии – осредненные поперек потока уравнения (двумерный поток). В уравнениях (1), (2) β_k – множитель, равный нулю, если канал отсутствует, и единице в случае наличия канала. Уравнения (1) – (5), (8) автоматически переходят в традиционные уравнения, если положить $\beta_k = 0$ и $B_x = B_y = 1$. Уравнения гидростатики и состояния не изменяются. В такой модификации модель позволяет рассчитывать течения и перенос примеси в каналах или реках, имеющих подсеточный масштаб в одном из горизонтальных направлений (ширина потока меньше масштаба расчетной сетки).

Для улучшения вычислительных свойств модели и более точного описания вертикальной динамической и термохалинной структуры вод в области малых глубин уравнения модели переводились в σ -систему координат по вертикали. Метод решения гидродинамической задачи предусматривает расщепление полной скорости течений на среднюю по глубине скорость (баротропная составляющая) и отклонения от нее на каждом расчетном горизонте (бароклинная составляющая) [7].

Вертикальная турбулентная вязкость описывается на основе полуэмпирической теории турбулентности с использованием длины пути смешения вод. Мгновенная вязкость определяется как функция длины пути смешения, локального вертикального сдвига скорости и устойчивости водной колонки следующим образом [6]:

$$A_v = A_{v0} + A_z [K_{R0} (1 + K_{R1} Ri)^{-K_{R2}}], \quad (9)$$

$$D_v = D_{v0} + A_z [K_{R3} (1 + K_{R4} Ri)^{-K_{R5}}], \quad (10)$$

где

$$A_z = [\kappa z (1 - z/H)]^2 (u_z^2 + v_z^2)^{1/2}. \quad (11)$$

Здесь $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана; A_{v0} – пороговая вязкость; D_{v0} – пороговая диффузия; $K_{R0}, K_{R1}, K_{R2}, K_{R3}, K_{R4}$ и K_{R5} – константы, принимаемые равными 1,0; 10,0; 0,5; 1,0; 3,33 и 1,5 соответственно [8]; Ri – число Ричардсона.

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена рассчитываются исходя из значения локального горизонтального сдвига баротропной состав-

ляющей скорости течения и пространственного шага ΔL горизонтальной конечно-разностной сетки [9]:

$$A_h = A_{h0} + K_{AH} \Delta L^2 \left[2(U_{x'}^2 + V_{y'}^2) + (U_{y'} + V_{x'})^2 \right]^{1/2}, \quad (12)$$

$$D_h = A_h, \quad (13)$$

где U, V – компоненты вектора баротропной составляющей скорости течения, K_{AH} – коэффициент и A_{h0} – фоновая величина.

Граничные условия для системы (1) – (8) определяются следующим образом.

На поверхности моря ($z = 0$):

$$(\tau_{sx}, \tau_{sy}) = \rho A_v (u_{z'}, v_{z'}), \quad D_v T_{z'} = Q_T / (\rho c_w), \quad D_v S_{z'} = Q_S, \quad (14)$$

$$D_v C_{z'} = 0, \quad w = dh/dt, \quad P = P_a,$$

где τ_{sx}, τ_{sy} – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра; Q_T, Q_S – потоки тепла и соли, вычисляемые на основе метеорологических данных; h – отклонение уровня моря от невозмущенного состояния; c_w – удельная теплоемкость; P_a – атмосферное давление.

На дне ($z = H$):

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho A_v (u_{z'}, v_{z'}), \quad D_v S_{z'} = 0, \quad D_v C_{z'} = 0, \quad (15)$$

$$D_v T_{z'} = [K_{bed1} + K_{bed2} (u_b^2 + v_b^2)^{1/2}] (T_{bed} - T),$$

где τ_{bx}, τ_{by} – компоненты вектора касательного напряжения придонного трения, K_{bed1}, K_{bed2} – коэффициенты обмена; T_{bed} – температура морского дна.

На открытой морской границе задаются возмущения уровня моря, обусловленные сгонно-нагонными явлениями: $h = h_0(x, y, t)$. Для T, S и C условия формулируются следующим образом: если поток входит в расчетную область, то на границе с открытым морем задаются фоновые значения T^*, S^*, C^* , характерные для открытого моря; в противном случае значения моделируемых переменных экстраполируются из расчетной области с помощью упрощенного уравнения адвекции:

$$T_0 = T^*, \quad S_0 = S^*, \quad C_0 = C^*, \quad \text{если } \vec{v}\vec{n} \leq 0, \quad (16)$$

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial T}{\partial \vec{n}}, \quad \frac{\partial S_0}{\partial t} = -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial S}{\partial \vec{n}}, \quad \frac{\partial C_0}{\partial t} = -\vec{v}\vec{n} \frac{\partial C}{\partial \vec{n}}, \quad \text{если } \vec{v}\vec{n} > 0, \quad (17)$$

где $\vec{v}\vec{n}$ – проекция вектора течений, рассчитанного в граничных точках области, на нормаль к этой границе.

Структура модели позволяет с заданной временной дискретностью в ходе расчета усваивать информацию об изменчивости метеорологических параметров: на поверхности моря (скорость и направление ветра; температура

воздуха, облачность, относительная влажность воздуха – при расчете Q_T); на открытой морской границе (вертикальное распределение температуры, солености воды, уровня моря); на нижней границе (температура донных отложений). Между вводимыми дискретными значениями выполняется линейная интерполяция во времени.

При моделировании задавались следующие значения параметров модели: $K_{ws} = 0,003$; $A_{h0} = 1,0 \text{ м}^2/\text{с}$; $K_{AH} = 0,01$; $A_{v0} = D_{v0} = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; $K_{bed1} = 10^{-6} \text{ м/с}$, $K_{bed2} = 0,003$.

Постановка задачи и условия расчета. С помощью вышеописанной гидротермодинамической модели исследовалось влияние морфометрических характеристик соединительного канала на интенсивность водообмена и водообновления различных участков лимана морскими водами. При расчетах акватория лимана, с учетом соединительного канала и прилегающих соленых озер, покрывалась горизонтальной расчетной сеткой 44×98 узлов с шагом 400 м. Использовались 10 расчетных уровней по вертикали в σ -системе координат. Глубины в лимане задавались на основе данных батиметрической съемки, выполненной в октябре 2010 г. при отметке уровня воды в лимане $-0,4$ мБС (метра Балтийской системы) (рис. 1).

Моделировался наиболее критический для экосистемы лимана отрезок времени года (с начала мая по конец августа) при гидрометеорологических условиях 2010 г. Временная изменчивость направления и скорости ветра, температуры воздуха, а также отметки уровня моря (с дискретностью 6 ч), среднедекадные значения солености и температуры морской воды на морской открытой границе соединительного канала задавалась на основе данных наблюдений, выполненных на ГМС «Порт Южный».

Начальная отметка уровня моря принималась равной $-0,15$ мБС, а уровня воды в лимане $-0,4$ мБС. Учитывалось падение отметки уровня воды в лимане за счет разницы месячных сумм атмосферных осадков и испарения. Вертикальное распределение температуры и солености воды в лимане в начальный момент времени задавалось на основе данных наблюдений и полагалось однородным в горизонтальной плоскости. При интегрировании по времени уравнений модели (1) – (8) с усвоением описанной выше информации на границах расчетной области формирование горизонтально неоднородной пространственной структуры полей температуры и солености воды происходит, в частности, в результате различной интенсивности прогрева и осолонения (при испарении) вод в мелководных и глубоководных частях акватории лимана, вертикального турбулентного перемешивания теплых поверхностных и холодных придонных вод в районах глубоких котловин южной и центральной частей лимана, проникновения распресненных морских вод в акваторию лимана через соединительный канал.

В качестве индикатора проникновения морских вод в лиман рассматривалась примесь нейтральной плавучести, концентрация которой в морской воде принималась равной 100 усл. ед., а в лимане в начальный момент времени – нулю.

Сценарные расчеты проводились для следующих вариантов морфометрических характеристик канала:

– глубина соединительного канала (при отметке уровня моря $-0,4$ мБС) $H_k = 0,5$ м, ширина $d = 30$ м (современные характеристики);

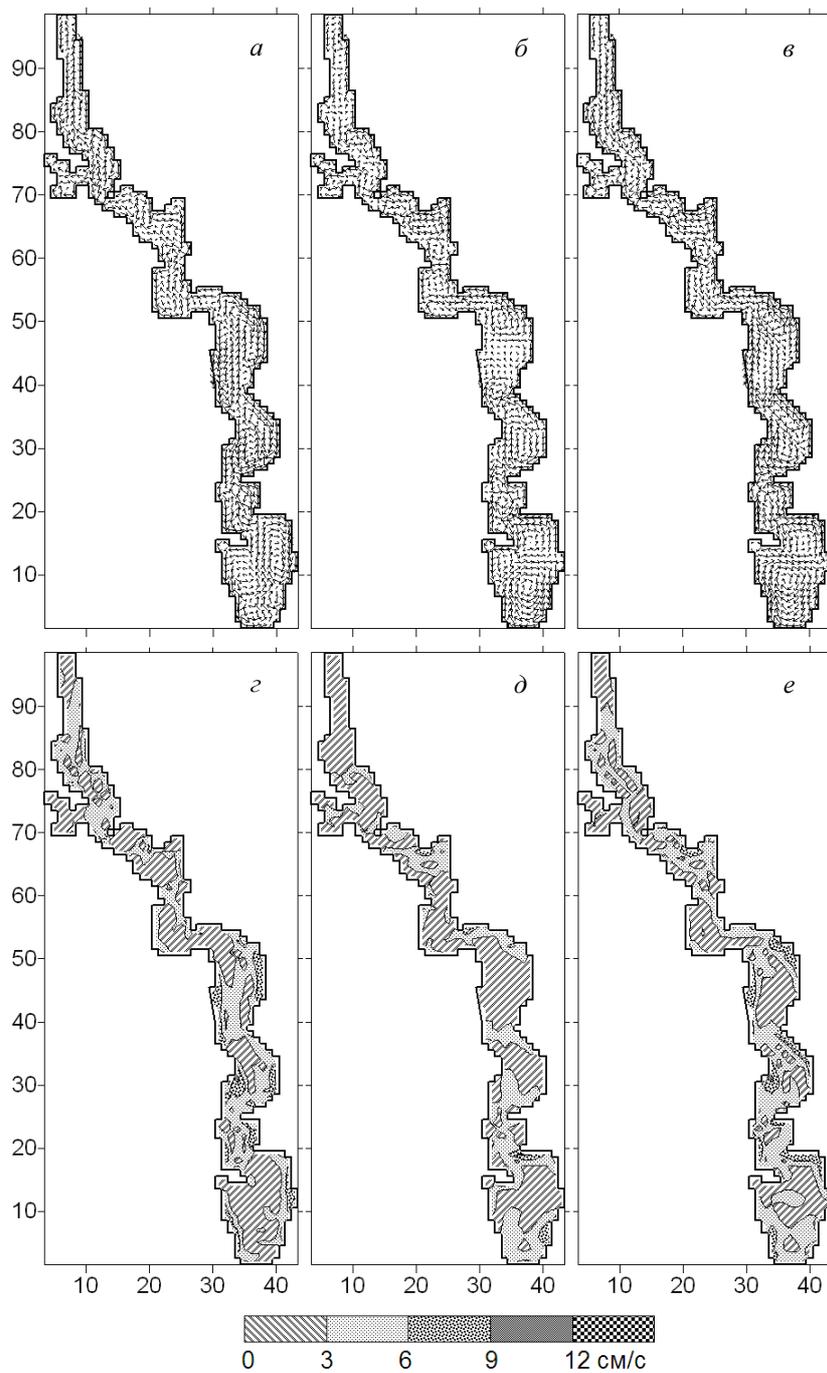
– при сохранении глубины канала $H_k = 0,5$ м увеличение его ширины d до 50 и 100 м;

– углубление соединительного канала до максимально возможной величины $H_k = 2,0$ м при его ширине $d = 30$ м и $d = 50$ м.

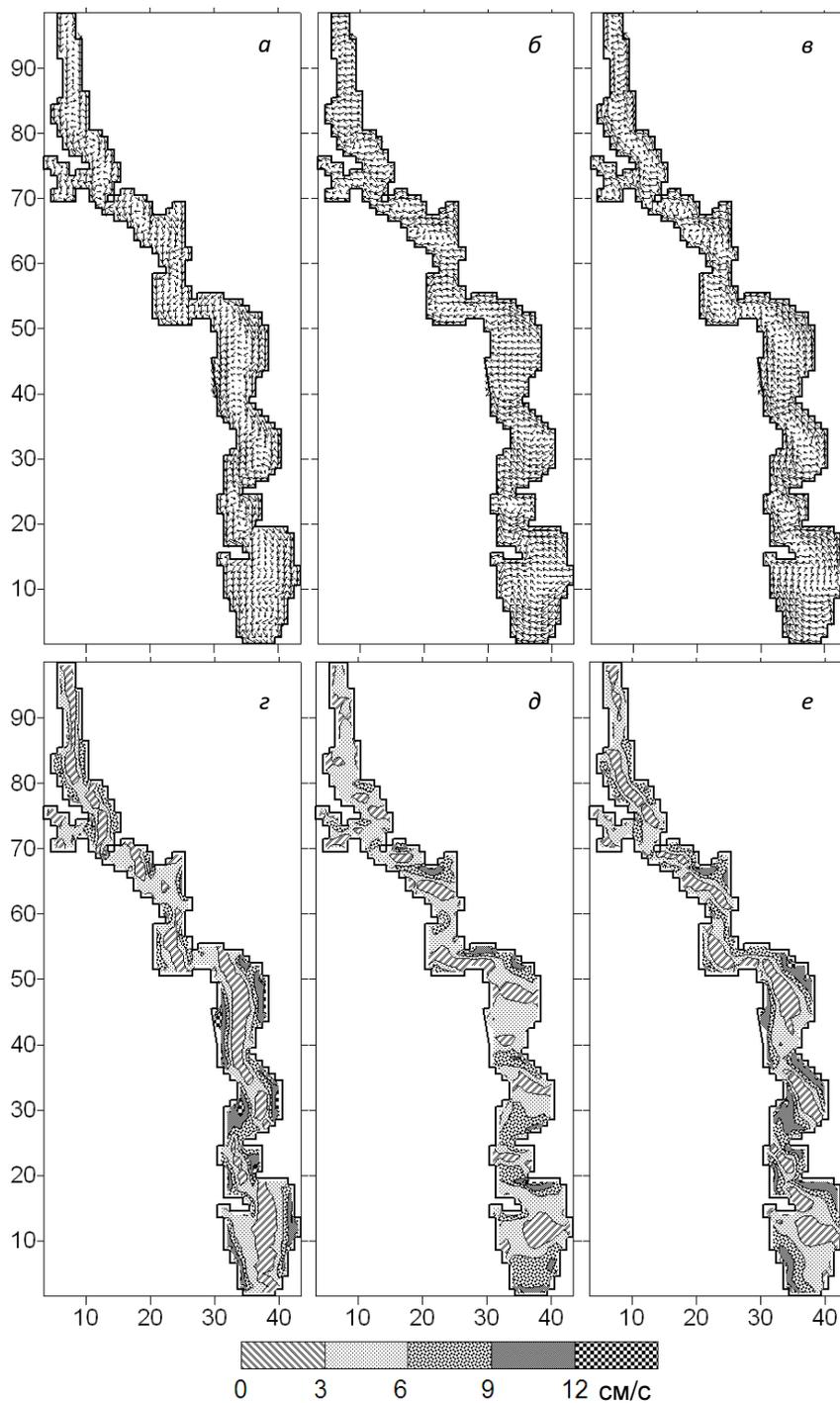
Обсуждение результатов. Помимо морфометрических характеристик самого соединительного канала, водообмен с морем и проникновение морских вод в различные части акватории лимана определяются характером сгонно-нагонных колебаний уровня воды в лимане и море, а также динамикой вод в лимане.

С целью изучения особенностей циркуляции вод в лимане первоначально были проведены расчеты установившихся ветровых течений при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений и отсутствии водообмена с морем. Результаты расчетов свидетельствуют (рис. 2), что пространственная структура осредненных по глубине течений имеет ярко выраженный ячеистый характер и состоит из множества вихревых образований (циркуляционных ячеек), расположенных вдоль продольной оси лимана. Такой характер циркуляции вод обусловлен особенностями геоморфометрического строения лимана – конфигурацией берегов, распределением глубин вдоль лимана. Береговая линия лимана очень извилиста, а ложе южной и центральной его частей представляет собой набор глубоких котловин, разьединенных мелководными участками (рис. 1). В результате в лимане отсутствуют протяженные и мощные вдольбереговые течения, которые способствовали бы массообмену между различными его частями. Вихревые структуры препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана.

На рис. 3 представлены поверхностные течения в лимане при различно ориентированных по отношению к оси канала ветрах. Видно, что интенсификация поверхностных течений, ориентированных в направлении ветра, наблюдается на мелководных участках акватории лимана. В придонном слое пространственная структура течений определяется характером баротропной циркуляции. На относительно глубоких участках южной и центральной частей лимана вертикальная структура течений может быть двухслойной: на поверхности формируются дрейфовые течения, направленные по ветру, а в придонном слое – противоположно направленные градиентные течения. При этом поверхностные дрейфовые течения ослабляются придонным градиентным потоком (рис. 3, а).

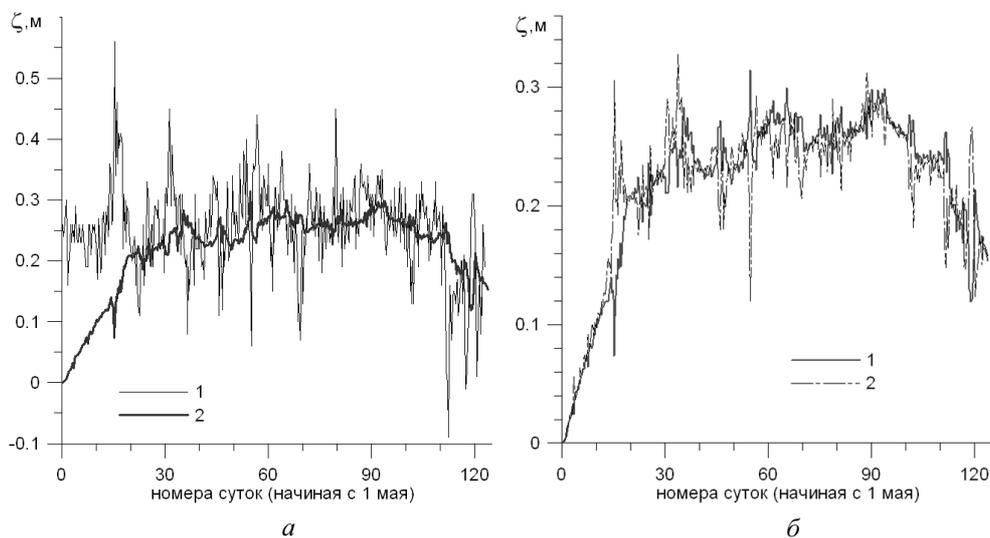


Р и с. 2. Поле векторов средних по глубине (баротропных) течений в лимане (*а, б, в*) и изотахи течений, см/с (*г, д, е*) при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: *а, г* – северном; *б, д* – восточном; *в, е* – юго-восточном (на осях координат указаны номера узлов расчетной сетки с горизонтальным шагом 400 м)



Р и с. 3. Поле векторов поверхностных ветровых течений в лимане (*а, б, в*) и изотях течений, см/с (*г, д, е*) при стационарных ветрах скоростью 5 м/с различных направлений: *а, г* – северном; *б, д* – восточном; *в, е* – юго-восточном (на осях координат указаны номера узлов расчетной сетки с горизонтальным шагом 400 м)

На рис. 4, *а* показана изменчивость отклонения уровня моря от начального невозмущенного состояния в граничных точках соединительного канала со стороны моря и лимана. Видно, что после фазы начального наполнения лимана продолжительностью ≈ 20 сут амплитуда колебаний уровня воды в лимане намного меньше, чем в море. Отмечается также временная задержка в несколько суток при смене тенденций изменения уровня воды в лимане по отношению к морю.

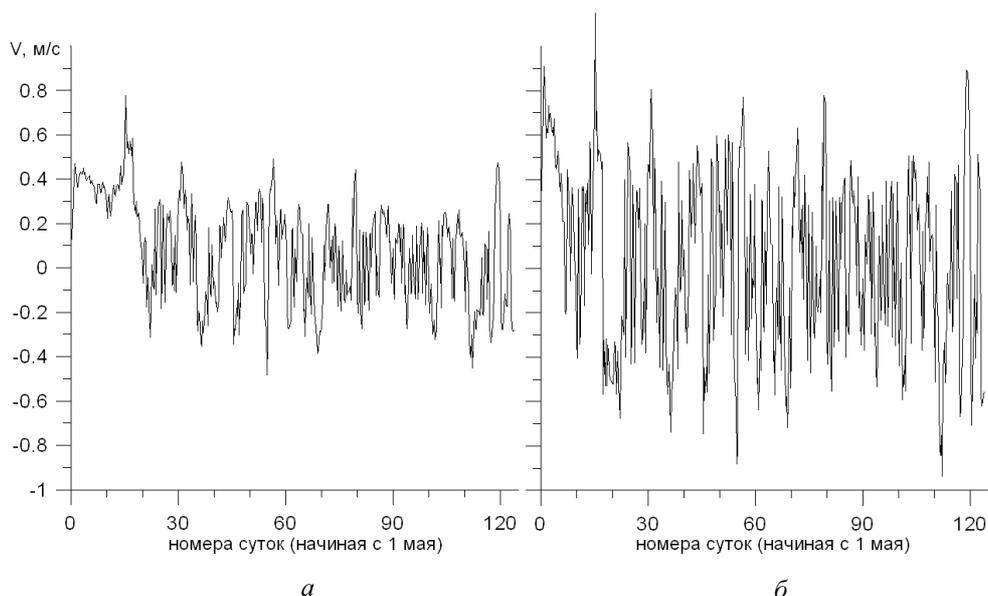


Р и с. 4. Временная изменчивость отклонения уровня моря (м) от начального невозмущенного состояния: *а* – на границах канала со стороны моря (1) и лимана (2); *б* – на южной (1) и северной (2) оконечностях лимана

На интенсивность баротропной циркуляции вод в лимане, помимо колебаний уровня моря, влияют также и формируемые ветром градиенты уровня между северной и южной оконечностями лимана (рис. 4, *б*).

Изменчивость осредненной по глубине скорости течений, а также расходов воды в канале при различных его морфометрических характеристиках показана на рис. 5, 6. Скорость баротропных течений в канале значительно возрастает при увеличении его глубины (рис. 5) и практически не меняется при увеличении ширины (рис. 6). Это свидетельствует о доминирующем влиянии на скорость потока в канале, в рассматриваемом диапазоне значений морфометрических характеристик, придонного трения по сравнению с боковым трением о стенки канала. Баротропные течения (рис. 5) и расходы воды в канале характеризуются очень сильной короткопериодной изменчивостью (рис. 6) как по величине, так и по направлению, что обусловлено совместным действием ветра и колебаний уровня воды в лимане и море. Полученные в результате моделирования значения скоростей течений в канале, при современных его морфометрических характеристиках (рис. 5, *а*), хорошо согласуются с данными немногочисленных эпизодических натуральных наблюдений [1], выполненных на протяжении последних лет. В частности, в 2010 г. были

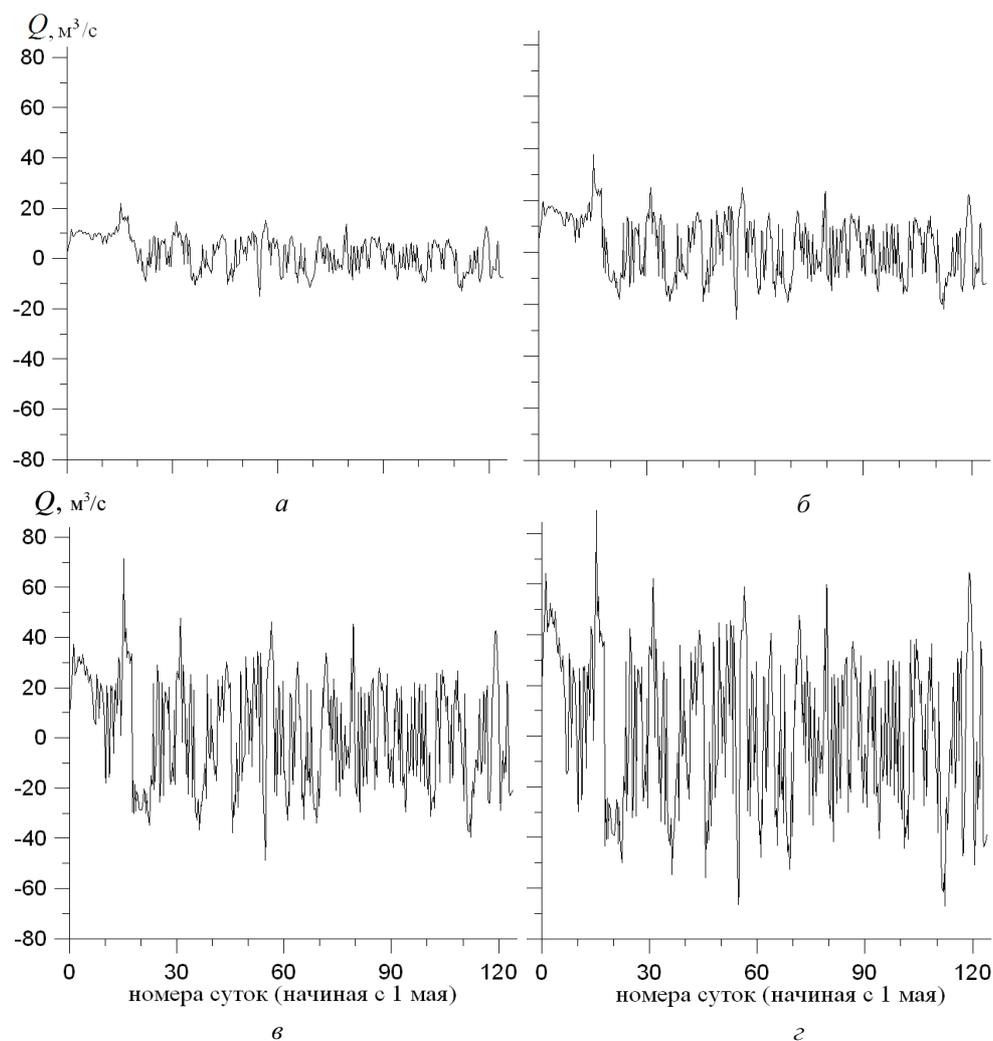
зафиксированы скорости течений в канале, у его выхода в лиман, в диапазоне от 0,10 до 0,34 м/с.



Р и с. 5. Скорость баротропного потока (м/с) в соединительном канале (вблизи выхода в лиман): *а* – при современных морфометрических характеристиках $H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м; *б* – при углублении канала до $H_k = 2,0$ м и той же ширине $d = 30$ м (положительные значения соответствуют втоку вод в лиман, отрицательные – оттоку)

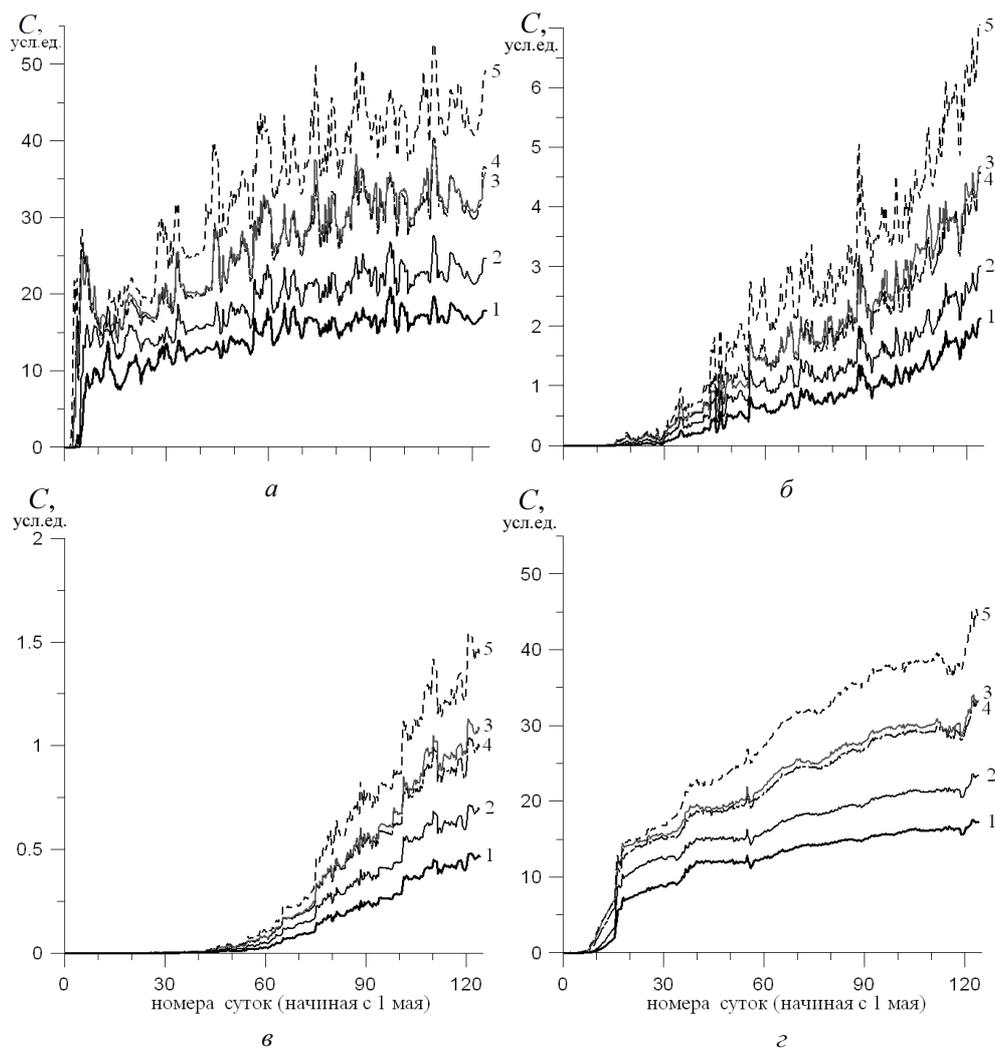
Использование консервативной примеси нейтральной плавучести в качестве индикатора проникновения в лиман морских вод и их трансформации (разбавления лиманными водами) показало (рис. 7), что для увеличения водообновления лимана более предпочтительным является углубление канала на 1,5 м до глубины $H_k = 2,0$ м при отметке уровня воды в лимане $-0,4$ мБС. При этом будет получен практически тот же эффект, что и при расширении соединительного канала до $d = 100$ м, но сохранении современной глубины $H_k = 0,5$ м. Углубление канала является более экономически и экологически обоснованным вариантом, чем его расширение, поскольку территория, прилегающая к каналу, входит в региональный ландшафтный парк, используется в рекреационных целях, соленые озера являются местом массового гнездования птиц. Кроме того, через канал, перед вхождением его в лиман, проходит автомобильная трасса с мостом. Следовательно, расширение канала повлечет за собой реконструкцию соответствующих автодорожных сооружений.

Тем не менее, если не исключать возможность расширения существующего канала, то наиболее эффективным будет вариант максимально возможного расширения канала с одновременным его углублением. Заметим, что углубление канала более чем на 1,5 м ($H_k > 2,0$ м) невозможно, исходя из преобладающих глубин самого лимана в точке вхождения в него канала.



Р и с. 6. Изменчивость расходов воды ($\text{м}^3/\text{с}$) в соединительном канале при различных его морфометрических характеристиках: *а* – $H_{\text{к}} = 0,5$ м, $d = 30$ м; *б* – $H_{\text{к}} = 0,5$ м, $d = 50$ м; *в* – $H_{\text{к}} = 0,5$ м, $d = 100$ м; *г* – $H_{\text{к}} = 2,0$ м, $d = 30$ м

Приведенные на рис. 7 результаты модельных расчетов свидетельствуют, что при углублении существующего канала до $H_{\text{к}} = 2,0$ м или расширении его до $d = 100$ м содержание морской воды в южной части лимана увеличится в два раза с 15 до 30 усл. ед., а при расширении канала до $d = 50$ м и углублении его до $H_{\text{к}} = 2,0$ м – до 40 усл. ед. Однако из-за значительной протяженности канала и наличия мелководных перемычек (кос) между южной и центральной частями лимана проникновение морских вод в центральную, а тем более северную части лимана весьма невелико (рис. 7, б, в). Время «добегания» морских вод до центральной части лимана составляет ≈ 30 сут, а до северной его части – 50 сут.

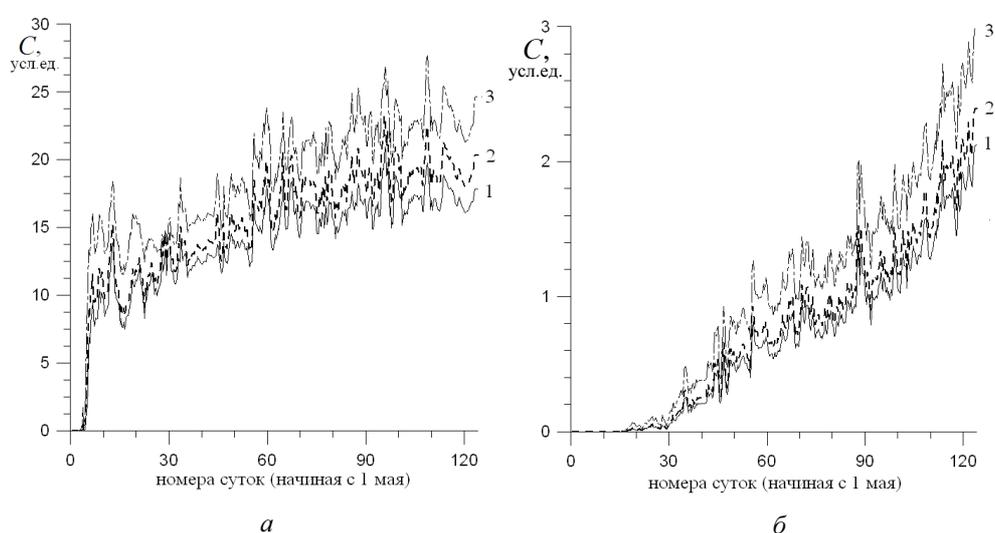


Р и с. 7. Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами (100 усл. ед. на морской границе канала), в реперных точках акватории лимана (см. рис. 1) при различных морфометрических характеристиках канала: *а* – поверхностный слой, точка 1 (южная часть лимана); *б* – поверхностный слой, точка 2 (центральная часть); *в* – поверхностный слой, точка 3 (северная часть); *г* – придонный слой, точка 1 (южная часть) (обозначения кривых на графиках: 1 – $H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м; 2 – $H_k = 0,5$ м, $d = 50$ м; 3 – $H_k = 0,5$ м, $d = 100$ м; 4 – $H_k = 2,0$ м, $d = 30$ м; 5 – $H_k = 2,0$ м, $d = 50$ м)

Из сравнения рис. 7, *а* и 7, *г* видно, что проникновение морских вод в лиман происходит преимущественно в поверхностном слое лимана. Это закономерно, поскольку морские воды имеют меньшую соленость, чем лиманные, вследствие распределяющего влияния речного стока Днепра и Южного Буга. В то же время, как уже упоминалось выше, лиманные воды имеют

большую соленость, поскольку в летний период года происходит почти трехкратное превышение испарения с поверхности лимана над осадками.

Для оценки влияния наличия соленых озер, расположенных по обе стороны канала и связанных с ним, на интенсивность проникновения морских вод в лиман был проведен модельный расчет, в котором озера исключались из рассмотрения. Результаты данного численного эксперимента сравнивались с описанными ранее, в которых наличие озер учитывалось. Из рис. 8 следует, что наличие озер приводит к уменьшению поступления морских вод в лиман, индикатором присутствия которых в лимане служит концентрация условной примеси нейтральной плавучести. Однако исключение демпфирующего эффекта влияния озер на проникновение морских вод в лиман (например, путем шлюзования проток, связывающих озера с каналом) не может рассматриваться как альтернатива необходимости углубления и (или) расширения канала для интенсификации водообновления лимана морскими водами.



Р и с. 8. Изменчивость концентрации консервативной примеси нейтральной плавучести (усл. ед.), поступающей в лиман с морскими водами, в поверхностном слое южной (*a* – реперная точка 1) и центральной (*б* – реперная точка 2) частей лимана (кривая 1 получена при учете наличия соленых озер, соединяющихся с каналом ($H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м); кривая 2 – при исключении соленых озер ($H_k = 0,5$ м, $d = 30$ м); кривая 3 – с учетом соленых озер при характеристиках канала $H_k = 0,5$ м, $d = 50$ м)

Выводы. Использование численной гидротермодинамической модели в постановке из работ [5, 6] позволило оценить влияние морфометрических характеристик искусственного канала, соединяющего Тилигульский лиман с

прилегающей акваторией Черного моря, на интенсивность водообмена через канал и водообновления различных участков лимана морскими водами. Полученные результаты согласуются с теоретическими представлениями о роли различных факторов и физических механизмов в формировании водообмена лимана с морем через узкий мелководный канал.

На основе анализа результатов численных экспериментов с моделью установлено, что для увеличения водообмена с морем и водообновления лимана предпочтительным является углубление существующего соединительного канала с 0,5 до 2,0 м (при отметке уровня моря $-0,4$ мБС). Даже при наличии возможности увеличения ширины канала необходимо сочетать его с одновременным углублением.

Увеличение водообмена с морем путем углубления и (или) расширения канала приведет к улучшению гидроэкологических условий в южной и, в значительно меньшей степени, центральной частях лимана. Однако практически не повлияет на северную мелководную его часть. Объясняется это особенностями геоморфометрической структуры и циркуляции вод лимана.

Интегральная по глубине циркуляция вод в лимане характеризуется наличием большого числа вихревых образований (ячеек), расположенных вдоль оси лимана, которые препятствуют распространению водных масс и примеси вдоль акватории лимана.

Наличие соленых озер, прилегающих к каналу и связанных с ним, хотя и уменьшает поступление морских вод в лиман, но не существенно, поэтому вариант их периодической изоляции от канала не может рассматриваться как альтернатива необходимости углубления и (или) расширения канала для интенсификации водообмена с морем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Оцінка та розрахунок гідраліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тілігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: Звіт з НДР.* – Одеса: Одеський держ. еколог. ун-т, 2010. – № ДР 0110U008224. – 178 с.
2. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – Киев: Наукова думка, 1974. – 224 с.
3. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – Киев: Наукова думка, 1990. – 238 с.
4. *Адобовский В.В., Большаков В.Н.* Влияние аномальных условий зимы 2002 – 2003 гг. на гидрологический режим закрытых лиманов Северо-Западного Причерноморья // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2003. – Вып. 9. – С. 54 – 58.

5. *Hess K.W.* Assessment model for estuarine circulation and salinity: Technical Memorandum / NOAA; National Environmental Satellite, Data, and Information Service. – NESDIS AISC 3. – USA, 1985. – 39 p.
6. *Hess K.W.* MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
7. *Иванов В.А., Тучковенко Ю.С.* Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. – 368 с.
8. *Munk W.H., Anderson E.R.* Notes on the theory of the thermocline // J. Mar. Res. – 1948. – № 7. – P. 276 – 295.
9. *Tag P.M., Murray F.W., Koenig L.R.* A comparison of several forms of eddy viscosity parametrization in a two-dimensional long-wave propagation: Technical Memorandum 32 / U.S. Army Corps of Engineers, Coastal Engineering Research Center. – USA, 1979. – 29 p.

* Одесский государственный экологический университет,
Одесса
E-mail: tuch2001@ukr.net
** Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 11.04.11
После доработки 01.08.11

АНОТАЦІЯ За допомогою чисельної тривимірної нестационарної гідротермодинамічної моделі одержані оцінки впливу морфометричних характеристик штучного каналу, який поєднує Тилігульський лиман з Чорним морем, на інтенсивність водообміну через канал і водооновлення різних ділянок лиману морськими водами. Встановлено, що для збільшення водообміну лиману з морем поглиблення існуючого сполучного каналу більш ефективно, ніж збільшення його ширини. Проте інтенсифікація водообміну з морем істотно поліпшить гідроекологічні умови лише в південній частині лиману.

Ключові слова: Чорне море, Тилігульський лиман, водообмін через канал, моделювання.

ABSTRACT Estimations of influence of morphometric characteristics of the man-made channel connecting the Tiligulsky estuary and the Black Sea, upon the intensity of water exchange through the channel and seawater renewal in various parts of the estuary are obtained by means of a numerical three-dimensional non-stationary hydrothermodynamic model. It is found that increase of water exchange between the estuary and the sea is achieved more effectively by deepening the existing channel than by increasing its width. However, water exchange intensification will substantially improve hydro-ecological conditions in the estuary southern part only.

Keywords: Black Sea, Tiligulsky estuary, water exchange through the channel, modeling.