

УДК 551.465

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2022 г. И. П. Медведев*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

*e-mail: patamates@gmail.com

Поступила в редакцию 10.11.2021 г.

После доработки 07.02.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

Для изучения особенностей короткопериодных метеорологических колебаний уровня моря выполнена адаптация численной Принстонской модели океана (РОМ) к условиям Черного моря. Созданная диагностическая модель адекватно воспроизводит статистические характеристики мезомасштабных колебаний уровня Черного моря. С помощью модели были получены оценки периодов собственных колебаний уровня Черного моря (10.7, 5.8, 4.9, 4.1 ч) и рассчитаны пространственные распределения их относительных амплитуд и фаз. Численные эксперименты позволили оценить отдельный вклад изменений атмосферного давления и касательных напряжений ветра в формирование колебаний уровня Черного моря. Изменения атмосферного давления – основной вынуждающий фактор формирования метеорологических колебаний уровня на большей части акватории Черного моря. Преобладающая роль ветра в формировании колебаний уровня обнаружена для Азовского моря и на северо-западной части побережья Черного моря.

Ключевые слова: уровень моря, Черное море, сейши, численное моделирование, мареограф, РОМ, спектральный анализ

DOI: 10.31857/S0030157422040086

ВВЕДЕНИЕ

Черное море – одно из самых изолированных морей Мирового океана. Узость и мелководность проливов Босфор и Дарданеллы препятствует проникновению мезомасштабных колебаний уровня из смежных бассейнов (Средиземного, Эгейского и Мраморного морей) в акваторию Черного моря. Мезомасштабные колебания уровня моря (сгонно-нагонные явления, сейши, приливы) формируются непосредственно в бассейне моря и представляют собой реакцию водной массы на воздействие вынуждающей силы (изменений атмосферного давления, напряжения ветра, приливообразующих сил). В [23] на основе данных прибрежных наблюдений и численного моделирования были исследованы особенности приливных колебаний Черного моря. В текущем исследовании с помощью численных методов были изучены основные свойства реакции бассейна Черного моря на изменение полей атмосферного давления и приземного ветра над ним.

Барические поля и связанное с ними ветровое напряжение – это вынуждающие силы, формирующие колебания уровня Черного моря с периодами от нескольких часов до месяца. Изменения вклада компонент водного баланса (речного сто-

ка, водообмена с Мраморным и Азовским морями, испарения, атмосферных осадков) влияют преимущественно на долгопериодные колебания уровня моря. Так, в [29] было показано, что колебания уровня Черного моря тесно связаны с колебаниями уровня в Мраморном и Эгейском морях на периодах больше 1 месяца. Таким образом, для короткопериодных колебаний уровня Черное море является почти полностью замкнутым бассейном.

Изучению короткопериодных колебаний уровня Черного моря посвящено большое количество исследований, с основными результатами которых можно ознакомиться в монографиях [5–7, 9, 17]. В [1, 2, 8, 14, 18–20, 27] с помощью численного моделирования были изучены свойства собственных колебаний (сейш) Черного моря. Спектр колебаний уровня Черного моря с периодами от часов до месяцев был исследован в [3, 4, 10, 14–16, 30]. В [15] на основе длительных ежечасных и среднемесячных рядов наблюдений были изучены особенности пространственного распределения дисперсии колебаний уровня Черного моря в различных частотных диапазонах и показано, что в северо-западной части Черного моря наибольший вклад в суммарную дисперсию уровня моря вносит синоптическая составляющая.

В текущем исследовании с целью создания диагностической численной модели колебаний уровня моря известная Принстонская модель океана POM (Princeton Ocean Model) была адаптирована к условиям Черного моря. С помощью этой модели были исследованы основные свойства реакции бассейна Черного моря на изменение полей атмосферного давления и приземного ветра и рассчитан спектр собственных колебаний моря.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ И ЕЕ ВАЛИДАЦИЯ

В рамках настоящего исследования была использована двумерная версия модели POM [24]. Штормовые нагоны, сейши, приливы относятся к классу движений жидкости, соответствующих приближению мелкой воды, и хорошо воспроизводятся с помощью двумерных моделей, основанных на осредненных по глубине уравнениях движения в длинноволновом приближении. Численное моделирование в текущем исследовании выполнялось с использованием данных об атмосферном давлении и приземном ветре на высоте 10 м из атмосферного реанализа NCEP/CFSR [26]. Временное разрешение данных составляло 1 ч, данные об атмосферном давлении имели пространственное разрешение 0.5° , а о приземном ветре $\sim 0.312^\circ$. Использовались данные реанализа за период времени с 1979 по 2010 гг.

Вынуждающая сила задавалась в виде касательного напряжения ветра:

$$\begin{aligned} \tau_{wx} &= \rho_a C_D u_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2} \\ \text{и } \tau_{wy} &= \rho_a C_D v_w \sqrt{u_w^2 + v_w^2}, \end{aligned} \quad (1)$$

где u_w и v_w – составляющие скорости ветра в м с^{-1} ; $\rho_a = 1.25 \text{ кг м}^{-3}$ – плотность воздуха; C_D – коэффициент ветрового сопротивления. Сила, связанная с изменением атмосферного давления, учитывалась в уравнениях движения через градиенты полей давления

$$\overline{F}_a = \frac{1}{\rho g} \nabla P_a, \quad (2)$$

где P_a – атмосферное давление, ρ – плотность морской воды, g – ускорение свободного падения.

Диссипация энергии возникающих течений обусловлена процессами, связанными с вертикальной турбулентной вязкостью. В уравнениях движения сила трения определяется величиной модуля скорости придонного течения и коэффициентом трения C_b :

$$\begin{aligned} \tau_{bx} &= C_b u_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2} \\ \text{и } \tau_{by} &= C_b v_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2}, \end{aligned} \quad (3)$$

где u_b и v_b – составляющие скорости течения выше придонного пограничного слоя (для двумерной модели полагается равной баротропной скорости).

На месте пролива Босфор была задана стенка (условие непротекания), таким образом численная модель воспроизводила собственные колебания бассейна Черного и Азовского морей. Расчеты выполнялись на сетке с равномерным шагом по широте и долготе 0.01° , созданной на основе данных батиметрии GEBCO.

Для валидации модели были использованы длительные ежечасные ряды наблюдений на прибрежных мареографах в различных частях Черного моря для разных периодов времени (таблица 1). Всего было использовано 12 станций. Для адекватного сравнения ряды ежечасных наблюдений уровня предварительно подвергались высокочастотной фильтрации – ширина фильтра с окном Хэмминга составляла 20 суток. Таким образом удалось исключить низкочастотные колебания, генерация которых связана с влиянием водообмена через пролив Босфор и с речным стоком. Также к рядам наблюдений был применен гармонический анализ, с помощью которого была исключена приливная компонента, которая в представленной версии модели также не воспроизводится. Коэффициент корреляции (R) для станций восточного побережья составил 0.4–0.5, а среднеквадратическая ошибка $RMSE$ – около 5 см. Для побережья Крыма R – низкий (0.3–0.4), а $RMSE$ – около 3–4 см. В северо-западной части Черного моря R увеличивается до 0.7–0.8, а $RMSE$ меняется от 5 до 7 см в зависимости от станции. Таким образом, представленная модель лучше всего воспроизводит колебания уровня в мелководной северо-западной части моря, а хуже всего – колебания уровня на крымском побережье. Представленные статистические характеристики дают среднюю количественную оценку адекватности модели, не зависящую от периода колебаний. Для оценки адекватности модельных расчетов в частотном масштабе по данным прибрежных наблюдений и модельных расчетов были построены спектры.

На рис. 2 представлено сравнение спектров колебаний уровня моря, рассчитанных по данным наблюдений на мареографе в Ильичевске с 1979 по 1995 гг. и по результатам численного моделирования в ближайшем к Ильичевску узлу расчетной сетки для того же периода времени. Расчеты спектров выполнялись с помощью быстрого преобразования Фурье (метод Уэлча); при этом для улучшения качества расчета использовалось спектральное окно Кайзера–Бесселя с половинным перекрытием [28]. Модель хорошо воспроизводит метеорологические колебания уровня на периодах от 4 ч до 20 суток. В низкочастотной

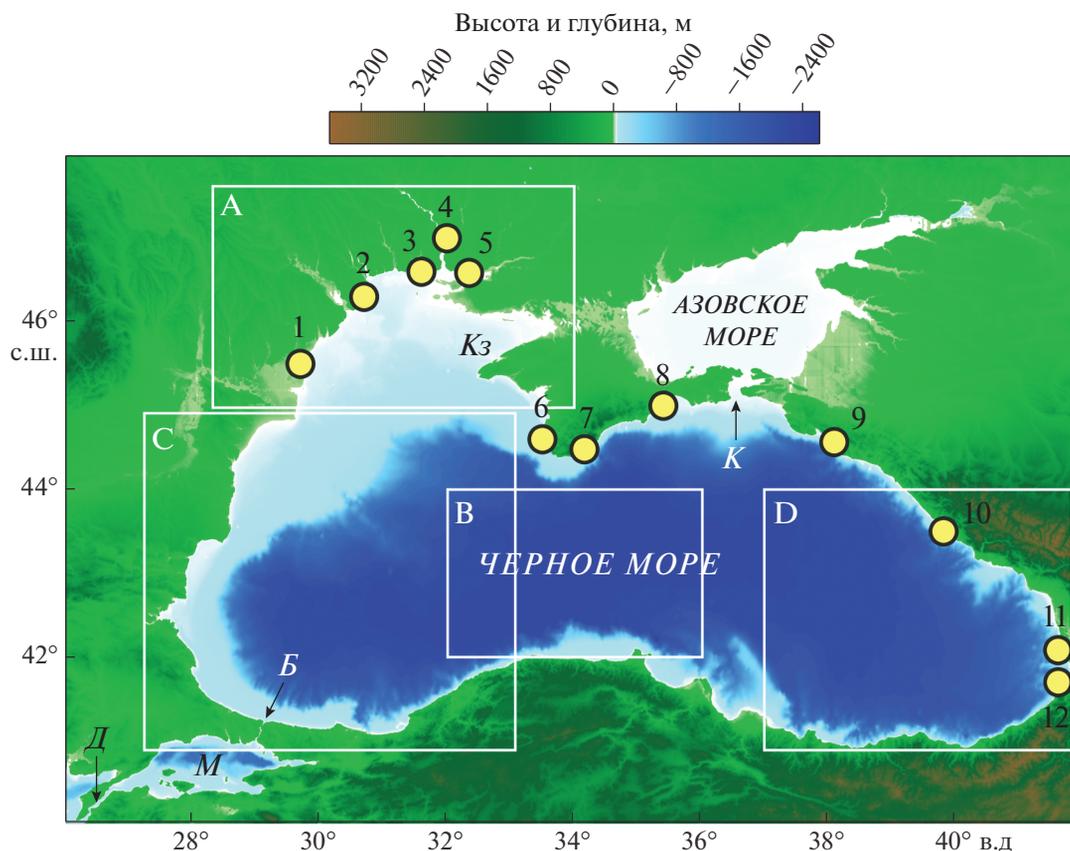


Рис. 1. Схема расположения использовавшихся мареографов. Номера (1–12) на рисунке соответствуют номерам станций в таблице. Другие обозначения: *М* – Мраморное море, *Б* – Босфор, *Д* – Дарданеллы, *К* – Керченский пролив, *Кз* – Каркинитский залив. Прямоугольниками показаны части акватории моря (А, В, С, D), для которых рассчитывались средние спектры колебаний уровня моря по результатам модельных расчетов.

области спектра (<0.1 цикл/сут) спектральная плотность колебаний уровня моря, рассчитанная по данным наблюдений, выше, чем по данным численного моделирования. Эта особенность связана, видимо, с учетом в численной модели вклада компонент водного баланса (водообмен че-

рез пролив Босфор, сток рек, атмосферные осадки и испарение), определяющих низкочастотную изменчивость уровня моря.

На спектрах присутствуют острые дельтаобразные пики, которые в рядах наблюдений формируются под влиянием приливов. В спектрах

Таблица 1. Характеристика использованных данных. Коэффициент корреляции (R), среднеквадратическая ошибка ($RMSE$, см), стандартное отклонение (см) модельных σ_m и натуральных σ_g колебаний уровня моря

№	Название	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)	Период наблюдений	R	$RMSE$, см	σ_m , см	σ_g , см
1	Прорва	45.5	29.7	1979–1984	0.67	6.5	7.5	8.3
2	Ильичевск	46.3	30.7	1979–1995	0.77	5.1	6.7	8.0
3	Очаков	46.6	31.6	1979–1995	0.80	5.1	7.8	8.1
4	Николаев	47.0	32.0	1979–1995	0.78	7.4	9.5	11.8
5	Касперовка	46.6	32.3	1979–1995	0.74	6.6	8.5	9.5
6	Севастополь	44.6	33.5	1979–1995	0.30	3.5	1.8	3.6
7	Ялта	44.5	34.2	1979–1995	0.25	3.6	1.6	3.6
8	Феодосия	45.0	35.4	1979–1995	0.39	4.3	2.3	4.6
9	Геленджик	44.6	38.1	1979–1992	0.42	4.5	2.5	4.9
10	Сочи	43.5	39.8	1979–1995	0.44	4.8	2.9	5.3
11	Поти	42.1	41.6	1979–1991	0.51	4.9	3.8	5.6
12	Батуми	41.7	41.6	1979–1991	0.44	4.9	4.0	5.2

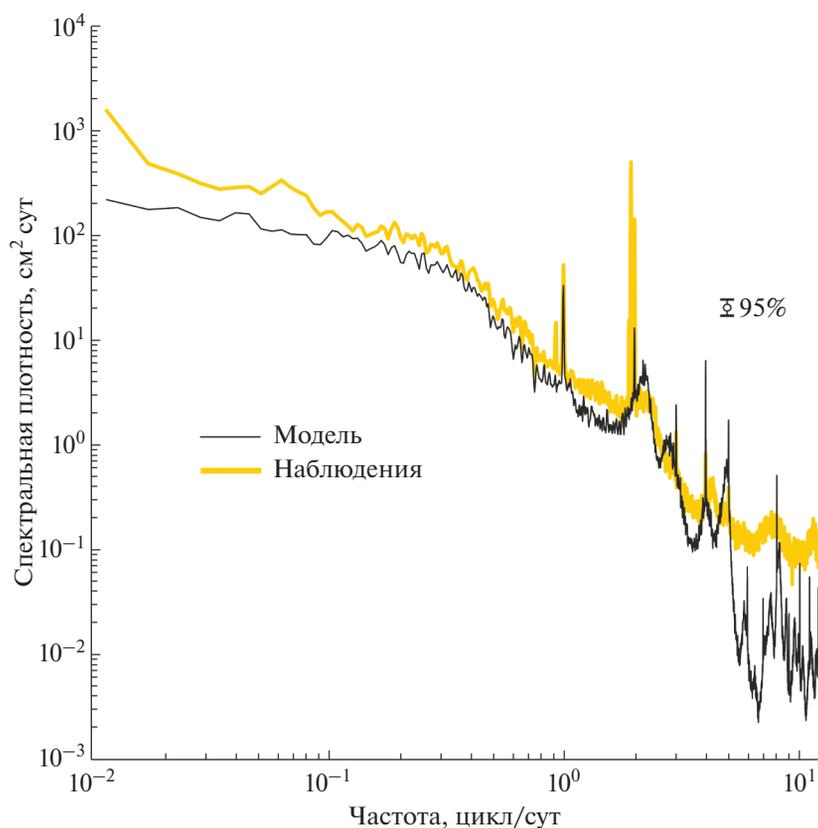


Рис. 2. Спектр колебаний уровня в Ильичевске по данным наблюдений на береговом мареографе и результатам численного моделирования с 1979 по 1995 гг.

колебаний уровня эти острые пики имеют частоты, кратные 1 цикл/сут, и, вероятно, являются модельным артефактом. В результатах модельных расчетов эти пики, видимо, формируются под влиянием соответствующих периодичностей в полях метеорологических параметров, которые задавались в качестве возбуждающей силы в данной модели. В частности, это связано с суточным циклом в изменениях атмосферного давления и ветра над Черным морем (рис. 3). В спектре колебаний атмосферного давления, рассчитанного по данным реанализа NCEP/CFSR для узла в Днепробугском лимане, наибольшие значения спектральной плотности приходятся на полусуточный пик (S_2). В спектре изменений скорости ветра основной пик имеет период 24 ч (рис. 36). Также в спектре заметный уровень энергии имеют пики (обертоны) с частотами 3, 4, 5, 6 цикл/сут и т.д., образующиеся вследствие нелинейного взаимодействия суточных и полусуточных осцилляций (рис. 3). Причем пики с частотами 4 и 8 цикл/сут превышают соседние пики 3, 5, 6, 7 цикл/сут. Эти высокочастотные обертоны в спектрах изменений метеорологических параметров в свою очередь генерируют колебания уровня с соответствующими частотами при численном моделировании.

Таким образом, представленная модель хорошо воспроизводит колебания уровня Черного моря в мезомасштабном и синоптическом диапазонах периодов: от 4 ч до ~20 суток.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Собственные колебания Черного моря

По результатам численного моделирования был рассчитан осредненный спектр колебаний уровня Черного моря в мезомасштабном и синоптическом диапазонах изменчивости. Для этого были воспроизведены ежечасные поля изменений уровня моря с 1979 по 2010 гг., формирующиеся под влиянием приземного ветра и изменений атмосферного давления. В каждом узле сетки был рассчитан спектр колебаний уровня, после чего проводилось осреднение этого спектра по всему морю. Зависимость спектра $S(f)$ от частоты f представлена на графиках в линейно-логарифмическом масштабе, при этом величина $fS(f)$ корректно отображает распределение энергии колебаний уровня по логарифму частоты. Из рассчитанных спектров были исключены пики с частотами 1, 2, 3, 4, 5 и т.д. цикл/сут, являющиеся модельным артефактом (см. предыдущий раздел). Этот подход

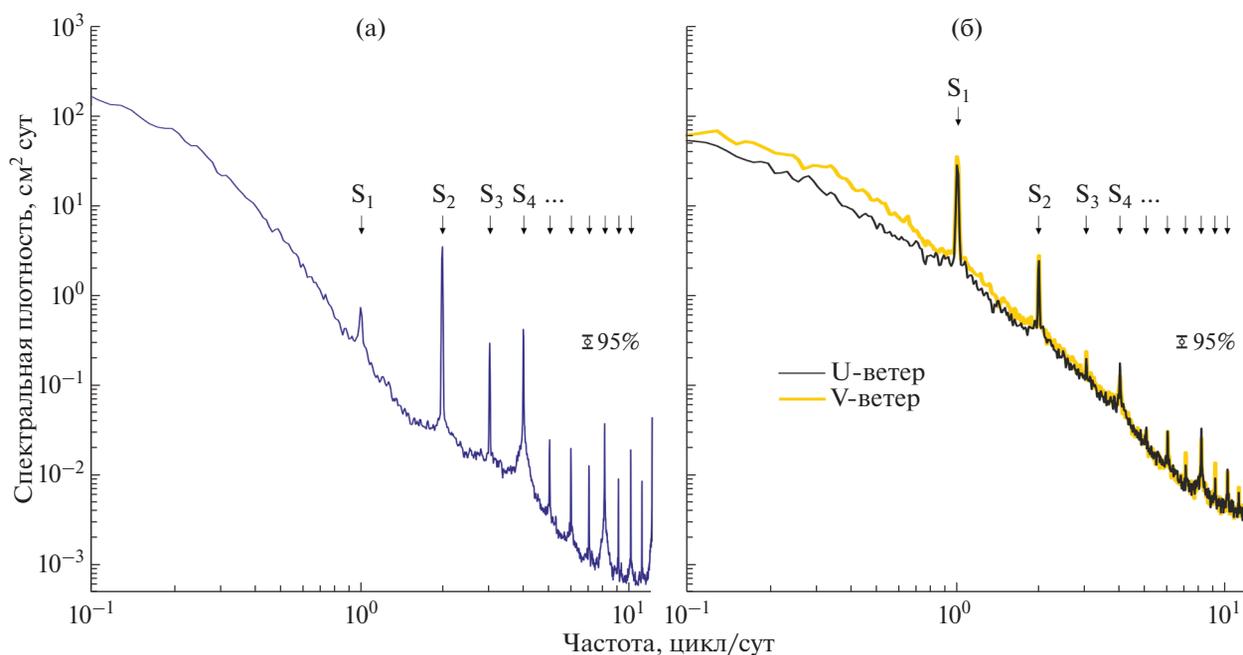


Рис. 3. Спектр колебаний (а) атмосферного давления и (б) ветра в Днепро-Бугском лимане по данным реанализа NCEP/CFRSR.

позволил рассчитать средний спектр колебаний уровня всего Черного моря, выделить и детально исследовать основные его составляющие. В рассчитанном спектре очень хорошо идентифицируются основные моды собственных колебаний моря с периодами 10.7, 5.8, 4.9 и 4.1 ч (рис. 4а). Выше частоты 7 цикл/сут также располагаются острые спектральные пики, но их энергия существенно ниже, чем у ранее выделенных пиков. На рис. 4б–4д показаны средние спектры $fS(f)$ для различных частей акватории моря, границы которых показаны на рис. 1. Средний спектр, рассчитанный по данным моделирования уровня в северо-западной части моря (рис. 4б), отличается повышенной дисперсией в широком диапазоне частот. Основной пик собственных колебаний имеет период 10.7 ч. Этот пик также выражен для спектра колебаний уровня в центральной части моря (рис. 4в) и существенно ослабевает на других спектрах (рис. 4г–4д). В большей части акватории моря энергия пиков с периодами 5.8, 4.9 и 4.1 ч уменьшается с увеличением частоты колебаний, за исключением спектра, рассчитанного для западной части моря, где энергия пиков возрастает с увеличением частоты колебаний. Таким образом, моды с периодами 5.8, 4.9 и 4.1 ч проявляются на всей акватории Черного моря, тогда как мода с периодом 10.7 ч характерна для северо-западной части моря и в других частях акватории моря меньше выражена.

При помощи взаимного спектрального анализа были оценены пространственные свойства от-

дельных мод собственных колебаний уровня Черного моря. Для этого был рассчитан взаимный спектр, который можно представить в виде суммы действительной и мнимой частей:

$$S_{xy}(f) = C_{xy}(f) - iQ_{xy}(f), \quad (4)$$

где $C_{xy}(f)$ – ко-спектр, $Q_{xy}(f)$ – квадратурный спектр, а f – частота. Связанность двух временных рядов на различных частотах определяется функцией когерентности:

$$R_{xy}^2(f) = \frac{C_{xy}^2(f) + Q_{xy}^2(f)}{S_x(f)S_y(f)}, \quad (5)$$

где $S_x(f)$ и $S_y(f)$ – спектры колебаний уровня моря для двух разных пунктов. Фазовая функция, характеризующая фазовый сдвиг между записями на частоте f , определялась как:

$$F_{xy}(f) = \text{tg}^{-1} \left(\frac{Q_{xy}(f)}{C_{xy}(f)} \right). \quad (6)$$

Взаимный спектр рассчитывался для двух временных рядов модельных колебаний уровня, один из которых считался постоянным и находился вблизи вершины Каркинитского залива, второй менялся и представлял собой колебания уровня по очереди в каждом узле сетки.

Характер собственных колебаний уровня (сейши) Черного моря определяется геометрией бассейна. При отсутствии вращения Земли сейши имеют характер стоячих волн, периоды которых для бас-

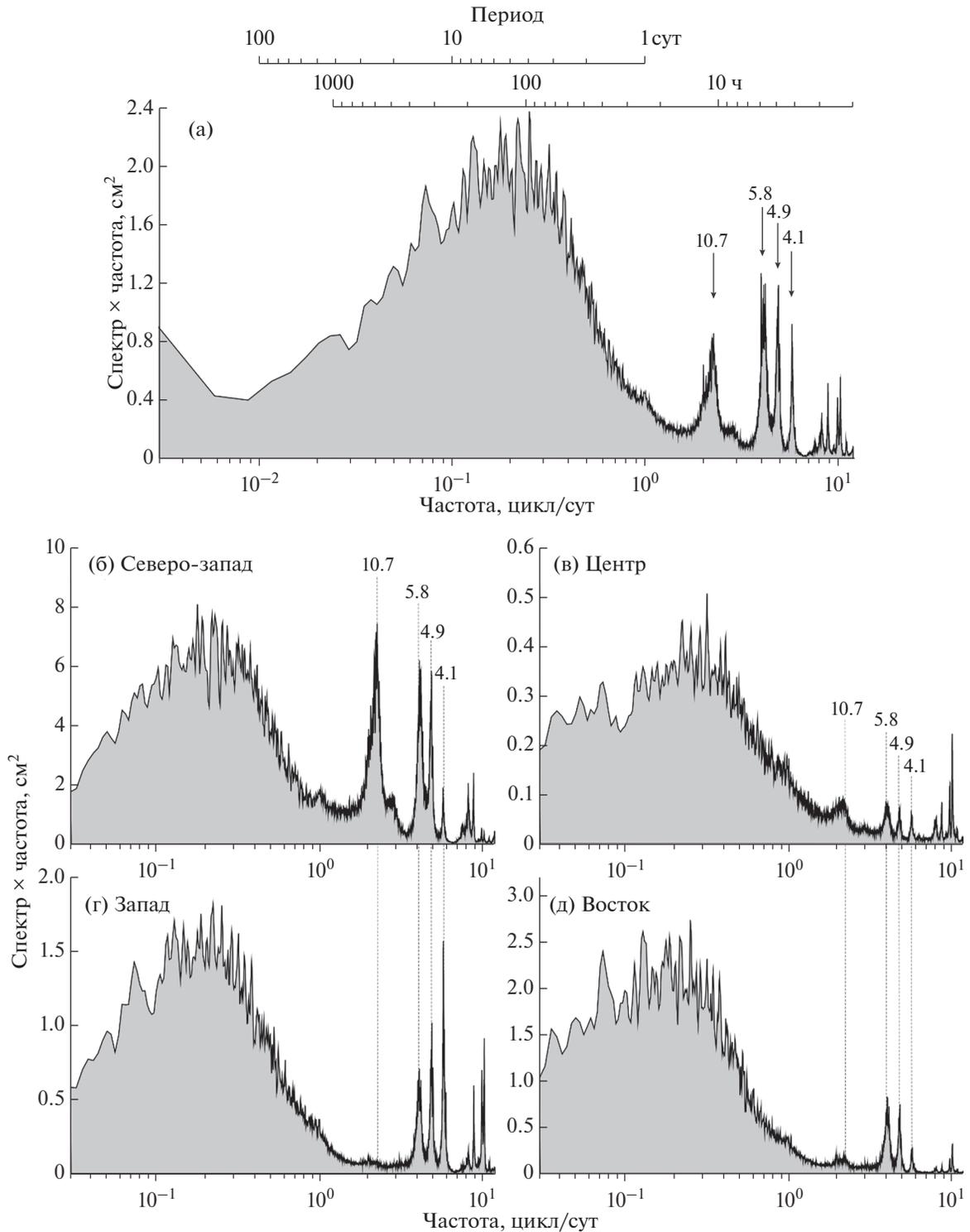


Рис. 4. Средний спектр $fS(f)$ колебаний уровня Черного моря, рассчитанный по данным численного моделирования (а) для акватории всего Черного моря, (б) северо-западной части моря (область А на рис. 1), (в) в центральной части моря (область В на рис. 1), (г) западной части моря (область С на рис. 1), (д) восточной части моря (область D на рис. 1). На рисунке подписаны периоды собственных колебаний уровня 10.7, 5.8, 4.9 и 4.1 ч.

сейна прямоугольной формы с постоянной глубиной можно оценить по формуле Мериана [25]. Вращение Земли приводит к тому, что волны перестают быть стоячими и обтекают бассейн, фор-

мируя таким образом амфидромии. Для всех выделенных мод колебания уровня имеют характер приливных амфидромий с вращением по часовой стрелке.

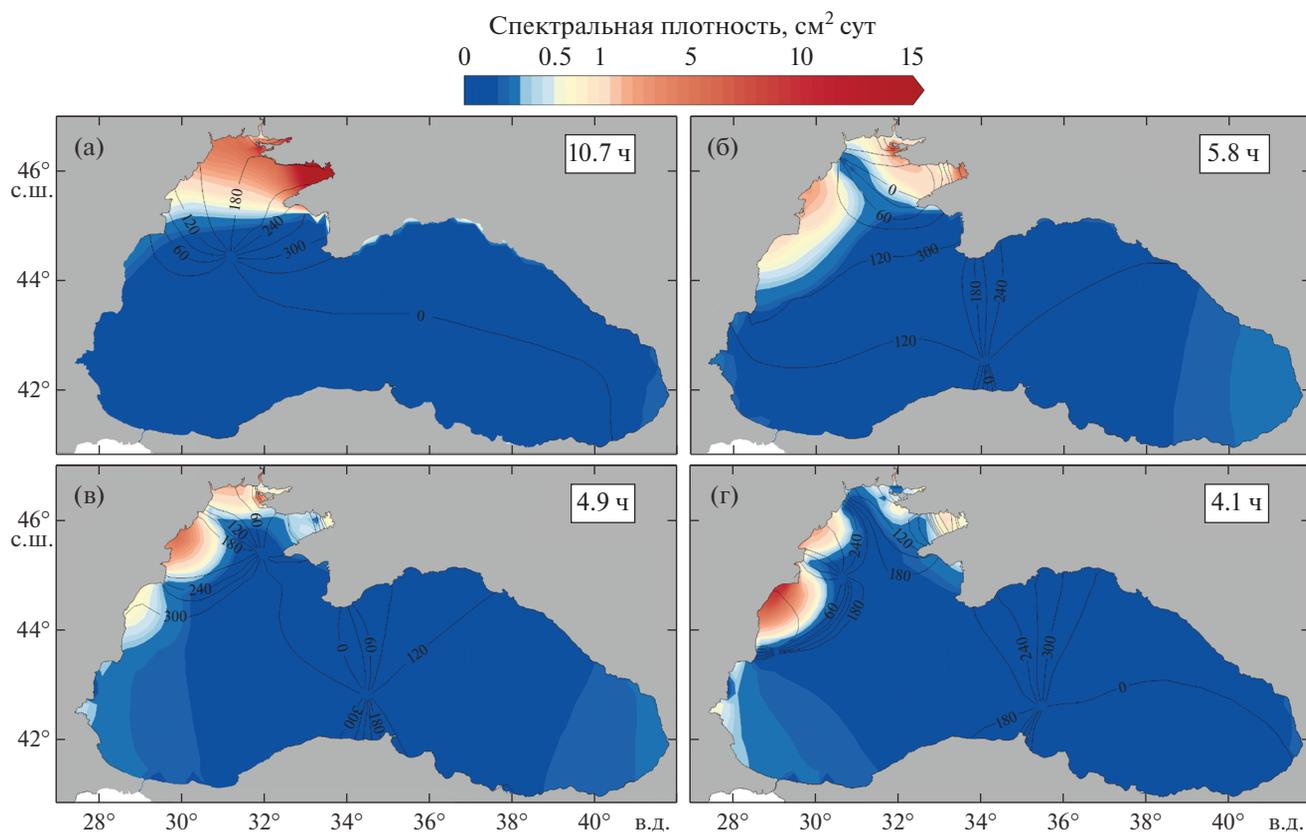


Рис. 5. Распределение спектральной плотности и соответствующих линий равных фаз (изофаз) колебаний уровня ($\text{см}^2/\text{сут}$) Черного моря с периодами (а) 10.7, (б) 5.8, (в) 4.9 и (г) 4.1 ч.

Пространственная связанность колебаний ослабевает при увеличении периода колебаний. Область максимальных амплитуд колебаний (пучность) для всех рассматриваемых периодов располагается в мелководной северо-западной части Черного моря. При увеличении частоты колебаний наблюдается увеличение количества узловых линий сейш в акватории.

Первая мода собственных колебаний моря имеет период 10.7 ч (рис. 5а). Причем нодальная линия (узловая амфидромическая точка) этой сейши находится вблизи кромки северо-западного шельфа. Колебания уровня на северо-западном шельфе Черного моря происходят под влиянием распространения прогрессивной волны в направлении по часовой стрелке. В глубоководной части моря колебания уровня происходят практически синхронно. Максимальные амплитуды колебаний расположены в Каркинитском заливе, Днепро-Бугском лимане и Егорлыцком заливе.

Вторая мода собственных колебаний с периодом 5.8 ч имеет две амфидромические точки (рис. 5б). Первая узловая точка — на линии, соединяющей южный берег Крыма с турецким побережьем. Причем в первом приближении эту ли-

нию можно считать узловой, т.к. колебания уровня в западной и восточной глубоководных частях моря происходят практически в противофазе. Вторая узловая точка представляет собой вырожденную амфидромию, сгущение изофаз которой наблюдается на линии от Тарханкутского мыса (западная оконечность полуострова Крым) до Ильичевска. Максимальных высот эта мода достигает в Каркинитском и Егорлыцком заливах и на участке западного побережья Черного моря от Белгорода-Днестровского до Костанцы.

Следующая мода собственных колебаний с периодом 4.9 ч имеет несколько узловых областей (рис. 5в). Первая область располагается также на линии, соединяющей южный берег Крыма с турецким побережьем, но она немного сдвинута на восток относительно амфидромической точки с периодом 5.8 ч (рис. 5б). Эта узловая линия снова разделяет море на западную и восточную части, колебания в которых происходят в противофазе. На северо-западном шельфе Черного моря располагается несколько амфидромических точек. Одна находится к западу от Тарханкутского мыса и формирует амфидромию, волна в которой распространяется в направлении против часовой стрелки. Сгущение изофаз также наблюдается в

районе Белгорода-Днестровского и вблизи южной части дельты р. Дунай. Области максимальных высот этой сейши располагаются в Егорлыцком заливе, к северу от дельты р. Дунай и вдоль побережья моря к северу от Костанцы.

Мода с периодом 4.1 ч имеет три выраженные амфидромические точки и несколько мест сгущений изофаз (рис. 5г). Первая амфидромическая область располагается к востоку от линии, соединяющей южный берег Крыма с турецким побережьем. Вторая узловая точка располагается к востоку от дельты р. Дунай, а третья к востоку от Костанцы. В этих же районах наблюдается сгущение линий равных фаз. Также сгущение изофаз наблюдается вблизи Одессы и в Каркинитском заливах. Таким образом, можно выделить следующие области усиления амплитуд рассматриваемой моды: участок западного побережья моря от Костанцы до дельты р. Дунай, от Прорвы до Ильическа и Каркинитский залив.

Вклад атмосферного давления и ветра в общую дисперсию

Диагностические модели позволяют оценить относительную роль отдельных факторов в колебаниях уровня моря [11, 12, 21]. С помощью численных модельных экспериментов были получены оценки вкладов изменений атмосферного давления и приземного ветра в дисперсию метеорологических колебаний уровня Черного моря. Для выбранного периода 1979–1980 гг. расчеты колебаний уровня в узлах сетки проводились по трем сценариям: 1) вынуждающая сила задавалась через изменения полей атмосферного давления и касательных напряжений ветра, 2) изменения уровня происходили только под влиянием меняющихся градиентов атмосферного давления и 3) только под действием касательных напряжений ветра. Для каждого варианта рассчитывалась средняя энергия (дисперсия) колебаний уровня в узлах сетки (рис. 6). Максимальные значения общей дисперсии в сценарии 1 (ветер + атмосферное давление) наблюдаются (рис. 6а) в мелководной северо-западной части моря (до 50–70 см²) и в юго-восточной части моря (до 18–20 см²). Для глубоководной части акватории моря распределение общей дисперсии (рис. 6а) близко к распределению дисперсии колебаний уровня, вызванных только влиянием изменений атмосферного давления (сценарий 2, рис. 6б). Максимальные значения дисперсии ветровых колебаний уровня расположены на западном побережье моря (рис. 6в). Дисперсия колебаний уровня в Азовском море существенно превышает значения, которые наблюдаются даже в северо-западной части Черного моря. Колебаний уровня Азовского моря формируются преимущественно под влиянием действия ветра. Минимальные значения дисперсии

ветровых колебаний уровня моря расположены примерно вдоль континентального склона, крутизна которого на отдельных участках Черного моря достигает 30°–40° [7]. В этой же зоне в основном располагается Основное черноморское течение.

Очевидно, что из-за нелинейных эффектов воздействие ветра и давления не аддитивно – сумма энергий барических и ветровых колебаний, рассчитанных по отдельности, не равна энергии колебаний уровня, возбуждаемых суммарным атмосферным воздействием. Тем не менее оценка вклада каждого метеорологического фактора в генерацию изменчивости уровня моря, взятая как отношение частной дисперсии к суммарной, имеет важный физический смысл. Изменения атмосферного давления вносят определяющий вклад (до 80–90%) в формирование колебаний уровня в глубоководных частях Черного моря (рис. 7б). Под воздействием ветрового напряжения формируются до 50–60% суммарной дисперсии в мелководной северо-западной части моря, а также преобладающая часть энергии колебания уровня вдоль западного побережья моря (рис. 7в).

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная диагностическая модель – хороший инструмент для изучения и оценки особенностей колебаний уровня Черного моря. Реализация этой модели позволяет проводить эксперименты, невозможные ни в натуральных, ни в лабораторных условиях. Диагностические модели позволяют оценивать относительную роль каждого из членов уравнения движения. В настоящей работе с помощью гидродинамической модели удалось выполнить ряд экспериментов и исследовать пространственные особенности колебаний уровня всего Черного моря.

Численные эксперименты позволили оценить отдельный вклад изменений атмосферного давления и касательных напряжений ветра в формирование колебаний уровня Черного моря. Анализ результатов показал, что влияние изменений атмосферного давления – основной вынуждающий фактор формирования метеорологических колебаний уровня большей части акватории Черного моря. Доминирующая роль ветра в формировании колебаний уровня обнаружена для Азовского моря. Касательные ветровые напряжения – преобладающий фактор формирования колебаний уровня на северо-западной части побережья Черного моря. Относительная роль рассматриваемых факторов существенно зависит от глубины моря в данной части акватории. В мелководных частях влияние ветра доминирует, тогда как основной вынуждающей силой, формирующей колебания

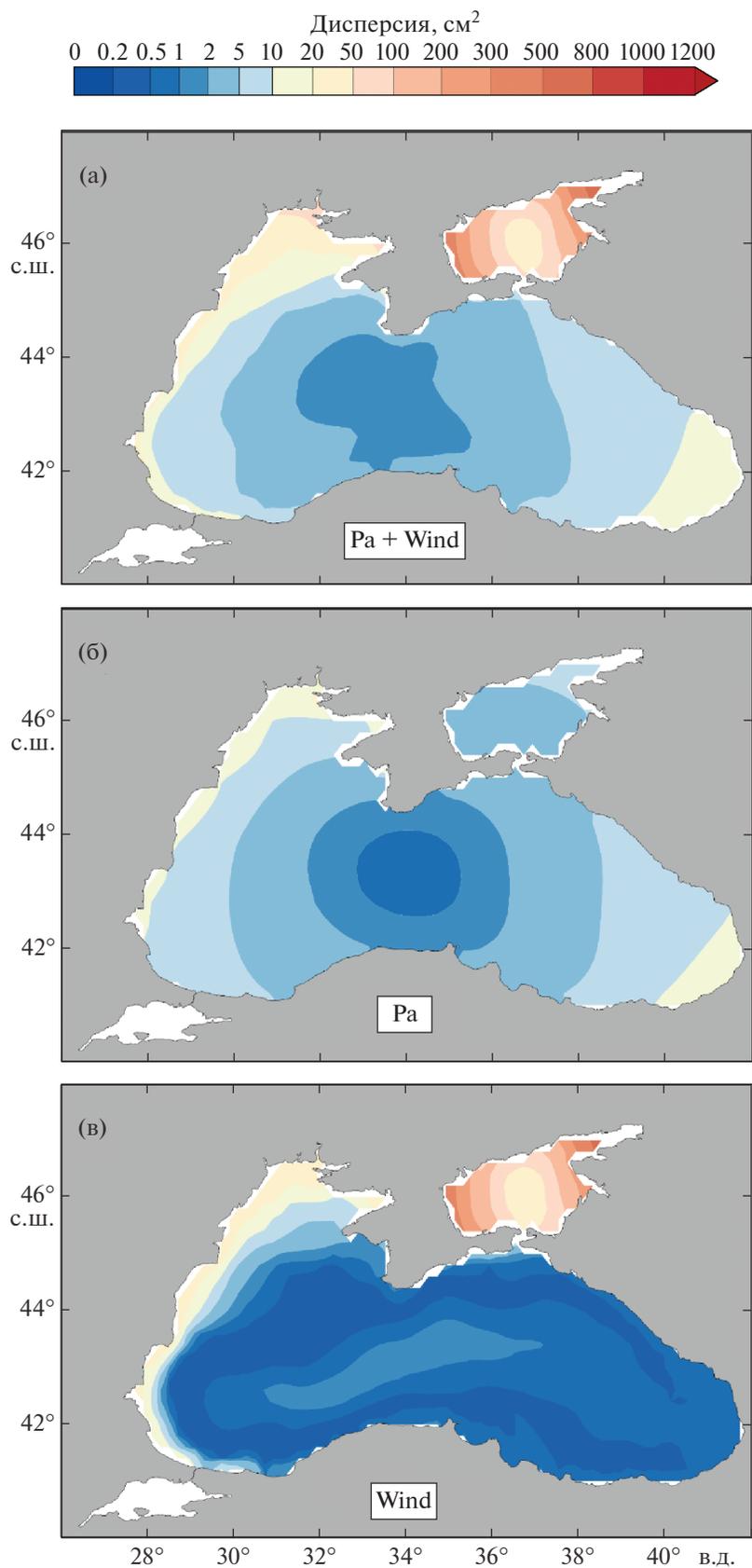


Рис. 6. Дисперсия колебаний уровня Черного моря, рассчитанная по данным численного моделирования за 1979–1980 гг.: (а) при совместном влиянии изменений атмосферного давления и ветра, (б) только под влиянием изменений атмосферного давления, (в) только под влиянием ветра.

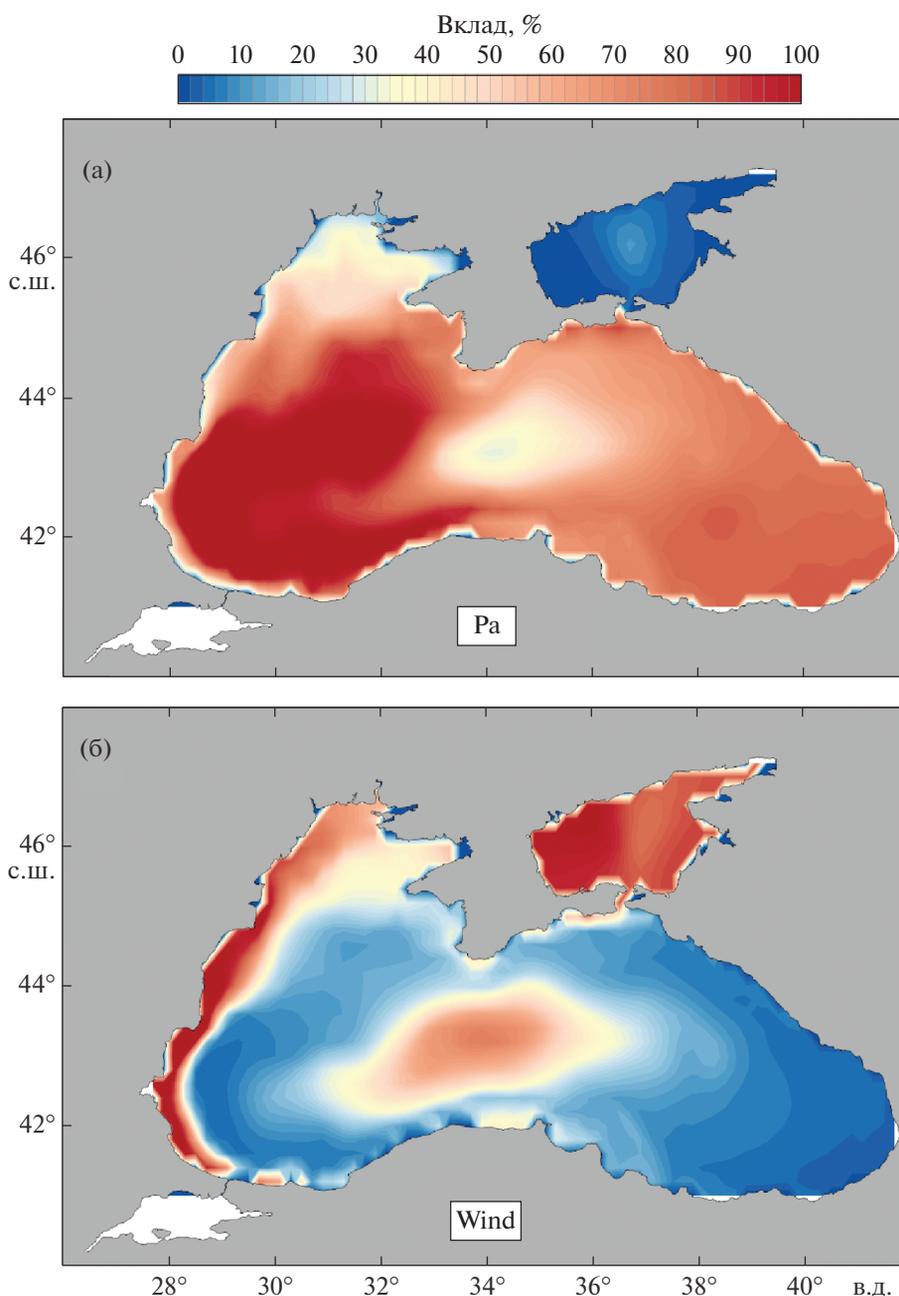


Рис. 7. Относительный вклад в общую энергию колебаний уровня Черного моря, сформированных под влиянием изменений (а) атмосферного давления и (б) приземного ветра.

уровня в глубоководных частях моря, являются изменения атмосферного давления.

В рамках этапа валидации модели было показано, что наиболее высокие значения корреляции были получены для мелководной северо-западной части моря. Вероятно, это связано с высокой относительной ролью напряжения ветра в формировании колебаний уровня в этой области моря, которое представленная модель достаточно хорошо воспроизводит. В глубоководных частях моря заметную роль в изменчивости уровня моря

в рассматриваемом диапазоне периодов, видимо, играют бароклинные процессы, связанные с мандрированием Основного черноморского течения и генерацией мезомасштабных вихрей. Эти динамические структуры могут вызывать колебания уровня поверхности с размахом до нескольких сантиметров, которые наблюдаются и в прибрежной зоне. Представленная численная модель не воспроизводит эти процессы.

В [22] была оценена связь между завихренностью ветра над акваторией Черного моря и дина-

мическим уровнем моря по данным спутниковой альтиметрии и показано, что высокие положительные значения коэффициента корреляции характерны для северо-западной части моря, а отрицательная корреляция наблюдается в центральной глубоководной части моря. Вблизи юго-восточного побережья Черного моря коэффициент корреляции существенно ниже, что связано с интенсивной вихревой динамикой в районе Батумского антициклона. Подобные динамические процессы могут являться причиной относительно низкой корреляции между модельными результатами и данными наблюдений, полученными в настоящем исследовании для восточной части моря.

Периоды собственных колебаний, рассчитанные в настоящем исследовании, хорошо соотносятся с результатами численного моделирования собственных колебаний уровня Черного моря [1, 8, 14, 18, 27] и результатами анализа спектров натурных наблюдений за изменением уровня моря на отдельных станциях [14, 16]. В исследовании [8] была получена одноузловая сейшевая мода с периодом ~ 10.9 ч. В работах [1, 14] решалась задача на собственные значения и не учитывалось вращение Земли, вследствие чего период этой моды был занижен: 9.5–9.7 ч. В [13] было показано, что учет вращения Земли вызывает расщепление мод свободных колебаний в замкнутых бассейнах и возникают волны Кельвина и Пуанкаре, которые распространяются в бассейне в положительном и отрицательном направлении. Учет вращения приводит к изменению частоты собственных колебаний: для положительных амфидромий частота колебаний уменьшается, для отрицательных увеличивается.

Двухузловая сейша с периодом 5.8 ч была обнаружена на спектрах станций в северо-западной шельфовой области Черного моря [16] и успешно воспроизводилась в работах [1, 8, 14, 18]. Трехузловая мода с периодом 4.9 ч также характерна для станций северо-западной части акватории моря [16] и соответствует максимумам в пространственном распределении амплитуд собственных колебаний с этим периодом, полученным в работах [1, 8, 14, 18]. Сейша с периодом ~ 4.1 ч ранее была выделена в публикациях [1, 18]. Таким образом, представленные расчеты основных мод собственных колебаний уровня хорошо согласуются с предыдущими результатами других авторов.

Представленная модель имеет некоторые недостатки. Так, следует обратить внимание на низкую корреляцию и заметную относительную ошибку модели для станций, расположенных на побережье полуострова Крым. В целом, модель позволяет оценивать частотные и резонансные свойства отдельных частей Черного моря, в которых регулярные наблюдения не проводятся.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0128-2021-0004), при финансовой поддержке РНФ (грант № 20-77-00099), РФФИ (грант № 20-55-46007) и гранта МК-4168.2022.1.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипкин В.С., Иванов В.А., Николаенко Е.Г.* Моделирование баротропных сейш в южных морях // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. М.: Наука, 1989. С. 104–117.
2. *Баклановская В.Ф., Блатов А.С., Кондрин А.Т., Чечель И.И.* Результаты численного моделирования поверхностных и внутренних сейшевых колебаний в Черном море // Метеорология и гидрология. 1986. № 6. С. 74–81.
3. *Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др.* Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 240 с.
4. *Герман В.Х.* Спектральный анализ колебаний уровня Азовского, Черного и Каспийского морей в диапазоне частот от одного цикла за несколько часов до одного цикла за несколько суток // Тр. ГОИН. 1970. Вып. 103. С. 52–73.
5. *Герман В.Х., Левиков С.П.* Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 231 с.
6. *Горячкин Ю.Н., Иванов В.А.* Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. 210 с.
7. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Черного моря. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. 212 с.
8. *Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Черкесов Л.В.* О сейшах Черного моря // Метеорология и гидрология. 1996. № 11. С. 57–63.
9. *Иванов В.А., Янковский А.Е.* Длинноволновые движения в Черном море. Киев: Наук. думка, 1992. 112 с.
10. *Иванов В.А., Ястреб В.П.* О колебаниях уровня Черного моря // Водные ресурсы. 1989. № 2. С. 97–104.
11. *Иванова А.А., Архипкин В.С., Мысленков С.А., Шевченко Г.В.* Моделирование штормовых нагонов в прибрежной зоне о. Сахалин // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. № 3. С. 41–49.
12. *Куликов Е.А., Файн И.В., Медведев И.П.* Численное моделирование анемобарических колебаний уровня Балтийского моря // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 41–52.
13. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане. М.: Мир, 1981. Т. 1. 480 с., Т. 2. 365 с.
14. *Марамзин В.Я.* Расчет сейшевых колебаний методом конечных элементов в бассейнах произвольной формы // Теоретические и экспериментальные исследования длинноволновых процессов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 104–114.
15. *Медведев И.П.* Дисперсионный анализ колебаний уровня Черного моря в широком диапазоне частот //

- Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34. № 6. С. 489–500.
<https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-6-489-500>
16. *Медведев И.П., Куликов Е.А.* Спектр мезомасштабных колебаний уровня северной части Черного моря: приливы, сейши, инерционные колебания // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 1. С. 10–17.
 17. *Фомичева Л.А., Рабинович А.Б., Демидов А.Н.* Уровень моря // Проект “Моря СССР”. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. С. 329–354.
 18. *Demirov E.K.* Numerical modelling of the Black Sea eigen-oscillations on a curvilinear boundary fitted coordinate system // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1994. V. 21. № 2. P. 83–103.
 19. *Endrös A.* Die Seiches des Schwarzen und Asowschen Meeres und die dortigen Hubhöhen der Gezeiten // *Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol.* 1932. V. 60. P. 442–453.
 20. *Engel M.* Hydrodynamisch-numerische Ermittlung von Bewegungsvorgängen im Schwarzen Meer // *Mitt. Gnst. Meersk. Univ. Hamburg*. № 22. Hamburg, 1974. 72 p.
 21. *Ezer T., Mellor G.L.* Diagnostic and prognostic calculations of the North Atlantic circulation and sea level using a sigma coordinate ocean model // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1994. V. 99. № C7. P. 14159–14171.
 22. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Volkov D.L.* Quantifying the impact of basin dynamics on the regional sea level rise in the Black Sea // *Ocean Science*. 2017. Т. 13. № 3. P. 443–452.
 23. *Medvedev I.P.* Tides in the Black Sea: observations and numerical modelling // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. V. 175. № 6. P. 1951–1969.
 24. *Mellor G.L.* Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model, Program in Atmospheric and Oceanic Sciences, Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710. 2004. 56 p.
 25. *Rabinovich A.B.* Seiches and harbor oscillations. In: *Handbook of Coastal and Ocean Engineering* / Ed. Kim. Y.C. Chapter 9. World Scientific Publ., Singapore, 2009. P. 193–236.
 26. *Saha S., Moorthi S., Pan H.L. et al.* The NCEP climate forecast system reanalysis // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2010. V. 91. № 8. P. 1015–1057.
 27. *Stanev E.V., Beckers J.M.* Barotropic and baroclinic oscillations in strongly stratified ocean basins: Numerical study of the Black Sea // *J. Marine Systems*. 1999. V. 19. № 1. P. 65–112.
 28. *Thomson R. E., Emery W.J.* *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*, Third and revised edition. – New York, Elsevier, 2014. 716 p.
 29. *Volkov D.L., Landerer F.W.* Internal and external forcing of sea level variability in the Black Sea // *Climate dynamics*. 2015. V. 45. № 9–10. P. 2633–2646.
 30. *Yüce H.* Analysis of the water level variations in the eastern Black Sea // *J. Coastal Res.* 1993. V. 9. № 4. P. 1075–1082.

Numerical Modeling of Meteorological Sea Level Oscillations in the Black Sea

I. P. Medvedev[#]

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

[#]*e-mail: patamates@gmail.com*

To study the features of short-period meteorological sea level oscillations, the adaptation of the numerical Princeton Ocean Model (POM) to the Black Sea conditions was performed. The created diagnostic model adequately reproduces the statistical characteristics of mesoscale sea level variability in the Black Sea. Using the model, estimates of the periods of natural sea level oscillations of the Black Sea (10.7, 5.8, 4.9, 4.1 h) were obtained and the spatial distribution of their relative amplitudes and phases was calculated. Numerical experiments made it possible to estimate the separate contribution of changes in atmospheric pressure and wind stress to the formation of the Black Sea level variations. Changes in atmospheric pressure are the main driving factor in the formation of meteorological sea level oscillations in most of the Black Sea. The prevailing role of wind in the formation of sea level was found for the Sea of Azov and on the northwestern part of the Black Sea coast.

Keywords: sea level, Black Sea, seiches, numerical modeling, tide gauge, POM, spectral analysis