

УДК 532.59

## ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ВЛИЯНИЯ ПЕРЕМЕЩАЮЩИХСЯ БАРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ТЕЧЕНИЯ, СВОБОДНЫЕ И ВЫНУЖДЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В АЗОВСКОМ МОРЕ

Черкесов Л. В., Шульга Т. Я.

NUMERICAL ANALYSIS OF THE EFFECT OF MOVING THE PRESSURE FIELDS  
ON THE FLOW FREE AND FORCED OSCILLATIONS OF LEVEL IN THE AZOV SEA

Cherkesov L. V., Shul'ga T. Ya.

Marine Hydrophysical Institute, RAS, Sevastopol, 299011, Russia  
e-mail: shulgaty@mail.ru

*Abstract.* In the method of mathematical modeling to study the effect of inhomogeneous moving atmospheric pressure fields on the flow, free and forced vibrations of the Azov sea level in the constant wind. To test the hypothesis about the role of resonance mechanism in the event of extremely high amplitude vibrations of wind-surges and seiches generated moving baric field at a rate equal to the wavelength of the free speed. It was found that when the same wind moving across the Azov Sea baric perturbations during a half-cycle of natural oscillations cause internally, and after the termination of weathering – free vibrations with amplitudes that differ by no more than 14 % from those obtained at constant atmospheric pressure. It is shown that the moving of the pressure front, an important but not decisive, role in the formation of the structure and trends of the Azov Sea level fluctuations.

*Keywords:* Sea of Azov, the sigma-coordinate model free oscillations of the liquid, seiche-like, stationary currents, storm surges and sleeves, the nodal lines, atmospheric front, free long-wave velocity.

### Введение

Колебания уровня и течений в морях и океанах формируются под действием различных внешних и внутренних сил, многообразие которых приводит к образованию разномасштабных океанологических процессов с периодами от нескольких секунд до нескольких десятков лет. Важную роль 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, 2]. При этом структура доминирующих продольных собственных колебаний такова, что их вершины приходятся на районы, расположенные вблизи крупных населенных пунктов [3, 4]. Поэтому представляет интерес изучение влияния сейшеобразных колебаний на формирование экстремальных амплитуд колебаний уровня и течений Азовского моря.

Частой причиной сейшеобразных колебаний в природных бассейнах являются изменения 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 вынуждающей силы. При этом относительно малые перепады давления на концах водоема и соответствующие им малые разности уровней вызывают значительные сейши. Барический фронт, двигаясь над водной поверхностью со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, формирует экстремальные нагоны и сгоны, переходящие после прекращения действия атмосферных возмущений в сейши с большой амплитудой.

Поведение волн в области атмосферных фронтов начали изучать сравнительно недавно и практического опыта прогнозирования

Черкесов Леонид Васильевич, д-р физ.-мат. наук, профессор, член-корреспондент НАН Украины; заведующий отделом теории волн Морского гидрофизического института РАН; e-mail: cherkesov.l.v@mail.ru.

Шульга Татьяна Яковлевна, канд. физ.-мат. наук, старший научный сотрудник отдела теории волн Морского гидрофизического института РАН; e-mail: shulgaty@mail.ru.

волнения в этих условиях пока еще недостаточно [5–7]. В настоящее время исследование динамики вод природных морских бассейнов под действием мезомасштабных атмосферных процессов относят к числу наиболее интересных [8, 9]. Изучение сейшеобразных колебаний в Азовском море и анализ данных натурных наблюдений проведены в работе [3]. Сейшевые колебания уровня и течения, возникающие в этом море результате нагонов величиной 1 м на открытой границе, исследованы в [4] в рамках линейной двумерной математической модели.

Настоящая статья является продолжением работ [10–12], посвященных изучению свободных и вынужденных колебаний уровня Азовского моря в рамках трехмерной нелинейной сигма-координатной модели. В данной работе на основании 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 высоких амплитуд сгонно-нагонных колебаний и сейш, генерируемых перемещающимся над морем барическим полем со скоростью, равной скорости свободной длинной волны [13]. 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.

## 1. Постановка задачи. Информация об используемой модели и ее параметрах

### 1.1. Уравнения модели. Начальные и граничные условия

Исследование свободных и вынужденных колебаний в Азовском море и в соответствующем ему геометрически прямоугольном бассейне постоянной глубины выполнено методом математического моделирования. Для этого использована трехмерная баротропная нелинейная сигма-координатная модель РОМ [14, 15], базирующаяся на системе дифференциальных уравнений динамики моря [16]. Эта модель учитывает переменную

глубину водоёма, силу Кориолиса, переменное атмосферное давление, трение на дне и свободной поверхности (ветер), удовлетворяет законам сохранения импульса и массы:

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

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

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0,$$

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

Здесь использованы следующие обозначения:  $x, y, z$  — пространственные переменные (ось  $x$  направлена на восток; ось  $y$  — на север,  $z$  — вертикально вверх);  $t$  — время;  $\mathbf{U} = |u(x, y, z, t), v(x, y, z, t)|$  — вектор горизонтальной скорости течений;  $w(x, y, z, t)$  — вертикальная компонента скорости течений;  $P$  — атмосферное давление;  $\rho$  — плотность воды;  $g$  — ускорение свободного падения;  $f$  — параметр Кориолиса;  $K_M$  — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, для определения которого используется теория Меллора–Ямады [17];  $A_M$  — коэффициент горизонтальной турбулентной вязкости, вычисляемый по формуле Смагоринского [18].

На поверхности моря задается универсальное условие для  $w$

$$w|_{z=\zeta} = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y},$$

а также граничное условие для горизонтальной скорости (как поток импульса от напряжений трения ветра)

$$K_M(u'_z, v'_z)|_{z=\zeta} = (\tau_{0x}, \tau_{0y}),$$

где  $(\tau_{0x}, \tau_{0y}) = \rho_a c_a |\mathbf{U}_W| (u_W, v_W)$ ,  $\mathbf{U}_W$  — скорость ветра на стандартной высоте 10 м над

поверхностью морской воды,  $u_W$  и  $v_W$  — компоненты вектора скорости ветра,  $\rho_a$  — плотность воздуха при стандартных атмосферных условиях ( $\text{кг/м}^3$ ),  $c_a$  — коэффициент поверхностного напряжения, меняющийся в зависимости от скорости ветра следующим образом:

$$10^3 c_a = \begin{cases} 2,5, & |\mathbf{U}_W| > 22 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}; \\ 0,49 + 0,065|\mathbf{U}_W|, & \\ 8 \leq |\mathbf{U}_W| \leq 22 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}; & (1.1) \\ 1,2, & 4 \leq |\mathbf{U}_W| \leq 8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}; \\ 1,1, & 1 \leq |\mathbf{U}_W| \leq 4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}; \end{cases}$$

Значения  $c_a$  (1.1) соответствуют [19] для скорости ветра меньше 22 м/с, в других случаях определяются константой, предложенной в [20].

На дне задаются условия непротекания, выраженные кинематическим граничным условием, отражающим факт отсутствия потока

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

и квадратичной параметризацией придонного трения

$$K_M \left( \frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Big|_{z=-H} = (\tau_{1x}, \tau_{1y}), \quad (1.2)$$

где  $(\tau_{bx}, \tau_{by}) = c_b |\mathbf{U}_b|(u_b, v_b)$ ,  $u_b$  и  $v_b$  — горизонтальные компоненты скорости течения в узлах сетки у дна бассейна;  $c_b$  — коэффициент донного трения, определенный как максимум между значением, вычисляемым по логарифмическому закону, и эмпирической постоянной 0,0025

$$c_b = \max \left[ k^2 \left( \ln \frac{H + z_b}{z_0} \right)^{-2}; 0,0025 \right].$$

Здесь  $z_0 = 3$  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  $\partial \mathbf{U}_n = 0$ , и прилипания  $\mathbf{U}_\tau = 0$ , где  $\mathbf{n}$  и  $\boldsymbol{\tau}$  — нормальное и тангенциальное направления. В качестве начальных (при  $t = 0$ ) принимаются условия отсутствия движения жидкости и горизонтальности свободной поверхности до начала действия атмосферных возмущений.

Дискретизация модели произведена на  $C$ -сетке, операторы переноса аппроксимируются

с помощью TVD-схемы [21]. Используются равномерные шаги по горизонтальным координатам  $\Delta x = \Delta y = 1,4$  км и по  $\sigma$ -координате. Выбор шагов интегрирования по временным и пространственным координатам осуществляется в соответствии с критерием устойчивости для баротропных волн [22]. Топография дна расчетной области на модельную сетку интерполирована из массива глубин, взятого из навигационных карт. Изучение свободных и вынужденных колебаний жидкости в Азовском море проведено с использованием результатов численных расчетов указанной баротропной модели динамики океана.

## 1.2. Входные метеорологические данные

Согласно наблюдениям на территориях морских акваторий, пересекающихся либо соприкасающихся с континентами, в переходные сезоны возникают разнесенные друг от друга области атмосферного фронта. Они перемещаются со скоростью 30–35 км/ч (8–10 м/с) и проходят за сутки 600–800 км. Ширина воздушных масс фронта составляет несколько десятков километров, покрывающих акваторию Азовского моря. Режим ветра и волнения перед фронтом и за фронтом существенно различаются. В зонах фронтов, особенно холодных, имеют место значительные градиенты температуры воздуха, влажности и других метеорологических факторов, которые способствуют резкому усилению ветра до шквального [23, 24].

В ходе вычислительных экспериментов воспроизведены сценарии прохождения сезонных атмосферных фронтов над Азовским морем (рис. 1).

Движение границы раздела областей давлений совершается по одной из заданных траекторий: меридиональной (рис. 1а), зональной (рис. 1б, 1г), диагональной (рис. 1в). Барический градиент, ширина фронтальной зоны, а также их значения в областях повышенного и пониженного давлений принимаются на основе анализа обобщенных справочных гидрометеорологических данных [23, 24].

Скорость и время движения барического поля выбраны с учетом предположения о генерации волн с максимальными амплитудами. Это возможно, когда период вынуждающей силы приближается к периоду собственных колебаний бассейна. При этом барический фронт, перемещающийся над водной поверхностью с близкой к  $\sqrt{gH}$  скоростью форми-

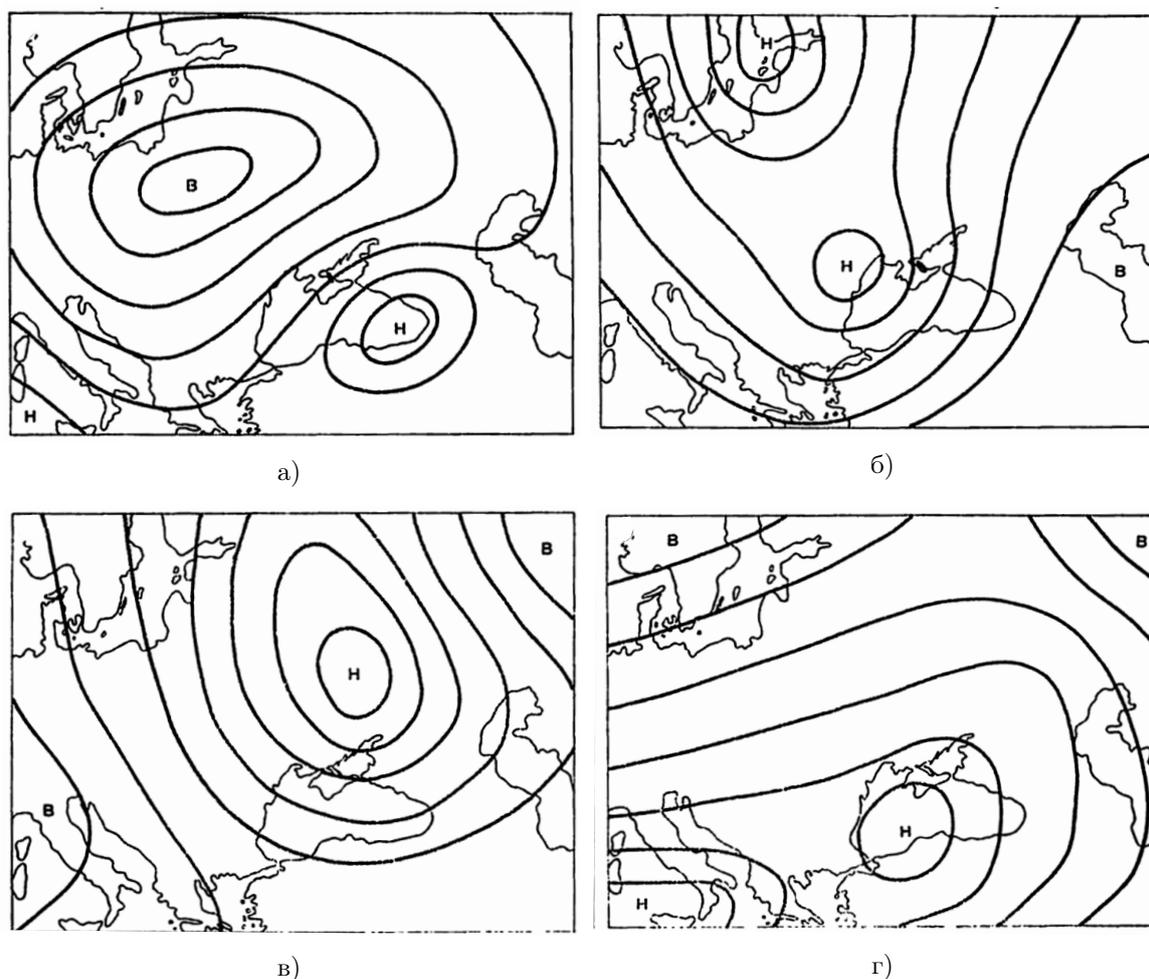


Рис. 1. Типы барических синоптических процессов для района Азовского моря: антициклон над центральными районами европейской части России (а), антициклон над Малой Азией и Казахстаном (б), антициклон с отрогом над Балканским полуостровом (в), средиземноморские циклоны (г)

рует высокие нагоны у берегов, вызывающие затем сейши с большой амплитудой [13].

Время перемещения фронта над акваторией моря задается равным полупериоду старшей моды собственных колебаний уровня Азовского моря. Его значение определяется, исходя из данных наблюдений и результатов аналитических расчетов. Так, в [3, 23, 24] отмечены сейши с периодами 6–7 и 23 ч ( $T_{\text{набл}}$ ). Теоретические значения периодов ( $T_{\text{Мериан}}$ ) получены по формуле Мериана с учетом поправки Релея [3]

$$T_{\text{Мериан}} = \frac{2L}{\sqrt{gh}}(1 + \varepsilon),$$

$$\varepsilon = \frac{b}{\pi l} \left( \frac{3}{2} - \ln \frac{\pi b}{l} - C_\varepsilon \right).$$

Здесь  $C_\varepsilon = 0,5772$  — 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 (1.2), равен 24,1 ч.

Таким образом, доминирующие продольные собственные колебания первой моды уровня Азовского моря имеют период близкий к 24 ч. Структура этой моды такова, что одна ее вершина находится в Таганрогском заливе, а противоположная — вблизи Геническа. Поэтому представляет интерес изучения влияния неоднородных барических полей на формирование сгонно-нагонных явлений и сейшеобразных колебаний в этих районах.

Начальные установившиеся движения в море вызываются действием однородного по времени и пространству юго-западного ветра со скоростями  $|\mathbf{U}_W| = 10$  м/с. Прохождение плоского атмосферного фронта над Азовским морем происходит в поле стационарного ветра и разделяется на два последовательных этапа. На первом ( $0 \leq t \leq 48$  ч) — атмосферное давление постоянно по всей акватории моря, его значение равно стандартному атмосферному давлению 760 мм рт. ст. при температуре  $0^\circ$  на широте  $45^\circ$  ( $P_H = \text{const} = 1013,25$  гПа).

Второй этап начинается от момента, когда движение жидкости в море становится установившимся ( $t = 48$  ч) и длится в течение полупериода собственных колебаний Азовского моря ( $t_H = 12$  ч). На этом этапе ( $48 \leq t \leq 60$  ч) в поле действующего ветра начинает перемещаться граница ( $\Gamma$ ), разделяющая области постоянного и переменного атмосферного давлений. От момента времени ( $t = 60$  ч) прекращения действия ветра и в области постоянного давления ( $P_H$ ) имеют место свободные волновые колебания жидкости на поверхности моря.

Функция  $P = P(x, y, \tilde{t})$ , моделирующая переменное давление в плоском атмосферном фронте, зависит от времени, в течение которого барическое поле проходит всю акваторию моря ( $0 \leq \tilde{t} \leq t_H$ ), также от пространственных переменных, область значений которых обусловлена геометрией Азовского моря ( $0 \leq x \leq x_{max} = 350$  км,  $0 \leq y \leq y_{max} = 250$  км).  $P(x, y, \tilde{t})$  терпит разрыв на линии ( $\Gamma$ ), разделяющей области постоянного и переменного давлений

$$\Gamma = \begin{cases} x = x(\tilde{t}), \\ y = y(\tilde{t}). \end{cases}$$

Вид параметрических уравнений ( $x = x(\tilde{t})$ ,  $y = y(\tilde{t})$ ) определяет конфигурацию изолиний давлений. Одни из этих линий — прямые с определенным углом наклона, другая — кривая с заданным радиусом кривизны. Скорость неоднородного барического поля ( $\mathbf{W}_\Gamma$ ) в первой серии численных экспериментов выбирается из условия прохождения траектории Геничск — Перебойный за время полупериода продольной сейшевой моды, во второй серии она принимается равной скорости свободной длинной волны  $\sqrt{gH}$ .

С обеих сторон от линии раздела  $\Gamma$  функция  $P(x, y, \tilde{t})$  непрерывна. Изменение давле-

ния, соответствующее эволюции падения барических тенденций, определяется следующим соотношением

$$P(x, y, \tilde{t}) = \begin{cases} P_H = \text{const}, \\ x \geq x_{max} - x(\tilde{t}); \\ y \geq y_{max} - y(\tilde{t}), \\ P_H + a(\tilde{t} - t_H), \\ 0 \leq x \leq x(\tilde{t}); \\ 0 \leq y \leq y(\tilde{t}), \end{cases}$$

где коэффициент  $a$  подобран так, чтобы в начальный момент  $\tilde{t} = 0$  функция  $P(x, y, \tilde{t})$  имела единственный скачок, амплитуда которой равна градиенту приземного давления вдоль линии фронта ( $at_H = \Delta P_\Phi$ ). При этом  $P_\Phi$  рассчитывается по известному в данном эксперименте значению скорости ветра на основании формулы

$$|\mathbf{U}_W| = 0,7 \sqrt{(4,8/\sin \varphi)^2 (\Delta P_\Phi^2 + \alpha^2 \Delta t_\Phi^2) + 64},$$

предложенной в [25]. Здесь  $\Delta t_\Phi$  — перепад температуры воздуха в зоне фронта на расстоянии 50 км;  $\alpha$  — переходной коэффициент,  $\varphi$  — географическая широта.

## 2. Анализ результатов численного моделирования

В рамках математической модели выполнен расчет 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 подробно анализируются на береговых станциях моря и в районах центральной части бассейна.

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

1. Целью численных экспериментов является исследование реакции свободных и вынужденных колебаний уровня Азовского

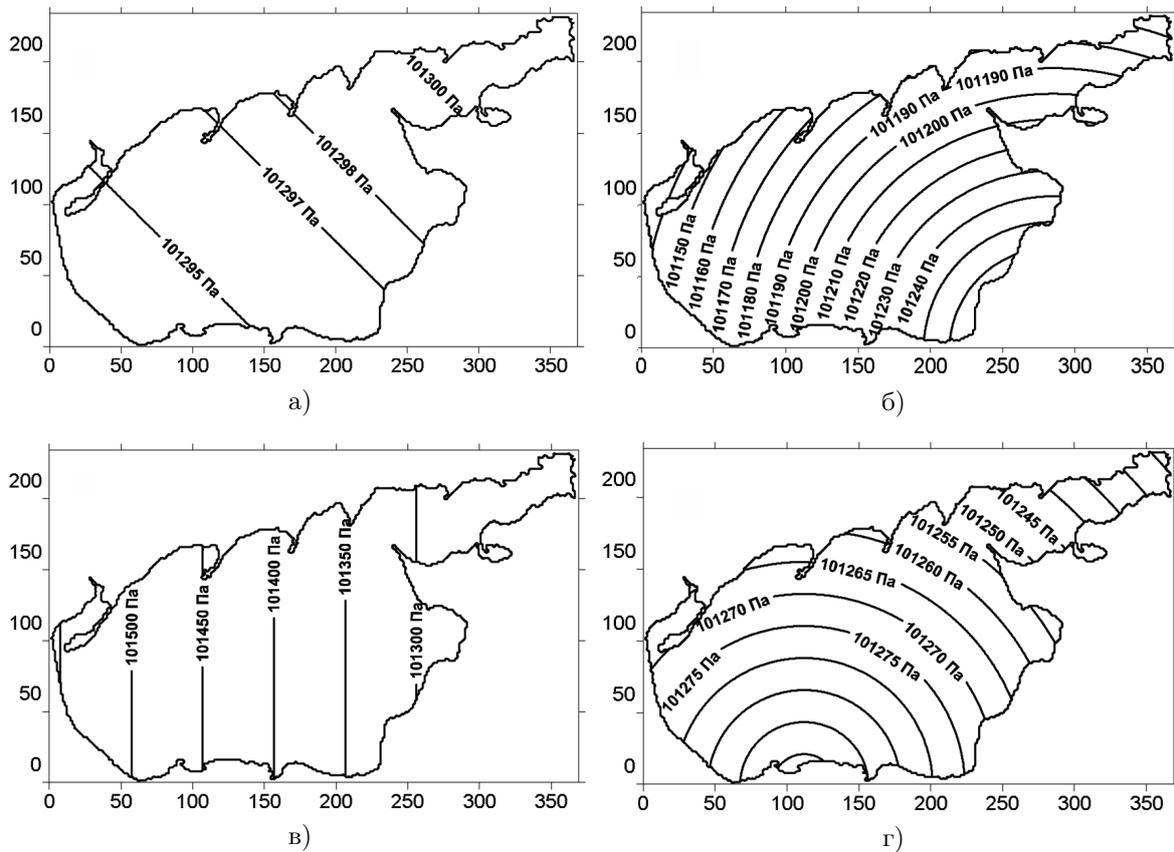


Рис. 2. Движение области переменного атмосферного давления со скоростью 8 м/с в направлении Геническ – Перебойный при различной геометрии ее границ: (а) и (с) — прямые под наклоном  $0^\circ$  и  $45^\circ$  к оси  $x$ ; (б) и (д) — кривые с заданным радиусом кривизны

моря на прохождение барического поля за время, равное периоду собственных колебаний бассейна. Воздух движется из областей с высоким давлением в область с низким давлением благодаря барическому градиенту. При этом, как только воздух приходит в движение, начинает действовать и сила Кориолиса, которая отклоняет его поток вправо. С увеличением скорости ветра увеличивается и отклонение его направления под влиянием силы Кориолиса. В результате чего геострофический ветер движется уже не от области высокого давления в область низкого давления, а вдоль изобары.

Траектории движения неоднородных барических полей над Азовским морем, принятые в численных экспериментах, представлены на рис. 2. Изолинии барических уровней соответствуют моменту времени  $\tilde{t} = 9$  ч, отсчитываемому от начала движения полей пониженного давления. На рис. 2а, 2б показаны примеры распространения этих областей со скоростью  $\mathbf{W}_\Gamma = 8$  м/с в направлении

действующего зонального ветра по линии Геническ – Перебойный. Они различаются геометрией линий раздела ( $\Gamma$ ): на рис. 2а — это прямая линия с углом наклона  $45^\circ$  к оси  $x$ ; на рис. 2б — кривая с заданным радиусом кривизны 250 км. Движение границы раздела областей давлений по диагональной траектории (с углом наклона  $0^\circ$  к оси  $x$ ) показано на рис. 2г, 2д.

Результаты расчетов экстремальных отклонений уровня моря, полученные при постоянном давлении, а также при прохождении неоднородного барического фронта, вызванные действием одного и того же значения скорости стационарного западного ветра (10 м/с), приведены в табл. 1. Здесь даны максимальные и минимальные значения отклонений уровня на береговых станциях Азовского моря в момент прекращения действия ветра ( $\zeta_{st}$ ,  $\zeta_{extr}$ ) и первые последовательные экстремумы амплитуд сейшеобразных колебаний ( $\zeta_{1,2}$ ) с соответствующими им моментами времени ( $t_{1,2}$ ). В левой части таблицы

Таблица 1. Стационарные сгоны и нагоны ( $\zeta_{st}$ , см), экстремумы амплитуд вынужденных ( $\zeta_{extr}$ , см) и двух первых сейшеобразных колебаний ( $\zeta_{1,2}$ , см) с соответствующими моментами времени ( $t_{1,2}$ , ч), при постоянном атмосферном давлении ( $P_n$ ) и после прохождения барического фронта со скоростью 8 м/с ( $P(x, y, \tilde{t})$ ) под действием одного и того же стационарного ветра скорости 10 м/с

Станция	$P = P_n$					$P = P(x, y, \tilde{t})$				
	$\zeta_{st}$	$\zeta_1$	$t_1$	$\zeta_2$	$t_2$	$\zeta_{extr}$	$\zeta_1$	$t_1$	$\zeta_2$	$t_2$
Геническ	202	-27	9,5	33	16,5	215	-28	10,0	39	16,8
Бердянск	25	-57	2,5	46	7,7	25	-60	2,8	48	7,7
Мариуполь	-153	-1	12,3	-20	20,2	-182	-1	12,5	-21	20,6
Таганрог	-158	-89	24,3	30	31,5	-164	-97	24,4	35	31,5
Ейск	-244	-6	18,3	21	28,5	-262	-7	18,7	25	28,9
П.-Ахтарск	-175	92	5,3	-10	13,9	-188	95	5,5	-10	13,9
Темрюк	-18	103	2,7	-14	13,5	-18	107	3,1	-14	13,6
Опасное	32	93	1,7	-8	13,0	37	93	2,2	-9	13,1
Мысовое	98	-20	8,7	26	15,4	106	-22	8,7	30	15,6

представлены результаты моделирования при неизменном давлении  $P = P_n$ , в правой части — при прохождении через всю акваторию области переменного давления  $P = P(x, y, \tilde{t})$  со скоростью 8 м/с.

Из анализа данных, приведенных в левой части табл. 1, следует, что действующий ветер вызывает максимальные стационарные нагоны на ст. Геническ (202 см), сгоны — на ст. Ейск (244 см), Приморско-Ахтарск (175 см) и Таганрог (158 см). В сравнении с экстремумами амплитуд отклонений уровня, вызванных прохождением барического поля, видно, что наибольшие различия на указанных станциях составляют 14 %.

Используя данные, приведенные в табл. 1, выполним анализ сейшеобразных колебаний на станциях, где имеют место наибольшие сгонно-нагонные явления. На ст. Ейск, где возникает наибольший сгон ( $-2,44$  м;  $t = t_0$ ), прекращение действия ветра вызывает повышение уровня ( $\zeta_1 = -0,06$  м;  $t = 18,3$  ч). При этом размах первого колебания составляет 2,38 м. В дальнейшем уровень продолжает повышаться и через 10,2 ч достигает наибольшего значения 0,21 м, размах второго колебания (0,27 м) в 8,8 раза меньше первого.

Прохождение барического фронта приводит к изменениям значений размахов и периодов свободных колебаний, которые на этой станции (Ейск) существенно отличаются. Так, в момент прекращения действия возмущений понижение уровня на 2,62 м формирует последующие свободные колебания с размахами 2,55 и 0,32 м. Отметим, что величина стационарного сгона на этой станции на 7 % меньше

нестационарного, отличия размахов сейшеобразных колебаний не превышают 16 %, а их периодов — на 0,5 ч. Так как в обоих случаях основой генерации волн и течений являлся один и тот же ветер, то эта разница, очевидно, обусловлена прохождением барического фронта с перепадом давления 100 гПа.

На рис. 3 приведены поля течений в поверхностном слое Азовского моря через равные промежутки времени (3 ч) от момента прекращения всех внешних воздействий.

Из рис. 3 видно, что при различных скоростях действующего ветра положение максимумов скоростей течений смещено в сторону Таганрогского залива. Как следует из рис. 3, положения нулевых значений скоростей течений сильно разбросаны по акватории. При этом одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией соответствуют противоположные по направлению течения.

**2.** Следующий цикл экспериментов проведен с целью анализа влияния резонансных характеристик, связанных со скоростью свободной длинной волны. Движение полей атмосферного давления над акваторией рассчитывается на основе известного дисперсионного соотношения и является функцией, зависящей от глубины природного бассейна ( $\mathbf{W}_\Gamma(H) = \sqrt{gH}$ ).

В табл. 2 представлена зависимость максимальных амплитуд колебаний уровня Азовского моря от скорости перемещения границы барического возмущения в меридиональном направлении в поле постоянного западного ветра ( $\mathbf{U}_W = 10$  м/с). Скорость свободной

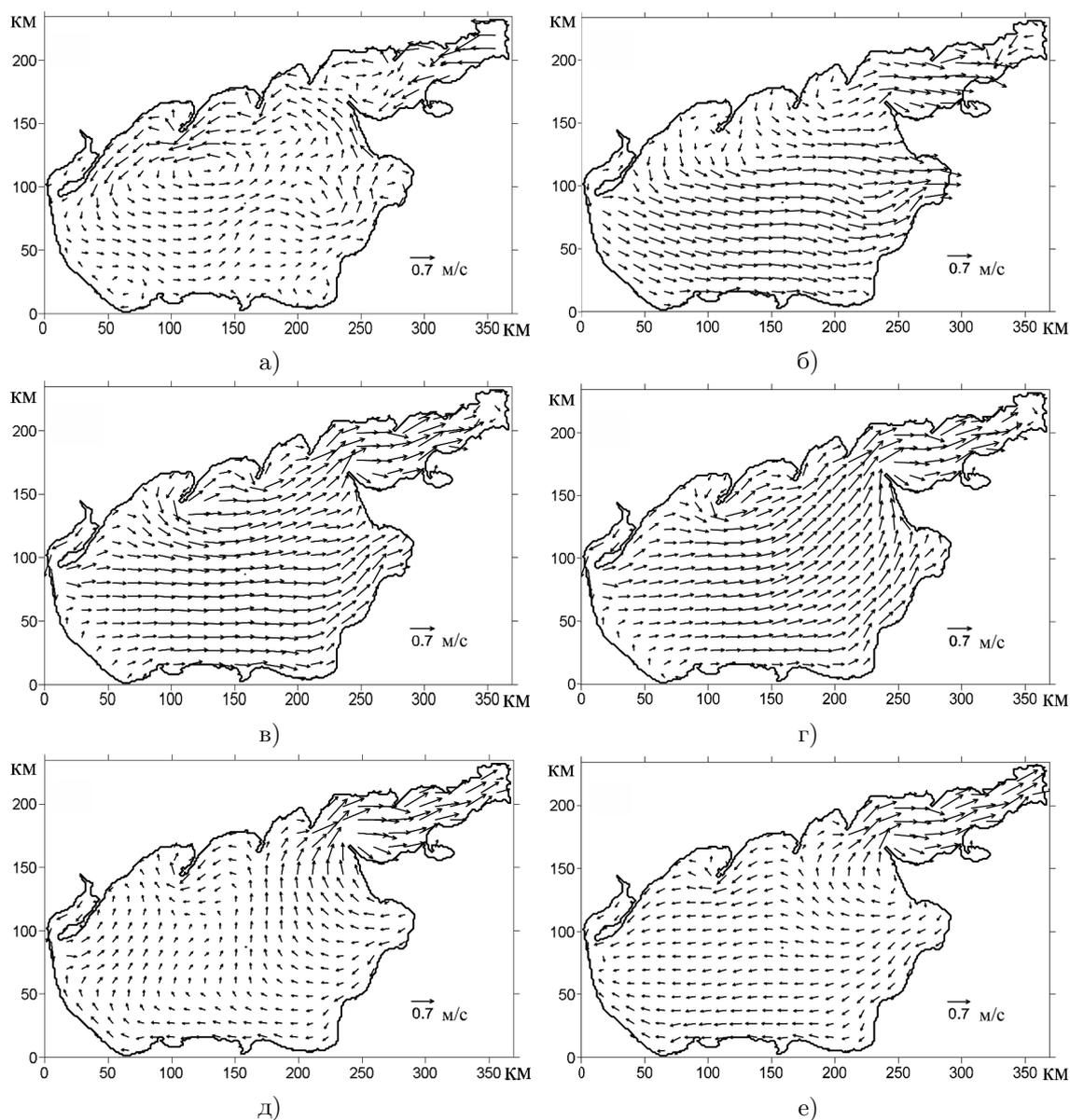


Рис. 3. Поля течений Азовского моря при установившемся движении (а), в момент прекращения действия ветра (б), через 3 ч (в), через 6 ч (г), через 9 ч (д), через 12 ч (е)

Таблица 2. Зависимость экстремальных характеристик волнения от скорости ( $W_{\Gamma}(H)$ , м/с) перемещения барических полей над Азовским морем

$W_{\Gamma}(H)$ , м/с	$\zeta_{max}$ , м	$\zeta_{min}$ , м	$ 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	0,3
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

длинной волны ( $\mathbf{W}_\Gamma(H) = \sqrt{gH}$ ) варьируется в зависимости от выбираемых значений глубины моря ( $H = 7-14$  м).

Сравнение данных результатов, представленных в табл. 2, с результатами расчетов, проведенных при постоянном значении атмосферного давления [20], подтверждают гипотезу о влиянии движущихся барических образований на колебания уровня и скорости течений Азовского моря. Увеличения амплитуд колебаний уровня и максимальных скоростей течений ( $\zeta_{\max} = 0,56$  м;  $\zeta_{\min} = 0,4$  м;  $|\mathbf{U}|_{\max} = 26,2$  см/с) по сравнению со случаем неизменной величины давления (1013,0 гПа) достигают 20, 23 и 14 %.

Из анализа данных, приведенных в табл. 2, следует, что скорость передвижения барических возмущений влияет на максимальные скорости и отклонения уровня моря. Наибольшие значения этих величин достигаются при скорости фронта  $\mathbf{W}_\Gamma = 9,4$  м/с, соответствующей глубине моря  $H = 9$  м. Время прохождения этого барического образования от крайней западной до крайней восточной границ Азовского моря составляет 10 ч 40 мин. Отметим, что фронт, перемещающийся дольше, например, со скоростью 8,3 м/с (12,8 ч), оказывает меньшее воздействие на параметры волновых движений.

По результатам эксперимента исследуем изменение уровня свободной поверхности в момент установления движения жидкости, прохождения атмосферного возмущения всей акватории моря и через равные промежутки времени (3 ч) от момента прекращения всех внешних воздействий.

На рис. 4 представлены результаты численного эксперимента прохождения 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 перемещение границы раздела воздушных масс с перепадом атмосферного давления происходит со скоростью свободной длинной волны ( $\mathbf{W}_\Gamma = \sqrt{gH} = 8,29$  м/с), отвечающей среднему значению глубины моря 7 м. Время прохождения атмосферного возмущения выбрано равным половине периода свободных колебаний ( $T_\Phi = T_{\text{Мериан}}/2 = 12$  ч).

В момент прекращения действия ветра (рис. 4а) динамика вод определяется узловой линией, проходящей через центр бассейна, а максимум амплитуды достигается в западной и восточной частях бассейна. При даль-

нейшем развитии процесса свободных колебаний возрастает генерация вихревых возмущений, узловая линия ассиметрично вращается против часовой стрелки, занимая продольное (рис. 4б) и диагональное (рис. 4в) положения. Свободные колебания через 11 ч после прекращения ветра (рис. 4г) представляют собой трехузловую сейшу с центральной узловой линией, повторяющей ее конфигурацию в начальный период времени ( $t = t_0 + 15$  ч; рис. 4а). Две более короткие узловые линии симметричны, они являются полуокружностями, диаметры которых располагаются перпендикулярно направлению атмосферного фронта.

Наименьшая интенсивность свободных колебаний уровня отмечается в центральной области бассейна. Через 12 ч (рис. 4д) система трехузловых сейш перемещается в восточном направлении, при этом наибольшие отклонения уровня имеют место в противоположных углах бассейна. Дальнейшее развитие процесса свободных колебаний ( $t = t_0 + 15$  ч; рис. 4е) приводит к тому, что участки малых узловых линий компенсируются, объединяясь в одну, проходящую по диагонали бассейна, разделяющую его на области возвышения и опускания уровня.

### 3. Основные результаты исследования

На основе анализа результатов численного моделирования установлено, что возмущения, движущиеся со скоростью, близкой к скорости свободной длинной волны, вызывают генерацию волн с амплитудами, большими, чем при том же ветре и постоянном атмосферном давлении. Их наибольшие значения достигаются при скорости перемещения границы барических возмущений 9,4 м/с, соответствующей глубине моря  $H = 9$  м ( $\mathbf{W}_\Gamma = \sqrt{gH}$ ).

Перемещающиеся барические поля за время, равное полупериоду собственных колебаний бассейна, вызывают 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.

Возмущению атмосферного давления принадлежит важная, но не решающая, роль при формировании структуры течений и колебаний уровня Азовского моря. В работе, показано, что одному и тому же направлению перемещения границы барических возмущений над акваторией моря могут соответство-

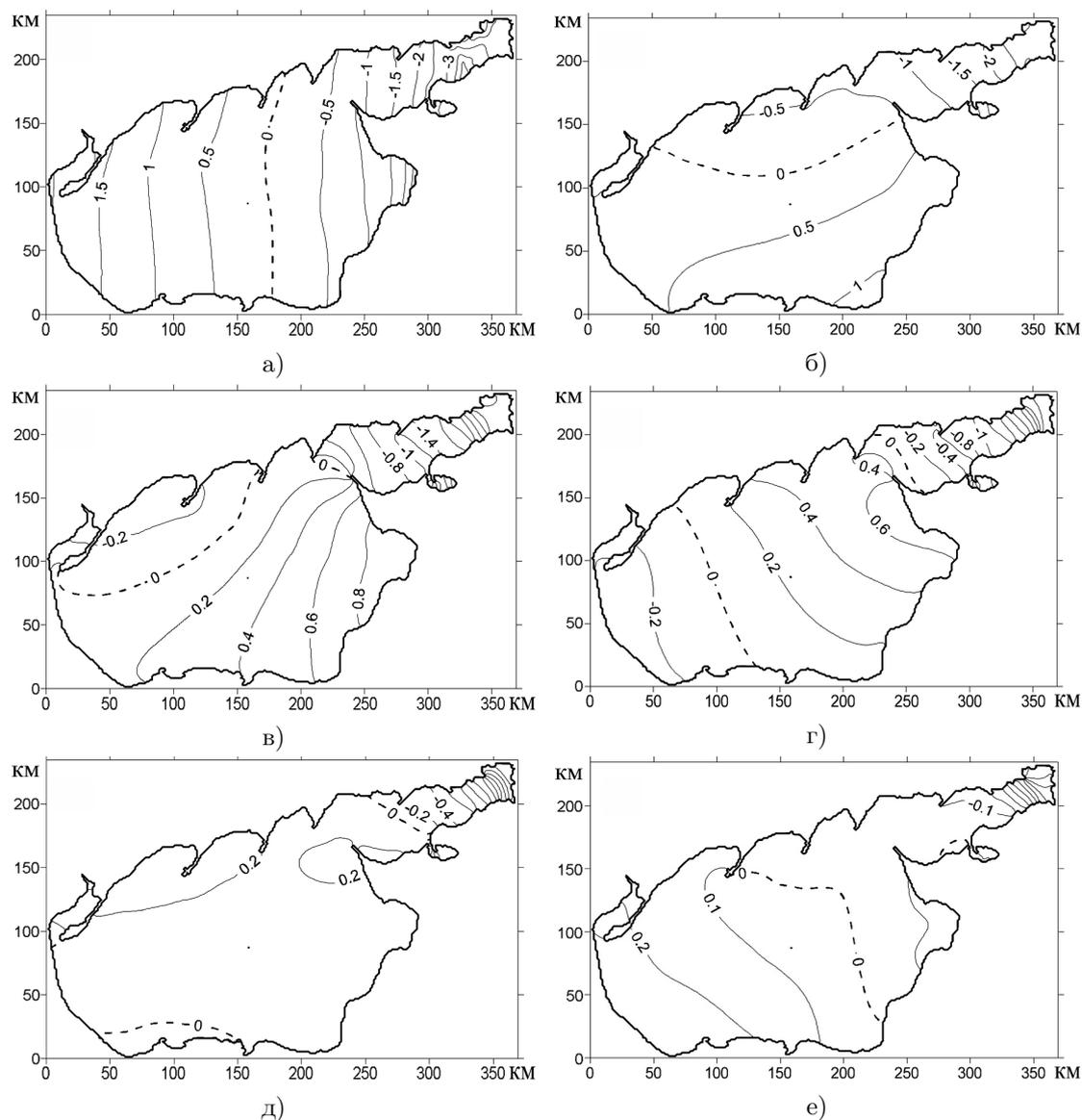


Рис. 4. Изолинии уровня (м): при установившемся движении (а), в момент прекращения действия ветра (б), через 3 ч (в), через 6 ч (г), через 9 ч (д), через 12 ч (е)

вать противоположные по направлению течения. Важная роль в формировании течений и уровня принадлежит процессам, вызываемым длительно действующим постоянным ветром.

### Литература

1. Монин А.С. Классификация нестационарных процессов в океане // Изв. АН СССР. 1972. № 7. С. 26–30.
2. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. СПб.: Гидрометеиздат, 1987. 512 с.
3. Герман В.Х. Исследование и расчет вероятностных характеристик экстремальных уровней моря // Труды ГОИН. 1971. Вып. 107. 151 с.
4. Матишов Г.Г., Инжебейкин Ю.И. Численные исследования сейшеобразных колебаний уровня Азовского моря // Океанология. 2009. Т. 49. № 4. С. 485–493.
5. Сиротов К.М., Сидельникова Т.М. Опыт расчета скорости ветра и высоты волн в зоне холодного фронта // Труды Гидрометцентра СССР. 1984. Вып. 263. С. 72–75.
6. Быков Ф.Л., Гордин В.А. Объективный анализ структуры атмосферных фронтов // Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 48. № 2. С. 172–188.
7. Нестеров Е.С. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в морях и океанах. М.:

- Росгидромет, 2013. 337 с.
8. *Ефимов В.В., Анисимов А.Е.* Численное моделирование влияния температурных контрастов суша – море на атмосферную циркуляцию в Черноморском регионе // *Морской гидрофизический журнал*. 2011. № 4. С. 3–12.
  9. *Ефимов В.В., Барабанов В.С., Крупин А.В.* Моделирование мезомасштабных особенностей атмосферной циркуляции в Крымском регионе Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2012. № 1. С. 64–74.
  10. *Иванов В.А., Черкесов Л.В., Шульга Т.Я.* Динамические процессы и их влияние на распространение и трансформацию загрязняющих веществ в ограниченных морских бассейнах. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010. 178 с.
  11. *Иванов В.А., Черкесов Л.В., Шульга Т.Я.* Динамические процессы и их влияние на трансформацию пассивной в Азовском море // *Океанология*. 2014. Т. 54. № 4. С. 464–472.
  12. *Иванов В.А., Черкесов Л.В., Шульга Т.Я.* Исследование свободных колебаний уровня Азовского моря, возникающих после прекращения длительного действия ветра // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 2. С. 15–24.
  13. *Лабзовский Н.А.* Непериодические колебания уровня моря. СПб.: Гидрометеиздат, 1971. 238 с.
  14. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of three dimensional coastal ocean circulation model // *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. Coast. Estuar. Sci. Iss. 4. Washington, D.C.: American Geophysical Union. 1987. P. 1–16.
  15. *Фомин В.В.* Численная модель циркуляции вод Азовского моря // *Научные труды УкрНИГМИ*. 2002. Вып. 249. С. 246–255.
  16. *Черкесов Л.В., Иванов В.А., Хартмиев С.М.* Введение в гидродинамику и теорию волн. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 264 с.
  17. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1982. Iss. 20. P. 851–875.
  18. *Smagorinsky J.* General circulation experiments with primitive equations, I. The basic experiment // *Mon. Weath. Rev.* 1963. 91. P. 99–164.
  19. *Large W. G., Pond S.* Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds // *J. of Phys. Oceanography*. 1981. Iss. 11. P. 324–336.
  20. *Powell M.D., Viukery P.J., Reinhold T.A.* Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones // *Nature*. 2003. No. 422. P. 278–283.
  21. *Sweby P.K.* High resolution schemes using flux limiters for hyperbolic conservation laws // *Society for Industrial and Applied Mathematics*. J. Numer. Anal. 1984. Iss. 21. P. 995–1011.
  22. *Courant R., Friedrichs K.O., Lewy H.* On the partial difference equations of mathematical physics // *IBM J.* 1967. March. P. 215–234.
  23. *Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Том III, Азовское море.* Л.: Гидрометеиздат, 1986. 218 с.
  24. *Гидрометеорологический справочник Азовского моря.* Л.: Гидрометеиздат, 1962. 247 с.
  25. *Мастерских М.А.* Методическое пособие по составлению прогноза фронтальной боры. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 35 с.

## References

1. Monin A.S. Klassifikaciya nestacionarnyh processov v okeane [Classification of non-stationary processes in the ocean]. *Izv. AN SSSR* [News of the Academy of Sciences of the USSR], 1972, no. 7, pp. 26–30. (In Russian)
2. Kamenkovich V.M., Koshlyakov M.N., Monin A.S. *Sinopticheskie vikhri v okeane* [Synoptic eddies in the ocean]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 1987, 512 p. (In Russian)
3. German V.H. Issledovanie i raschet veroyatnostnyh harakteristik ehkstremaal'nyh urovnej morya [Investigation and calculation of probability characteristics sea extreme levels]. *Trudy GOIN* [Proc. of the National Institute of Oceanography], 1971, iss. 107, 151 p. (In Russian)
4. Matishov G.G., Inzhebejkin Yu.I. Chislennye issledovaniya sejsheobraznyh kolebanij urovnya Azovskogo moray [Numerical studies of sesorang level oscillations of the Azov sea]. *Okeanologiya* [Oceanology], 2009, vol. 49, no. 4, pp. 485–493. (In Russian)
5. Sirovov K.M., Sidel'nikova T.M. Opyt rascheta skorosti vetra i vysoty voln v zone holodnogo fronta [Experience for wind speed and wave height in the area of the cold front]. *Trudy Gidrometcentra SSSR* [Proc. of the Hydrometcentre of USSR], 1984, no. 263, pp. 72–75. (In Russian)
6. Bykov F.L., Gordin V.A. Ob"ektivnyj analiz struktury atmosferynyh frontov [An objective analysis of the structure of atmospheric fronts]. *Fizika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Physics], 2014, vol. 48. no. 2, pp. 172–188. (In Russian)
7. Nesterov E.S. *Rezhim, diafnoz i prognoz vetrovogo volneniya v moryah i okeanah* [The mode, diagnosis and prognosis of wind waves in the seas and oceans]. Moscow, Rosgidromet Publ., 2013, 337 p. (In Russian)
8. Efimov V.V., Anisimov A.E. Chislennoe modelirovanie vliyaniya temperaturnyh kontrastov susha – more na atmosfernyuyu cirkulyaciyu v Chernomorskom regione [Numerical simulation of the temperature contrasts land – sea on the atmospheric circulation in the Black Sea re-

- gion]. *Morskoy gidrofizicheskij zhurnal* [Physical Oceanography J.], 2011, no. 4, pp. 3–12. (In Russian)
9. Efimov V.V., Barabanov V.S., Krupin A.V. Modelirovanie mezomasshtabnyh osobennostej atmosfernoj cirkulyacii v Krymskom regione Chernogo morya [Modeling of mesoscale features of the atmospheric circulation in the Crimean Black Sea region]. *Morskoy gidrofizicheskij zhurnal* [Physical Oceanography J.], 2012, no. 1, pp. 64–74. (In Russian)
  10. Ivanov V.A., Cherkesov L.V., Shul'ga T.Ya. *Dinamicheskie processy i ih vliyanie na rasprostranenie i transformaciyu zagryaznyayushchih veshchestv v ogranichennyh morskikh bassejnah* [Dynamic processes and their influence on the distribution and transformation of pollutants in restricted marine basins]. Sevastopol, EKOSI-Gidrofizika Publ., 2010, 178 p. (In Russian)
  11. Ivanov V.A., Cherkesov L.V., Shul'ga T.Ya. *Dinamicheskie processy i ih vliyanie na transformaciyu passivnoj v Azovskom more* [Dynamic processes and their influence on the transformation of passive into the Azov sea]. *Okeanologiya* [Oceanology], 2014, vol. 54, no. 4, pp. 464–472. (In Russian)
  12. Ivanov V.A., Cherkesov L.V., Shul'ga T.Ya. *Issledovanie svobodnyh kolebanij urovnya Azovskogo morya, vznikayushchih posle prekrashcheniya dlitel'nogo dejstviya vetra* [Studies of free fluctuations of the Azov sea level arising after the termination of prolonged wind effect]. *Morskoy gidrofizicheskij zhurnal* [Physical Oceanography], 2015, no. 2, pp. 15–24. (In Russian)
  13. Labzovskij N.A. *Nepriodicheskie kolebaniya urovnya moray* [Non-recurrent sea level fluctuations]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 1971, 238 p. (In Russian)
  14. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of three dimensional coastal ocean circulation model. In *Three-Dimensional Coastal Ocean Models. Coast. Estuar. Sci. Iss. 4*. Washington, D.C., American Geophysical Union, 1987, pp. 1–16.
  15. Fomin V.V. *Chislennaya model' cirkulyacii vod Azovskogo morya* [Numerical model of the circulation of the Azov Sea water]. *Nauchnye trudy UkrNIGMI* [Proc. of the Ukrainian Research Institute of the State Meteorological], 2002, no. 249, pp. 246–255. (In Russian)
  16. Cherkesov L.V., Ivanov V.A., Hartiev S.M. *Vvedenie v gidrodinamiku i teoriyu voln* [Introduction into hydrodynamics and wave theory]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 1992, 264 p. (In Russian)
  17. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1982, no. 20, pp. 851–875.
  18. Smagorinsky J. General circulation experiments with primitive equations, Vol. I, The basic experiment. *Mon. Weath. Rev.*, 1963, no. 91, pp. 99–164.
  19. Large W.G., Pond S. Open ocean momentum fluxes in moderate to strong winds. *Journal of Physical Oceanography*, 1981, no. 11, pp. 324–336.
  20. Powell M.D., Vivkery P.J., Reinhold T.A. Reduced drag coefficient for high wind speeds in tropical cyclones. *Nature*, 2003, no. 422, pp. 278–283.
  21. Sweby P.K. High resolution schemes using flux limiters for hyperbolic conservation laws. Society for industrial and applied mathematics. *J. Numer. Analys.*, 1984, no. 21, pp. 995–1011.
  22. Courant R., Friedrichs K.O., Lewy H. On the partial difference equations of mathematical physics. *IBM J.*, 1967, March, pp. 215–234.
  23. *Gidrometeorologicheskie usloviya shel'fovoj zony morej SSSR. Tom III, Azovskoe more* [Hydrometeorological conditions of the shelf zone of the seas of the USSR. Volume III, The Azov sea]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 1986, 218 p. (In Russian)
  24. *Gidrometeorologicheskij spravochnik Azovskogo moray* [Hydrometeorological reference of Azov sea]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 1962, 247 p. (In Russian)
  25. Masterskih M.A. *Metodicheskoe posobie po sostavleniyu prognoza frontal'noj bory* [The methodical manual on drawing up the front burs forecast]. St. Petersburg, Gidrometeoizdat Publ., 1980, 35 p. (In Russian)