УДК 551.465.75(262.54)

ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ПАРАМЕТРОВ ПЕРЕМЕЩАЮЩИХСЯ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ НА ТЕЧЕНИЯ, СВОБОДНЫЕ И ВЫНУЖДЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ АЗОВСКОГО МОРЯ

В. А. Иванов, Т. Я. Шульга

Морской гидрофизический институт РАН, 299011 Севастополь, Россия E-mails: vaivanov@inbox.ru, shulgaty@mail.ru

С использованием модели POM (princeton ocean model) проведено гидродинамическое моделирование колебаний уровня и течений в бассейне Азовского моря. Проверена гипотеза о роли резонансного механизма в возникновении экстремально больших амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш, зависящих от скорости и времени движения атмосферных фронтов над Азовским морем. Установлено, что в одном и том же поле фоновых стационарных течений изменения атмосферного давления вызывают вынужденные колебания, а по окончании их действия — свободные колебания уровня моря с амплитудами, которые на 14 % больше полученных при постоянном атмосферном давлении. Показано, что действие барического фронта, скорость и время движения которого выбраны с учетом предположения о том, что волны генерируются с максимальными амплитудами, имеет большое, но не решающее значение при формировании структуры течений и колебаний уровня Азовского моря.

Ключевые слова: Азовское море, трехмерная гидродинамическая модель, свободные колебания жидкости, сейши, стационарные течения, штормовые сгоны и нагоны, узловые линии, атмосферный фронт, скорость свободной длинной волны.

DOI: 10.15372/PMTF20180519

Введение. Колебания уровня и течения в морях и океанах формируются под действием различных внешних и внутренних сил, влияние которых приводит к возникновению разномасштабных океанических процессов с периодами от нескольких секунд до нескольких десятков лет. Большое значение в формировании экстремальных уровней и гидрологических процессов в прибрежной области Азовского моря имеют сгонно-нагонные, сейшевые и сейшеобразные колебания, представляющие собой волновые движения с периодами от нескольких часов до нескольких суток [1]. При этом структура доминирующих продольных собственных колебаний такова, что их вершины расположены вблизи крупных населенных пунктов [2, 3]. Поэтому представляет интерес изучение влияния сейшеобразных колебаний на формирование колебаний уровня с экстремальными амплитудами и течений Азовского моря.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2014-0010 "Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем Черного и Азовского морей на основе современных методов контроля состояния морской среды и гридтехнологий".

Одной из основных причин сейшеобразных колебаний в природных бассейнах является изменение атмосферного давления. Резкое изменение давления в различных частях водоема приводит в колебательное движение всю массу воды в нем. Сейши со значительной амплитудой возникают при явлении резонанса, когда период собственных колебаний бассейна совпадает с периодом действующей силы. При этом относительно малые перепады давления на границах водоема и соответствующие им малые разности уровней вызывают появление значительных сейш. Барический фронт, двигаясь над водной поверхностью со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, формирует экстремальные нагоны и сгоны, после прекращения действия атмосферных возмущений переходящие в сейши с большой амплитудой.

Поведение волн в области атмосферных фронтов изучается в течение сравнительно непродолжительного времени, и опыта прогнозирования свободных и вынужденных колебаний в указанных условиях пока недостаточно [4–6]. В настоящее время исследование динамики вод природных морских бассейнов под действием мезомасштабных атмосферных процессов представляет научный и практический интерес. Изучение сейшеобразных колебаний в Азовском море и анализ данных натурных наблюдений проведены в работе [2]. В [3] с использованием линейной двумерной математической модели исследовались сейшевые колебания уровня и течения, возникающие в Азовском море в результате нагонов величиной 1 м на открытой границе.

Настоящая работа является продолжением работ [7, 8], посвященных изучению свободных и вынужденных колебаний уровня Азовского моря с помощью трехмерной гидродинамической модели POM (princeton ocean model) [9]. На основе анализа результатов численного моделирования исследовано развитие течений, сгонно-нагонных и сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря в поле возмущений атмосферного давления. Проверена гипотеза о роли резонансного механизма в возникновении экстремально больших амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш, генерируемых барическим фронтом, перемещающимся над морем со скоростью, равной скорости свободной длинной волны [10]. При этом период возмущающих давлений равен периоду собственных колебаний жидкости в бассейне. Установлены пространственно-временные особенности сейшеобразных колебаний, возникающих после прохождения атмосферных образований. Сделаны выводы о зависимости характеристик штормовых нагонов и сейш от параметров атмосферных воздействий.

Постановка задачи. Используемая модель и ее параметры. Математическое моделирование свободных и вынужденных колебаний в Азовском море проводилось с использованием трехмерной баротропной нелинейной сигма-координатной модели РОМ [9], которая представляет собой систему дифференциальных уравнений, описывающих динамику моря. Вследствие мелководности Азовского моря, оказывающей существенное влияние на гидрологическую ситуацию в водном бассейне, термическая и динамическая инерция вод данного моря мала. Это позволяет использовать более простые баротропные гидродинамические модели [11], в которых учитываются переменная глубина водоема, сила Кориолиса, переменное атмосферное давление, трение на дне и свободной поверхности:

$$\frac{du}{dt} - fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = 2 \frac{\partial}{\partial x} \left(A_M \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_M \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right); \tag{1}$$

$$\frac{dv}{dt} + fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = 2 \frac{\partial}{\partial y} \left(A_M \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left[A_M \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right); \tag{2}$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} + g\rho = 0; \tag{3}$$

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

Здесь x, y, z — пространственные переменные (ось x направлена на восток, ось y — на север, ось z — вертикально вверх); t — время; u(x, y, z, t), v(x, y, z, t) — горизонтальные компоненты вектора скорости течений; w(x, y, z, t) — вертикальная компонента вектора скорости течений; w(x, y, z, t) — вертикальная компонента вектора скорости течений; $P(x, y, z, t) = P_{atm} + g\rho_0(\zeta - z)$ — давление на глубине z, полученное путем интегрирования (3); $P_{atm} = 1013,25$ ГПа — стандартное атмосферное давление при

температуре 0 °С на широте 45°; ρ — плотность воды; $\rho_0 = \frac{1}{\zeta + H} \int_{-H}^{\zeta} \rho \, dz$ — средняя

плотность воды по глубине; g — ускорение свободного падения; f — параметр Кориолиса; K_M — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, для определения которого используется теория Меллора — Ямады [12]; A_M — коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, вычисляемый по формуле Смагоринского [13].

На поверхности моря задаются универсальное условие для вертикальной компоненты w и граничные условия для горизонтальной компоненты вектора скорости в виде потока импульса, зависящего от напряжений трения, создаваемого ветром:

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

где $(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho_a c_a |U_W| (u_W, v_W)$ [14]; U_W — вектор скорости ветра на стандартной высоте 10 м над поверхностью морской воды; u_W , v_W — компоненты вектора скорости ветра; ρ_a — плотность воздуха при стандартных атмосферных условиях, кг/м³; c_a — коэффициент поверхностного трения, зависящий от скорости ветра.

На дне задаются условия непротекания, выраженные кинематическим граничным условием, свидетельствующим об отсутствии потока, нормального к границе, и квадратичной параметризацией придонного трения:

$$\left(w+u\frac{\partial H}{\partial x}+v\frac{\partial H}{\partial y}\right)\Big|_{z=-H}=0, \qquad K_M\left(\frac{\partial u}{\partial z},\frac{\partial v}{\partial z}\right)\Big|_{z=-H}=(\tau_{1x},\tau_{1y}), \tag{6}$$

где $(\tau_{1x}, \tau_{1y}) = c_b |U_b|(u_b, v_b); u_b, v_b$ — горизонтальные компоненты вектора скорости течения в узлах сетки вблизи дна бассейна; c_b — коэффициент донного трения, в качестве которого выбирается максимальное значение среди значений, вычисляемых по логарифмическому закону, и значения эмпирической постоянной, равного 0,0025: $c_b = \max \{k^2(\ln (H+z_b)/z_0)^{-2}; 0,0025\}; z_0 = 3$ см — параметр шероховатости; z_b — ближайший к дну узел сетки; k = 0,4 — константа Кармана.

На боковых границах для скорости задаются условия отсутствия нормального потока $U_n = 0$ и прилипания $U_{\tau} = 0$, где n, τ — нормальное и тангенциальное направления. В качестве начальных (при t = 0) принимаются условие отсутствия движения жидкости и условие, что свободная поверхность является горизонтальной до начала действия атмосферных возмущений.

Дискретизация модели проведена на C-сетке, операторы переноса аппроксимируются с помощью TVD-схемы. В исходных уравнениях (1)–(4), граничных условиях (5), (6) и начальных условиях осуществляется переход от координаты z к координате σ [9]. Используются равномерные шаги по горизонтальным координатам $\Delta x = \Delta y = 1,4$ км и по σ -координате. Выбор шагов интегрирования по временным и пространственным координатам осуществляется в соответствии с критерием устойчивости для баротропных волн [15]. Значения глубины для описания рельефа дна в расчетной области взяты из навигационных карт.

Согласно наблюдениям в морских акваториях, пересекающихся либо соприкасающихся с континентами, в переходные сезоны возникают фронтальные области, которые перемещаются со скоростью $30 \div 35$ км/ч ($8 \div 10$ м/с) и проходят за сутки расстояние, равное



Рис. 1. Поля давления при прохождении над Азовским морем сезонных атмосферных фронтов:

a— антициклон, формирующийся над центральными районами европейской части России, δ — антициклон, формирующийся над Малой Азией и Казахстаном, b— антициклон с отрогом над Балканским полуостровом, c— средиземноморские циклоны; В — высокое давление, Н — низкое давление

600 ÷ 800 км. Ширина фронтальной поверхности составляет несколько десятков километров и покрывает акваторию Азовского моря. Режимы ветра и колебания поверхности воды перед фронтом и за ним существенно различаются. На фронтах, особенно холодных, имеют место значительные градиенты температуры воздуха, влажности и других метеорологических параметров, способствующие резкому усилению ветра до шквального [16].

В ходе вычислительных экспериментов воспроизведены сценарии прохождения сезонных атмосферных фронтов над Азовским морем (рис. 1). Границы раздела областей давлений движутся по одной из заданных траекторий: меридиональной (см. рис. 1,*a*), зональной (см. рис. 1,*б*,*г*), диагональной (см. рис. 1,*в*). Значения барического градиента, ширины фронтальной области, а также их значения в областях повышенного и пониженного давлений приняты на основе анализа обобщенных справочных гидрометеорологических данных [16].

Скорость и время движения барического поля выбраны в предположении, что волны генерируются с максимальными амплитудами. Это возможно, когда период вынуждающей силы приближается к периоду собственных колебаний бассейна. При этом барический фронт, перемещающийся над водной поверхностью со скоростью, близкой к значению \sqrt{gH} , формирует вблизи берегов высокие нагоны, вызывающие сейши с большой амплитудой [10].

Время t_f перемещения фронта над всей акваторией моря задается равным времени наибольшего подъема уровня Азовского моря, который происходит в течение половины периода старшей моды свободных колебаний. Его значение определяется на основе данных наблюдений и результатов аналитических расчетов. Так, в [2, 3] отмечены сейши с периодами $T_{\text{набл}} = 6 \div 7$ и $T_{\text{набл}} = 23$ ч. Теоретические значения периодов T_{M} получены по формуле Мериана с учетом поправки Рэлея [2]:

$$T_{\rm M} = \frac{2L}{\sqrt{gh}} (1+\varepsilon), \qquad \varepsilon = \frac{b}{\pi l} \left(\frac{3}{2} - \ln \frac{\pi b}{l} - C_{\varepsilon}\right), \tag{7}$$

где $C_{\varepsilon} = 0,5772$ — постоянная Эйлера; L = 360 км — длина моря (по линии Геническ — Перебойный); h = 10 м — средняя глубина моря; b = 30,6 км — ширина пролива у входа в Таганрогский залив; l = 137 км — длина Таганрогского залива. Период первой моды, вычисленный по формуле (7), равен 24,1 ч.

Таким образом, сравнивая значения $T_{\text{набл}}$ и T_{M} , полагаем, что доминирующие продольные собственные колебания первой моды уровня Азовского моря имеют период, приблизительно равный $T \approx 24$ ч. Структура этой моды такова, что одна ее вершина находится в Таганрогском заливе, а противоположная — вблизи Геническа. Поэтому представляет интерес изучение влияния неоднородных барических полей на формирование сгоннонагонных и сейшеобразных колебаний в этих районах.

Для проверки гипотезы о возникновении экстремальных сейш при изменении атмосферного давления в различных частях моря выполнены две серии численных экспериментов. Условия проведения экспериментов различались резонансными механизмами формирования экстремальных амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш Азовского моря. В первой серии экспериментов характеристикой барического фронта является период действия неоднородного поля атмосферного давления, кратный периоду собственных колебаний бассейна, во второй серии экспериментов — скорость, близкая к скорости свободной длинной волны.

В каждом эксперименте развитие фронта происходит в поле фоновых стационарных течений, а начало движения фронта соответствует времени установления движения жидкости ($t_{st} = 48$ ч) [7]. Установившиеся движения в Азовском море генерируются действием однородного по времени и пространству юго-западного ветра со скоростью $|U_W| = 10$ м/с. На этом этапе ($0 \le t \le t_{st}$) атмосферное давление постоянно на всей акватории моря, его значение равно стандартному атмосферному давлению P_{atm} .

Следующий этап эксперимента соответствует прохождению по акватории Азовского моря неоднородного поля атмосферного давления. С момента начала его движения ($t_{st} = 48$ ч) акватория моря делится на части: область D, над которой давление постоянно и равно нормальному атмосферному давлению P_{atm} , и область \bar{D} , над которой перемещается неоднородное барическое поле. Размеры областей D и \bar{D} изменяются с течением времени и ограничены размерами расчетной сетки бассейна Азовского моря ($0 \le x \le x_{max} = 350$ км, $0 \le y \le y_{max} = 250$ км). Функция $P_a(x, y, t)$, моделирующая давление в атмосферном фронте, задается двумя различными аналитическими выражениями для областей D и \bar{D} :

$$P_a(x, y, t) = P_{atm} = \text{const}, \quad (x, y) \in D, \qquad P_a(x, y, t) = P_{atm} + a(t - t_{st}), \quad (x, y) \in \overline{D}, \quad (8)$$

а также зависит от времени, которое меняется в диапазоне $t_{st} \leq t \leq t_f$. Коэффициент *a* подобран таким образом, что функция $P_a(x, y, t)$ имеет единственный скачок с амплитудой, равной градиенту давления вдоль линии фронта вблизи поверхности $(a(t_f - t_{st}) = \Delta P_{\phi})$. При этом ΔP_{ϕ} рассчитывается по известному в данном эксперименте значению скорости ветра на основе формулы $|U_W| = 0.7 \sqrt{(4.8/\sin \varphi)^2 (\Delta P_{\phi}^2 + \alpha^2 \Delta t_{\phi}^2) + 64}$, предложенной в [17] (Δt_{ϕ} — перепад температуры воздуха в зоне фронта на расстоянии 50 км; α переходный коэффициент; φ — географическая широта).

Области постоянного и переменного атмосферного давления $(D \ u \ D)$ находятся по обе стороны от линии фронта γ , положение которой зависит от текущих координат x, y и времени t. Пространственная кривая γ задается параметрическим образом: x = x(t),

y = y(t). Вид параметрических уравнений определяет конфигурацию линий фронта: прямых — с определенным углом наклона, кривых — с заданным радиусом кривизны. Скорость и время движения возмущающих барических полей по акватории Азовского моря определяется по скорости U_{γ} и времени движения границы фронта t_f . Для указанных серий численных экспериментов эти величины находятся различными способами.

Для первой серии численных экспериментов период действия атмосферных возмущений t_f выбираем кратным периоду старшей моды свободных колебаний Азовского моря T. В этом случае модуль скорости движения границы фронта находим с помощью формулы $|U_{\gamma}| = 2L/T$. Для второй серии расчетов скорость движения границы области атмосферного давления является переменной величиной, равной скорости свободной длинной волны, зависящей от глубины моря ($|U_{\gamma}(H)| = \sqrt{gH}$). В этом случае время действия атмосферных возмущений при различной скорости их движения различно и также определяется из соотношения $t_f = L/|U_{\gamma}(H)|$.

Анализ результатов. В рамках математической модели выполнен расчет величины экстремальных нагонов и сгонов, вызванных действием барических возмущений, и определены максимальные характеристики свободных колебаний в Азовском море, возникающих после прохождения атмосферных фронтов. Величины амплитуд уровня, скоростей течений и периодов сейшеобразных колебаний анализируются на основе данных, полученных на береговых станциях и в центральной части бассейна.

Таганрогский залив, расположенный в северо-восточной части Азовского моря, представляет собой бассейн почти прямоугольной формы протяженностью 137 км и максимальной шириной 30 км. Одноузловая продольная сейша, доминирующая в Таганрогском заливе, влияет на формирование сгонно-нагонных колебаний уровня, и это влияние может быть существенным при совпадении периодов собственных и вынужденных колебаний.

Целью численных экспериментов является исследование влияния на свободные и вынужденные колебания уровня Азовского моря барического фронта, время прохождения которого равно периоду собственных колебаний бассейна. Воздух движется из области с высоким давлением в область с низким давлением под влиянием барического градиента. В тот момент, когда воздух приходит в движение, начинает действовать сила Кориолиса, которая отклоняет его поток вправо. С увеличением скорости ветра отклонение потока также увеличивается под влиянием силы Кориолиса, в результате чего геострофический ветер движется не из области высокого в область низкого давления, а вдоль изобары.

Траектории движения неоднородных барических фронтов над Азовским морем, принятые в численных экспериментах, показаны на рис. 2. Изолинии барических полей соответствуют моменту времени 9 ч, которое отсчитывается с момента начала движения полей пониженного давления. На рис. 2 показано распространение этих областей со скоростью $|U_{\gamma}| = 8$ м/с в направлении Геническ — Перебойный. Данные области различаются геометрией линий раздела γ : на рис. 2,*a* это прямая линия с углом наклона к оси *x*, равным 135°, на рис. 2,*b* границы раздела областей давлений движутся по диагональной траектории (с углом наклона к оси *x*, равным 90°).

Результаты расчетов экстремальных отклонений уровня моря, полученные при постоянном давлении, а также при прохождении неоднородного барического фронта при действии одного и того же стационарного западного ветра, движущегося со скоростью 10 м/с, приведены в табл. 1. Представлены максимальные и минимальные значения отклонений уровня на береговых станциях Азовского моря в момент прекращения действия ветра (ζ_{st}, ζ_{extr}) и первые последовательные экстремумы амплитуд сейшеобразных колебаний $\zeta_{1,2}$ в соответствующие им моменты времени $t_{1,2}$, отсчитываемого с момента времени t_{st} , при неизменном давлении P_{atm} и прохождении со скоростью 8 м/с через всю акваторию области переменного давления $P_a(x, y, t)$, вычисленного по формуле (8).



Рис. 2. Траектории движения фронтов переменного атмосферного давления со скоростью 8 м/с в направлении Геническ — Перебойный при различной величине угла наклона границ к ос
иx: $a-135^\circ;\, \delta-90^\circ$

Таблица 1

Значения стационарных сгонов и нагонов ζ_{st} под действием стационарного ветра со скоростью 10 м/с, экстремумы амплитуд вынужденных ζ_{extr} и первых двух сейшеобразных колебаний $\zeta_{1,2}$ в соответствующие моменты времени $t_{1,2}$ при постоянном атмосферном давлении и после прохождения барического фронта со скоростью 8 м/с

~	P _{atm} P				(x, y, t)					
Станция	$\zeta_{st}, {\rm m}$	ζ_1, m	$t_1,$ ч	ζ_2, M	$t_2, {\bf q}$	$\zeta_{extr}, {\rm m}$	ζ_1, m	$t_1,$ ч	ζ_2, m	$t_2,$ ч
Геническ	2,02	-0,27	9,5	0,33	16,5	$2,\!15$	-0,28	10,0	0,39	$16,\!8$
Бердянск	$0,\!25$	-0,57	2,5	$0,\!46$	7,7	$0,\!25$	$-0,\!60$	2,8	$0,\!48$	7,7
Мариуполь	-1,53	-0,01	12,3	-0,20	20,2	-1,82	-0,01	12,5	-0,21	$20,\!6$
Таганрог	-1,58	-0,89	24,3	$0,\!30$	$_{31,5}$	$-1,\!64$	-0,97	24,4	$0,\!35$	$_{31,5}$
Ейск	-2,44	-0,06	18,3	0,21	28,5	$-2,\!62$	-0,07	18,7	$0,\!25$	$28,\!9$
Приморско-Ахтарск	-1,75	0,92	5,3	-0,10	$13,\!9$	-1,88	$0,\!95$	$5,\!5$	-0,10	$13,\!9$
Темрюк	-0,18	1,03	2,7	-0,14	$13,\!5$	-0,18	$1,\!07$	3,1	-0,14	$13,\! 6$
Опасное	0,32	0,93	1,7	-0,08	13,0	$0,\!37$	$0,\!93$	2,2	-0,09	13,1
Мысовое	0,98	-0,20	8,7	0,26	15,4	1,06	-0,22	8,7	0,30	$15,\! 6$

Из табл. 1 следует, что действие ветра вызывает максимальные стационарные нагоны на ст. Геническ (2,02 м) и сгоны на ст. Ейск (2,44 м), Приморско-Ахтарск (1,75 м) и Таганрог (1,58 м). Сравнение с экстремумами амплитуд отклонений уровня, вызванных прохождением барического фронта, показывает, что наибольшие различия на указанных станциях составляют 14 %.

Используя данные, приведенные в табл. 1, выполним анализ сейшеобразных колебаний, зафиксированных на станциях, где имеют место наибольшие сгонно-нагонные явления. На ст. Ейск, где возникает наибольший сгон (-2,44 м; $t = t_{st}$), прекращение действия ветра вызывает повышение уровня моря ($\zeta_1 = -0,06$ м; $t_1 = 18,3$ ч). При этом амплитуда первого колебания составляет 2,38 м. В дальнейшем уровень продолжает повышаться и через 10,2 ч достигает наибольшего значения 0,21 м, амплитуда второго колебания (0,27 м) в 8,8 раза меньше амплитуды первого.

Прохождение барического фронта приводит к изменению значений амплитуды и периодов свободных колебаний, которые на ст. Ейск существенно различаются. Так, в момент прекращения действия возмущений вследствие понижения уровня на 2,62 м формируются



Рис. 3. Поля модуля скорости течений w в Азовском море: a — при установившемся движении, δ — в момент прекращения действия ветра, e-e в различные моменты времени после прекращения действия ветра (e — через 3 ч, e через 6 ч, d — через 9 ч, e — через 12 ч)

Таблица 2

$ oldsymbol{U}_{\gamma}(H) ,\mathrm{m/c}$	$\zeta_{ m max},$ m	ζ_{\min}, m	U _{max} , м/с
8,3	0,56	0,40	0,26
8,9	$0,\!66$	0,46	0,27
9,4	0,74	0,52	0,30
9,9	0,70	0,50	0,28
10,4	$0,\!68$	$0,\!48$	0,24
10,9	$0,\!64$	0,44	0,23
11,3	$0,\!58$	$0,\!40$	0,22
11,7	$0,\!58$	$0,\!40$	0,21

Зависимость экстремальных характеристик течений от скорости перемещения фронтов атмосферного давления $|U_{\gamma}(H)|$ над Азовским морем

свободные колебания с амплитудами 2,55 и 0,32 м. Заметим, что величина стационарного сгона на этой станции на 7 % меньше нестационарного, различия амплитуд сейшеобразных колебаний не превышают 16 %, а их периодов — 0,5 ч. Поскольку в обоих случаях волны и течения генерируются ветром одной и той же силы, данное различие обусловлено, очевидно, прохождением барического фронта с перепадом давления 100 ГПа.

На рис. 3 приведены поля модуля скорости течений w в поверхностном слое воды Азовского моря, полученные при установившемся движении, в момент прекращения действия ветра, а также через равные промежутки времени (3 ч) с момента прекращения всех внешних воздействий. Видно, что при различных значениях скорости действующего ветра максимумы скоростей течений смещены в сторону Таганрогского залива. Нулевые значения скоростей течений фиксируются в различных точках акватории. При этом одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией соответствуют противоположные по направлению течения.

Во второй серии экспериментов анализировалось влияние резонансных характеристик, зависящих от скорости свободной длинной волны. Скорость движения полей атмосферного давления $|U_{\gamma}(H)| = \sqrt{gH}$ над акваторией рассчитывается с использованием дисперсионного соотношения и зависит от глубины бассейна.

В табл. 2 представлена зависимость экстремальных амплитуд колебаний уровня Азовского моря от скорости перемещения границы барического возмущения в меридиональном направлении в поле постоянного западного ветра со скоростью 10 м/с. Скорость барического фронта, так же как и скорость свободной длинной волны, меняется при различных выбираемых значениях глубины моря (7 ÷ 14 м).

Сравнение данных, представленных в табл. 2, с результатами расчетов, проведенных при постоянном значении атмосферного давления [7], подтверждает гипотезу о влиянии движущихся барических образований на колебания уровня и скорости течений Азовского моря. Так, при прохождении барических фронтов экстремальные амплитуды колебаний уровня и максимальные скорости течений ($\zeta_{max} = 0.56$ м, $\zeta_{min} = 0.4$ м, $|U|_{max} = 0.26$ м/с) увеличиваются на 20, 23 и 14 % по сравнению со случаем действия постоянного атмосферного давления P_{atm} .

Из табл. 2 следует, что скорость движения барических возмущений влияет на максимальные скорости и отклонения уровня моря. Наибольшие значения этих величин достигаются при скорости фронта $|U_{\gamma}(H)| = 9,4$ м/с, соответствующей глубине моря 9 м. Время прохождения этого барического образования от крайней западной до крайней восточной границы Азовского моря составляет 10 ч 40 мин. Заметим, что фронт, перемещающийся в течение более длительного времени, например со скоростью 8,3 м/с (12,8 ч), оказывает менее существенное воздействие на параметры волновых движений.



Рис. 4. Изолинии уровня Азовского моря в те же моменты времени, что на рис. 3

С использованием результатов эксперимента исследуем изменение уровня свободной поверхности в момент установления движения жидкости и при прохождении атмосферного возмущения над акваторией моря через равные промежутки времени (3 ч) с момента прекращения всех внешних воздействий.

На рис. 4 представлены результаты численного моделирования движения барического возмущения над Азовским морем с запада на восток в поле постоянного ветра, дующего со скоростью 10 м/с в том же направлении. При этом граница раздела воздушных масс с перепадом атмосферного давления перемещается со скоростью, равной скорости свободной длинной волны ($|U_{\gamma}(H)| = 8,29$ м/с), вычисленной по среднему значению глубины моря 7 м. Время прохождения атмосферного фронта выбрано равным половине периода свободных колебаний ($t_f = T_M/2 = 12$ ч).

При установившемся движении (см. рис. 4, *a*) динамика воды определяется узловой линией, проходящей через центр бассейна, и максимальными значениями амплитуды в западной и восточной частях бассейна. При развитии процесса свободных колебаний усиливается генерация вихревых возмущений, узловая линия асимметрично вращается против часовой стрелки, располагаясь вдоль оси x (см. рис. 4, δ) и по диагонали к ней (см. рис. 4, ϵ). Через 3 ч после прекращения действия ветра (см. рис. 4, ϵ) свободные колебания представляют собой двухузловую сейшу с центральной узловой линией, повторяющей ее конфигурацию в начальный период времени ($t = t_{st}$ (см. рис. 4, a)). Две более короткие узловые линии симметричны и представляют собой полуокружности, диаметры которых перпендикулярны направлению атмосферного фронта.

Наименьшая интенсивность свободных колебаний уровня отмечается в центральной области бассейна. Через 6 ч после прекращения действия ветра (см. рис. 4,e) система двухузловых сейш перемещается в восточном направлении, при этом наибольшие отклонения уровня имеют место в противоположных углах бассейна. Дальнейшее развитие процесса свободных колебаний (см. рис. 4,d,e) приводит к тому, что малые узловые линии объединяются в одну линию, проходящую по диагонали бассейна и разделяющую его на области увеличения и уменьшения уровня.

Заключение. На основе анализа результатов численного моделирования установлено, что возмущения, движущиеся со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, вызывают генерацию волн с бо́льшими амплитудами, чем при том же ветре и постоянном атмосферном давлении. Наибольшие амплитуды колебаний уровня вызываются перемещением барических полей со скоростью 9,4 м/с. При прохождении барических полей по линии Геническ — Перебойный в течение времени, равного половине периода собственных колебаний бассейна, возникают вынужденные, а затем свободные колебания с амплитудами, отличающимися не более чем на 14 % от полученных при постоянном значении атмосферного давления и одном и том же ветре.

Возмущение атмосферного давления оказывает влияние на формирование структуры течений и колебаний уровня Азовского моря. Одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией моря могут соответствовать противоположные по направлению течения, зависящие только от направления действующего ветра. Значительную роль в формировании течений и уровня играют процессы, вызываемые длительно действующим постоянным ветром.

ЛИТЕРАТУРА

- 1. Монин А. С. Классификация нестационарных процессов в океане // Изв. АН СССР. 1972. № 7. С. 26–30.
- 2. Герман В. Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря. М., 1971. (Тр. Гос. океанограф. ин-та; Вып. 107).

176

- 3. Матишов Г. Г., Инжебейкин Ю. И. Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря // Океанология. 2009. Т. 49, № 4. С. 485–493.
- 4. Сиротов К. М., Сидельникова Т. М. Опыт расчета скорости ветра и высоты волн в зоне холодного фронта // Тр. Гидрометцентра СССР. 1984. Вып. 263. С. 72–75.
- Быков Ф. Л., Гордин В. А. Объективный анализ структуры атмосферных фронтов // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 48, № 2. С. 172–188.
- 6. Чикин А. Л. Двухслойная математическая модель ветровых течений в водоемах, имеющих большие площади мелководья // Мат. моделирование. 2009. Т. 21, № 12. С. 152–160.
- 7. Иванов В. А., Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Динамические процессы и их влияние на трансформацию пассивной примеси в Азовском море // Океанология. 2014. Т. 54, № 4. С. 464–472.
- 8. Иванов В. А., Черкесов Л. В., Шульга Т. Я. Исследование свободных колебаний уровня Азовского моря, возникающих после прекращения длительного действия ветра // Мор. гидрофиз. журн. 2015. № 2. С. 15–24.
- Blumberg A. F., Mellor G. L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model // Three-dimensional coastal ocean models. Washington: Amer. Geophys. Union, 1987. V. 4. P. 1–16.
- 10. Лабзовский Н. А. Непериодические колебания уровня моря. СПб.: Гидрометеоиздат, 1971.
- 11. Васильев В. С., Сухинов А. И. Прецизионные двумерные модели мелких водоемов // Мат. моделирование. 2003. Т. 15, № 10. С. 17–34.
- Mellor G. L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. V. 20. P. 851–875.
- 13. Smagorinsky J. General circulation experiments with primitive equations. 1. The basic experiment // Monthly Weather Rev. 1963. V. 91, N 3. P. 99–164.
- Wannawong W., Humphries Usa W., Wongwises P., Vongvisessomjai S. Mathematical modeling of storm surge in three dimensional primitive equations // Intern. Comp. Math. Sci. 2011. V. 5, N 6. P. 497–806.
- Courant R., Friedrichs K. O., Lewy H. On the partial difference equations of mathematical physics // IBM J. Res. Development. 1967. V. 11, iss. 2. P. 215–234.
- 16. **Гидрометеорологические** условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 3. Азовское море. Л.: Гидрометеоиздат, 1986.
- 17. Мастерских М. А. Методическое пособие по составлению прогноза фронтальной боры. Л.: Гидрометеоиздат, 1980.

Поступила в редакцию 13/X 2017 г., в окончательном варианте — 9/I 2018 г.