

Моделирование бризовой циркуляции вод в Керченском проливе

В рамках линейной нестационарной двумерной модели в бездивергентном приближении рассматривается задача о расчете течений в Керченском проливе. Описывается реальная ситуация, когда движение возбуждается бризом на фоне среднесуточного северо-восточного ветра. Бриз задается действующим в узкой прибрежной полосе и представляет собой зональный ветер. Детально исследуется изменчивость циркуляции в районе о. Тузла. Показано, что вклад бризовой циркуляции в суммарную циркуляцию может быть существенным для объяснения процессов, наблюдаемых в Керченском проливе.

Введение. Моделированию циркуляции в Керченском проливе посвящено большое число работ, детальный обзор которых приведен в работе [1]. Целью данной работы, представляющей собой логическое продолжение работы [1], является исследование течений в Керченском проливе, обусловленных действием нестационарного ветра. В работе [1] для расчета установившихся течений в Керченском проливе использовалась трехмерная стационарная линейная модель течений в однородной жидкости (модель Фельзенбаума), обобщенная на случай учета внутреннего трения, пропорционального скорости течения. Используемое в модели предположение о стационарности является ограничением при ее применении к описанию реальных процессов.

Постановка задачи. Рассмотрим нестационарную линейную двумерную модель, являющуюся следствием трехмерной модели, когда придонное трение принимается пропорциональным средней по глубине скорости течения [2].

Движение в проливе, вообще говоря, обусловлено действием ветра непосредственно над Керченским проливом и водообменом между Азовским и Черным морями. Расход воды, протекающей через пролив, в случае, когда движение является установившимся в проливе и в обоих морях, определяется стоком рек, осадками и испарением в морях, но в нестационарном случае зависит также и от ветра, дующего над проливом. В работе [1] предполагается, что движение непосредственно в проливе является квазистационарным, а указанный выше расход связан с напряжением ветра.

Уравнения двумерной нестационарной модели запишем в виде

$$U_t - fV = gH\zeta_x + \tau^x - RU, \quad (1)$$

$$V_t + fU = gH\zeta_y + \tau^y - RV,$$

$$U_x + V_y = 0, \quad (2)$$

где U , V – составляющие полного потока вдоль осей координат x и y , направленных на восток и север соответственно; H – глубина моря; $f = \text{const}$ – параметр Кориолиса; g – ускорение силы тяжести; $R = R_0 + R_1/H$, R_0 – коэффици-

ент внутреннего трения, R_1 – коэффициент придонного трения; ζ – понижение уровня; τ^x , τ^y – составляющие тангенциального напряжения ветра; t – время. Индексы внизу означают дифференцирование. Составляющие полного потока – это интегралы от поверхности моря до дна от соответствующих горизонтальных составляющих скорости течения.

В модели использовано бездивергентное приближение (приближение «твердой крышки»), т.е. пренебрегли членом ζ_t в интегральном уравнении неразрывности. Как показано в теории захваченных волн в однородной жидкости [3], такое допущение имеет смысл при малости отношения квадрата характерного горизонтального размера шельфа L_0 к квадрату баротропного радиуса деформации Россби $R_d = (gH)^{1/2} / f$. Для Керченского пролива можно принять $L_0 = 10$ км, характерную глубину моря $H = 10$ м, параметр Кориолиса $f = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$. Тогда радиус деформации R_d равен 100 км и отношение $(L_0 / R_d)^2$ равно 10^{-2} , т.е. достаточно мало.

Граничные условия следующие. На твердой границе ставится условие непротекания для полного потока, а на жидких открытых границах – условие свободного протекания (вода течет по нормали к границе).

Уравнение (2) позволяет ввести интегральную функцию тока ψ , так что

$$U = -\psi_x, \quad V = \psi_x. \quad (3)$$

Представим составляющие напряжения ветра в виде разложения в ряд Фурье, т.е. в виде суммы некоего среднего (стационарного) ветра и ряда гармоник. Ограничившись учетом только одной гармоники, запишем компоненты напряжения ветра в виде

$$\tau^x = \tau_1^x + \text{Real}(\tau_0^x e^{i\sigma t}), \quad \tau^y = \tau_1^y + \text{Real}(\tau_0^y e^{i\sigma t}), \quad (4)$$

где τ_0^x , τ_0^y – комплексные числа, σ – частота, i – мнимая единица.

В таком же виде представим величину расхода воды Q , протекающей через пролив

$$Q = Q_1 + \text{Real}(Q_0 e^{i\sigma t}). \quad (5)$$

Решение задачи будем искать в виде

$$\Psi = \psi + \text{Real}(\varphi e^{i\sigma t}), \quad (6)$$

$$\zeta = \zeta_1 + \text{Real}(\zeta_0 e^{i\sigma t}). \quad (7)$$

Функции φ , Q_0 , ζ_0 в формулах (5) – (7) являются комплексными величинами.

После подстановки выражений (3) – (7) в исходную систему (1) получим две независимые системы уравнений, описывающие стационарные и нестационарные течения:

$$-f\psi_x = gH\zeta_{1x} + \tau_1^x + R\psi_y, \quad (8)$$

$$-f\psi_y = gH\zeta_{1y} + \tau_1^y - R\psi_x,$$

$$-f\varphi_x = gH\zeta_{0x} + \tau_0^x + (R + i\sigma)\varphi_y, \quad (9)$$

$$-f\varphi_y = gH\zeta_{0y} + \tau_0^y - (R + i\sigma)\varphi_x.$$

Рассмотрим вначале систему (8), описывающую стационарное движение. Разделив уравнения на H и исключив наклоны уровня с помощью перекрестного дифференцирования, получим уравнение вида $L(\psi)=F$ для функции ψ , а именно:

$$(\theta\psi_x)_x + (\theta\psi_y)_y - (\lambda\psi_y)_x + (\lambda\psi_x)_y = (n\tau_1^x + m\tau_1^y)_x - (m\tau_1^x + n\tau_1^y)_y, \quad (10)$$

где коэффициенты $n = 0$, $m = 1/H$, $\theta = R/H$, $\lambda = f/H$. Заметим, что это уравнение, с точностью до значений коэффициентов, имеет такой же вид, как в трехмерной модели [1].

В силу условия непротекания на твердых границах касательная производная от функции тока равна нулю, так что функция ψ на них должна быть постоянной величиной. Однако из-за неодносвязности рассматриваемой области константы на западной и восточной границах Керченского пролива и на контуре о. Тузла должны быть разными. Для определенности положим, что

$$\begin{aligned} \text{на восточном, кавказском, берегу пролива} & \quad \psi_{\text{вос}} = 0, \\ \text{на западном, крымском, берегу} & \quad \psi_{\text{зап}} = Q_1, \\ \text{на контуре о. Тузла} & \quad \psi_{\text{ост}} = C_1. \end{aligned} \quad (11)$$

Расход воды через пролив Q_1 считаем известным и задаем априори. Константа C_1 находится из решения задачи. Для ее определения используется условие Каменковича (непрерывности уровня на любом замкнутом контуре, окружающем остров).

Условия свободного протекания на открытых северной и южной границах пролива для функции тока принимают вид

$$(\partial\psi/\partial y)_{\text{южн}} = (\partial\psi/\partial y)_{\text{сев}} = 0. \quad (12)$$

Решение уравнения (10) для стационарной части интегральной функции тока ψ при граничных условиях (11) и (12) в силу линейности задачи можно представить в виде суммы решений трех однотипных задач:

$$\psi = \psi_1 + Q_1\psi_2 + C_1\psi_3, \quad (13)$$

$$L(\psi_1) = F, (\psi_1)_{\text{вос}} = 0, (\psi_1)_{\text{зап}} = 0, (\psi_1)_{\text{ост}} = 0, (\partial\psi_1/\partial y)_{\text{южн}} = (\partial\psi_1/\partial y)_{\text{сев}} = 0;$$

$$L(\psi_2) = 0, (\psi_2)_{\text{вос}} = 0, (\psi_2)_{\text{зап}} = 1, (\psi_2)_{\text{ост}} = 0, (\partial\psi_2/\partial y)_{\text{южн}} = (\partial\psi_2/\partial y)_{\text{сев}} = 0; \quad (14)$$

$$L(\psi_3) = 0, (\psi_3)_{\text{вос}} = 0, (\psi_3)_{\text{зап}} = 0, (\psi_3)_{\text{ост}} = 1, (\partial\psi_3/\partial y)_{\text{южн}} = (\partial\psi_3/\partial y)_{\text{сев}} = 0.$$

Аналогично для нестационарного движения из системы уравнений (9) получим уравнение для комплексной функции $\varphi = \varphi_R + i\varphi_I$:

$$(\theta\varphi_x)_x + (\theta\varphi_y)_y - (\lambda\varphi_y)_x + (\lambda\varphi_x)_y = (n\tau_0^x + m\tau_0^y)_x - (m\tau_0^x + n\tau_0^y)_y, \quad (15)$$

где опять $n = 0$, $m = 1/H$, $\lambda = f/H$, а $\theta = (R+i\sigma)/H$.

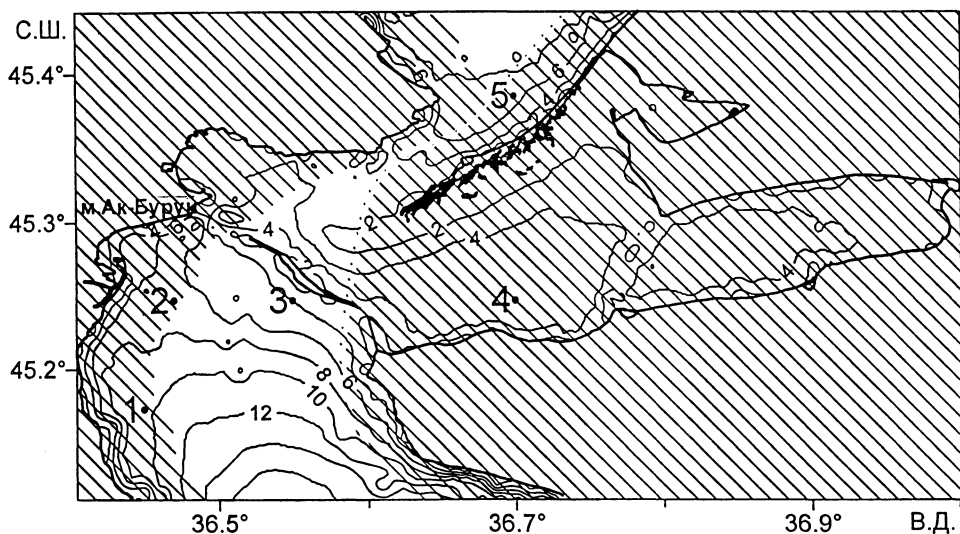
Решение уравнения (15) будем искать также в виде суммы решений трех задач

$$\varphi = \varphi_1 + Q_0\varphi_2 + C_0\varphi_3, \quad (16)$$

которые выписываются и решаются точно также, как и для функции ψ . Отличие состоит в том, что уравнения для функций $\varphi_1, \varphi_2, \varphi_3$ имеют комплексные коэффициенты.

Для решения уравнений для функций ψ_i и φ_i ($i = 1, 2, 3$) используется метод конечных разностей. Способ аппроксимации и метод решения подробно описаны в работах [1, 4]. Конечно-разностный аналог уравнения (10) получается непосредственно из конечно-разностных аналогов уравнений движения (8) и уравнения неразрывности (2). При этом пространственная дискретизация проводится бокс-методом на сетке B (по терминологии Аракавы). В результате получается система линейных алгебраических уравнений на 9-точечном шаблоне, которые решаются с помощью итерационного метода верхней релаксации. Для решения аналогично построенных конечно-разностных аналогов уравнений для функций φ_i с комплексными коэффициентами также используется метод верхней релаксации. Одной из целей данной работы была проверка работоспособности метода верхней релаксации для решения уравнений с комплексными коэффициентами.

Численный эксперимент. Поскольку одним из основных факторов, определяющих течения в Керченском проливе, является ветер, рассмотрим особенности его поведения по данным наблюдений. В нашем распоряжении были данные измерений скорости ветра, полученные в 2004 г. на метеостанции, расположенной на м. Ак-Бурун на Крымском побережье около г. Керчь (рис.1).

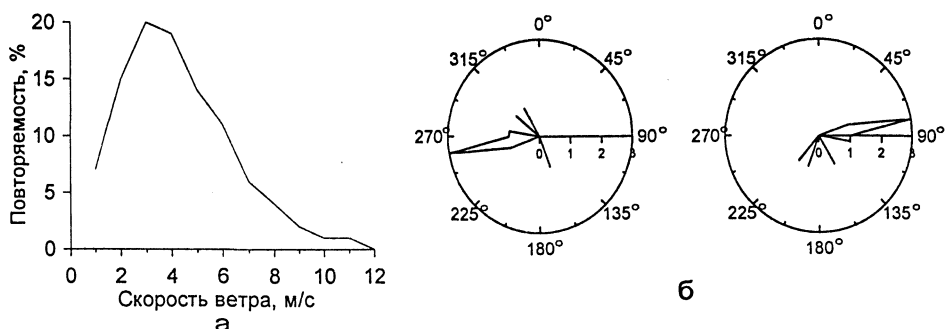


Р и с. 1. Рельеф дна (м) в Керченском проливе (штриховкой выделена зона действия бризового ветра; 1 – 5 — положение точек, для которых будет проводиться анализ напряжения бризовой компоненты ветра)

На основании обработки данных наблюдений (Ю.Н. Горячкин, частное сообщение) показано, что на энергетических спектрах с июня по сентябрь выделяется статистически значимый пик на периоде 24 ч, связанный, по-видимому, с наличием бризовой циркуляции ветра. Бризовая циркуляция лучше всего выражена в июне – августе, но и в эти месяцы она наблюдается

не всегда, поскольку может подавляться другими процессами (прохождением фронтов, сменой воздушных масс).

Скорость ветра над Керченским проливом в летний период, как правило, невелика — $2 - 5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (68% случаев, рис.2, а), преобладают ветры северного, юго-восточного и западного направлений. Наблюдаемый ветер представляет собой сумму среднесуточного и бризового ветров. Отклонения суммарного ветра в дневное и ночное время от направления среднесуточного ветра составляют $15 - 65^\circ$. Это указывает на то, что амплитуда бризовой компоненты ветра может иметь такой же порядок величины, как и амплитуда среднесуточного ветра.



Р и с. 2. Повторяемость скорости ветра (а), а также диаграммы направленности ночного (слева) и дневного (справа) бризов (б)

Далее будем рассматривать только те дни, в которые имеется ярко выраженная бризовая составляющая ветра. Таких дней за четыре месяца набирается 76 (63%). В июне и июле осредненный по выделенным дням среднесуточный ветер имел западное направление, а в августе и сентябре — северо-западное. Осреднение проводилось отдельно для каждой составляющей ветра. Для периода август — сентябрь получены диаграммы направленности нестационарного ветра. Скорость нестационарной компоненты ветра рассчитана посредством вычитания скорости среднесуточного ветра из скорости суммарного. Диаграммы направленности для ночного (с 0 до 12 ч) и дневного (с 12 до 24 ч) времени суток представлены на рис.2, б. Видно, что в точке измерения днем ветер дует с востока на запад, т.е. с моря на сушу, а ночью — наоборот, с суши на море, т.е. нестационарная часть ветра, в самом деле, представляет собой бриз.

На основе описанных данных наблюдений и существующих представлений о бризе [5] зададим компоненты напряжения бризового ветра следующим образом: $\tau_2^x = \text{Real}(\tau_0^x e^{i\omega t})$, $\tau_2^y = \text{Real}(\tau_0^y e^{i\omega t})$, т.е. в виде гармоник с частотой $\sigma = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (период 24 ч). Как известно, действие бриза сосредоточено в прибрежной полосе шириной несколько километров [5]. Поэтому напряжение ветра задаем в полосе $L = 2 \text{ км}$. На берегу амплитуду бризовой компоненты напряжения ветра принимаем постоянной и равной единице ($\tau = 1 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$), а в море вне полосы — равной нулю. При этом напряжение ветра считаем зональным, уменьшающимся (поперек полосы) от максимального значения τ на берегу до нуля по закону

$$\tau_0^x = \begin{cases} -\tau \cos[\pi(x-L_1)/(2L)] & \text{при } L_1 < x < L_1 + L, \\ \tau \cos[\pi(L_2 - x)/(2L)] & \text{при } L_2 - L < x < L_2, \\ \tau & \text{при } L_2 < x, \end{cases} \quad \tau_0^y = 0,$$

где $L_1(y)$ – координаты западного берега. Основное внимание в данной работе уделяется процессам, проходящим в центральной зоне Керченского пролива. Предполагая, что нестационарные процессы в мелководном Таманском заливе не влияют на течения в центральной части пролива, правую границу для задания бризового ветра $L_2(y)$ выбираем проходящей по косе Чушка и кавказскому берегу с пересечением Таманского залива. Поэтому над Таманским заливом бризовый ветер имеет такую же величину, как и над сушей. Влияние о. Тузла на формирование бриза не учитываем. Зоны действия бриза показаны на рис.1 кривой штриховкой. Заметим, что в наиболее узкой части пролива зоны действия крымского и кавказского бризов не пересекаются.

Несмотря на то, что моделируемый бриз действует в зональном направлении, а не по нормали к берегу, имеющему довольно изрезанный контур, общий характер пространственной структуры бризового ветра в Керченском проливе, по-видимому, сохраняется.

Проблемой при расчете течений в Керченском проливе является задание расхода воды Q . Расход воды Q_1 , обусловленный среднесуточным ветром, пропорционален, как показано Альтманом [5], проекции напряжения ветра на условную ось пролива. В данной работе используется значение Q_1 , рассчитанное в [1]. Полагаем, что и расход Q_0 , обусловленный нестационарным ветром, также пропорционален проекции напряжения ветра на ось пролива. Тогда с достаточной точностью можно принять Q_0 равным нулю.

Как указано выше, коэффициент трения принимается в виде суммы $R = R_0 + R_1/H$. В работе [2] показано, что для объяснения наблюдаемой изменчивости уровня моря вдоль Керченского пролива необходим учет придонного трения, пропорционального средней по глубине скорости течений. Следуя [2], где обоснован выбор величины коэффициента придонного трения, полагаем $R_1 = 10^{-2} \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$. Коэффициент внутреннего трения R_0 выбирается таким образом, чтобы быть одного порядка с R_1/H , а именно, полагаем $R_0 = 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Используется достаточно мелкая равномерная сетка с шагами $\Delta x = 39 \text{ м}$, $\Delta y = 55 \text{ м}$. Хорошее пространственное разрешение позволяет детально описать структуру поля течений, связанную с особенностями рельефа дна и конфигурации берегов, наличием о. Тузла и дамбы.

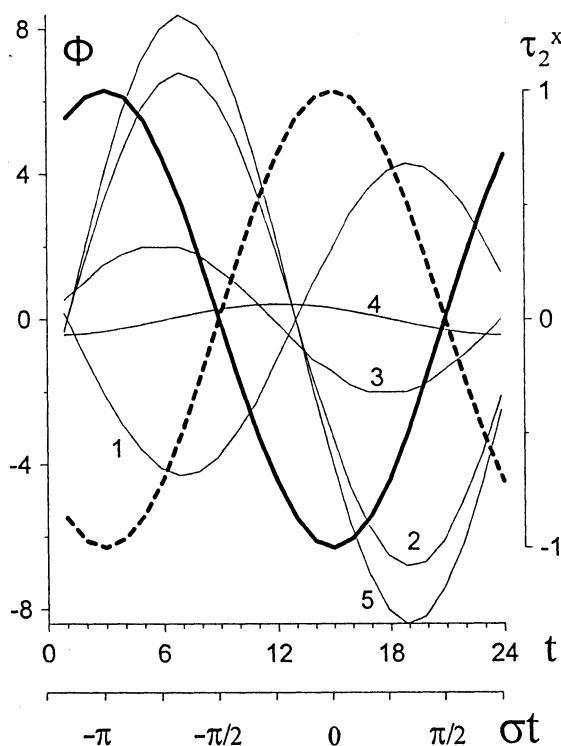
Обсуждение результатов. Перейдем к описанию результатов численного эксперимента. Вначале отметим, что стационарная циркуляция, обусловленная среднесуточным ветром, полученная в двумерной модели, качественно и количественно близка к циркуляции, рассчитанной в трехмерной модели [1, 6]. Подчеркнем, что метод верхней релаксации оказался достаточно эффективным и для решения системы линейных алгебраических уравнений с комплексными коэффициентами. Далее остановимся на описании нестационарных течений, связанных с действием бризового ветра.

Функцию тока $\Phi = \text{Real}(\varphi e^{i\sigma t})$, описывающую нестационарную часть движения, с учетом равенства $\varphi = \varphi_R + i\varphi_I$, запишем в виде

$$\Phi = \varphi_R \cos(\sigma t) - \varphi_I \sin(\sigma t).$$

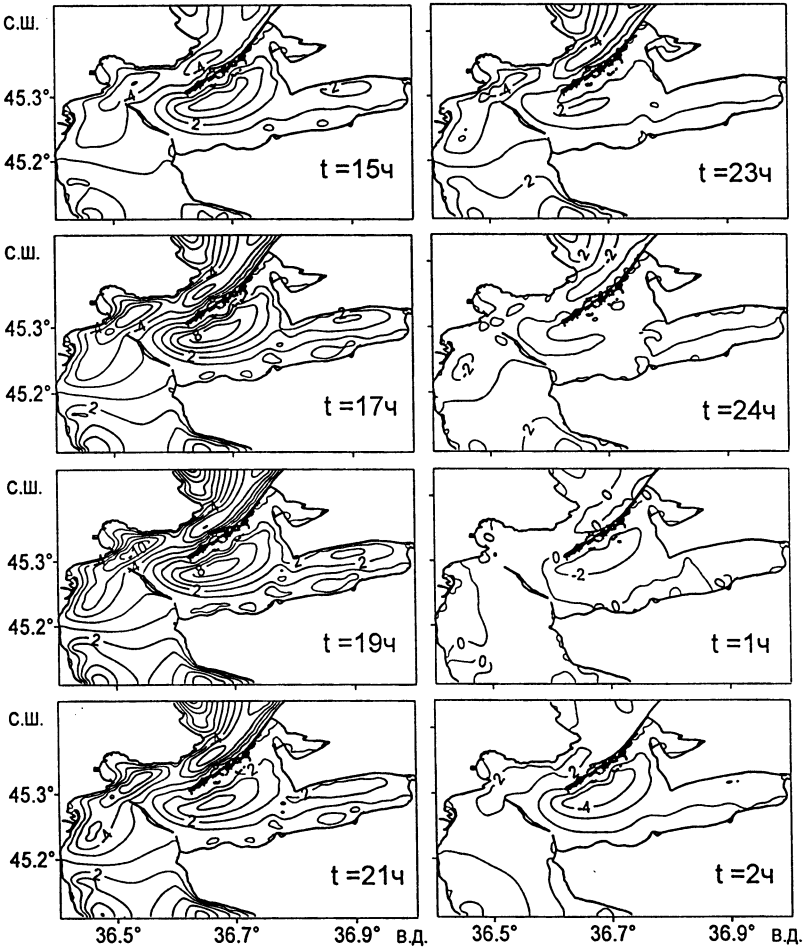
Напомним, что напряжение бризового ветра является зональным ($\tau_2^y = 0$) и меняется по времени как $\tau_2^x = \tau_0^x \cos(\sigma t)$, т.е. при $\sigma t = 0$ напряжение ветра максимально по величине, а при $\sigma t = \pi/2$ – равно нулю. При возрастании фазы σt напряжение ветра меняет знак, достигая экстремума при $\sigma t = \pi$. Далее при $\sigma t = 3\pi/2$ оно снова меняет знак и достигает максимума при $\sigma t = 2\pi$. Согласно имеющимся представлениям о черноморском бризе [5], фаза $\sigma t = 0$ соответствует 15 ч дня. Тогда $\sigma t = \pi/2$, $\sigma t = \pi$, $\sigma t = 3\pi/2$ соответствуют 21, 3 и 9 ч, т.е. значения фазы от $\pi/2$ до $3\pi/2$ соответствуют ночному бризу.

На рис.3 показано изменение функции Φ по времени в некоторых точках пролива (расположение точек указано на рис.1). На этом же рисунке приведен временной ход напряжения ветра τ_2^x (для западного и восточного берегов). Видно, что максимальные (по модулю) значения функции Φ не совпадают по времени с максимальными значениями напряжения ветра, причем в «основной» зоне пролива (точки 1, 2, 5) максимум функции Φ смещен относительно максимума напряжения ветра примерно на 4 ч. В зоне, где бризовый ветер равен нулю (точка 3), сдвиг равен приблизительно 3 ч. В Таманском заливе, где ветер не меняется по горизонтали, временной ход функции Φ отражает кривая 4. Особенности поведения функции тока Φ в точках 3 и 4 связаны с особенностями задания бризового ветра. Циркуляция наиболее интенсивна в периоды приблизительно с 5 до 9 ч (ночной бриз) и с 17 до 21 ч (дневной бриз).



Р и с. 3. Зависимость от времени (ч) функции тока бризовой циркуляции $\Phi \cdot 10^{-8}$ ($\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) в точках, указанных на рис.1, и напряжения бризового ветра τ_2^x ($\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$) на западном (сплошная жирная кривая) и восточном (штриховая) берегах

Заметим, что функция тока Φ в точках 1 и 5 меняется в противофазе, поскольку эти точки находятся в зонах циркуляции с противоположной завихренностью (рис.4). На рис.4 представлены пространственные распределения функции тока Φ для различных моментов времени. Показаны интенсивная циркуляция для моментов времени 17, 19 и 21 ч и перестройка с дневного на ночной тип циркуляции (24, 1 и 2 ч ночи). Интенсивная бризовая циркуляция состоит из ряда небольших круговоротов, вытянутых в одну цепочку вдоль оси пролива. При этом в северной части пролива круговороты прижаты к косе Чушка, а в центральной – к западному берегу пролива; все они имеют одинаковую завихренность. В южной широкой части пролива, несколько ниже о. Тузла и дамбы, имеет место циркуляция с другим знаком.



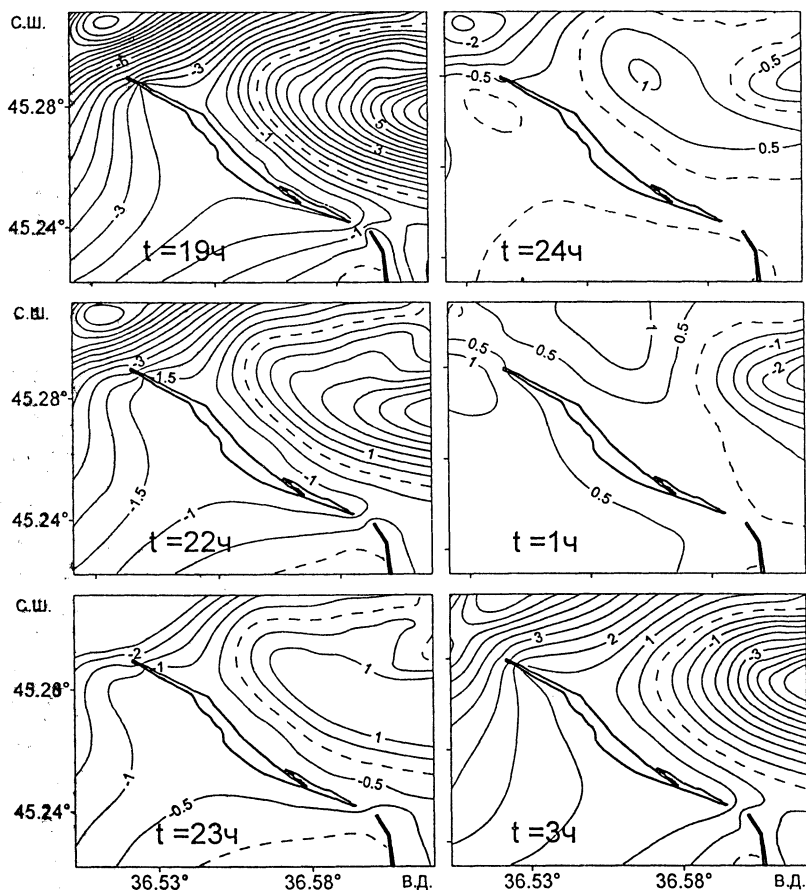
Р и с. 4. Изолинии функции тока бризовой циркуляции $\Phi \cdot 10^{-8} \text{ (см}^3 \cdot \text{с}^{-1}\text{)}$ для различных моментов времени

Наличие довольно сильной циркуляции в Таманском заливе (в стационарном случае циркуляция здесь существенно слабее, чем в основной части пролива [1, 6]) может быть обусловлено особенностями модельного экспери-

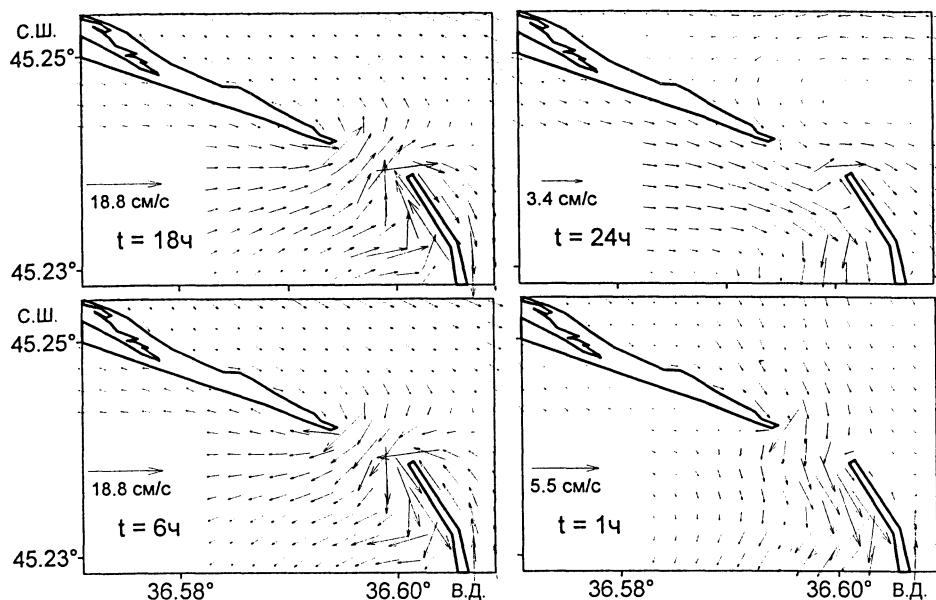
мента, а именно, заданием над заливом однородного по пространству и максимального напряжения ветра.

На рис.5 показана эволюция бризовой циркуляции в районе о. Тузла в последовательные моменты времени 19, 22, 23, 24, 1 и 3 ч. Момент времени 19 ч соответствует максимальному развитию циркуляции, а 1 ч ночи – минимальной интенсивности циркуляции (периоду смены знака циркуляции).

На рис.6 представлены распределения векторов средней по глубине скорости течения в промоине между о. Тузла и дамбой для четырех моментов времени 18, 24, 1 и 6 ч. Слева – распределения, соответствующие дневному и ночному бризу, когда циркуляция наиболее интенсивна, а справа – во время перестройки течений. Во время перестройки циркуляции картина течений быстро и существенно меняется. Отметим, что обусловленный бризовым ветром расход воды C_0 между о. Тузла и дамбой или между о. Тузла и крымским берегом меняется по времени, подобно функции тока, в точках 1, 2 и 5 (рис.3) и также имеет сдвиг по отношению к напряжению ветра, равный примерно 4 ч. Средняя по глубине скорость течения в промоине в данном численном эксперименте достигала значений $19 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$.



Р и с. 5. Изолинии функции тока бризовой циркуляции $\Phi \cdot 10^{-8}$, ($\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$) в районе о. Тузла для различных моментов времени



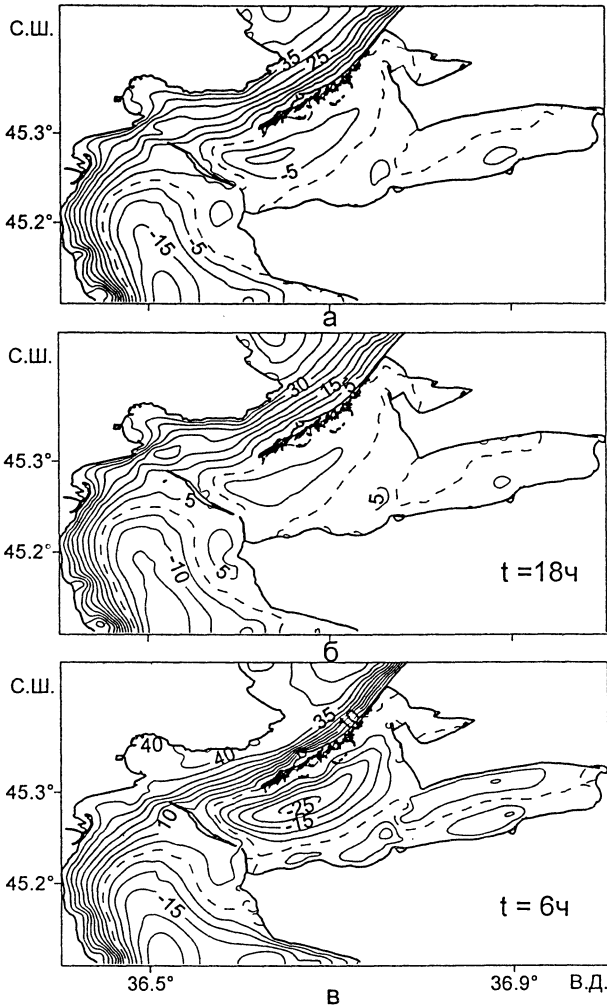
Р и с. 6. Картина средней по глубине скорости течений в районе тузлинской промоины (на масштабе приведены максимальные скорости)

На рис.7, а представлено распределение функции тока ψ , соответствующей стационарной части циркуляции. Учитывая, что в силу линейности рассматриваемой задачи имеет место независимость стационарной циркуляции от бризовой циркуляции, стационарная циркуляция рассчитана для северо-восточного равномерного ветра (аналогично работе [1]). Амплитуда напряжения ветра принимается равной $\tau_1 = [(\tau_1^x)^2 + (\tau_1^y)^2]^{1/2} = 1 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-2}$, что соответствует скорости ветра около $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. Северо-восточный ветер выбран как наиболее типичный ветер в Керченском проливе согласно многолетним наблюдениям [5].

Стационарная часть расхода воды Q_1 принята равной $4000 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Величина Q_1 была вычислена в работе [1] с использованием подхода, основанного на полуэмпирической зависимости расхода воды от величины скорости и направления ветра. Как и в трехмерной модели [1], стационарная циркуляция состоит из струйного течения вдоль оси пролива, обтекающего о. Тузла, циклонического круговорота в южной части Керченского пролива и слабой циркуляции в Таманском заливе. Отметим, что стационарная циркуляция получается более интенсивной, чем циркуляция, вызванная бризовым ветром практически той же величины, что и среднесуточный ветер.

На этом же рисунке представлены распределения интегральной функции тока для дневной и ночной суммарной циркуляции (суммы среднесуточной и бризовой циркуляций). Вклад дневной бризовой циркуляции заметно ослаб-

ляет среднесуточную циркуляцию, а ночной, наоборот, усиливает. Это видно по интенсификации циркуляции у восточного берега в северной части пролива и по усилению и интенсификации циклонической циркуляции у западной границы в южной части пролива.



Р и с. 7. Изолинии стационарной части функции тока $\psi \cdot 10^{-8}$ ($\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$), обусловленной среднесуточным северо-восточным ветром (а), а также интегральной части функции тока $\Psi \cdot 10^{-8}$ ($\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$), обусловленной суммарным ветром, в моменты максимальных дневной (б) и ночной (в) бризовых циркуляций

Закключение. Приведенная суммарная циркуляция рассчитана при одинаковых амплитудах напряжения среднесуточного и бризового ветров. Однако, как известно из наблюдений, в дни, в которые четко выделяется бриз, бризовая составляющая ветра бывает значительно сильнее среднесуточного ветра. В силу линейности задачи увеличение бризовой компоненты напряже-

ния ветра (по отношению к среднесуточному напряжению ветра) приведет к увеличению вклада бризовой циркуляции в суммарную циркуляцию. Увеличение вклада бризовой циркуляции может иметь место и при изменении направления среднесуточного ветра, так как при этом изменится величина расхода воды Q , пропорционального проекции напряжения ветра на условную ось пролива.

Таким образом, можно утверждать, что учет бризовой циркуляции может быть существенен. Однако сопоставление с натурными данными в настоящее время не представляется возможным из-за их отсутствия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Иванов В.А., Шапиро Н.Б.* Моделирование течений в Керченском проливе // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – С. 207 – 233.
2. *Шапиро Н.Б.* К теории течений в Керченском проливе// Там же. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – С. 320 – 331.
3. *Волны в пограничных областях океана* / Под ред. В.В. Ефимова – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 280 с.
4. *Шапиро Н.Б., Ющенко С.А.* Моделирование ветровых течений в севастопольских бухтах//Морской гидрофизический журнал. – 1999. – №1. – С. 42 – 57.
5. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.4. Черное море. Вып.1.* Гидрометеорологические условия. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 430 с.
6. *Рябцев Ю.Н.* Моделирование гидрофизических процессов Керченского пролива // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2005. – Вып.12. – С. 342 – 352.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 12.05.06
После доработки 31.05.06

ABSTRACT The problem on calculating currents in the Kerch strait is considered within the framework of the linear non-stationary two-dimensional model in a non-divergent approach. A real situation with the breeze-induced motion against a background of the average daily northeastern wind is considered. The breeze is specified to be acting in a narrow coastal strip and represents a zonal wind. Circulation variability in the island Tuzla region is studied in details. It is shown that contribution of the breeze circulation to the total one can be significant for explanation of the processes observed in the Kerch strait.