

# ГЕНЕРАЦИЯ ПРОГНОСТИЧЕСКИМ ПОЛЕМ ВЕТРА ВОЛНОВЫХ ДВИЖЕНИЙ ЖИДКОСТИ В АЗОВСКОМ МОРЕ

В.В. Фомин\*, Л.В. Черкесов\*\*,  
Т.Я. Шульга\*\*

\*Украинский научно-исследовательский  
гидрометеорологический институт

\*\*Морской гидрофизический институт  
НАН Украины

г. Севастополь ул. Капитанская, 2

E-mail: [otw@alpha.mhi.iuf.net](mailto:otw@alpha.mhi.iuf.net)

В работе с использованием прогностических полей приводного ветра и атмосферного давления с применением трехмерной нелинейной модели изучается динамика вод Азовского моря. Проведено сравнение численных расчетов с данными прямых измерений уровня моря на ряде береговых станций. Исследуется степень чувствительности расчетов сгонов и нагонов к значению коэффициента поверхностного трения.

**Введение.** Проблема экологической безопасности прибрежной зоны для Украины остается актуальной. Своевременное исследование сгонно-нагонных явлений позволяет создать условия для нормального судоходства и избежать возможного ущерба хозяйству прибрежных регионов. Одним из способов, позволяющих дать прогноз колебаний уровня моря, является численное моделирование. В данной работе трехмерная нелинейная  $\sigma$ -координатная модель применена для изучения циркуляции вод Азовского моря под действием переменных по пространству и времени полей приводного ветра и атмосферного давления, полученных по региональной прогностической модели SKIRON, использующей данные метеорологических наблюдений.

Исходными являются нелинейные уравнения движения однородной несжимаемой жидкости в приближении теории мелкой воды [1, 2]:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= \frac{\partial}{\partial x} (\tau_{11}) + \frac{\partial}{\partial y} (\tau_{12}) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial u}{\partial z}, \\ \frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= \frac{\partial}{\partial x} (\tau_{21}) + \frac{\partial}{\partial y} (\tau_{22}) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial v}{\partial z}, \\ \frac{\partial p}{\partial z} + g\rho &= 0, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь все обозначения общеприняты.

Граничные условия на свободной поверхности имеют вид:

$$\begin{aligned} w|_{z=\zeta} &= \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \\ K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=\zeta} &= (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \left( K_H \frac{\partial C}{\partial z} \right) \Big|_{z=\zeta} = 0, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $\tau_{0x} = C_a W_x |\mathbf{W}|$ ,  $\tau_{0y} = C_a W_y |\mathbf{W}|$  – проекции касательных напряжений ветра;  $(W_x, W_y)$  компоненты вектора скорости ветра  $\mathbf{W}$  на высоте 10 м над уровнем моря. Для численных расчетов выбрано три коэффициента поверхностного трения  $C_a^i$  ( $i = 1, 3$ ). Первый взят на основе известного соотношения (W. Large, S. Pond 1981)

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

Из более поздней работы (S. Hsu 1986) [4], для  $C_a^2$  используется формула:

$$C_a^2 = k^2 [4,56 - 2 \ln W_0]^2, \text{ где } k = 0,4 - \text{ постоянная Кармана; } W_0 = |\mathbf{W}|/W_1; W_1 = 1 \text{ м/с.}$$

Третий коэффициент рассчитывается по наиболее современному представлению (J. Wu 1987) [5]:

$$C_a^3 = \begin{cases} 1,2 \cdot 10^{-3}, & |\mathbf{W}| \leq 7,5 \text{ м/с} \\ (0,8 + 0,065|\mathbf{W}|) 10^{-3}, & |\mathbf{W}| > 7,5 \text{ м/с} \end{cases}$$

На боковых границах выполняются условия прилипания и отсутствие потока в направлении внешней нормали. На дне выполняются условия:

$$\begin{aligned} \left( w + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \Big|_{z=-H} &= 0, \\ K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} &= (\tau_{1x}, \tau_{1y}), \left( K_H \frac{\partial C}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} = 0. \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь  $\tau_{1x} = c_b u \sqrt{u^2 + v^2}$ ,  $\tau_{1y} = c_b v \sqrt{u^2 + v^2}$ ,  $c_b = k^2 / (\ln^2 z_2 / z_0)$  – коэффициент донного трения,  $z_2$  – шаг по вертикали в придонном слое, а  $z_0 = 0,003$  м – параметр шероховатости.

В начальный момент времени движение жидкости отсутствует, свободная поверхность горизонтальна:

$$\{u, v, w\} = 0, \quad \zeta(x, y, z, 0) = 0. \quad (4)$$

В исходных уравнениях (1), граничных условиях (2), (3), и начальных условиях (4) осуществляется переход от координаты  $z$  к  $\sigma$ -координате:  $x^* = x, y^* = y, t^* = t, \sigma = (z - \zeta) / (H + \zeta), \sigma \in [-1; 0]$ .

Исходными данными являются рельеф дна и конфигурация береговой линии Азовского моря, которые в узлах сетки сняты с навигационной карты. В качестве входных метеорологических данных используются результаты численного моделирования полей приводного ветра и атмосферного давления, полученных с помощью региональной прогностической системы SKIRON (<http://forecast.uoa.gr>) за ноябрь 2006 г. Эти данные были любезно предоставлены С.В. Станичным. Пространственное разрешение атмосферных полей составляет 10 км, дискретность по времени – 2 часа. Количество расчетных уровней  $\sigma_m$  по вертикали равно 11. Уравнения интегрировались с шагом  $\Delta t = 18$  с для определения осредненных двумерных компонент скорости и уровня моря и  $10\Delta t$  для вычисления отклонений от найденных средних и вертикальной компоненты скорости. Для параметризации вертикального турбулентного обмена использовалась теория Меллора-Ямады. Значения коэффициентов турбулентной диффузии согласно [6]:  $A_H = 10 \text{ м}^2/\text{с}, K_H = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ .

На рисунке 1 показан график осредненной по акватории моря скорости действующего ветра и ее тренд в течение 720 ч (30-ти суток). Средняя скорость ветра в каждый момент времени рассчитывалась по формуле:  $\bar{V} = \sum_{k=1}^N V_k / N$ , где  $N$  – число узлов расчетной сетки,  $|V_k| = \sqrt{u_k^2 + v_k^2}$  модуль скорости ветра в ее  $k$ -ом узле. Аппроксимация  $\bar{V}$  полиномом 9-ой степени проводится по методу наименьших квадратов и дает тренд изменения скорости (рис. 1, штриховая линия). Из анализа кривой 2, видно, что максимум средней скорости составляет 11,56 м/с и имеет место 13 ноября (в 320 ч), минимум – 0,98 м/с 25 ноября (в 598 ч). В среднем в течение ноября, скорость приводного ветра составляет 5,53 м/с. В течение ноября над акваторией преобладал ветер западного и северо-западного направлений, но также было отмечено прохождение нескольких циклонов.

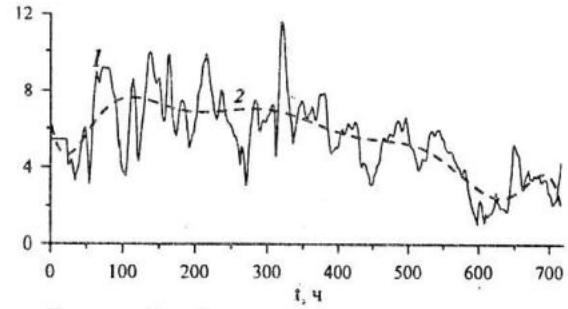


Рисунок 1 – Средняя скорость ветра над Азовским морем (1) и ее тренд (2)

В серии численных экспериментов оценивается влияние коэффициента поверхностного трения на максимумы сгонов и нагонов, формируемые в пунктах побережья. Расчетные значения сгонов и нагонов, возникающих под действием прогностического ветра, отмечаются на береговых станциях Азовского моря, расположенных по его периметру.

В первой (верхней) части таблицы 1 приведены максимальные значения нагонов, во второй (нижней) – сгонов. Здесь же представлены относительные отклонения наибольшего от наименьшего из результатов  $(\delta|\zeta| = 100\% \cdot \frac{|\zeta|_{\text{наиб}} - |\zeta|_{\text{наим}}}{|\zeta|_{\text{наиб}}})$ , полученных при вычислении с различными коэффициентами поверхностного трения  $C_a^i (i = 1, 3)$ .

Таблица 1 – Максимальные нагоны и сгоны (см) на береговых станциях и отклонение результатов ( $\delta$ ) в зависимости от коэффициента поверхностного трения

Береговые станции	$C_a^1$	$C_a^2$	$C_a^3$	$\delta, (\%)$
1. Геническ	17,1	19,2	19,2	10,9
Бердянск	22,4	22,3	22,3	0,2
Мариуполь	38,8	43,8	39,3	10,2
Таганрог	75,0	82,9	73,8	11,0
Ейск	48,2	51,9	48,0	7,6
П.-Ахтарск	74,2	73,3	68,1	8,3
Темрюк	33,0	32,4	32,5	1,4
Опасное	22,0	22,2	22,3	1,5
Мысовое	13,6	14,0	14,1	3,5
2. Геническ	37,7	41,0	36,9	10,1
Бердянск	15,3	17,1	16,9	0,2
Мариуполь	15,5	17,4	17,5	11,4
Таганрог	24,9	27,7	27,7	10,1
Ейск	15,8	17,8	17,8	12,7
П.-Ахтарск	17,3	19,4	19,5	11,2
Темрюк	17,8	19,1	18,1	7,2
Опасное	17,9	20,1	18,6	11,0
Мысовое	27,0	28,9	25,8	10,7

Для верификации модели были привлечены данные наблюдений за уровнем моря на береговых гидрометеорологических станциях Азовского моря за ноябрь 2006 г. Эта информация представляет собой измерения уровня с помощью самописцев на станциях Геническ и Мариуполь.

Графики зависимостей уровня моря от времени по данным наблюдений за ноябрь 2006 г. и полученные по модели показаны на рис. 2. Видно, что общие черты колебаний уровня моря для указанных станций Азовского моря в основном совпадают.

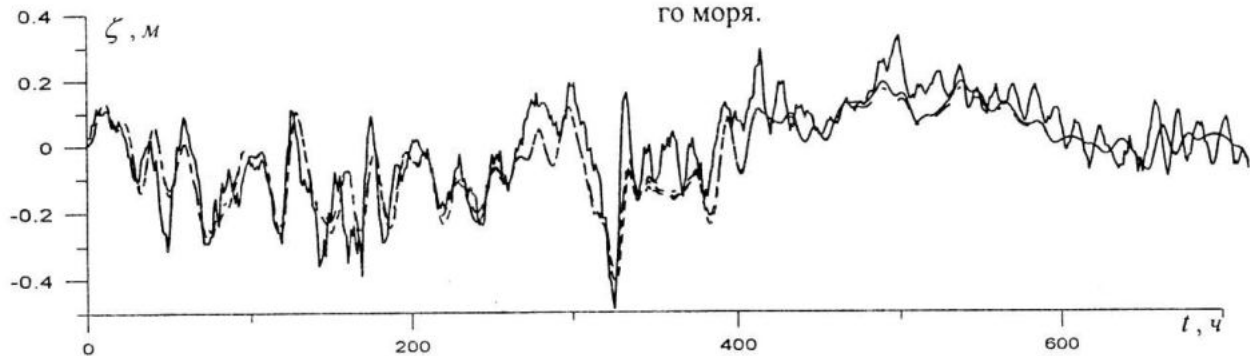


Рисунок 2 – Изменения уровня моря на станции Геническ полученные по данным прямых измерений (сплошная линия) и по модели (пунктирные линии)

В Геническе (рис. 2) наибольшее экстремальное значение уровня – это сгон как по модели, так и по наблюдениям, который достигается в 325 ч. Значение сгона по измерениям составляет 49 см, ближайшее к нему расчетное значение 41 см получено при  $C_a^2$ . Наибольший из нагонов на этой станции наблюдается в 501 ч и составляет 33 см. Модельное значение 22 см отмечается при расчетах с коэффициентами  $C_a^2$  и  $C_a^3$ . На станции Мариуполь наибольшие наблюдаемый и расчетный подъемы уровня имеют место в 143 ч. Здесь величина нагона по модели (43,8 см,  $C_a^2$ ) меньше, чем по данным наблюдений (44 см). Наибольший сгон здесь по измерениям составляет 30 см и также больше, чем модельный (18 см при  $C_a^2$  и  $C_a^3$ ).

Анализ графиков уровня свидетельствует о сравнительно хорошем согласии основных черт колебаний. Некоторые отличия, например, по величинам максимумов сгонов и нагонов могут быть объяснены определенными погрешностями при измерениях и вычислениях. Для пунктов Геническ и Мариуполь модельные значения

$\max|\zeta|$ , полученные с использованием коэффициентов трения [4] и [5], лучше согласуются с измерениями, чем с коэффициентом [3].

**Заключение.** В результате численного моделирования установлено, что в большинстве пунктов максимальные сгоны и нагоны получены при расчетах с использованием коэффициента трения [4], а минимальные с коэффициентом [3]. Отмечено удовлетворительное соответствие модельных расчетов уровня с данными натурных измерений на береговых станциях Азовского моря.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Черкесов Л.В., Иванов В.А., Хартиев С.М. Введение в гидродинамику и теорию волн. – СПб.: Гидрометеоздат, 1992. – 264 с.
2. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model in Three-Dimensional Coast Ocean Models. Coastal and Estuarine Science, 4, 1987. – P. 1–16.
3. Large W.G., Pond S. Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds // J. Phys. Oceanogr. – 1981. – 11. – P. 324–326.
4. Hsu S.A. A mechanism for the increase of wind stress coefficient with wind speed over water surface: A parametric model // J. Phys. Oceanogr. – 1986. – 16. – P. 144–150.
5. Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface to hurricane // J. Geophys. Res. – 1987. – C12, 9704–9706.
6. Якушев Е.В., Сухинов А.И., Лукашев Ю.Ф. и др. Комплексные океанологические исследования Азовского моря в 28-м рейсе научно-исследовательского судна «Акванавт» (июль-август 2001 г) // Океанология, 2003. – том 43, №1. – С. 44–53.