

Влияние потоков тепла, осадков и испарения на динамику поверхностных вод Мраморного моря

© 2016 С.Г. Демышев, С.В. Довгая, М.В. Шокуров

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: demyshev@gmail.ru, dovgayasvetlana0309@yandex.ru, shokurov.m@gmail.com

Поступила в редакцию 28.01.2016 г. После доработки 18.02. 2016 г.

Данная работа посвящена исследованию динамики вод Мраморного моря на основе гидродинамической модели с высоким пространственным разрешением при учете атмосферного воздействия и обмена через проливы Босфор и Дарданеллы. Рассматриваются особенности циркуляции вод моря, вызванные наличием над поверхностью бассейна потоков тепла, влаги и испарения. Результаты проведенного численного эксперимента приводятся в сопоставлении с расчетом, в котором на поверхности моря учитывается только ветровое воздействие с нулевыми потоками тепла, влаги и испарения. Получено, что в зимнее время формируются условия для образования циклонического вихря в юго-восточной части бассейна и антициклонического – в северной. В весеннее время при положительной поверхностной плотности теплового потока и отсутствии осадков и испарения увеличивается площадь центрального антициклона. Осенью с вхождением холодных воздушных масс при наличии довольно прогретых за лето вод поверхностного слоя моря в юго-восточной области бассейна формируется циклонический круговорот.

Ключевые слова: гидрофизическая модель, Мраморное море, циркуляция, антициклон, циклон, гидрофизические поля.

Введение. Мраморное море является важным элементом, влияющим на гидрологию Черного и Эгейского морей. В работах [1, 2] приведена упрощенная боксовая модель турецкой системы проливов, позволяющая воспроизводить общие закономерности вертикального распределения вод. По проведенным к настоящему времени численным расчетам [3 – 6] по модели МГИ [7] определено, что структура поля уровня моря соответствует S-образному течению, направленному от пролива Босфор к проливу Дарданеллы; в поверхностном слое моря в центральной части выделяется обширное антициклоническое образование; на глубине 30 м формируется течение вод из Эгейского моря, распространяющееся от пролива Дарданеллы к проливу Босфор. При сильных северо-восточных ветрах в северной части моря формируется антициклонический круговорот, в южной – циклонический. При сильных ветрах с юго-запада знаки завихренности в этих частях моря меняются на противоположные. Численные решения с использованием модели ROMS, которые воспроизводят общую циркуляцию Мраморного моря для конца 2008 г. и февраля – марта 2009 г., приводятся в работе [8]. В этой статье показано, что смещения пикноклина в западной части бассейна обусловлены воздействием северо-восточных ветров, тогда как в восточной части бассейна пикноклиновый отклик определяется суммарным воздействием и ветра и потока босфорских вод.

В настоящей работе проводится анализ влияния потоков тепла, осадков и испарения в 2008 г. на динамику вод Мраморного моря с применением аппроксимации Пагановского – Филандера для представления коэффициентов турбулентного обмена импульсом и турбулентной диффузии по вертикали.

Постановка задачи. Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды имеет следующий вид (оси x и y направлены на восток и север соответственно, ось z направлена вертикально вниз):

$$u_t - (\xi + f)v + wu_z = -g\zeta_x - \frac{1}{\rho_0}(P'+E)_x + (v_v u_z)_z - v_H \nabla^4 u, \quad (1)$$

$$v_t + (\xi + f)u + wv_z = -g\zeta_y - \frac{1}{\rho_0}(P'+E)_y + (v_v v_z)_z - v_H \nabla^4 v, \quad (2)$$

$$P = g\rho_0\zeta + g \int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\zeta + P', \quad (3)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (4)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (\text{Pr} - \text{Ev}) / \rho_1, \quad (5)$$

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa^H \nabla^4 T + (\kappa^T T_z)_z, \quad (6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa^H \nabla^4 S + (\kappa^S S_z)_z, \quad (7)$$

$$\rho = \rho_0 + \alpha_1^T T + \alpha_1^S S + \alpha_2^T T^2 + \alpha^{ST} ST. \quad (8)$$

Здесь u, v, w – компоненты вектора скорости, направленные вдоль осей x, y, z соответственно; $\xi = v_x - u_y$; $E = \rho_0(u^2 + v^2)/2$; Pr – скорость выпадения осадков; Ev – скорость испарения воды с поверхности моря; ρ_1 – средняя плотность морской воды в поверхностном слое; $\alpha_1^T, \alpha_1^S, \alpha_2^T$ и α^{ST} – известные константы.

Уравнение (5) получено в предположении выполнения линеаризованного кинематического условия в виде $w = -\zeta_t + (\text{Pr} - \text{Ev}) / \rho_1$.

Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и турбулентной диффузии по вертикали вычисляются с применением аппроксимации Пагановского – Филандера [9]:

$$v_v = v_0^V (R_0 + \text{Ri})^{-2} + v_1^V, \quad (9)$$

$$\kappa^S = [v_0^S (R_0 + \text{Ri})^{-2} + v_1^S] / (R_0 + \text{Ri}) + \kappa_1^S, \quad (10)$$

$$\kappa^T = [v_0^T (R_0 + \text{Ri})^{-2} + v_1^T] / (R_0 + \text{Ri}) + \kappa_1^T, \quad (11)$$

где $v_0^V, v_0^S, v_0^T, v_1^V, v_1^S, v_1^T, R_0$ – заданные константы; κ_1^S, κ_1^T – заданные функции; $\text{Ri} = (g / \rho_0) \partial \rho / \partial z [(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2]^{-1}$ – число Ричардсона.

Если $v_0^V = v_0^S = v_0^T, v_1^V = v_1^S = v_1^T$ и κ_1^S, κ_1^T – константы, то соотношения (9) – (11) в точности соответствуют модели вертикального перемешивания из работы [9].

На свободной поверхности при $z = 0$ граничные условия для системы уравнений (1) – (8) имеют следующий вид:

$$v_V u_z = -\tau^x, \quad v_V v_z = -\tau^y, \quad \kappa^T T_z = Q^T, \quad \kappa^V S_z = \frac{Ev - Pr}{\rho_1} S_0, \quad (12)$$

здесь τ^x, τ^y – составляющие касательного напряжения трения ветра, Q^T – тепловой баланс на поверхности моря, S_0 – поверхностная соленость.

Остальные обозначения общепринятые. Составляющие касательного напряжения трения ветра τ^x, τ^y , суммарный поток тепла Q^T , скорость выпадения осадков Pr , скорость испарения воды с поверхности моря Ev – это указанные выше характеристики атмосферных полей, включаемые в гидродинамическую модель в качестве граничных условий.

Граничные условия на дне при $z = H(x, y)$:

$$u = v = w = 0, \quad T_z = 0, \quad S_z = 0. \quad (13)$$

На твердых боковых стенках:

– для меридиональных участков границы

$$u = 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \quad T_x = 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \quad (14)$$

– для зональных участков границы

$$v = 0, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \quad T_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \quad (15)$$

На участках границы, где вода втекает, т. е. в верхнем слое пролива Босфор и в нижнем слое пролива Дарданеллы, используются условия Дирихле:

– для меридиональных участков

$$u = u^s, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \quad T = T^s, \quad S = S^s, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \quad (16)$$

– для зональных участков

$$v = v^s, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \quad T = T^s, \quad S = S^s, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \quad (17)$$

На участках границы, где вода вытекает, т. е. в нижнем слое пролива Босфор и в верхнем слое пролива Дарданеллы, используются условия:

– для меридиональных участков

$$u = u^s, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \quad T_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \quad (18)$$

– для зональных участков

$$v = v^s, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \quad T_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \quad (19)$$

В формулах (13) – (19) введены следующие обозначения: u^s, v^s – горизонтальные скорости в проливах; T^s, S^s – температура и соленость в проливах (верхний индекс s).

В качестве начальных полей задавались поля температуры, солености, горизонтальных скоростей течений и поля уровня, соответствующие 18-му году интегрирования по этой модели в эксперименте без учета атмосферного воздействия.

Система уравнений (1) – (8) с соответствующими краевыми (12) – (19) и начальными условиями решается численно. Конечно-разностная дискретизация приведенных выше уравнений модели, граничных и начальных условий проведена на сетке C [10]. Используемые разностные операторы и особенности аппроксимации уравнений модели представлены в работах [7, 11].

Атмосферное воздействие. На поверхности моря на каждые сутки задаются поля тангенциальных напряжений трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение за 2008 г., полученные по данным расчета региональной атмосферной модели *MM5 (Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model* версия 3.7) [12]. Рассмотрим особенности атмосферного воздействия за этот год. С января по февраль превалировала умеренная отрицательная поверхностная плотность теплового потока Q^T (до $-5 \cdot 10^2$ Вт/м²). С конца февраля по август над большей площадью моря преобладали теплые воздушные массы. Вторжение холодного воздуха произошло в начале сентября и длилось до конца декабря с периодическим вхождением теплого воздуха с 1 по 4 ноября и с 1 по 8 декабря. Самая низкая температура воздуха над регионом была в период с 16 по 19 февраля с поверхностной плотностью теплового потока до $-12 \cdot 10^2$ Вт/м² и самая высокая с поверхностной плотностью теплового потока до $4 \cdot 10^2$ Вт/м² наблюдалась с 1 по 4 мая и с 14 по 20 июня.

Наибольшее количество осадков со скоростями до $8 \cdot 10^{-5}$ мм/с приходится на периоды с середины сентября по декабрь и с третьей декады января по март. Как правило, влажные воздушные массы поступали с циклонами, распространяющимися со Средиземного моря. С 26 апреля по 6 мая регион был подвержен воздействию атмосферных осадков, поступивших из Черноморского региона.

Испарение над Мраморным морем с разной степенью интенсивности наблюдалось с начала января по третью декаду февраля и с третьей декады июля до конца года. Температура воздуха над регионом в эти периоды была меньше температуры воды на поверхности моря. Максимальные скорости испарения над регионом равнялись $8 \cdot 10^{-5}$ мм/с. С конца февраля и до середины июля, когда воздух стал прогреваться интенсивнее и его температура стала превышать температуру воды на поверхности моря, испарение практически отсутствовало, за исключением случаев вхождения довольно прохладных (с поверхностной плотностью теплового потока до -10^2 Вт/м²) воздушных масс в конце апреля, 6 – 16 мая и в первых числах июня. Что касается пространственного распределения площадей с интенсивным испарением на поверхности Мраморного моря, то во все зимние месяцы наличие максимума скоростей испарения наблюдается в западной части моря. Такая структура обусловлена расположением в зимний период над этой частью бассейна области холодного воздуха с минимальными температурами.

Ветровой режим над акваторией Мраморного моря в рассматриваемый период по имеющимся модельным данным характеризовался следующими особенностями. Наиболее устойчивыми и повторяемыми во времени были северо-восточные ветры, их порывы достигали более 14 м/с. Умеренные ветры этого направления повторялись почти на протяжении всего года, за исключением марта, мая и декабря. Продолжались они от 3 до 10 сут. Значительную роль в формировании циркуляции воздушных масс над морем играли и юго-западные ветры. Их порывы в средних числах марта достигали более 15 м/с. Устойчивые ветры этого направления превалировали в марте и апреле, при этом они продолжались от 4 до 9 сут. Заметно иным был режим атмосферной циркуляции в мае и декабре: в мае ветер с циклонической завихренностью сменился ветром с антициклонической завихренностью (при

этом центры завихренностей располагались севернее бассейна моря), а в декабре не наблюдалось четко выраженного преобладания ветра какого-либо определенного направления. В большинстве случаев смена синоптических ситуаций происходила после периода маловетрия.

Параметры модели. Численный расчет проводился при разрешении модели по горизонтали 1,22 км – по оси x , 0,83 км – по оси y . По вертикали использовалось 18 горизонтов: 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 62,5; 75; 100; 150; 300; 500; 700; 900; 1100 м. Шаг по времени в модели составлял 0,5 мин.

Скорости в проливах Босфор и Дарданеллы задавались постоянными во времени. Они рассчитывались с учетом принятых расходов: 650 км³/год – в верхнем слое (0 – 20 м) пролива Босфор, 350 км³/год – в нижнем его слое 20 – 100 м, а также 830 км³/год – в верхнем слое (0 – 20 м) и 530 км³/год – в нижнем слое (20 – 75 м) пролива Дарданеллы [2]. При задании температуры воды течения в верхнем слое пролива Босфор учитывалась ее сезонная изменчивость. При этом значения температуры изменялись со временем в пределах 8 – 23,5°C, значения солености – с глубиной в диапазоне 21 – 30‰ [2]. В нижнем течении пролива Дарданеллы на глубинах 20 – 75 м, согласно доступным данным измерений, соленость задавалась в пределах 34,50 – 38,68‰, температура была равна 14,6°C [13].

Коэффициенты турбулентных вязкости и диффузии по горизонтали принимали соответственно следующие значения:

$$\nu_H = 5 \cdot 10^{14} \text{ см}^4/\text{с}, \quad \kappa^H = 5 \cdot 10^{14} \text{ см}^4/\text{с}.$$

Параметры в формулах (9) – (11) получены на основе численных экспериментов, в которых результаты расчетов сопоставлялись с известными из наблюдений особенностями расположения границы раздела двух водных масс бассейна. Так, по натурным измерениям и модельным расчетам получено, что раздел двух водных масс с различной соленостью имеет место на глубинах 20 – 40 м, при этом перепад солености ΔS составляет 9‰. Значения параметров в формулах (9) – (11) выбраны следующими:

$$\nu_0^V = \nu_0^S = \nu_0^T = 30 \text{ см}^2/\text{с}, \quad \nu_1^V = 5 \text{ см}^2/\text{с}, \quad \nu_1^S = \nu_1^T = 1 \text{ см}^2/\text{с}.$$

Положение по вертикали границы раздела верхнего и нижнего слоев оказалось близким к наблюдаемому при значениях параметра κ_1^S , равных 2,8; 1,6; 0,4; 0,07; 0,04, и для значений κ_1^T , равных 0,9; 0,7; 0,5; 0,1; 0,05 на глубинах до 20 м для принятых выше горизонтов. Глубже 20 м принимались $\kappa_1^T = \kappa_1^S = 0,03 \text{ см}^2/\text{с}$.

Начальные поля для u , v , ζ , T и S соответствовали 6620-м сут счета (18,14 года), полученным в результате интегрирования по этой модели в эксперименте без учета атмосферного воздействия [5].

Интегрирование уравнений модели с соответствующими краевыми и начальными полями проводилось на один год.

Результаты анализа. Рассмотрим особенности циркуляции вод Мраморного моря, когда динамические структуры при задании над поверхностью бассейна потоков тепла, влаги и испарения ярко выражены. Результаты проведенного численного эксперимента (эксперимент 2) приводятся в сопоставлении с расчетом, в котором на поверхности моря учитывался только ветер [6] (эксперимент 1).

Зимний эпизод. На протяжении первой декады января над поверхностью моря устойчиво сохранялась отрицательная поверхностная плотность теплового потока до $-5 \cdot 10^2$ Вт/м² и скорость испарения достигала $3 \cdot 10^{-5} - 5,5 \cdot 10^{-5}$ мм/с. Осадки были интенсивными со 2 по 5 января (со скоростями до $7 \cdot 10^{-5}$ мм/с) и 9 января (со скоростью до $3 \cdot 10^{-5}$ мм/с) в северной и северо-восточной частях бассейна. Анализ поля уровня показал, что по сравнению с расчетом в эксперименте 1 (рис. 1, а) 9 января на севере области сформировался новый антициклонический вихрь (рис. 1, б) с горизонтальными размерами по оси $x - 30$ км, по оси $y - 15$ км, с глубиной проникновения -10 м и повышением уровня более 2 см. Местоположение его центра соответствует приблизительно $28,4^\circ$ в. д. Сравнивая рис. 1, а и 1, б, отметим, что в юго-восточной части моря район понижения уровня стал более локальным и мощным. Такое понижение уровня моря соответствует циклоническому вихрю, диаметр которого составил около 25 км с глубиной проникновения до 30 м. Поток воды от пролива Босфор к проливу Дарданеллы сузился и стал представлять собой S-образное течение.

На рис. 2 также на 9 января на горизонте 3 м представлены поля солёности для эксперимента 1 (рис. 2, а) и эксперимента 2 (рис. 2, б). В результате испарения солёность вод практически по всей поверхности моря увеличилась от 0,5‰ (в прибосфорской области) до 3‰ (на юго-западе), и в юго-восточной части бассейна локализовалась область вод повышенной солёности, в которой перепад S от периферии к центру (на расстоянии около 12,5 км) составил 0,8‰ (рис. 2).

Температура воды на поверхности моря в связи с наличием холодного зимнего воздуха по сравнению с экспериментом 1 уменьшилась на $4 - 5^\circ\text{C}$ и стала практически однородной по всей площади моря, изменяясь от $10,5^\circ\text{C}$ (в восточной части бассейна) до $8,5^\circ\text{C}$ (в западной). Таким образом, учет потоков тепла, испарения и осадков на 9 января 2008 г. приводит к увеличению градиента в поле плотности поперек течения от пролива Босфор к проливу Дарданеллы, что усиливает влияние адвекции и уменьшает вклад турбулентных вязкости и диффузии. В свою очередь, изменившийся баланс сил обеспечивает генерацию циклонического вихря в юго-восточной части бассейна в результате воздействия особенностей орографии берега на струйное течение. Менее плотные воды оттесняются в северную часть бассейна, что создает условия для формирования антициклонической завихренности. Глубины распространения сформировавшихся вихревых образований составляют $10 - 30$ м. По результатам расчета эксперимента 1 такие вихри не наблюдаются.

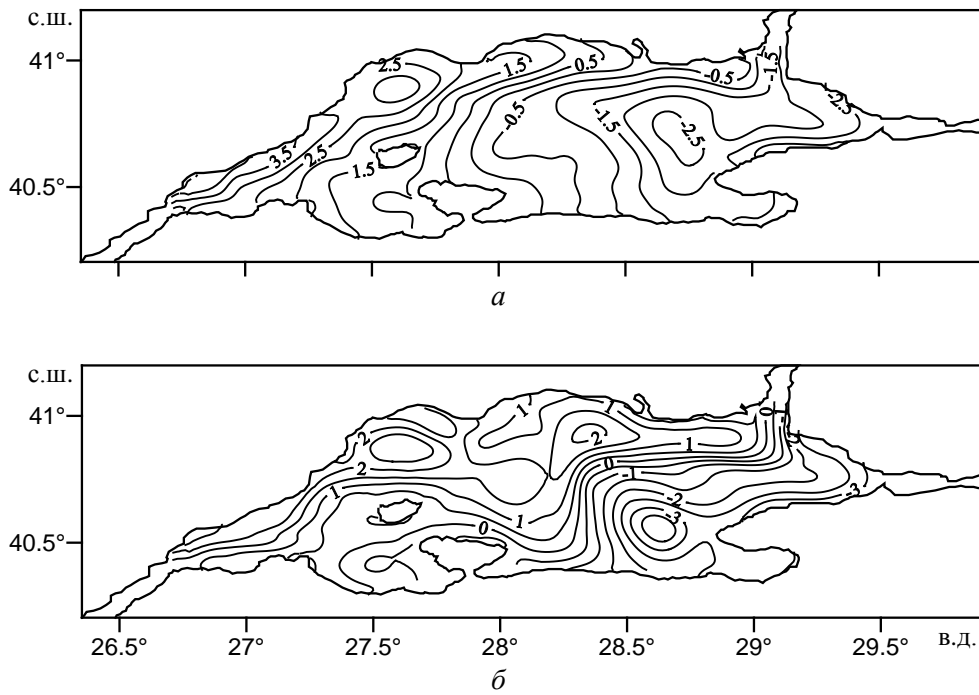


Рис. 1. Уровенная поверхность (см) 9 января 2008 г. для эксперимента 1 (а) и эксперимента 2 (б)

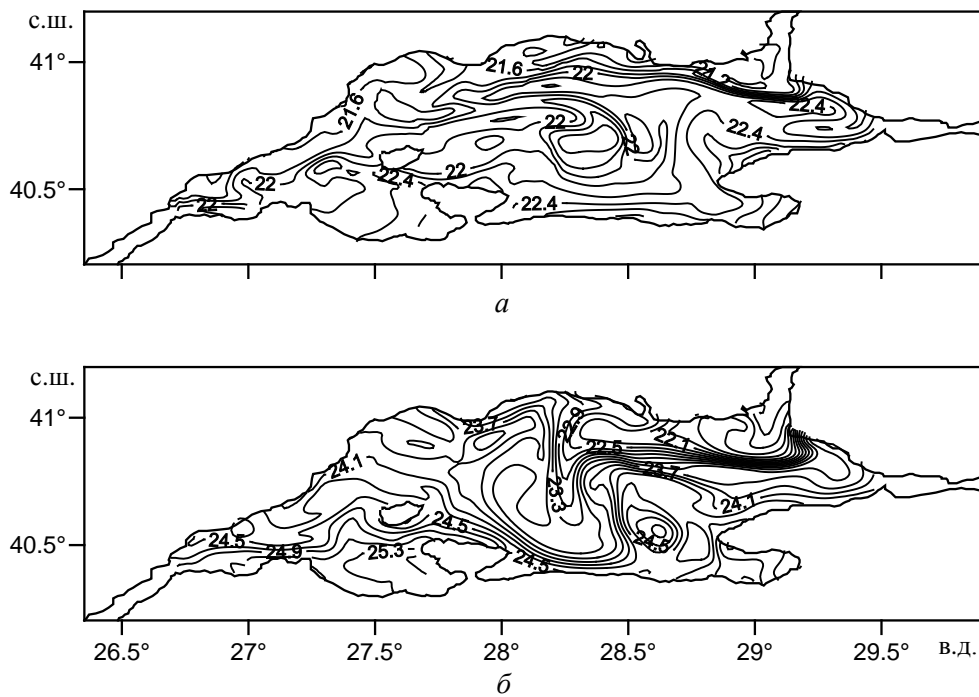


Рис. 2. Поля солёности (‰) 9 января 2008 г. на горизонте 3 м для эксперимента 1 (а) и эксперимента 2 (б)

Весенний эпизод. Роль учета потоков тепла при моделировании циркуляции вод Мраморного моря демонстрируют результаты расчета для апреля 2008 г. (рис. 3, 4, 5). В этот период с 8 по 19 апреля поверхностная плотность теплового потока Q^T над всей поверхностью бассейна была положительной и достигала максимальных значений ($2 \cdot 10^2$ Вт/м²) над его центральной областью, осадки отсутствовали, испарение наблюдалось с 16 по 19 апреля по периметру моря, уменьшаясь от прибрежных областей к центру (от $3 \cdot 10^{-5}$ до $6 \cdot 10^{-6}$ мм/с). В численном эксперименте 2 распространение теплых весенних воздушных масс над поверхностью охлажденного в зимнее время моря привело к существенному прогреву поверхностных вод бассейна и повышению их температуры на 1,5 – 7°C (рис. 3 а, б).

Соленость воды на 19 апреля при наличии над акваторией моря теплого весеннего воздуха увеличилась на 1 – 1,4‰ (по сравнению с экспериментом 1). В результате существенного увеличения температуры воды в центральной части моря (на 6 – 7°C) градиент в поле плотности поперек линий тока центрального антициклона уменьшается, при этом уменьшается влияние адвективных слагаемых в уравнениях движения, а увеличивается вклад турбулентных вязкости и диффузии, и антициклон становится обширнее (рис. 4, б; 5, б). Топография уровневой поверхности и поле скорости в эксперименте без учета потоков тепла, осадков и испарения представлены соответственно на рис. 4, а и 5, а. По результатам эксперимента 1 антициклон локализовался в прибосфорской области и имел диаметр около 35 км с глубиной проникновения до 30 м, тогда как по результатам эксперимента 2 площадь его распространения увеличилась в 2 раза (охватывая всю восточную часть бассейна), а глубина проникновения – до 40 м.

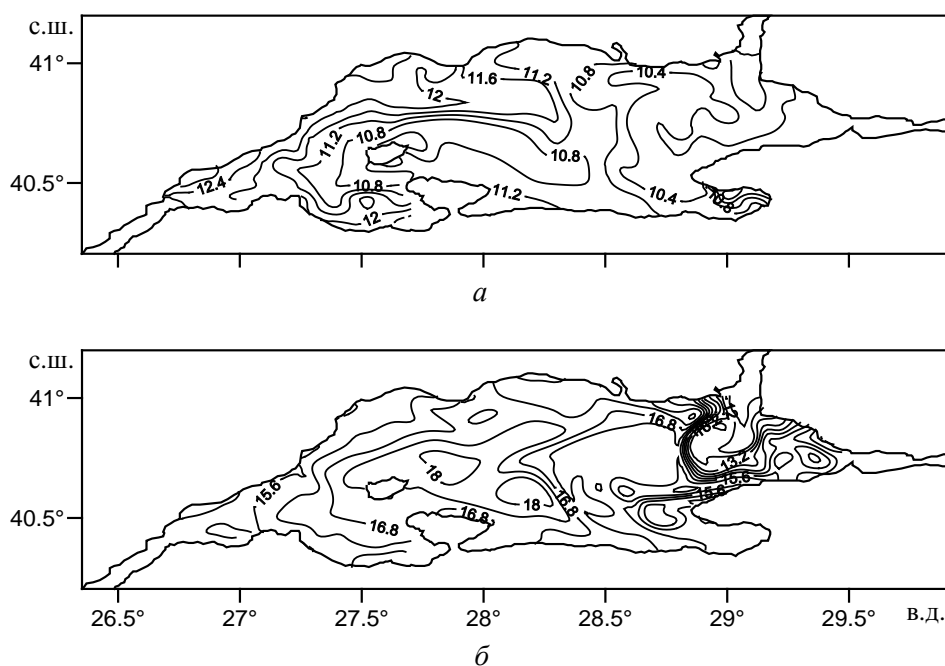


Рис. 3. Поля температуры (°C) 19 апреля 2008 г. на горизонте 3 м для эксперимента 1 (а) и эксперимента 2 (б)

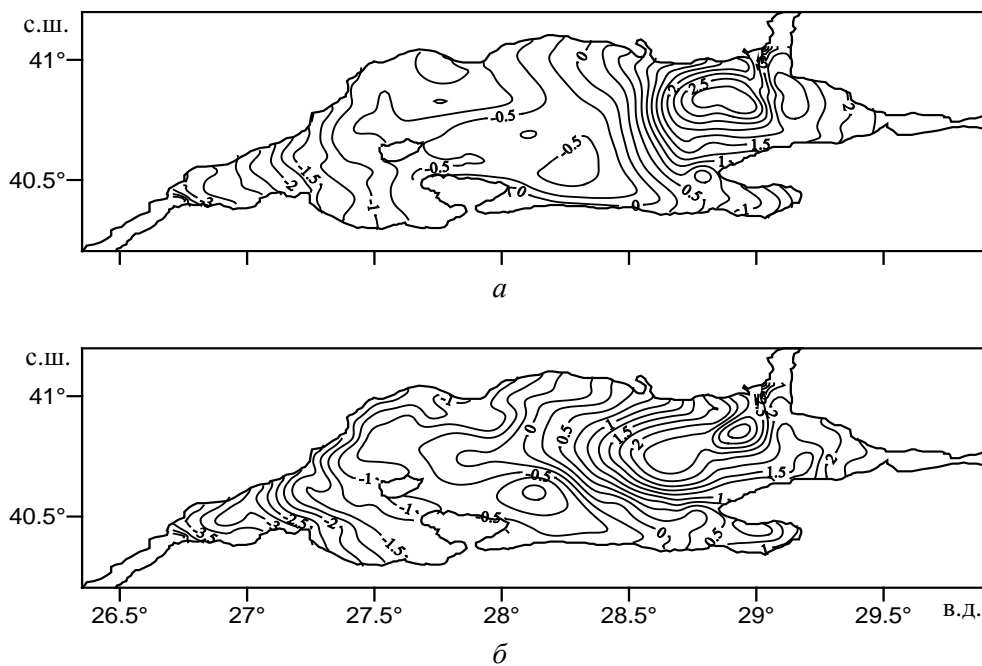


Рис. 4. Уровенная поверхность (см) 19 апреля 2008 г. для эксперимента 1 (а) и эксперимента 2 (б)

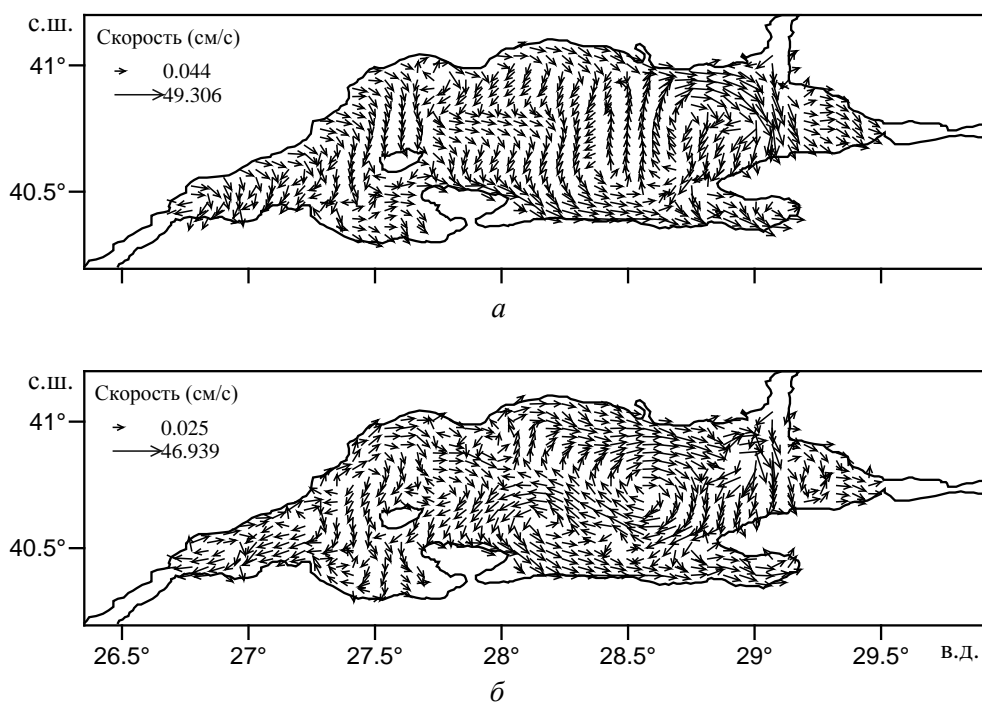


Рис. 5. Поля скоростей течений (см/с) 19 апреля 2008 г. на горизонте 3 м для эксперимента 1 (а) и эксперимента 2 (б)

Осенний эпизод. Заметное влияние процесса испарения вод с поверхности Мраморного моря на распределение скоростей течений в верхнем слое наблюдается в начале сентября, который характеризовался вхождением холодных воздушных масс при наличии довольно прогретых за лето вод поверхностного слоя моря (рис. 6, 7). Так, с 1 по 6 сентября отмечались отрицательные значения поверхностной плотности теплового потока (минимальные значения достигали $-4 \cdot 10^2$ Вт/м²). В этот период испарение наблюдалось по всей поверхности бассейна с максимальными скоростями до $8 \cdot 10^{-5}$ мм/с, осадки отсутствовали. При таких метеорологических условиях к 6 сентября на юго-востоке бассейна образовался циклонический вихрь, отсутствовавший в эксперименте 1. На рис. 6, а представлена карта полей солёности на 6 сентября для эксперимента 1, на рис. 6, б – для эксперимента 2. Из представленных полей видно, что сильное испарение с поверхности моря привело к повышению солёности поверхностных вод по всей площади моря на 0,3 – 2,7‰.

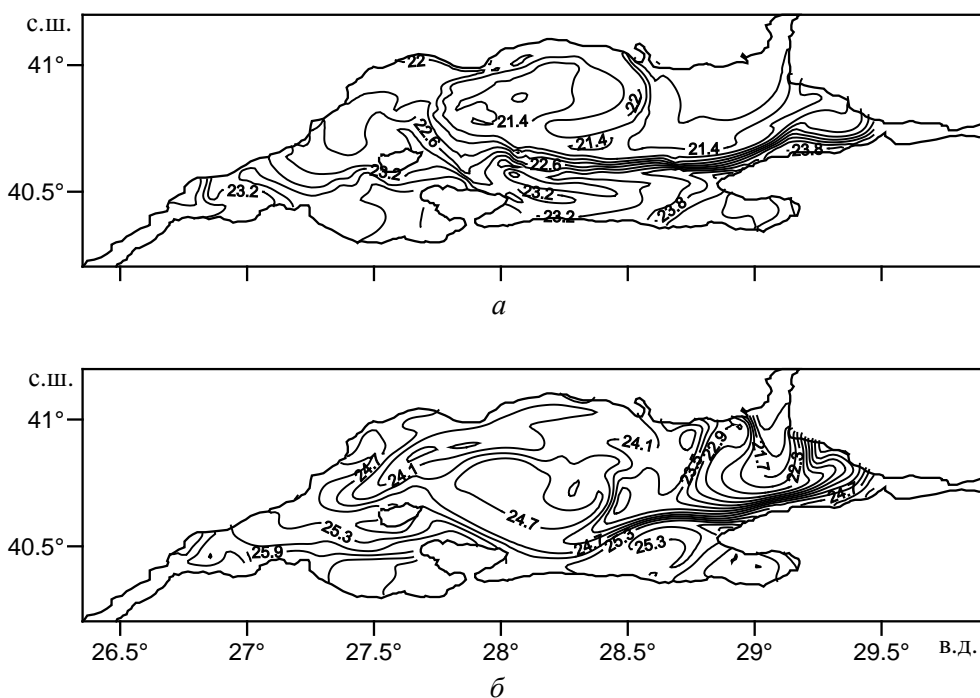


Рис. 6. Поля солёности (‰) 6 сентября 2008 г. на горизонте 3 м для эксперимента 1 (а) и эксперимента 2 (б)

Наиболее интенсивное испарение наблюдалось в юго-восточной области моря, в результате чего в этой части бассейна произошло значительное (до 6 см) понижение уровня моря. Сравнивая рис. 7, а и 7, б, отметим, что такое понижение уровня соответствует устойчивому циклоническому вихрю с диаметром около 25 км. Особенно сильное испарение в этой области привело к увеличению градиента в поле плотности поперек струйного течения от пролива Босфор к проливу Дарданеллы. В результате чего воздействие адвекции усилилось и более плотные воды локализовались в юго-восточной части моря,

при этом циклонический вихрь образовался в этой области как результат влияния орографии берега на струйное течение. Глубина его проникновения составляет около 30 м. На рис. 7, в приведена карта распределения скоростей течений вод Мраморного моря на горизонте 40 м. В юго-восточной части бассейна на этой глубине циклон не наблюдается.

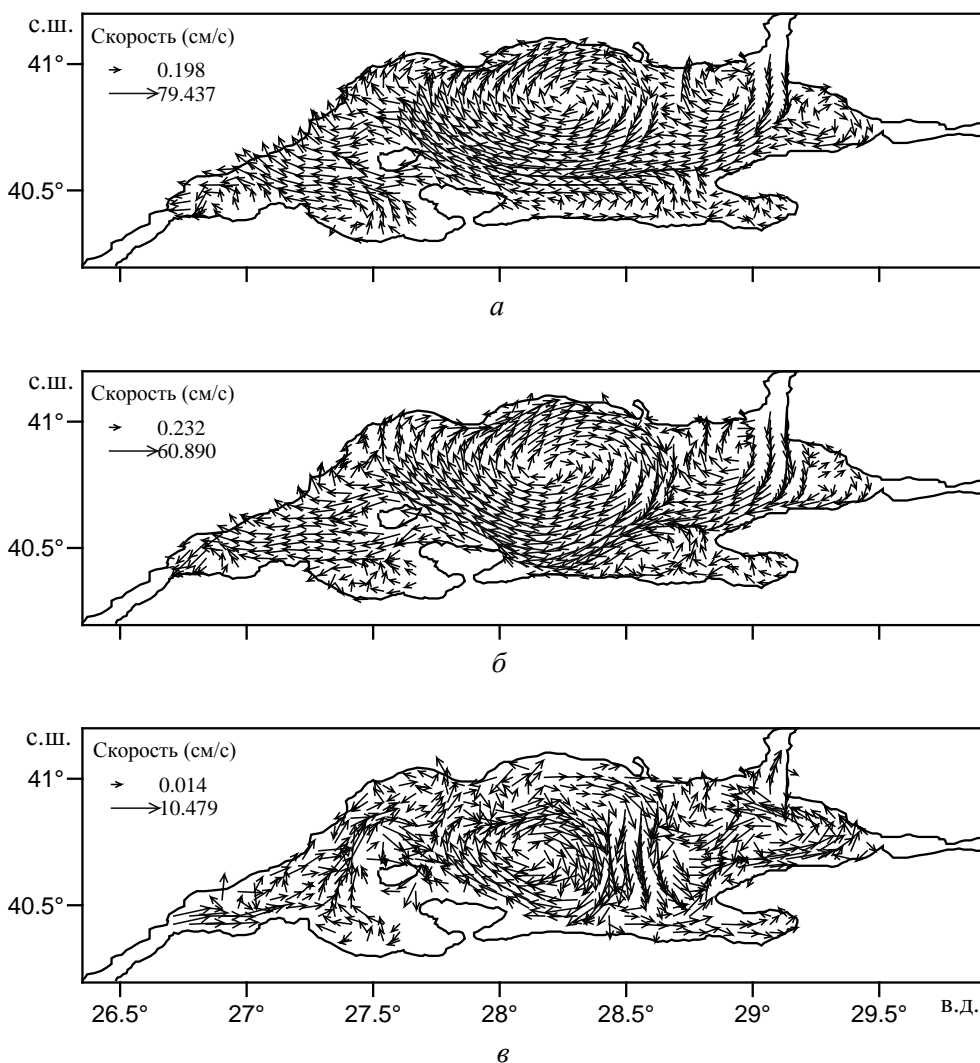


Рис. 7. Поля скоростей течений (см/с) 6 сентября 2008 г. на горизонте 3 м для эксперимента 1 (а) и эксперимента 2 (б), а также на горизонте 40 м для эксперимента 2 (в)

Заключение. Таким образом, проведенный эксперимент показал, что воздействие потоков тепла, осадков и испарения существенно повлияло на образование динамических структур в поверхностном слое Мраморного моря в 2008 г. Так, в зимнее время при отрицательной поверхностной плотности теплового потока с интенсивным испарением в юго-восточной части бассейна

на и выпадением осадков над северной частью моря формируются условия для увеличения градиента в поле плотности поперек течения воды от пролива Босфор к проливу Дарданеллы, что усиливает влияние адвекции и обеспечивает генерацию циклонического вихря в юго-восточной части бассейна и антициклонического – в северной.

В весеннее время при положительной поверхностной плотности теплового потока и отсутствии осадков и испарения увеличивается площадь антициклонического круговорота в центральной части бассейна.

Наличие прохладного воздуха и прогретых морских вод при отсутствии осадков в осеннее время создает условия для формирования циклонического круговорота в юго-восточной области бассейна. Заметное воздействие атмосферных потоков на динамику вод моря прослеживается до глубин 10 – 40 м.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Surku T., Besiktepe, Emin Ozsoy, Umit Unluata.* Filling of the Marmara Sea of the Dardanelles Lower Layer inflow // *Deep-Sea Res.* – 1993. – 40. – P. 1815 – 1838.
2. *Besiktepe Surku T., Sur Halil I., Ozsoy Emin et al.* The circulation and hydrography of the Marmara Sea // *Prog. Oceanog.* – 1994. – 34. – P. 285 – 334.
3. *Демьшев С.Г., Довгая С.В.* Численный эксперимент по моделированию гидрофизических полей Мраморного моря с учетом проливов Босфор и Дарданеллы // *Морской гидрофизический журнал.* – 2007. – № 3. – С. 28 – 42.
4. *Демьшев С.Г., Довгая С.В.* Структура термохалинных полей вод Мраморного моря // *Системы контроля окружающей среды.* – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2010. – Вып. 14. – С. 107 – 110.
5. *Демьшев С.Г., Довгая С.В., Иванов В.А.* Численное моделирование влияния обмена через проливы Босфор и Дарданеллы на гидрофизические поля Мраморного моря // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2012. – 48, № 4. – С. 418 – 426.
6. *Демьшев С.Г., Довгая С.В.* Численное моделирование циркуляции Мраморного моря в 2008 году с учетом ветра и водообмена через проливы Босфор и Дарданеллы // *Морской гидрофизический журнал.* – 2014. – № 1. – С. 68 – 79.
7. *Демьшев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная консервативная модель бароклинных течений в океане // *Численное моделирование климата Мирового океана.* – М.: ОВМ, 1986. – С. 60 – 79.
8. *Chiggiato J., Jarosz E., Book J.W. et al.* Dynamics of the circulation in the Sea of Marmara: numerical modeling experiments and observations from the Turkish straits system experiment // *Ocean Dyn.* – 2012. – 62. – P. 139 – 159.
9. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *J. Phys. Oceanogr.* – 1981. – 11, № 11. – P. 1443 – 1451.
10. *Arakava A.* Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow // *J. Comput. Phys.* – 1966. – № 1. – P. 119 – 143.
11. *Демьшев С.Г.* О повышении точности расчета течений в Черном море при использовании приведенного уровня в численной модели // *Метеорология и гидрология.* – 1996. – № 9. – С. 75 – 83.
12. <http://www.ucar.edu/mm5/mm4/home.html> (дата обращения 10.12.2014 г.).
13. *Запеголов А.С.* Сезонная изменчивость вертикальных распределений температуры и солёности в Мраморном море // *Метеорология и гидрология.* – 2005. – № 2. – С. 78 – 84.

Effect of heat flow, precipitation and evaporation on the dynamics of the Marmara Sea surface waters

S.G. Demyshev, S.V. Dovgaya, M.V. Shokurov

*Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
e-mail: demyshev@gmail.ru, dovgayasvetlana0309@yandex.ru, shokurov.m@gmail.com*

Dynamics of the Marmara Sea waters is investigated based on the hydrodynamic model with high spatial resolution taking into account the atmospheric impact and the exchange through the straits Bosphorus and Dardanelles. The features of seawater circulation induced by the heat flow, precipitation and evaporation above the basin surface are considered. Results of the numerical experiment are given being compared to the computation which takes into account only the wind forcing with zero flows of heat, precipitation and evaporation on the sea surface. It is revealed that the conditions for generating a cyclonic vortex in the basin southeastern part and an anticyclonic one – in the basin northern part are formed in winter. In spring, at positive surface density of the heat flow and absence of precipitation and evaporation, the area of the central anticyclone increases. In autumn, when cold air masses intrude and the sea surface layer waters are still rather warm, a cyclonic gyre is formed in the southeastern part of the basin.

Keywords: hydrophysical model, Sea of Marmara, circulation, anticyclone, cyclone, hydrophysical fields.