СРЕДНЕСЕЗОННЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЙ СОЛЕННОСТИ ВОД МРАМОРНОГО МОРЯ

С.В. Довгая

Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь
dovgayasvetlana0309@yandex.ru

Аннотация. С помощью численной термогидродинамической модели МГИ РАН проведен расчет по определению гидрофизических полей вод Мраморного моря. В модели горизонтальное разрешение составило 1,22 км × 0,83 км, использовалось 18 горизонтов по вертикали, шаг по времени был равен 0,5 мин. Температура, соленость и скорость потоков вод, входящих из проливов Босфор и Дарданеллы, задавались по имеющимся данным из литературных источников. Поля атмосферного воздействия над регионом в 2008 г. получены из расчета по региональной атмосферной модели MM5. Задача состояла в изучении закономерностей среднесезонных распределений полей солености вод Мраморного моря на разных горизонтах в обозначенном году. Получено, что в поверхностном слое структура халинных полей в основном определяется расположенным в северо-восточной части бассейна источником входящих менее соленых черноморских вод. При этом максимальные значения достигаются в западной области моря в летне-осенний период, что определяется интенсивным испарением и незначительным количеством осадков над акваторией бассейна в это время года. Соленость вод моря на горизонтах ниже 20 м увеличивается вследствие вхождения более плотных вод из соседнего Эгейского моря и ее изменчивость определяется сезонными вариациями атмосферных возмущений и потоков воды через проливы. Ниже 75 м водообмен с соседними Черным и Эгейским морями отсутствует, и основные черты халинных полей становятся менее контрастными и заметно уменьшаются их градиенты. В зимнее время поле солености, а следовательно и поле плотности, соответствуют антициклоническим образованиям в центральной и восточной областях моря. В весенне-летний период наблюдается увеличение солености с запада на восток. В осеннее время халинное поле на этой глубине соответствует обширному циклоническому вихрю, в который вовлечены воды практически по всему периметру бассейна. Ниже 500 м сезонный сигнал в рассматриваемых полях прослеживается слабо, и во все сезоны происходит увеличение солености вод моря с запада на восток. Таким образом, в восточном глубоководном районе моря происходит затвор более тяжелых средиземноморских вод.

Ключевые слова: численная гидродинамическая модель, соленость, антициклон, циклон, гидрологический сезон

Введение

Черное и Эгейское моря соединяются посредством Турецкой системы проливов, которая включает в себя проливы Босфор, Дарданеллы и Мраморное море. Происхождение Мраморного моря связывают с большими разломами в земной коре, разделяющими континенты Европы, Азии и Африки. Две существенно отличающиеся по глубине области моря определяют рельеф дна бассейна. Северная область является глубоководной, южная – мелководной, глубины в которой не превосходят 200 м. Три глубоководные депрессии расположены примерно на одной широте. В западном и центральном районах моря лежат две впадины, которые разделяются подводным возвышением с высотами до 500–800 м. Глубины во впадинах достигают соответственно 1097 м и 1389 м. Третья котловина с максимальной глубиной до 1240 м находится в восточной части бассейна.

Первые значимые гидрологические и биологические исследования Мраморного моря были выполнены в конце XIX века русскими учеными Макаровым С.О. и Шпиндлером И.В. Водные обмены через

пролив Босфор с Черным морем и через пролив Дарданеллы с Эгейским морем большей частью определяют термодинамические характеристики бассейна. В обоих проливах отмечаются два противоположно направленных потока, в которых верхний несет менее плотные черноморские воды, а нижний – более тяжелые средиземноморские. В море на глубинах 20–30 м две различные водные массы разделены сильным пикноклином, что приводит к созданию устойчивой стратификации. Топография прилегающей к морю местности представляет собой проход для циклонов, которые перемещаются с Эгейского моря к Черному, и для холодных ветровых систем с севера. В течении всего года северо-восточные ветра являются преобладающими, юго-западные – имеют второстепенное значение.

В данной работе с использованием вихререшающей нелинейной термогидродинамической модели МГИ РАН [1], которая была адаптирована к условиям региона Мраморного моря, анализируются среднесезонные поля солености вод моря на разных горизонтах на примере 2008 г.

Постановка задачи и параметры модели

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):

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

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

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

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

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

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

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

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

Здесь u, v, w – компоненты вектора скорости, направленные вдоль осей x, y, z соответственно; $\zeta = v_x - u_y$; $E = \rho_0(u^2 + v^2)/2$; Pr – скорость выпадения осадков; Ev – скорость испарения воды с поверхности моря; ρ – плотность морской воды, $\rho_0 = 1$ г/см³, 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:

Коэффициенты турбулентного обмена импульсом v_V и турбулентной диффузии по вертикали k^T и k^S вычисляются с применением аппроксимации Пагановского – Филандера [2].

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

$$v_V u_z = -\tau^x, \quad v_V v_z = -\tau^y, \quad \kappa^T T_z = Q^T, \quad \kappa^V S_z = \frac{Ev - Pr}{\rho_1} S_0, \quad (9)$$

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

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 гидро-

динамическую модель в качестве граничных условий. Они получены по данным расчета по региональной атмосферной модели MM5 (Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model версия 3.7) [3] на каждые сутки 2008 г.

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

$$u = v = w = 0, \quad T_z = 0, \quad S_z = 0. \quad (10)$$

На твердых боковых стенках:

$$\begin{aligned} &\text{– для меридиональных участков границы} \\ &u=0, \nabla^2 u=0, v_x=0, \nabla^2 v_x=0, T_x=0, (\nabla^2 T)_x=0, \\ &S_x=0, (\nabla^2 S)_x=0, \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} &\text{– для зональных участков границы} \\ &v=0, \nabla^2 v=0, u_y=0, \nabla^2 u_y=0, T_y=0, (\nabla^2 T)_y=0, \\ &S_y=0, (\nabla^2 S)_y=0. \end{aligned} \quad (12)$$

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

$$\begin{aligned} &\text{– для меридиональных участков} \\ &u=u^s, \nabla^2 u=0, v_x=0, \nabla^2 v_x=0, T=T^s, S=S^s, \\ &(\nabla^2 T)_x=0, (\nabla^2 S)_x=0, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} &\text{– для зональных участков} \\ &v=v^s, \nabla^2 v=0, u_y=0, \nabla^2 u_y=0, T=T^s, S=S^s, \\ &(\nabla^2 T)_y=0, (\nabla^2 S)_y=0. \end{aligned} \quad (14)$$

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

$$\begin{aligned} &\text{– для меридиональных участков} \\ &u=u^s, \nabla^2 u=0, v_x=0, \nabla^2 v_x=0, T_x=0, S_x=0, \\ &(\nabla^2 T)_x=0, (\nabla^2 S)_x=0, \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} &\text{– для зональных участков} \\ &v=v^s, \nabla^2 v=0, u_y=0, \nabla^2 u_y=0, T_y=0, S_y=0, \\ &(\nabla^2 T)_y=0, (\nabla^2 S)_y=0, \end{aligned} \quad (16)$$

В формулах (13) – (16) 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 использовались поля температуры, солености, горизонтальных скоростей течений и поля уровня, соответствующие 6620 суткам расчета по эксперименту с теми же параметрами, но без учета атмосферного воздействия. Продолжительность периода интегрирования определялась установлением течений в глубоких слоях моря.

Система уравнений (1) – (8) с соответствующими краевыми (10) – (16) и начальными условиями решалась численно. Конечно-разностная дискретизация приведенных выше уравнений модели, граничных и начальных условий проведена на сетке S . Используемые разностные операторы и особенности аппроксимации уравнений модели подробно представлены в работе [1].

Определим параметры модели. Так горизонтальное разрешение было 1,22 км $\times$ 0,83 км, задавалось 18 горизонтов по вертикали, 0,5 мин – шаг по вре-

мени. В проливах скорости потоков принимались с учетом известных через них расходов воды [4]. В верхнем слое Босфора температура определялась с учетом ее изменчивости со временем и с глубиной, значения солёности – меняющимися по глубине [5]. В нижнем течении Дарданеллы солёность входящих вод варьировалась по глубине и температура равнялась 14,6 °C [6; 7].

Результаты численного эксперимента

В результате численного эксперимента для всей акватории Мраморного моря были получены трехмерные поля гидродинамических характеристик на каждые сутки 2008 г. Проведем анализ осредненных в различные гидрологические сезоны года распределений полей солёности (S , ‰) на различных горизонтах. Зимний, весенний, летний и осенний гидрологические сезоны представляют собой трехмесячные промежутки времени, которые начинаются, соответственно, с 1 января, 1 апреля, 1 июля

и с 1 октября. На рис. 1 представлены осредненные за эти временные интервалы поля на глубине 3 м. Видно, что структура поверхностных полей S во все сезоны в основном определяется расположенным в северо-восточной части бассейна источником входящих менее соленых черноморских вод. Эти воды, перемещаясь на юго-запад к проливу Дарданеллы, в результате вертикального и горизонтального перемешивания, становятся более солеными. При этом максимальные за 2008 г. значения S на поверхности (28,5 ‰, рис. 1, в, г) достигаются в летне-осенний период в западной части моря и в Гемликском заливе (юго-восточная область моря). Такое распределение определяется интенсивным испарением и незначительным количеством осадков в теплое время года над акваторией бассейна. В весеннее время происходит увеличение поверхностной солёности по сравнению с зимней (рис. 1, а, б). Минимальное значение S во все сезоны (20,5 ‰) достигается в при-босфорском районе моря.

Рис. 1. Средние за зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) гидрологические сезоны поля солёности (‰, изолинии) на горизонте 3 м

Соленость вод моря на горизонтах ниже 20 м увеличивается вследствие вхождения более плотных вод из соседнего Эгейского моря. Так на рис. 2 представлены соответствующие поля на глубине 30 м. В зимний период более тяжелые воды располагаются практически по всей площади бассейна (рис. 2, а). Весной (рис. 2, б) входящие средиземноморские воды, двигаясь с отраженными от острова Мраморный водами, перемещаются вдоль западного берега моря и вливаются в центральный антициклонический круговорот. При этом более плотные воды располагаются в восточной части моря. В летнее время (рис. 2, в) центральную часть бассейна занимает область пониженных значений солености (32,6 ‰), соответствующая обширному антициклоническому вихрю. Как видно из рис. 2, г в осенний сезон менее соленые воды располагаются в западной части моря, более соленые – в восточной. Как показали исследования динамических структур вод моря, приведенные

распределения полей солености на этих глубинах преимущественно определяются атмосферным воздействием, потоком импульса через проливы и орографией береговой линии.

Ниже 75 м водообмен с соседними Черным и Эгейским морями отсутствует, и анализ распределений S на этих глубинах показывает, что основные черты халинных полей становятся менее контрастными и заметно уменьшаются их градиенты. Так на рис. 3 приведены карты средних за сезоны полей солености на глубине 100 м. В зимнее время поле солености, а следовательно и поле плотности, следуя работе [4], в которой указывается о преимущественном вкладе солености в поле плотности на этой глубине, соответствуют антициклоническим образованиям в центральной и восточной областях моря. В весенне-летний период наблюдается увеличение S с запада на восток. При этом ее максимум достигается в Измитском заливе (восточная область моря).

Рис. 2. Средние за зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) гидрологические сезоны поля солености (‰, изолинии) на горизонте 30 м

Рис. 3. Средние за зимний (а), весенний (б), летний (в) и осенний (г) гидрологические сезоны поля солёности (‰, изолинии) на горизонте 100 м

В осеннее время поле солёности на этой глубине соответствует обширному циклоническому вихрю, в который вовлечены воды практически по всему периметру бассейна. Такое расположение изогалин характерно до глубин 300 м.

Ниже 500 м сезонный сигнал в поле солёности прослеживается слабо. Во все сезоны происходит увеличение солёности вод моря с запада на восток, и, следовательно, в восточном глубоководном районе моря происходит затор тяжёлых средиземноморских вод. Максимальный перепад S (0,085 ‰) наблюдается в весенне-летний период, минимальный (0,04 ‰) – осенью.

Заключение

Таким образом, с использованием численной термогидродинамической модели МГИ РАН проведен анализ распределения среднесезонных полей солёности вод Мраморного моря на разных глубинах на примере 2008 г. Получено, что в поверхност-

ном слое структура полей в основном определяется расположенным в северо-восточной части бассейна источником входящих менее солёных черноморских вод. При этом максимальные значения достигаются в летне-осенний период в западной области моря, что определяется интенсивным испарением и незначительным количеством осадков над акваторией бассейна в это время года. Солёность вод моря на горизонтах ниже 20 м увеличивается вследствие вхождения более плотных вод из соседнего Эгейского моря и ее изменчивость определяется сезонными вариациями атмосферных возмущений и потоков воды через проливы. Ниже 500 м сезонный сигнал в поле солёности прослеживается слабо.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827–2019–0003 «Фундаментальные исследования океанологических процессов, определяющих состояние и эволюцию морской среды под влиянием естественных и антропогенных факторов, на основе методов наблюдения и моделирования».

Список литературы:

1. Демьяшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная консервативная модель бароклинных течений в океане // Численное моделирование климата Мирового океана. М.: ОВМ. 1986. С. 60–79.
2. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // Journal of Physical Oceanography. 1981. Т. 11. № 11. P. 1443–1451.
3. <http://www.ucar.edu/mm5/mm4/home.html> (дата обращения: 10.12.2014 г.)
4. Besiktepe Surku T., Sur Halil I., Ozsoy Emin et al. The circulation and hydrography of the Marmara Sea // Progress Oceanography. 1994. Vol. 34. P. 285–334.
5. Temel Oguz, Emin Ozsoy, Mohammed A.Latif, Sur Halil I. and Umit Unluate. Modeling of Hydraulically Controlled Exchange Flow in the Bosphorus Strait // Journal of Physical Oceanography. 1990. № 20. P. 945–965.
6. Besiktepe T.S. Density currents in the two-layer flow: an example of Dardanelles outflow // Oceanologica Acta. 2003. № 26. P. 243–253.
7. Заневалов А.С. Сезонная изменчивость вертикальных распределений температуры и солености в Мраморном море // Метеорология и гидрология. 2005. № 2. С. 78–84.

SEASONALLY AVERAGES SALINITY FIELDS OF THE MARMARA SEA

S.V. Dovgaya

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol

dovgayasvetlana0309@yandex.ru

Abstract. The computation carried out for definition of the hydrophysical fields of the waters of the Marmara Sea using of the numerical thermohydrodynamic model of the MHI RAS. In model $1.22 \text{ km} \times 0.83 \text{ km}$ was horizontal resolution, 18 horizons were vertically, 0.5 min was the time step. The temperature, salinity and velocity of the water flows from the Bosphorus and Dardanelles were set based on the available data in the literature. Fields of atmospheric forcing over the region in 2008 were obtained from the calculation by the regional atmospheric model MM5. The task was to study the regularities of the average seasonal distributions of the salinity fields of the Marmara Sea at different horizons in the indicated year. The result was that in the surface layer the structure of the salinity fields is mainly determined by the source of the incoming less salty Black Sea waters located in the northeastern part of the basin. Wherein the maximum values are reached in the western region of the sea in the summer-autumn period, which was characterized by intense evaporation and insignificant precipitation over the water area at this time of year. The salinity of the sea waters on the horizons below 20 m increases on account of the entry of the denser waters from the neighboring Aegean Sea and its changeability is determined by the seasonal variabilities of atmospheric disturbances and water flows through the straits. Below 75 m there is no water exchange with the neighboring Black and Aegean seas, and the main features of the salinity fields become less contrasting and their gradients decrease noticeably. In winter the salinity field and hence the density field correspond to anticyclonic formations in the central and eastern regions of the sea. In spring and summer the increase in salinity from west to east is observed. In autumn the salinity field at this depth corresponds to the extensive cyclonic vortex, in which waters are involved practically along the entire perimeter of the basin. The seasonal signal in the salinity field below 500 m is poorly traced and in all seasons the salinity of the sea increases from west to east. Thus in the eastern deep-sea area there is the congestion of the heavier Mediterranean waters.

Keywords: numerical hydrodynamic model, salinity, anticyclone, cyclone, hydrological season

References

1. Demyshev S.G., Korotaev G.K. [Numerical conservative model of baroclinic currents in the ocean]. Trudy OVM «Chislennoe Modelirovanie Klimata Mirovogo Okeana» [Proc. of DCM "Numerical Modeling of the World Ocean Climate"], Moscow, 1986, pp. 60–79. (In Russian)
2. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, Journal of Physical Oceanography, 1981, vol. 11. no. 11, pp. 1443–1451. (In English)
3. <http://www.ucar.edu/mm5/mm4/home.html>. (accessed 10.12.2014)
4. Besiktepe Surku T., Sur Halil I., Ozsoy Emin et al. The circulation and hydrography of the Marmara Sea, Progress Oceanography, 1994, no. 34, pp. 285–334. (In English)
5. Temel Oguz, Emin Ozsoy, Mohammed A. Latif et al. Modeling of Hydraulically Controlled Exchange Flow in the Bosphorus Strait, Journal of Physical Oceanography, 1990, no. 20, pp. 945–965. (In English)
6. Besiktepe T.S. Density currents in the two-layer flow: an example of Dardanelles outflow, Oceanologica Acta, 2003, no. 26, pp. 243–253. (In English)
7. Zapevalov A.S. Seasonal variability of vertical distributions of temperature and salinity in the Sea of Marmara, Russian Meteorology and Hydrology, 2005, no. 2, pp. 78–84. (In English)