

Совместное моделирование течений и ветрового волнения в Керченском проливе

Представлена численная модель динамики Керченского пролива, позволяющая проводить согласованные расчеты полей течений и ветрового волнения. Модель включает гидродинамический блок течений и спектральный волновой модуль. Влияние волн на течения учитывается в гидродинамическом блоке через поверхностные и придонные касательные напряжения, а также через радиационные напряжения. Для учета обратного влияния течений на волны в волновом модуле используются поля течений и уровня моря из гидродинамического блока. Для характерных ветровых ситуаций изучены особенности структуры течений и ветрового волнения в проливе. Проведено сопоставление результатов совместного и раздельного моделирования. Показана значимость учета механизмов взаимодействия между волнами и течениями при моделировании динамических процессов в проливе.

Исследование динамических процессов в Керченском проливе (КП) представляется важным и актуальным по следующим причинам. Обмен водными массами через пролив играет существенную роль в формировании гидрологического и гидрохимического режимов Азовского моря, что в значительной мере определяет его биологическую продуктивность. В то же время КП является самостоятельным промысловым районом Азово-Черноморского бассейна и единственным путем миграции основных промысловых рыб. Кроме того, пролив – важнейшая судоходная магистраль, соединяющая Черное и Азовское моря.

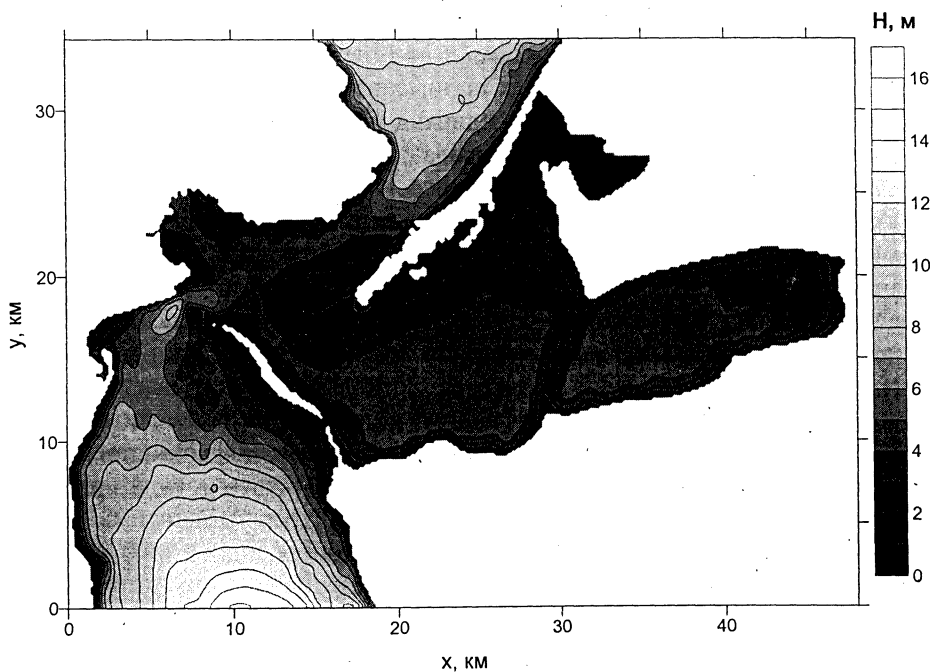
Существует ряд работ по моделированию течений в КП, обзор которых можно найти в [1]. В этих работах изучены основные механизмы их формирования и проанализированы наиболее характерные особенности крупномасштабной динамики вод в проливе. Однако моделированию ветрового волнения в КП посвящена всего одна работа [2], в которой для 24 типов штормовых ситуаций проведены расчеты характеристик волнения в районе острова Коса Тузла (ОКТ). Вообще говоря, раздельное моделирование течений и волнения имеет, с одной стороны, ограниченный научный интерес, поскольку не учитывает механизмы взаимодействия между ними. С другой, оно не отвечает современным требованиям комплексного гидрометеорологического обеспечения хозяйственной деятельности в прибрежных зонах. Действительно, для решения ряда прикладных задач (проектирование технологических платформ, берегозащитных сооружений, глубоководных выпусков и подводных трубопроводов) требуется иметь набор согласованных гидродинамических характеристик, что затруднительно сделать в рамках раздельного моделирования. Поскольку ветровые течения и поверхностное волнение имеют несоизмеримые пространственно-временные масштабы, моделирование этих процессов в рамках единой системы гидродина-

мических уравнений при современном уровне развития вычислительной техники является практически нереализуемой задачей. Альтернативный подход – совместное использование моделей течений и волновых спектральных моделей с одинаковым или близким пространственно-временным разрешением. В последнее время такие модели начинают находить применение в задачах регионального многокомпонентного моделирования (см. обзоры в [3, 4]).

Цель данной работы – исследование основных закономерностей динамики течений и волнения в КП с учетом механизмов их взаимодействия. Для этого используется совместная модель, основанная на трехмерной модели циркуляции [5 – 7] и волновой спектральной модели *SWAN* (*Simulating Waves Nearshore*) [8]. Ранее данный подход применялся авторами для исследования динамических процессов в озере Донузлав [9].

Общая характеристика района

Основные особенности динамики волн и течений в КП определяются, с одной стороны, непрерывно меняющимся комплексом гидрометеорологических процессов, с другой – постоянными факторами, связанными с особенностями морфометрии КП. По морфометрическим особенностям выделяется три основных района (рис. 1). Северный район ограничен с юга условной линией, которая соединяет оконечность косы Чушка и западный берег; центральный район – наиболее широкая и мелководная часть пролива, ограниченная с юга Павловской узостью, ОКТ и промоиной между ОКТ и Таманским п-овом; южный район – акватория, лежащая ниже от указанной границы.



Р и с. 1. Рельеф дна (м) Керченского пролива

Хотя формирование полей течений и поверхностного волнения в КП зависит от многих факторов, основная роль принадлежит ветру и разности уровней на концах пролива, обусловленной сгонно-нагонными процессами в смежных бассейнах. Ветровой режим района пролива определяется синоптическими процессами над Азово-Черноморским бассейном. В то же время своеобразие географического положения КП, расположенного в зоне контакта суши с двумя морями, создает некоторые особенности в его ветровом режиме по сравнению с Азовским морем и северо-восточной частью Черного моря. Так, если для Азовского моря преобладающими являются ветры восточных и северо-восточных направлений, то, согласно [10], ветровой режим КП характеризуется преобладанием в течение почти всего года ветров северных направлений (их суммарная повторяемость превышает 55 %). Следует отметить, что повторяемость южных ветров в весенний период может достигать 30 – 35 %. Штормовая деятельность в проливе чаще всего наблюдается одновременно со штормами, охватывающими Азовское море и северо-восточную часть Черного моря. Обычно различают три основных типа течений в проливе [10]: устойчивый азовский – со стороны Азовского моря, устойчивый черноморский – со стороны Черного моря, неустойчивый переменный – по направлению. Преобладающий перенос водных масс в проливе отмечается из Азовского моря в Черное при ветрах северных румбов.

Совместная модель течений и волнения

Базовыми элементами совместной модели являются модули течений и волнения. Совмещение этих модулей проводится на основе параметризации механизмов взаимодействия между волнами и течениями. В физическом плане эти механизмы можно охарактеризовать следующим образом. Ветер на поверхности бассейна создает касательные напряжения, генерирующие поверхностное волнение и течения. Волны, изменяя режим обтекания ветром поверхности моря, оказывают влияние на поле касательных напряжений, что приводит к изменениям дрейфовой компоненты течений. При проникновении волнения до дна в придонном пограничном слое создается дополнительное турбулентное перемешивание, приводящее к ослаблению течений. При распространении волн в толще воды индуцируется дополнительный волновой импульс (радиационные напряжения) [11], обусловленный орбитальными движениями частиц воды. В свою очередь течения вызывают сгонно-нагонные колебания уровня моря, что приводит к вариациям кинематических характеристик волн. Кроме того, пространственно-временная неоднородность полей течений может являться причиной рефракции волн и обмена энергией между волнами и течениями.

Основа модуля течений – уравнения сохранения количества движения и массы для вязкой несжимаемой однородной жидкости вида [9]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f v + \frac{\partial u u}{\partial x} + \frac{\partial v u}{\partial y} + \frac{\partial w u}{\partial z} + \frac{\partial p}{\partial x} = T_x + R_x, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} + \frac{\partial wv}{\partial z} + \frac{\partial p}{\partial y} = T_y + R_y, \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g = 0, \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

В этих выражениях

$$\begin{pmatrix} T_x \\ T_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x}(-\overline{u'u'}) + \frac{\partial}{\partial y}(-\overline{u'v'}) + \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{u'w'}) \\ \frac{\partial}{\partial x}(-\overline{v'u'}) + \frac{\partial}{\partial y}(-\overline{v'v'}) + \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{v'w'}) \end{pmatrix}, \quad (4)$$

$$\begin{pmatrix} R_x \\ R_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x}(-\overline{p_w} - \overline{u_w u_w}) + \frac{\partial}{\partial y}(-\overline{u_w v_w}) + \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{u_w w_w}) \\ \frac{\partial}{\partial x}(-\overline{v_w u_w}) + \frac{\partial}{\partial y}(-\overline{p_w} - \overline{v_w v_w}) + \frac{\partial}{\partial z}(-\overline{v_w w_w}) \end{pmatrix}, \quad (5)$$

u, v, w – компоненты скорости течений; p – давление, нормированное на плотность морской воды ρ_0 ; g – ускорение свободного падения; f – параметр Кориолиса; u_w, v_w, w_w, p_w – волновые компоненты скорости и волновое давление; u', v', w' – турбулентные пульсации скорости.

Для параметризации турбулентного обмена выразим компоненты тензора напряжений Рейнольдса в выражениях (4) через градиенты скорости средних течений по формулам [6,7]:

$$\begin{aligned} -\overline{u'u'} &= 2A_m \frac{\partial u}{\partial x}, & -\overline{u'v'} &= -\overline{v'u'} = A_m \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right), \\ -\overline{v'v'} &= 2A_m \frac{\partial v}{\partial y}, & -\overline{u'w'} &= K_m \frac{\partial u}{\partial z}, & -\overline{v'w'} &= K_m \frac{\partial v}{\partial z}. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь A_m, K_m – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости соответственно. Коэффициент A_m задается константой, K_m определяется на основе модели Мейллора – Ямады [12].

Систему уравнений (1) – (3) дополним граничными условиями. На свободной поверхности при $z = \eta(x, y, t)$:

$$w = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_{ax}}{\rho_0}, \quad K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_{ay}}{\rho_0}. \quad (7)$$

На дне при $z = -H(x, y)$:

$$w = -u \frac{\partial H}{\partial x} - v \frac{\partial H}{\partial y}, \quad K_m \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau_{bx}}{\rho_0}, \quad K_m \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau_{by}}{\rho_0}. \quad (8)$$

Здесь $(\tau_{ax}, \tau_{ay}) = \tau_a$, $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \tau_b$ – поверхностные и придонные касательные напряжения соответственно. На твердых участках боковой границы (Γ_s) ставим условия прилипания, а на жидких участках (Γ_l) задаем распределения скоростей и уровня моря.

Для описания полей волнения будем использовать концепцию частотно-углового спектра $E(\sigma, \theta, x, y, t)$, где σ, θ – частота и угловая координата; x, y, t – горизонтальные координаты и время. Соответствующее эволюционное уравнение для определения плотности волнового действия $N = E/\sigma$ имеет вид [8]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla[(c_g + V)N] + \frac{\partial}{\partial \sigma}(c_\sigma N) + \frac{\partial}{\partial \theta}(c_\theta N) = \frac{S}{\sigma}, \quad (9)$$

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{wc} + S_{bf} + S_{dib}. \quad (10)$$

Здесь c_g – групповая скорость; V – фоновое течение; ∇ – оператор градиента по x, y ; c_σ, c_θ – скорости переноса по частотной и угловой координате. Компоненты функции S имеют следующий смысл: S_{in} – источник энергоснабжения волн ветром; S_{nl} – нелинейные взаимодействия спектральных гармоник; S_{wc} – диссипация энергии вследствие обрушения волновых гребней; S_{bf} – диссипация энергии, обусловленная донным трением; S_{dip} – обрушение волн на критических глубинах. Решение волновой задачи (9), (10) дает возможность определить частотно-угловой спектр и на его основе получить оценки ряда характеристик волнения, в частности высоту значительных волн h_s (среднее от одной трети наиболее высоких волн), пиковую длину волн λ_p и среднее направление волнения θ_w .

Перейдем к параметризации механизмов взаимодействия волн и течений. Следуя [4,5], оценим R_x, R_y выражениями:

$$\begin{pmatrix} R_x \\ R_y \end{pmatrix} = -\frac{1}{D} \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x}(\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tau_{xy}) \\ \frac{\partial}{\partial x}(\tau_{yx}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tau_{yy}) \end{pmatrix} \quad (11)$$

Здесь τ_{ij} – симметричный тензор волновых радиационных напряжений [11]:

$$\begin{aligned}\tau_{xx} &= g \langle (n \cos^2 \theta + n - 1/2) E \rangle, \quad \tau_{yy} = g \langle (n \sin^2 \theta + n - 1/2) E \rangle, \\ \tau_{xy} &= \tau_{yx} = g \langle n \sin \theta \cos \theta E \rangle,\end{aligned}\quad (12)$$

где $n = c_g / c_p$; c_g, c_p – модули групповой и фазовой скоростей соответственно; E – частотно-угловой спектр волнения; $D = H + \eta$ – динамическая глубина; $\langle \dots \rangle$ – операция суммирования по частоте волн и направлению их распространения. Компоненты тензора (12) рассчитываются на основе волнового спектра.

Касательные напряжения на поверхности раздела атмосфера – вода τ_a будем определять по скорости ветра W_{10} на высоте 10м, коэффициенту поверхностного трения C_a и плотности воздуха ρ_a на основе зависимости

$$\tau_a = \rho_a C_a |W_{10}| W_{10}. \quad (13)$$

В предположении, что профиль скорости ветра вблизи поверхности моря имеет логарифмический вид, C_a может быть задан выражением

$$C_a = \kappa^2 / \ln^2(z/z_a), \quad (14)$$

где $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана; $z = 10$ м; z_a – параметр шероховатости морской поверхности, определяющий гидродинамические свойства подстилающей поверхности и режим турбулентного перемешивания на границе раздела атмосфера – вода. Для оценки z_a воспользуемся эмпирической формулой из работы [13]:

$$z_a = 1200 h_s (h_s / \lambda_p)^{4,5}. \quad (15)$$

Придонные касательные напряжения рассчитаем по скорости течения в придонном слое U_c и коэффициенту придонного трения C_b на основе зависимости

$$\tau_b = \rho_0 C_b |U_c| U_c. \quad (16)$$

Здесь коэффициент C_b задается в виде, аналогичном (14):

$$C_b = \kappa^2 / \ln^2(z/z_b), \quad (17)$$

где z – расстояние от дна до расчетной точки, z_b – параметр шероховатости дна. Значения z_b в (17) определяются с помощью теории Гранта – Мадсена

[9, 14], описывающей механизм влияния волн на течения в придонном пограничном слое. В качестве фонового течения в *SWAN* задавалась осредненная по глубине скорость течений, полученная при численном решении уравнений (1) – (3). Такой вариант задания фонового течения допустим в случаях, когда поверхностные волны являются достаточно длинными (обсуждение этого вопроса дано в [7]).

В оригинальном варианте *SWAN* [8] источник генерации волн S_{in} определяется в предположении, что коэффициент поверхностного трения C_a является линейной функцией скорости ветра. Таким образом, поверхностные касательные напряжения в модуле течений и волновом модуле между собой не согласованы. Для устранения этого несоответствия в компоненте энергоснабжения S_{in} коэффициент C_a заменен выражением (17).

Детали численного алгоритма совместной модели и особенности его практической реализации освещены в работах [5 – 7, 9], поэтому ниже остановимся только на результатах моделирования.

Результаты моделирования

Численные эксперименты по совместному расчету течений и волнения в КП проводились для четырех характерных направлений ветра: северо-восточного, северного, северо-западного и южного. Сценарий расчетов заключался в следующем. В начальный момент времени ($t = 0$) движений в проливе нет. При $t > 0$ на водную поверхность начинает действовать однородный по пространству ветер заданного направления, который через 6 ч достигает своего предельного значения 15 м/с и далее остается неизменным.

На северной и южной границах крайевые условия для течений и уровня моря задавались в зависимости от направления скорости ветра. На наветренной границе (откуда направлен ветер) они имели вид ($t_1 = 6$ ч):

$$\eta_r = \eta\gamma(t), \quad u = \pm \eta_r \sqrt{g/H}, \quad \gamma(t) = \begin{cases} t/t_1, & t \leq t_1 \\ 1, & t > t_1 \end{cases}$$

В этих выражениях η_r – уровень моря на границе, который брался из результатов моделирования циркуляции на грубой сетке для смежного бассейна (Азовского моря, если ветер имел северную составляющую, и Черного моря – если южную). На противоположной (подветренной) границе уровень моря определялся по эмпирическому соотношению [1]:

$$\Delta\eta = a|W_{10}| + b,$$

где $\Delta\eta = \eta_{ю} - \eta_{с}$ – перепад уровня между северной и южной границами пролива; a , b – константы, зависящие от направления ветра. Для скоростей течений на этой границе использовалось условие «гладкого продолжения»: $\partial\varphi/\partial y = 0$. При

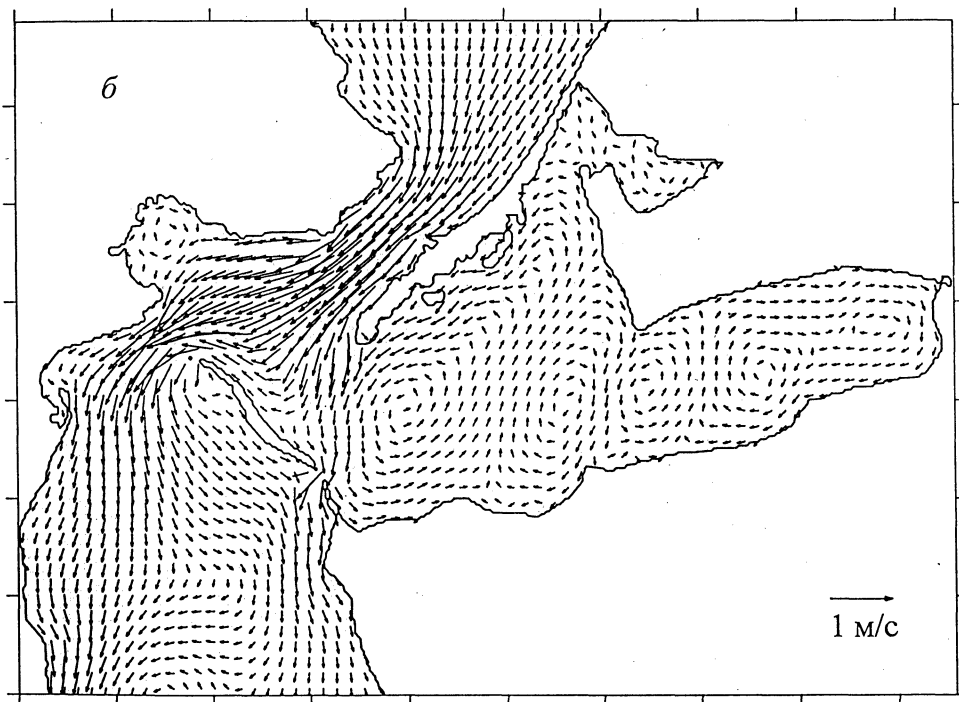
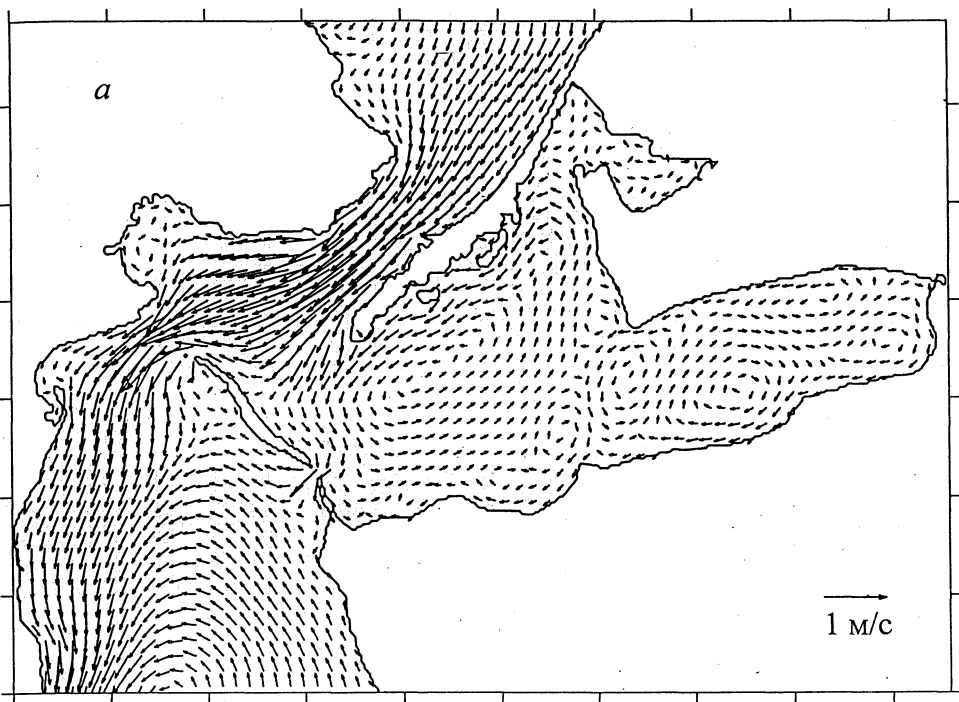
расчетах волнения граничные условия ставились только для наветренной границы бассейна. Здесь задавались высота значительных волн h_{s0} , средний период T_{m0} и пиковое направление θ_{p0} :

$$h_{sT} = h_{s0}\gamma(t), \quad T_m = T_{m0}, \quad \theta_p = \theta_{p0}.$$

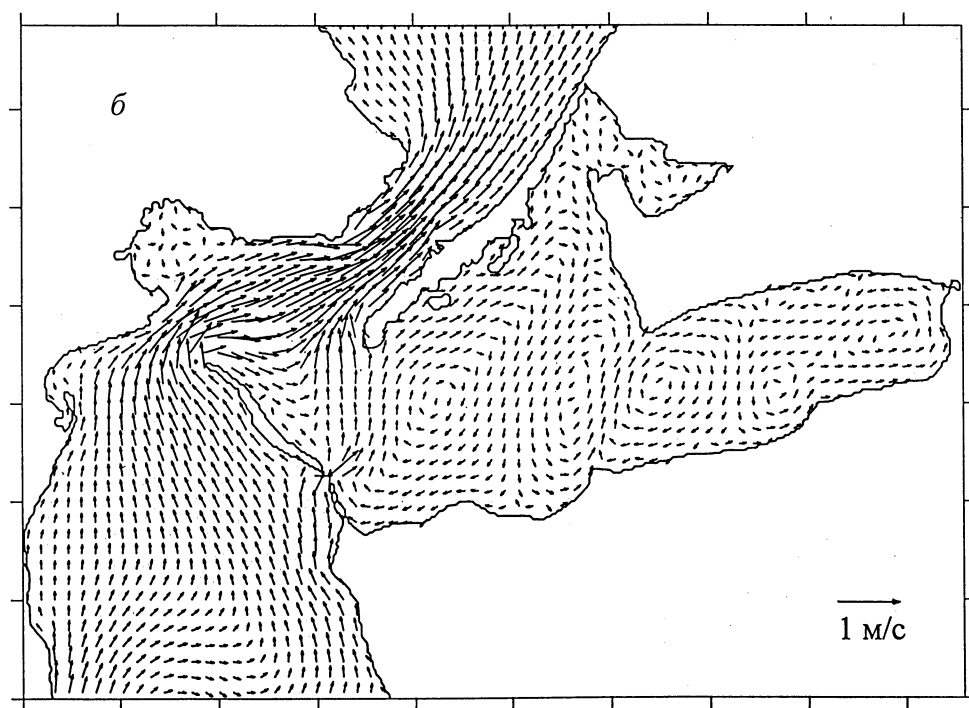
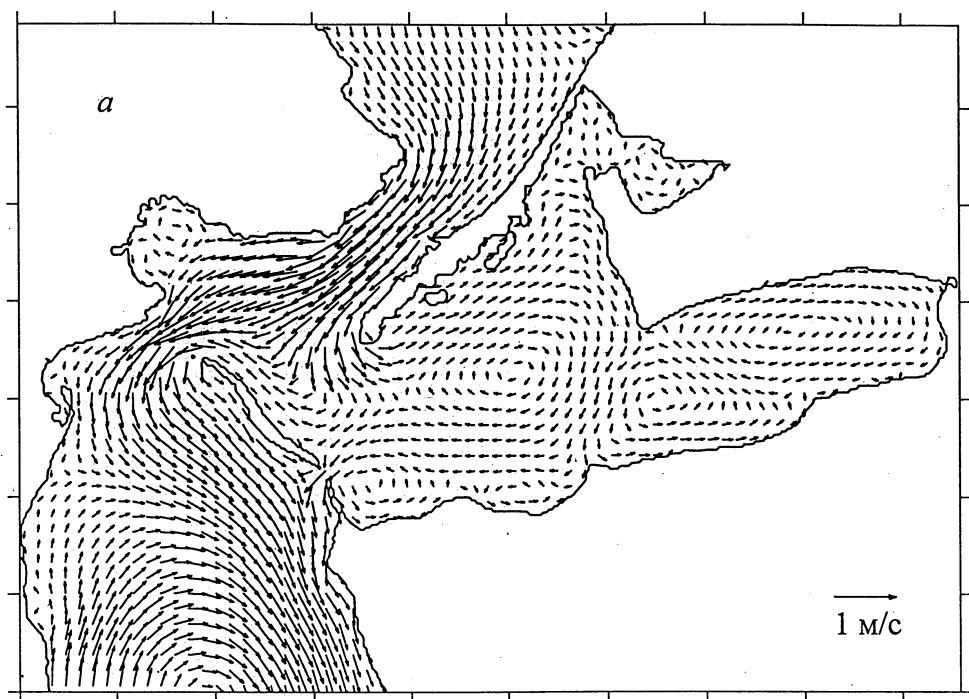
Моделирование течений и волнения выполнялось на сетке с горизонтальным разрешением ~ 150 м. Для расчета течений использовалось 10 расчетных уровней по вертикали. Шаги по времени при расчете циркуляции и волнения составляли 1 и 10 мин соответственно. Угловое разрешение в волновой модели $\Delta\theta = 15^\circ$. По частотной координате использовалось 25 узлов. При этом минимальная частота волн $\sigma_1 = 0,04$ Гц. Остальные значения частот вычислялись по рекуррентной формуле $\sigma_m = 1,1\sigma_{m-1}$, $m = 2, 25$.

Проанализируем основные особенности течений в проливе. На рис. 2, 3 для четырех направлений ветра приведены модельные поля средней по глубине скорости течений. Под воздействием ветров северных румбов уровень моря в проливе принимает наклон от Азовского моря к Черному, и развивается азовский тип течений. По мере продвижения с севера на юг происходит постепенное увеличение скоростей течений. При этом значительная интенсификация потока (до 0,75 – 0,98 м/с) происходит в северной узости, а также на участке между северо-восточной оконечностью ОКТ и Павловским мысом. В районе промоины между ОКТ и Таманским п-овом расчетные значения скоростей достигают 0,51 – 0,63 м/с.

Характер обтекания ОКТ течением азовского типа существенно зависит от направления ветровых воздействий. При северо-восточном ветре реализуется почти симметричная схема обтекания (дивергенция потока с северной стороны косы и конвергенция – с южной). При северном ветре дивергенция потока с северной стороны ОКТ сохраняется, однако картина обтекания становится асимметричной: с южной стороны поток направлен теперь не на юго-запад, а вдоль косы – на юго-восток. Следует отметить, что как в первом, так и во втором случае обтекания в районе северной оконечности ОКТ с ее южной стороны прослеживается циклонический вихрь. Это, по-видимому, обусловлено характером изгиба здесь береговой черты. Когда ветер имеет северо-западное направление, обтекание косы потоком становится еще более асимметричным. Между южной оконечностью косы Чушка и ОКТ образуется меандр основной струи, что приводит к формированию вдоль северного берега косы еще одной струи северо-западного направления, которая у северной оконечности острова поворачивает на юг и обтекает южное побережье ОКТ в обратном направлении.



Р и с. 2. Скорость (см/с) и направление средних по глубине дрейфово-градиентных течений при северо-восточном (*a*) и северном (*б*) ветре



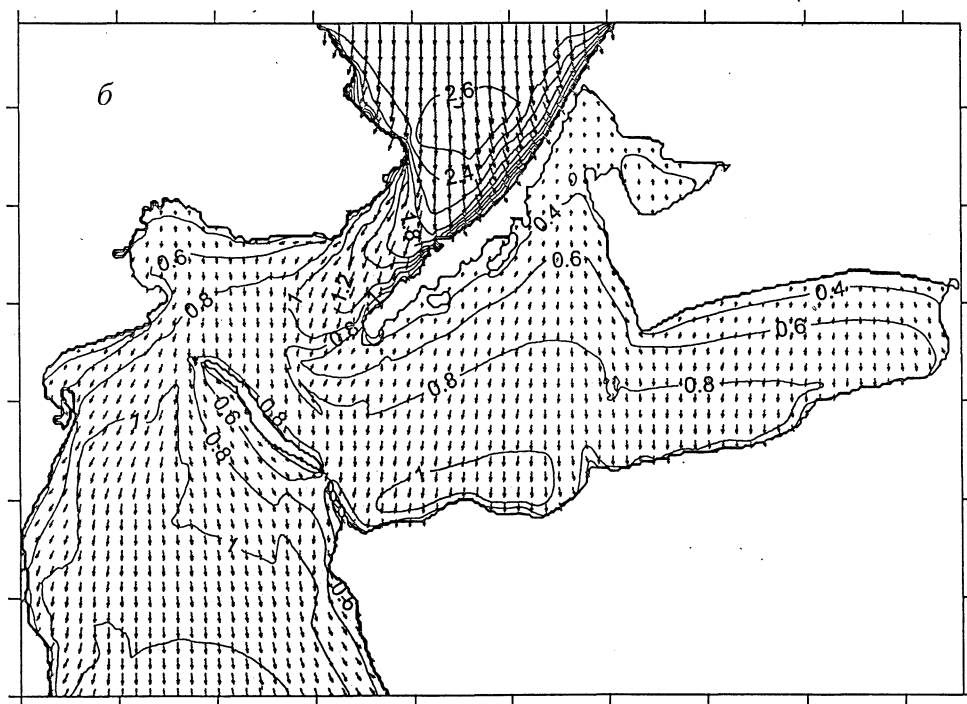
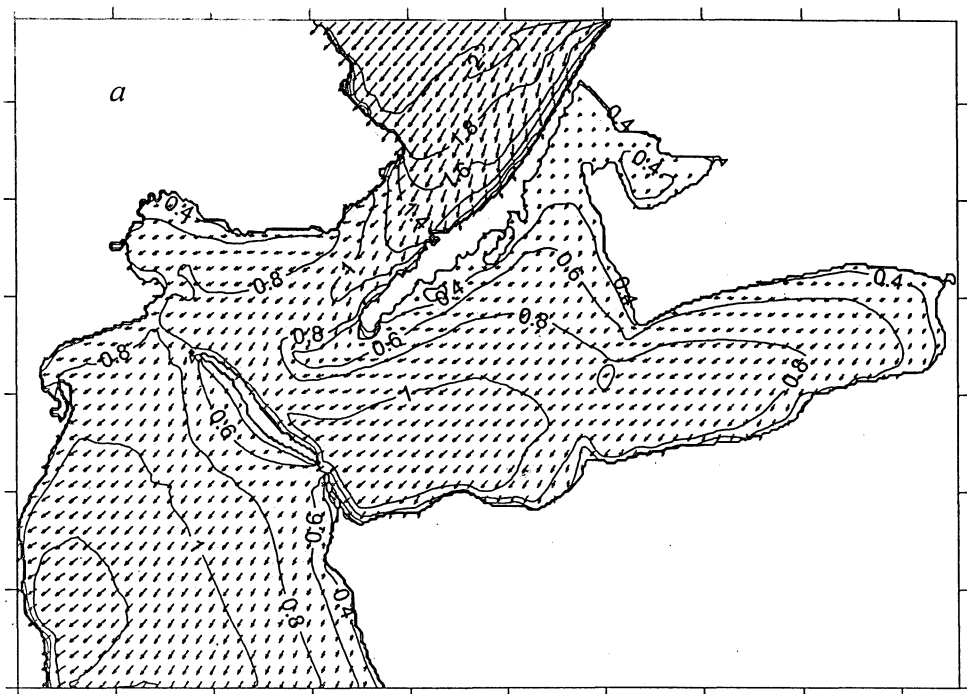
Р и с. 3. Скорость (см/с) и направление средних по глубине дрейфово-градиентных течений при северо-западном (а) и южном (б) ветре

Западная часть Таманского залива имеет относительно глубокую котловину (глубина 4 – 5 м) и отделена от своей восточной части мелко-водной банкой (рис. 1), что вносит определенные особенности в характер циркуляции в этом районе. Если при северо-восточном ветре здесь возникает циклоническая циркуляция, то при северо-западном знак циркуляции меняется на противоположный. Для ветра северного направления прослеживается два круговорота: циклонический вихрь в западной половине и антициклонический – в восточной. Во всех случаях максимальные скорости течений ($\sim 0,15$ м/с) отмечаются в северной части залива, у побережья косы Чушка. В Керченской бухте при ветрах северных румбов преобладает антициклоническая циркуляция.

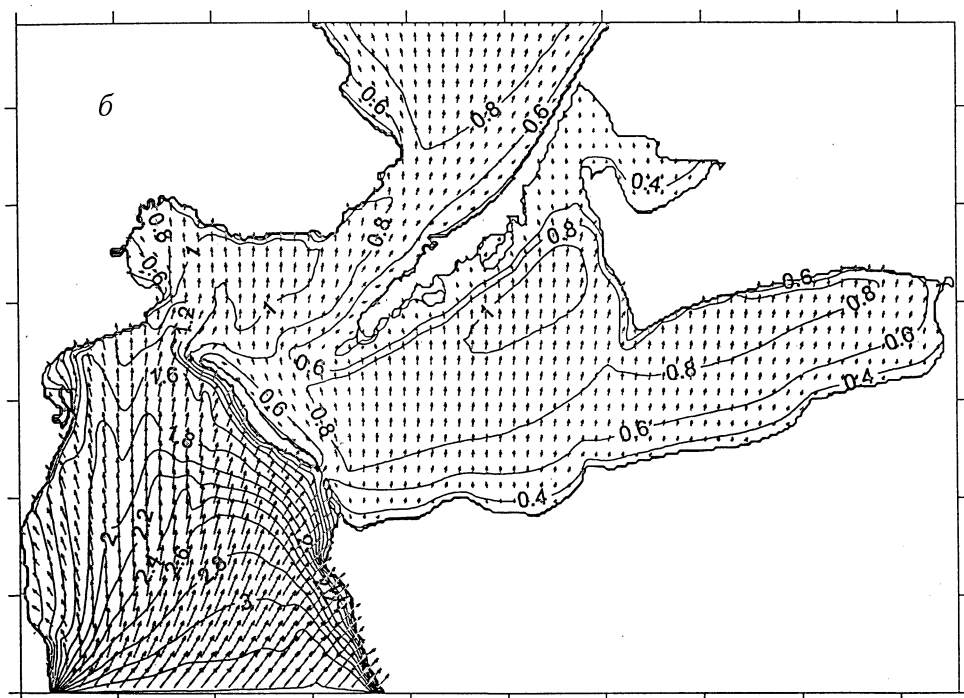
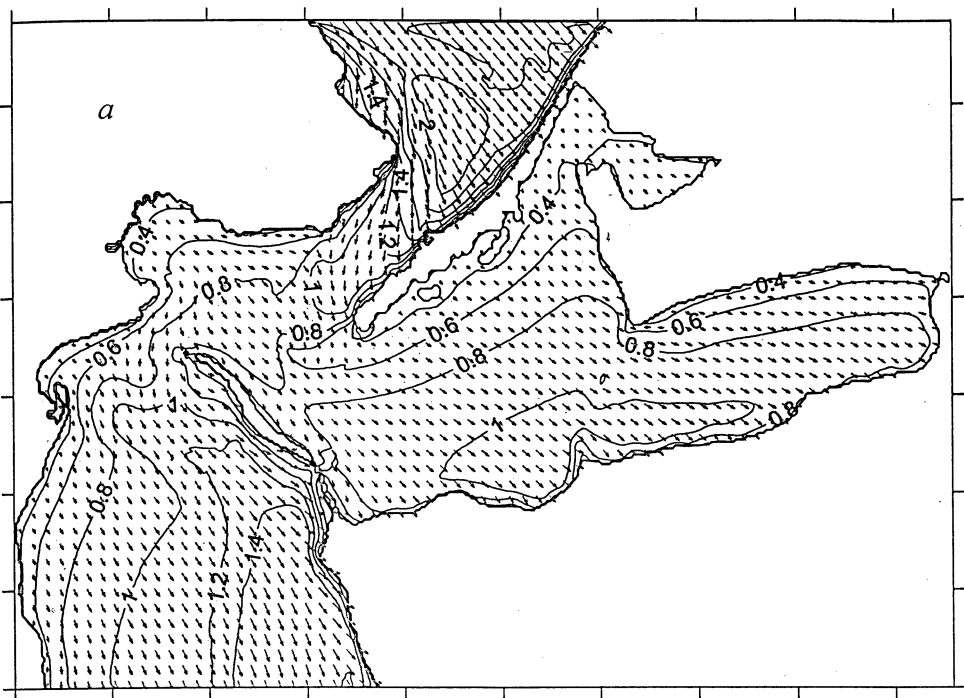
При южном ветре уровень в проливе принимает наклон от Черного моря к Азовскому, и возникает черноморский тип течений. По мере продвижения с юга на север происходит постепенное возрастание скоростей течений. Черноморский поток обтекает южное побережье ОКТ с юго-востока на северо-запад и далее распространяется в северо-восточном направлении. Заметная интенсификация течений отмечается на участке между северо-восточной оконечностью ОКТ и Павловским мысом (до 0,70 м/с), а также в северной узости (до 0,85 м/с). Вдоль северного берега ОКТ прослеживается локальная область с антициклонической завихренностью. В районе промоины между ОКТ и Таманским п-овом скорости течений достигают 0,66 м/с. После прохождения промоины одна часть потока устремляется на север и смыкается с основной струей у оконечности косы Чушка, другая распространяется на северо-восток и образует на западе Таманского залива зону антициклонической циркуляции.

Рассмотрим далее особенности пространственного распределения высот значительных волн h_s и среднего направления волнения в проливе. Результаты моделирования приведены на рис. 4, 5. Видно, что при северо-восточном ветре максимальное волнение ($\sim 2,05$ м) развивается на входе в Керченский пролив со стороны Азовского моря. На глубинах 6 – 8 м волны распространяются по направлению ветра. Ослабление волнения и эффекты рефракции начинают проявляться с изобаты 5 м.

Высоты волн при подходе к северо-западной оконечности ОКТ уменьшаются в 2 – 2,3 раза по сравнению с высотами на входе в залив со стороны Азовского моря. Южная часть побережья ОКТ оказывается для волнения подветренной стороной и поэтому высоты волн здесь минимальны (0,8 м). Вследствие рефракции направление волн у этого побережья существенно отличается от направления ветра. Если при северном ветре волны поворачивают от северо-западной оконечности острова на юго-восток, то при восточном ветре прослеживается поворот волн от юго-восточной оконечности ОКТ на запад.



Р и с. 4. Высота значительных волн (м) и среднее направление волнения при северо-восточном (а) и северном (б) ветре



Р и с. 5. Высота значительных волн (м) и среднее направление волнения при северо-западном (а) и южном (б) ветре

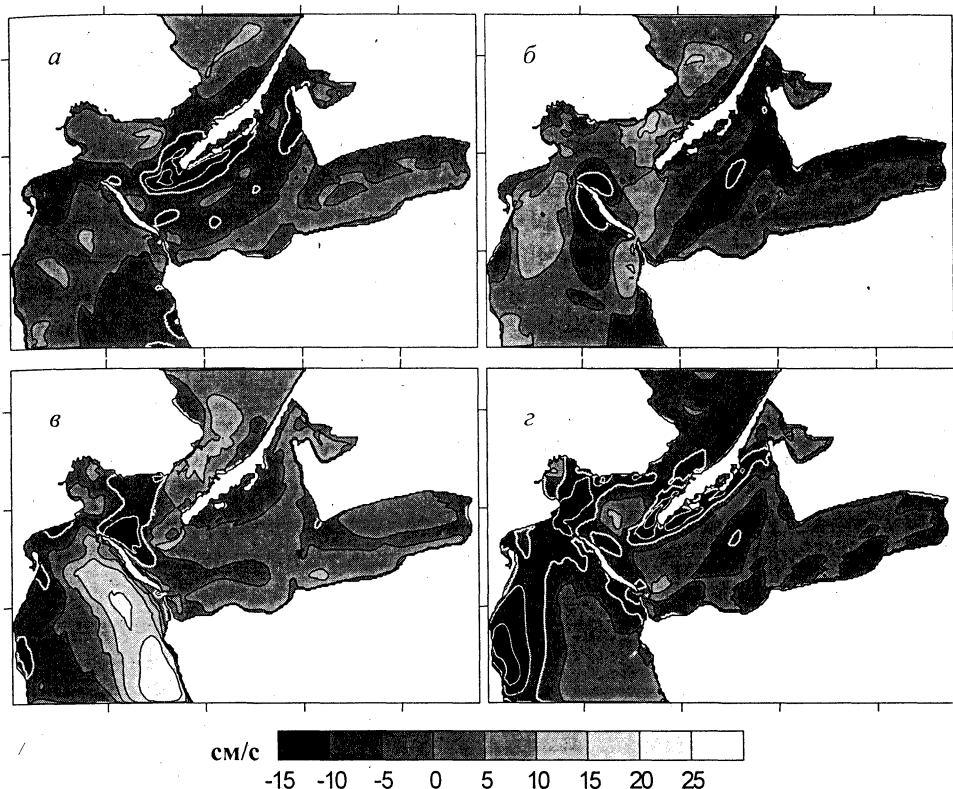
– При южном ветре максимальное волнение развивается на южной границе пролива (~ 3,5 м). Вначале волны распространяются по направлению ветра. При подходе к ОКТ их высоты на мелководье уменьшаются до 2 м. Коса оказывает блокирующее влияние на распространение волн в северном направлении. С наветренной стороны ОКТ образуется теневая зона, в которой интенсивность волнения не превышает 0,8 м, что примерно в 2 раза меньше по сравнению с южной границей косы. В теневой зоне волнение распространяется вдоль острова на северо-запад и, огибая южную оконечность косы Чушка, поворачивает в северном направлении. Вследствие локального увеличения глубин прослеживается проникновение относительно высоких волн к северу на участке между северо-западной оконечностью ОКТ и Павловским мысом. Также прослеживается незначительное проникновение волн в сторону Таманского залива через промоину между юго-восточной оконечностью ОКТ и Таманским п-овом. Следует отметить, что полученные модельные поля течений в проливе достаточно хорошо согласуются с известными схемами циркуляции, построенными на основе обобщения экспериментальных данных [10], а также с расчетами других авторов [1].

Для сопоставления результатов совместного и отдельного моделирования течений и волнения в КП выполнена серия численных экспериментов, в которых механизмы взаимодействия между волнами и течениями не учитывались. Коэффициент донного трения вычислялся при постоянном параметре шероховатости дна. При расчетах поверхностных касательных напряжений в модулях течений и волнения использовался коэффициент трения, зависящий только от скорости ветра. Его значения определялись по известной зависимости [15]:

$$C_a = \begin{cases} 1,14 \cdot 10^{-3} & \text{при } |W_{10}| \leq 10 \text{ м/с} \\ (0,49 + 0,065|W_{10}|) \cdot 10^{-3} & \text{при } |W_{10}| > 10 \text{ м/с} \end{cases}$$

Как показали результаты сопоставления, совместная модель дает, с одной стороны, больший приток энергии от ветра к волнам и течениям, но с другой – и большую диссипацию энергии в придонном пограничном слое.

На рис. 6 для различных направлений ветра показано пространственное распределение разности $\delta U = U_c - U_n$, где U_c , U_n – модули скорости поверхностных течений, полученные при совместном и отдельном моделировании. Белый цвет изолиний соответствует отрицательным значениям δU . Из анализа представленных полей следует, что для большей части акватории пролива совместная модель дает более сильные скорости суммарных течений (в среднем выше на 5 – 15 см/с). Вместе с тем в распределениях δU проявляются локальные зоны положительных и отрицательных аномалий скорости. Их интенсивность, положение и размеры зависят от направления ветрового воздействия.

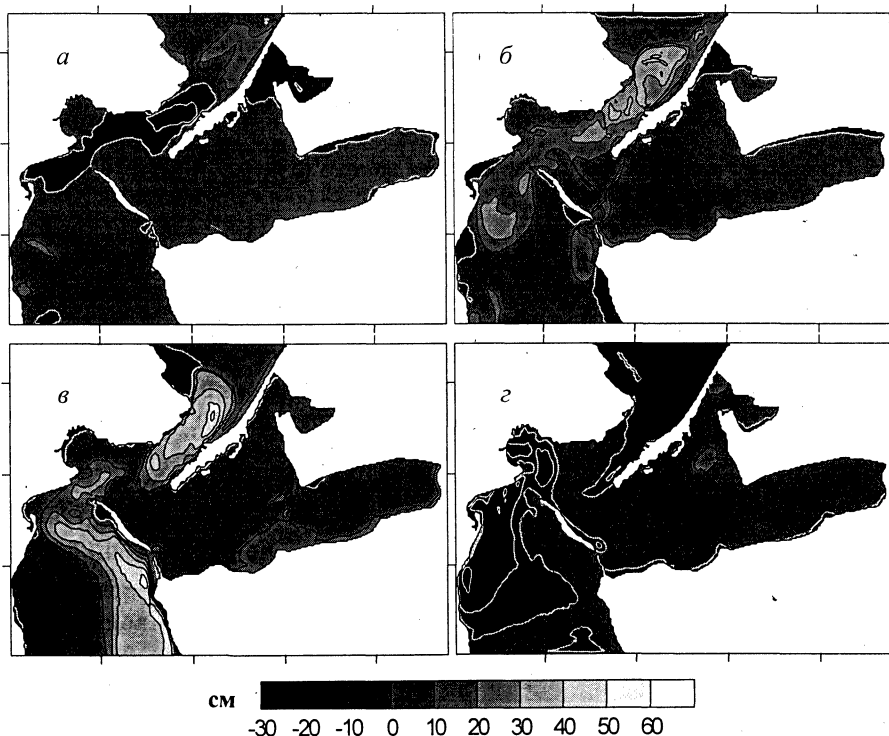


Р и с. 6. Проявления механизмов влияния волнения на модуль скорости поверхностных течений при северо-восточном (а), северном (б), северо-западном (в) и южном (г) ветре

Положительные аномалии обусловлены в основном усилением волнами касательных напряжений ветра, что вызывает рост дрейфовой компоненты течений. Образование зон отрицательных аномалий связано с двумя механизмами. Первый механизм – усиление волнами донного трения на мелководье. Он отчетливо проявляется в районе косы Чушка и у оконечностей ОКТ. Второй механизм – уменьшение касательных напряжений ветра в глубоководных участках акватории. Этот механизм реализуется в случае, когда в спектре ветрового волнения преобладают компоненты со сравнительно малой крутизной (как следует из эмпирической зависимости (15), параметр шероховатости z_a является степенной функцией крутизны волн). Указанный механизм прослеживается при южном ветре, когда в пролив проникает штормовое волнение со стороны Черного моря. Проникающие длинные волны формируют в проливе зону с пониженными значениями поверхностных касательных напряжений, которая простирается с юга на север вдоль Крымского побережья и достигает района Керченской бухты. Ранее подобный эффект для черноморских штормов был обнаружен при совместном моделировании волн и течений в акватории озера Донузлав [9].

Результаты расчетов величины $\delta h = h_{sc} - h_{sn}$ (h_{sc} , h_{sn} – значения h_s , полученные при совместном и раздельном моделировании) представлены на рис. 7. В приведенных здесь полях, так же, как и в распределениях δU , про-

слеживаются зоны положительных и отрицательных аномалий. Как известно [11, 16], в результате взаимодействия волн с горизонтально-неоднородными течениями могут возникать области усиления волнения (зоны фокусировки), в которых течения отдают энергию волнам и имеют составляющую, противоположную направлению их распространения. Если в некоторой области направление волн и течений совпадает, наблюдается обратная картина, когда часть волновой энергии поглощается течениями и амплитуды волновых компонент уменьшаются. Для КП формирование зон фокусировки наиболее заметно при северном и северо-западном направлениях ветра в северной узости и в южной части пролива (рис. 7, б, в). Области отрицательных значений δh проявляются при северо-восточном и южном ветрах (рис. 7, а, г) на тех участках, где течения имеют струйный характер и их направление совпадает с направлением волн. В самом северном районе Таманского залива при ветре северо-восточного и северного направлений формируется зона отрицательных аномалий. Ее происхождение можно объяснить уменьшением динамических глубин в этом районе вследствие сгонных процессов.



Р и с. 7. Проявления механизмов влияния течений на высоту значительных волн при северо-восточном (а), северном (б), северо-западном (в) и южном (г) ветре

Заключение

На основе совместной модели выполнено численное моделирование стационарных полей течений и ветрового волнения в Керченском проливе при характерных направлениях ветра (северо-восточном, северном, северо-западном и южном). Анализ результатов позволил выявить следующие особенности динамики вод Керченского пролива. Течения в проливе имеют струйный характер. Максимальная интенсификация скоростей течений (до 1 м/с) происходит в северной узости и на участке между северо-восточной оконечностью ОКТ и Павловским мысом. В районе промоины между ОКТ и Таманским п-овом расчетные значения скорости течений достигают 0,5 – 0,6 м/с. Характер обтекания ОКТ потоком зависит от направления ветра. При северо-восточном ветре реализуется симметричная схема обтекания (дивергенция потока с северной стороны косы и конвергенция – с южной). При других направлениях ветра картина обтекания становится асимметричной.

Поля волнения в проливе имеют значительную пространственную неоднородность, обусловленную влиянием рельефа дна и эффектами рефракции. Характерная особенность полей состоит в наличии теневых зон, возникающих с подветренных участков берегов пролива. При ветрах южных румбов ОКТ оказывает блокирующее влияние на распространение волн в северном направлении. Самое интенсивное волнение развивается у южного побережья ОКТ и у его юго-восточной оконечности под воздействием штормов южного направления.

Сопоставление результатов совместного и отдельного моделирования показало, что на большей части акватории в совместной модели скорости течений более сильные (выше на 10 – 15 см/с), что обусловлено усилением волнами касательных напряжений ветра. Вместе с тем в совместной модели обнаруживаются и зоны с пониженными значениями скоростей течений. Первый механизм их образования связан с усилением волнами донного трения на мелководье, второй – с ослаблением касательных напряжений ветра волнами с малой крутизной. Обратные эффекты влияния течений на волны проявляются в формировании локальных областей усиления и ослабления волнения. Усиление прослеживается там, где направления течений и волнения значительно отличаются. Ослабление волнения происходит в зонах попутных струйных течений, а также в областях сильных сгонов.

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: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – Вып. 10. – С. 207 – 232.
2. Фомин В.В., Иванов В.А. Численное моделирование ветрового волнения в районе острова Коса Тузла // Там же. – С. 233 – 242.
3. Xie L., Wu K., Pietrafesa L., Zhang C. A numerical study of wave-current interaction through surface and bottom stress: wind-driven circulation in the South Atlantic Bight under uniform winds // J. Geophys. Res. – 2001. – C8. – P. 16841 – 16855.

4. *Moon I.J.* Impact of a coupled ocean wave-tide-circulation system on coastal modeling // *Ocean Modelling*. – 2005. – 8. – P. 203 – 236.
5. *Фомин В.В.* Численная модель циркуляции вод Азовского моря // *Научные труды УкрНИГМИ*. – 2002. – Вып. 249. – С. 246 – 255.
6. *Фомин В.В.* Численная модель ветровых течений в мелководном бассейне, учитывающая ветровое волнение // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005. – Вып. 11. – С. 353 – 368.
7. *Фомин В.В., Черкесов Л.В.* Моделирование дрейфовых течений в мелководном бассейне с учетом изменения касательных напряжений, вызванных ветровыми волнами // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. – 2006. – 42, №3. – С. 362 – 370.
8. *Booij N., Ris R., Holthuijsen L.* A third-generation wave model for coastal regions. Model description and validation // *J. Geophys. Res.* – 1999. – 104 (C4). – P. 7649 – 7666.
9. *Фомин В.В., Иванов В.А.* Объединенная численная модель течений, волнения и транспорта наносов озера Донузлав // *Морской гидрофизический журнал*. – 2006 – №2. – С. 1 – 23.
10. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 4. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия*. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 429 с.
11. *Филлипс О.М.* Динамика верхнего слоя океана. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980. – 319 с.
12. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* – 1982. – 20. – P. 851 – 875.
13. *Taylor P.K., Yelland M.J.* The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves // *J. Phys. Oceanogr.* – 2001. – 31 (2). – P. 572 – 590.
14. *Grant W.D., Madsen O.S.* Combined wave and current interaction with a rough bottom // *J. Geophys. Res.* – 1979. – 84. – P. 1797 – 1808.
15. *Large W.G., Pond S.* Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – 11. – P. 324 – 336.
16. *Лавренев И.В.* Математическое моделирование ветрового волнения в пространственно-неоднородном океане. – С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1998. – 499 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 27.03.06
После доработки 16.05.06

ABSTRACT Numerical model of the Kerch channel dynamics permitting to perform concerted calculations of the current fields and wind waves is represented. The model includes the current hydrodynamic block and the spectral wave module. Wave influence upon the currents is taken into account in the hydrodynamic block through the surface and bottom tension tangents, and also through the radiation stress. In order to consider the reverse current influence upon the waves, the fields of currents and sea level in the dynamic block are used in the wave module. The structural features of currents and wind waves in the channel are studied for the characteristic wind situations. The results of the coupled and separate modeling are compared. Importance of taking into account the mechanisms of wave-current interaction in modeling the dynamic processes in the channel is shown.