

В.А.Иванов, Л.В.Черкесов, Т.Я.Шульга

Морской гидрофизический институт, г.Севастополь

ИЗУЧЕНИЕ МЕТОДОМ МАТЕМАТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ СВОБОДНЫХ КОЛЕБАНИЙ В АЗОВСКОМ МОРЕ

Длиннопериодные волны возникают в прибрежных районах Азовского моря под действием атмосферных возмущений. Для определения возможного воздействия волн на береговые сооружения важно знать пространственную структуру свободных колебаний жидкости. На основании применения трехмерной нелинейной математической модели изучены сейшеобразные колебания, возникающие в бассейне Азовского моря после прекращения длительно действующего ветра. При этом определены периоды и амплитуды волновых движений, а также исследована их пространственная структура.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *Азовское море, сигма-координатная модель, свободные колебания, сейшеобразные колебания, амплитуды волновых движений.*

В бассейне Азовского моря свободные волновые (сейшеобразные) колебания уровня, происходящие после прекращения действия атмосферных возмущений, наблюдаются постоянно. Возникающие при этом в районах сужения береговых границ скорости течений могут достигать 1,5 м/с, а высоты волн 0,8 м [1]. В этих случаях создается реальная угроза затопления прибрежных районов моря и разрушения береговых сооружений.

Изучение сейшеобразных колебаний в Азовском море методом математического моделирования и анализа данных натурных наблюдений проведено в работах [2, 3]. В [2] методом конечных элементов найдены значения периодов и структур первых шести мод свободных колебаний. Сейшевые колебания уровня Азовского моря и течения, возникающие в результате нагонов величиной 1 м на открытой границе, исследованы в [3] в рамках линейной двумерной математической модели.

В данной работе с использованием трехмерной нелинейной гидродинамической модели анализируются физические закономерности свободных колебаний жидкости в акватории Азовского моря. Изучены пространственные характеристики сейшеобразных колебаний, расположение узловых линий и скорости возникающих при этом течений.

Постановка задачи. Математическая модель основывается на системе уравнений турбулентного движения вязкой жидкости [4 – 6], записанной в декартовой системе координат, где ось x направлена на восток, y – на север, z – вертикально вверх:

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x}(\tau_{11}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tau_{12}) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial x}(\tau_{21}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tau_{22}) + \frac{\partial}{\partial z} K_M \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (4)$$

Здесь u, v, w – проекции скорости по осям x, y, z ; t – время; p – давление; ρ – плотность; g – ускорение свободного падения; f – параметр Кориолиса, $\zeta(x, y, t)$ – профиль свободной поверхности, $d/dt = \partial/\partial t + u\partial/\partial x + v\partial/\partial y + w\partial/\partial z$ – полная производная. Параметризации коэффициентов вертикальной вязкости K_M и турбулентной диффузии K_H производятся в соответствии с полуэмпирической дифференциальной моделью Меллора-Ямады [7]. Коэффициент горизонтальной вязкости A_M вычисляется с использованием модели подсеточной вязкости [8] в зависимости от горизонтальных градиентов скорости.

Граничные условия на свободной поверхности имеют вид:

$$w|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=\zeta} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (5)$$

При этом $\tau_{0x} = C_a W_x |\mathbf{W}|$ и $\tau_{0y} = C_a W_y |\mathbf{W}|$ – проекции касательных напряжений ветра; $\mathbf{W}$ – вектор скорости ветра на высоте 10 м над уровнем моря; C_a – эмпирический коэффициент поверхностного трения [9], который варьируется в зависимости от величины скорости ветра:

$$10^3 C_a = \begin{cases} 2,5, & |\mathbf{W}| > 22 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}, \\ 0,49 + 0,065|\mathbf{W}|, & 8 \leq |\mathbf{W}| \leq 22 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}, \\ 1,2, & 4 \leq |\mathbf{W}| \leq 8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}, \\ 1,1, & 1 \leq |\mathbf{W}| \leq 4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}. \end{cases} \quad (6)$$

На дне ($z = -H(x, y)$) равна нулю нормальная составляющая скорости, придонные касательные напряжения связаны со скоростью квадратичной зависимостью [6]:

$$\left(w + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} \right) \Big|_{z=-H} = 0, \quad K_M \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} = (\tau_{1x}, \tau_{1y}), \quad (7)$$

где $\tau_{1x} = C_b u \sqrt{u^2 + v^2}$; $\tau_{1y} = C_b v \sqrt{u^2 + v^2}$, C_b – коэффициент донного трения, который находится по формуле $C_b = k^2 / (\ln^2 h_b / z_0)$, где h_b – шаг по вертикали в придонном слое, $z_0 = 0,003$ м – параметр шероховатости, характеризующий гидродинамические свойства подстилающей донной поверхности. На боковых границах выполняются условия прилипания. Значения z_0 определяются с помощью теории Гранта-Мадсена [10], описывающей механизм влияния волн на течения в придонном пограничном слое. На боковых границах выполняются условия прилипания. В качестве начальных (при $t = 0$) принимаются условия отсутствия движения жидкости и колебаний свободной поверхности до начала действия атмосферных возмущений:

$$u(x, y, z, 0) = 0, \quad v(x, y, z, 0) = 0, \quad w(x, y, z, 0) = 0, \quad \zeta(x, y, z, 0) = 0. \quad (8)$$

Для построения численного алгоритма применена модель POM (Princeton Ocean Model) [6], адаптированная к условиям бассейна Азовского моря [11]. Разрешение модели по широте и долготе составляет $(1/59)^\circ \times (1/84)^\circ$. При этом линейные размеры ячейки $\Delta x = \Delta y = 1,4$ км, количество узлов горизонтальной сетки равно 276×176 , число расчетных уровней σ по вертикали – 11. Уравнения интегрировались по времени с шагом $\Delta t = 18$ с для нахождения осредненных двумерных компонент скорости и уровня и $\Delta t_A = 10\Delta t = 3$ мин – для вычисления отклонений от найденных средних и вертикальной компоненты скорости. Выбор шагов интегрирования по временным и пространственным координатам осуществляется в соответствии с критерием устойчивости для баротропных волн [12]. Топография дна на модельную сетку интерполирована с использованием массива глубин, приведенного в навигационных картах.

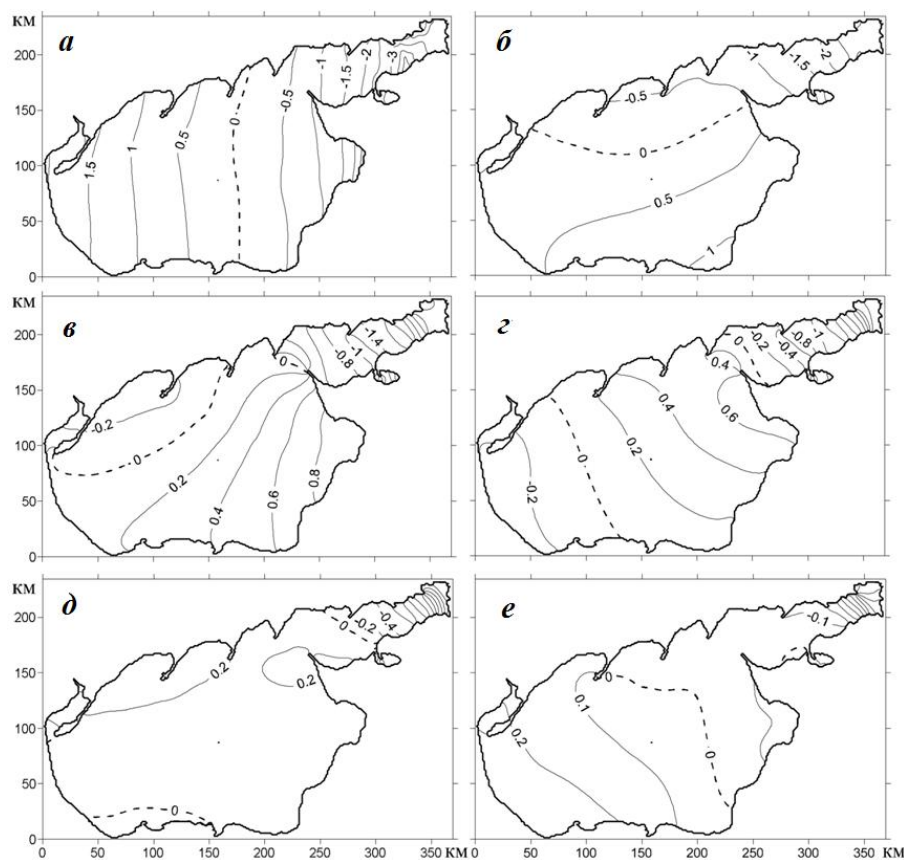
Атмосферные возмущения являются основным источником генерации сейш в Азово-Черноморском регионе [1]. Под влиянием ветра, имеющего устойчивое направление и скорость, возникают течения и повышения уровня у одного берега и понижения у другого. После прекращения действия ветра имеют место свободные волновые колебания жидкости на поверхности моря.

В результате численных экспериментов, проведенных с использованием указанной выше гидродинамической модели, изучается движение жидкости в бассейне Азовского моря после прекращения действия стационарного ветра. Начиная с $t = 0$, на первоначально невозмущенную поверхность действует постоянный восточный ветер ($\mathbf{W}_{st}$). С момента установления течений ($t_{st} = 48$ ч) скорость этого ветра линейно уменьшается в течение 3 ч до нуля. Условие выхода движения жидкости на стационарный режим определяется тем, что между двумя соседними значениями времени не происходит заметных изменений отклонений уровня и скоростей течений (не более 5 %).

Анализ результатов численных экспериментов. С целью получения выводов о физических закономерностях свободных колебаний, возникающих после прекращения действия постоянного ветра восточного направления скорости 20 м/с, проанализируем результаты численных экспериментов.

На рис.1 представлены изолинии уровня в различные моменты времени. Отсюда видно, что в начальный период динамика вод представляет собою одноузловую сейшу. В установившемся режиме (рис.1, *а*) возникает понижение уровня вдоль восточного побережья (сгоны) и повышение – вдоль западного берега (нагоны). Узловая (штриховая) линия пересекает центральную часть моря, она ориентирована перпендикулярно направлению ветра. Отметим, что самые интенсивные понижения происходят на востоке в Таганрогском заливе, а наибольшие возвышения в западной части моря. Наименьшие амплитуды колебаний уровня имеют место в его центральной части.

С прекращением действия ветра (рис.1, *б* – *е*) возникает существенное изменение с течением времени расположения линий равного уровня и узловой линии. Через 3 ч после прекращения действия ветра (рис.1, *б*) узловая линия не сместилась, а зоны сгона и нагона сохраняются в тех же областях моря, что и в установившемся режиме. При этом величины сгонов и нагонов уменьшаются. Из рис.1, *в* ($t = t_{st} + 6$ ч) видно, что узловая линия повернута относительно центральной области моря и ориентирована в зональном



Р и с . 1 . Изолинии уровня моря, полученные поданным ре-анализа модели SKIRON в различные моменты времени от 0 ч 11 сентября 2007 г.: 36 (а), 68 (б); 90 (в); 140 (г); 152 (д); 168 ч (е).

направлении, зоны сгона и нагона так же сместились на запад в сторону действующего ветра. В Таганрогском заливе последствия прекращения ветра в рассматриваемый период ($t_{st} + 6$ ч) мало сказываются на изменениях уровня.

Через 9 ч (рис.1, г) происходит дальнейшее приближение к востоку узловой линии, области нагонов и сгонов перемещаются соответственно в южном и северном направлениях, при этом их величины существенно уменьшаются. На рис.1, д, е приведены изолинии уровня моря через 12 и 15 ч. Отсюда видно, что свободные колебания в указанные моменты времени имеют вид двух-узловых сейш.

Изменения уровня в любом пункте Азовского моря представляют собой сложные колебания, на формирование которых влияет много факторов. Выполним анализ амплитуд и периодов сейшеобразных колебаний в пунктах, расположенных на побережье и в центральной части бассейна.

В табл.1 даны величины экстремумы сейшеобразных колебаний (ζ_k ; $k = 1, 2, 3, 4$) на береговых станциях Азовского моря и время их достижения (t_k).

Из анализа данных, представленных в этой таблице, следует, что наибольший нагон, генерируемый восточным ветром, имеет место на станции Геническ (1,4 м). После полного ослабления действия ветра происходит монотон-

Т а б л и ц а 1. Экстремумы сейшеобразных колебаний, возникающие после затухания ветра в течение 3 ч до нуля на береговых станциях Азовского моря и время их достижения.

название станции	ζ_0 , см	ζ_1 , см	t_1 , ч	ζ_2 , см	t_2 , ч	ζ_3 , см	t_3 , ч	ζ_4 , см	t_4 , ч
Геническ	140	□ 27	9,5	33	16,5	□ 12	24,7	12	32,7
Бердянск	□ 57	□ 57	2,5	46	7,7	□ 8	17,6	10	25,6
Мариуполь	□ 147	□ 1	12,3	□ 20	20,2	17	27,1	2	39,2
Таганрог	□ 225	□ 89	24,3	30	31,5	□ 8	41,3	8	50,4
Ейск	□ 201	□ 6	18,3	21	28,5	□ 2	38,9	7	55,7
П.-Ахтарск	□ 53	92	5,3	□ 10	13,9	34	21,3	□ 3	26,7
Темрюк	27	103	2,7	□ 14	13,5	25	18,5	□ 5	28,5
Опасное	56	93	1,7	□ 8	13,0	23	18,0	□ 4	27,9
Мысовое	117	□ 20	8,7	26	15,4	□ 6	24,2	3	37,3

ное понижение уровня до наименьшего значения ($\zeta_1 = \square 0,27$ м; $t = 9$ ч 30 мин). В этом случае размах колебания составил 1,31 м. При $t = 16$ ч 30 мин отмечается повышение уровня до 0,33 м. Размах второго колебания (0,6 м) в 2,1 раза меньше первого. Экстремальное значение при следующем колебании ($\square 0,12$ м), имеет место через 8,2 ч (24,7 ч) с размахом 0,45 м, мало отличающимся от предыдущего. Следующее экстремальное значение 0,12 м возникает через 8 ч (32,7 ч) с размахом (0,24 м), который вдвое меньше предыдущего и в 5,5 раза меньше первого размаха колебаний.

Результаты моделирования, приведенные в табл.1, позволяют выполнить анализ свободных колебаний на ст.Ейск, где отмечается наибольший сгон ($\square 2$ м; $t = t_0$). Линейное прекращение действия ветра вызывает повышение уровня ($\zeta_1 = \square 0,06$ м; $t = 18$ ч 20 мин). При этом размах первого колебания составляет 1,95 м. В дальнейшем величина уровня нарастает и через 10,2 ч достигает наибольшего значения 0,21 м, с размахом (0,27 м) в 7,2 раза меньшим первого. Через 10,4 ч имеет место понижение уровня на 0,23 м ($\zeta_3 = \square 0,02$ м; $t = 38,9$ ч). При следующем колебании от ζ_3 до $\zeta_4 = 0,07$ м, которое происходит за 16,9 ч ($t = 55,7$ ч) размах составляет 0,1 м, что в 19,5 раза меньше первого размаха колебаний.

На рис.2 приведены поля течений в поверхностном слое моря в различные моменты времени. Видно, что в установившемся движении ($t_{st} = 48$ ч, рис.2, а) скорости течений вдоль северо-восточной части побережья и в Таганрогском заливе имеют преимущественное направление в одну сторону с действующим ветром. В центральной части Азовского моря отмечаются два вихревых образования противоположных знаков с пространственным масштабом около 100 км, между которыми выделяются узкие меандрирующие струи.

Через 3 часа, когда скорость ветра уменьшается до нуля (рис.2, б), процесс вихреобразования продолжает развиваться, и поле течений представляет собой цепочки вихрей. В дальнейшем (рис.2, в) картина течений существенно меняется. Теперь во всей акватории моря скорости направлены в сторону противоположную действующему ветру, они больше, чем при t_{st} и нет вихре-

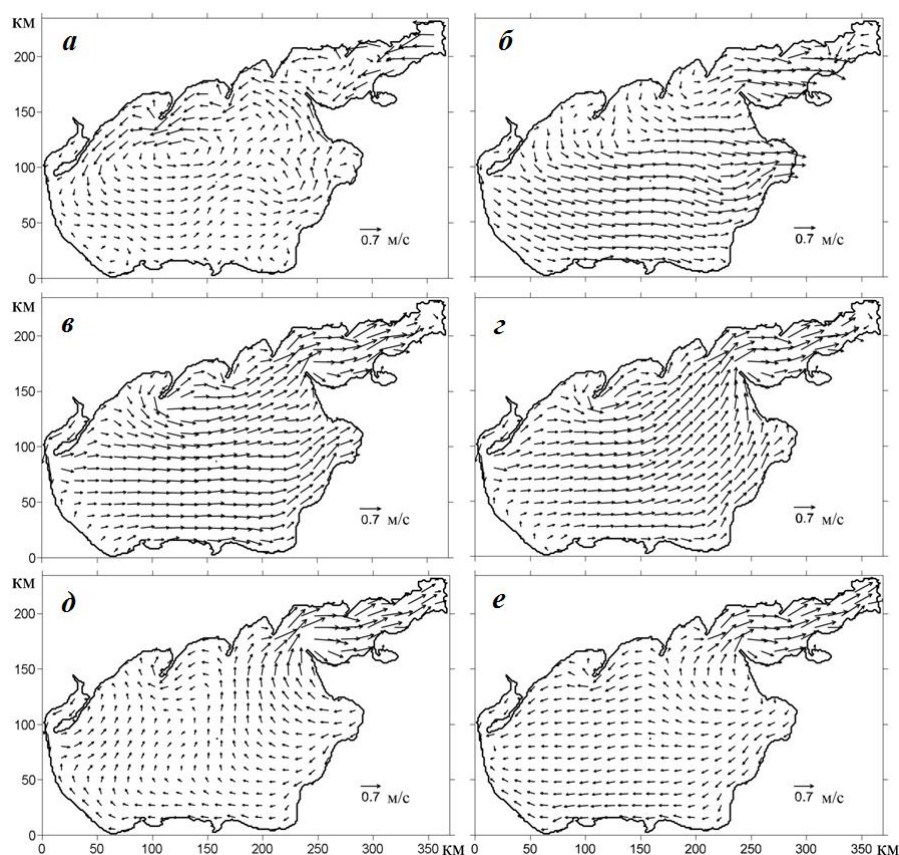


Рис. 2. Поля течений Азовского моря: стационарных течений, вызываемые действием ветра 20 м/с (а); после прекращения его действия до нуля: 3 (б); 6 (в); 9 (г); 12 (д); 15 ч (е).

вых возмущений. Через 6 и 12 ч после прекращения ветра (рис.2, г, д) течения остаются достаточно интенсивными и направлены в сторону противоположную стационарному ветру. При этом вдоль северного побережья начинает формироваться антициклонический вихрь. Через 15 ч (рис.2, е) в Таганрогском заливе сохраняется направление течений с запада на восток, у входа в него имеет место антициклонический вихрь, в центральной и западной частях моря течения направлены в противоположную сторону (с востока на запад).

Для определения периодов и амплитуд сейш в открытой части Азовского моря в табл.2 приводятся экстремумы сейшеобразных колебаний (см), возникающих после затухания ветра, и соответствующие им моменты времени. Эти значения отвечают девяти пунктам центральной части Азовского моря.

Из анализа представленных данных следует, что наименьшие отклонения уровня в начальный момент времени сейшеобразных колебаний ($t = t_0$) имеют место в пунктах B_0 и B_1 , удаленной от центральной точки (B_0) на 50 км. В пунктах, расположенных от B_0 на расстоянии 100 км, амплитуды уровня в указанный момент времени значительно выше. Так, наибольшие отклонения уровня (t_0) в B_5 и B_7 составляют $\square$ 0,56 и 0,7 м соответственно, что

Т а б л и ц а 2. Экстремумы сейшеобразных колебаний (см), возникающих после затухания постоянного восточного ветра в течение 3 ч от 20 м/с до нуля в открытой части Азовского моря.

название станции	ζ_0 , см	ζ_1 , см	t_1 , ч	ζ_2 , см	t_2 , ч	ζ_3 , см	t_3 , ч	ζ_4 , см	t_4 , ч
B_0	1	33	7,7	2	14,7	8	20,6	2	29,6
B_1	□ 15	59	5,6	□ 3	15,3	18	22,1	0	30,5
B_2	□ 17	□ 37	1,9	43	7,4	□ 3	17,4	10	23,9
B_3	36	2	4,3	16	8,8	2	19,4	2	22,3
B_4	21	53	2,8	0	13,7	15	18,5	0	28,6
B_5	□ 56	88	5,3	□ 10	16,3	30	21,5	□ 2	27,0
B_6	□ 27	□ 52	1,9	45	7,4	□ 7	17,4	10	24,7
B_7	70	□ 14	5,7	25	13,3	□ 2	20,3	7	28,8
B_8	38	86	2,5	□ 8	13,3	22	18,3	□ 3	28,1

3,7 и 70 раз больше, чем наименьшие амплитуды □ 0,15 в B_1 и 0,01 в B_0 .

Анализируя результаты, изложенные в этой табл., отметим, что в пункте B_7 имеет место наибольшее отклонение уровня (0,7 м). После полного ослабления действия ветра происходит монотонное понижение уровня до наименьшего значения ($\zeta_1 = \square 0,14$ м; $t = 5$ ч 42 мин). При этом размах колебания составил 1,15 м. Далее, через 23 ч отмечается повышение уровня ($\zeta_2 = 0,07$ м; $t = 28$ ч 40 мин). Размах второго колебания (0,21 м) в 5,6 раза меньше первого. Экстремальное значение при следующем колебании (0,42 м), имеет место через 6 ч 30 мин с размахом 0,35 м, мало отличающимся от предыдущего. Следующее экстремальное значение ($\zeta_4 = 0,04$ м) возникает через 4 ч с размахом (0,38 м), который в 3 раза меньше первого размаха колебаний.

Особенности высот сешеобразных колебаний в центральной части моря наиболее видны, когда они сопоставляются с высотами сейш, возникающих в пунктах побережья. Из анализа данных, представленных в табл.1 и 2, следует, что амплитуды свободных колебаний в пунктах центральной части Азовского моря (табл.2) меньше, чем на береговых станциях. При этом наибольшие величины отклонений уровня в прибрежной и центральной частях моря отличаются в два раза, а экстремумы сейшеобразных колебаний в 1,2 □ 1,5 раза. Наибольшее значение размаха первого свободного колебания в Таганроге (2,46 м) в 2,5 раза больше, чем в пункте B_5 центральной части моря (0,97 м).

В табл.3 приведены значения скоростей поверхностных стационарных течений ($|U|_0$, см/с), вызванных действием постоянного восточного ветра со скоростью 20 м/с, а также величины скоростей поверхностных течений ($|U|_k$; $k = 1, \dots, 6$), имеющих место в пунктах центральной части Азовского моря. Здесь же указаны соответствующие им моменты времени (t_k).

Рассмотрим пункты B_0 , B_3 , B_4 , B_7 и B_8 , расположенные в районе узловой линии сейшеобразных колебаний (рис.1, б). Здесь вертикальные колебания уровня равны нулю, а скорость горизонтальных смещений максимальна. Из анализа данных, представленных в табл.3, следует, что в пункте B_0 прекраще-

Т а б л и ц а 3. Экстремальные значения скоростей поверхностных стационарных течений (см/с), вызванные действием постоянного восточного ветра со скоростью 20 м/с, максимальные скорости течений с соответствующими моментами времени, возникающие после затухания ветра в течение 3 ч до нуля в пунктах центральной части Азовского моря.

стан- ция	U_0 , см/с	U_1 , см/с	t_1 , ч	U_2 , см/с	t_2 , ч	U_3 , см/с	t_3 , ч	U_4 , см/с	t_4 , ч	U_5 , см/с	t_5 , ч
B_0	62,6	66,3	0,6	57,9	2,2	64,2	4,1	3,7	13,8	16,0	20,1
B_1	63,1	41,4	2,5	52,9	4,4	16,7	9,7	5,9	13,4	10,9	16,1
B_2	40,5	57,1	0,8	7,8	12,0	18,3	20,2	1,4	31,6	2,1	36,4
B_3	78,5	84,8	0,8	0,7	8,0	21,0	10,2	0,5	14,2	15,5	17,1
B_4	68,0	72,4	0,7	6,5	8,3	18,1	11,0	1,4	14,46	11,5	17,5
B_5	92,8	15,2	6,5	22,5	8,8	6,9	14,0	18,4	7,4	3,4	21,7
B_6	48,9	69,2	0,8	4,0	10,7	21,4	14,7	2,3	26,8	0,3	31,0
B_7	41,4	46,2	0,8	41,1	2,0	43,7	3,8	5,1	8,6	19,5	11,3
B_8	65,7	79,2	0,8	5,7	6,0	11,9	17,5	1,4	21,3	11,0	26,3

ние действия ветра приводит к росту (в 3,2 раза) скорости течений от $U_{st} = 20,8$ см/с до $U_1 = 66,3$ см/с. Через 9,14 ч, значение скорости уменьшается 5,8 раз до 11,8 см/с (U_4). Убывание скорости до $1 \square 2$ см/с происходит через 30 ч.

В пунктах (B_1 , B_2 , B_5 , B_6), расположенных на удалении 50 и 100 км в зональном направлении от центрального пункта B_0 , начало свободных движений жидкости не приводит к резкому изменению величины стационарной скорости. Так, в пункте B_1 , расположенном на 50 км к востоку от B_0 , скорость установившегося течения 40,1 см/с (U_{st}) мало отличается от первого экстремального значения скорости сейшеобразных колебаний $U_1 = 41,4$ см/с (через 2,5 ч). Наибольшее значение скорости 52,9 см/с (U_2) имеет место через 4,4 ч, что в 1,3 раза превосходит стационарное значение U_{st} . Уменьшение скорости до $1 \square 2$ см/с происходит здесь также через 30 ч.

Анализ величин модуля скорости течений указывает на преобладание высоких скоростей течений в открытом море (84,6 см/с). При этом, распределение направлений поверхностных течений имеет преимущественно вихревой характер с доминирующим меридиональным направлением потоков.

Основные выводы. Численные эксперименты на гидродинамической модели показали, что затухания свободных колебаний в пунктах центральной части моря происходит быстрее, чем в береговых районах (максимум амплитуды не превосходит двух сантиметров). Время затухания свободных колебаний жидкости в прибрежном районе моря составляет 92,1 ч, что на 23,7 ч больше по сравнению с затуханием колебаний в центральной части (68,4 ч). Величина периода первого колебания в центральной и береговой частях Азовского моря, также различна. Наибольшие по периоду сейшевые колебания в прибрежном районе (Ейск, Таганрог) составляют 20,6 и 17,0 ч, что на 4,1 и 0,8 ч больше, чем наибольшие периоды свободных колебаний в центральной части $\square$ 16,5 и 16,2 ч (B_1 , B_5).

Сравнивая максимальные амплитуды отклонений уровня и скоростей течений свободных колебаний в Азовском море, полученные в результате

моделирования можно утверждать, что собственные колебания уровня быстро затухают и уже в конце первых 4 суток полностью исчезают, в то время как свободные колебания течений затухают сравнительно медленнее и прослеживаются на всем интервале расчетов (150 ч).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доценко С.Ф., Иванов В.А. Природные катастрофы Азово-Черноморского региона. □ Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. □ 174 с.
2. Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В. О сейшах Азовского моря // Метеорология и гидрология. – 1994. – № 6. – С.105-110.
3. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И. Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря // Океанология. – 2009. – 49, № 4. – С.485-493.
4. Сретенский Л.Н. Теория волновых движений жидкости. – М.: Наука, 1977. – 816 с.
5. Черкесов Л.В., Иванов В.А., Хартиев С.М. Введение в гидродинамику и теорию волн. – СПб: Гидрометеиздат, 1992. – 264 с.
6. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model in Three-Dimensional Coast Ocean Models // Coast. Estuar. Sci. – 1987. – v.4. – P.1-16.
7. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. – 1982. – v.20, № 4. – P.851-875.
8. Smagorinsky J. General circulation experiments with primitive equations, I. The basic experiment // Mon. Weather Rev. – 1963. – v.91. – P.99-164.
9. Wannawong W., Humphries U.W., Wongwises P., Vongvisessomjai S. Mathematical Modeling of Storm Surge in Three Dimensional Primitive Equations // Intern. J. Comp. and Math. Sciences. – 2011. – № 5. – P.44-53.
10. Grant W.D., Madsen O.S., Combined wave and current interaction with a rough bottom // J. Geophys. Res. – 1979. – 84. – P.1797-1808.
11. Фомин В.В. Численная модель циркуляции вод Азовского моря // Научные труды УкрНИГМИ. – 2002. – вып.249. – С.246-255.
12. Courant R., Friedrichs K.O., Lewy H. On the partial difference equations of mathematical physics // IBM J. – 1967. – March. – P.215-234.

Материал поступил в редакцию 14.11.2014 г.

АНОТАЦІЯ Длінноперіодні хвилі виникають в прибережних районах Азовського моря під дією атмосферних збурень. Для визначення можливого впливу хвиль на берегові споруди важливо знати просторову структуру сво-Бодня коливань рідини. На підставі застосування тривимірної нелінійної математичної моделі вивчені сейшеобразні коливання, що виникають в бас-Сейн Азовського моря після припинення довгостроково діючого вітру. При цьому визначено періоди і амплітуди хвильових рухів, а також досліджено їх просторова структура.

ABSTRACT Long-period waves arise in coastal areas of the Sea of Azov under the influence of atmospheric indignations. For definition of possible impact of waves on coastal constructions it is important to know spatial structure of free oscillation's of liquid. In this work, on the basis of application of three-dimensional nonlinear mathematical model the seiches oscillation's arising in the basin in the Sea of Azov after the termination of the stationary wind, are studied. The periods and amplitudes of wave movements has been defined and also their spatial structure is obtained.