

УДК 551.465

© Н.И.Глок, В.Н.Малинин, 2013

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург  
glok.natasha@mail.ru

## ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА В ПЕРИОД 1955–2009 гг.

Обсуждается межгодовая изменчивость теплосодержания Мирового океана (ТМО) с середины XX столетия по настоящее время с использованием данных разных авторов. Средний тренд ТМО составляет  $0.22 \cdot 10^{22}$  Дж/год и описывает 75 % дисперсии исходного ряда. С помощью вейвлет-разложения на всем рассматриваемом временном интервале было выявлено мощное колебание с периодом 23 года. По данным реанализа и спутников о поверхностной температуре океана построены статистические модели, с высокой точностью описывающие изменения ТМО. Показано, что начиная с 2003 г. отмечается определенная стабилизация в колебаниях ТМО.

**Ключевые слова:** теплосодержание Мирового океана, тренд, вейвлет-анализ, статистическая модель.

Теплосодержание Мирового океана (ТМО) вследствие высокой теплоемкости и инерционности является важнейшим фактором изменений глобального климата. В течение последних 50 лет наблюдается постоянный рост ТМО, вследствие чего происходит общее увеличение теплосодержания Земли. Так, за период 1955–1998 гг. оно на 84 % было обеспечено именно Мировым океаном [1]. ТМО практически полностью определяет стericеские колебания уровня Мирового океана (СКУМО), вклад которых в формирование тренда глобального уровня может составлять 15–50 % в зависимости от интервала временного осреднения [2].

Теплосодержание Мирового океана в слое от поверхности до глубины  $h$  может быть вычислено по следующей формуле [3]:

$$H = \int_0^{360} \int_{-90}^{90} \int_0^h \rho(T, S_c) C_p (T - T_0) a^2 \cos(\varphi) dz d\varphi d\lambda, \quad (1)$$

где  $\rho(T, S_c)$  – плотность морской воды при температуре  $T$  и климатической солености  $S_c$  на глубине  $z$ ;  $C_p$  – теплоемкость морской воды;  $T_0$  – отсчетная температура;  $a$  – радиус Земли;  $\varphi$  – широта,  $\lambda$  – долгота. Отметим, что хотя существует широкий выбор величины  $T_0$ , в работах [4, 5] было показано, что данная величина является не столь существенной, чтобы повлиять на конечный результат расчета ТМО.

Несмотря на внешнюю простоту формулы (1) и большую значимость исследований ТМО, осуществить это весьма сложно, особенно за длительный период времени. Дело в том, что необходимые для расчета глубоководные данные температуры для многих районов океана просто отсутствуют. Кроме того, следует иметь в виду, что число наблюдений постоянно менялось во времени, причем год от года оно могло изменяться до 50 %. В среднем отмечается постепенный рост числа наблюдений. Так, в начале 50-х годов прошлого столетия оно составляло около  $5 \cdot 10^4$ , в начале 80-х – около  $10 \cdot 10^4$ , а в начале XXI в. – около  $15 \cdot 10^4$  наблюдений [6]. Хотя число глубоководных наблюдений возросло в 3 раза, для многих районов океана, и особенно в южном полушарии, их по-прежнему недостаточно. Поэтому большая пространственно-временная неоднородность глубоководных данных температуры воды приводит к значительной неопределенности полу-

чаемых оценок ТМО. Кроме того, в середине 70-х годов прошлого века были выявлены большие расхождения между данными температуры, полученной обрывными термозондами (ХВТ), и данными зондов Conductivity-Temperature-Depth (CTD-зонды) [7–9]. Расхождение в температуре воды в среднем составляло  $0.2\text{--}0.4^\circ\text{C}$ , т.е. было весьма значительно и заключалось в ошибках расчета глубин океана по скорости падения ХВТ-зондов. Естественно, это приводило к заметным искажениям в получаемых оценках ТМО и потребовало корректировки данных ХВТ-зондов. И хотя работа над исправлением данных была начата еще в конце 70-х годов, более надежные оценки изменения теплосодержания океана стали доступны лишь в течение нескольких последних лет.

Некоторая неопределенность в оценках ТМО связана также с выбором нижней границы интегрирования  $h$ . В принципе ее следует принять равной глубине границы главного термоклина, ниже которого водная толща практически однородна по температуре. Однако его нижняя граница очень сильно варьирует по глубине [10]. В умеренных широтах северного полушария она максимальна и может опускаться ниже 3000 м, а в приполярных широтах выходит к поверхности. С учетом малой изменчивости температуры воды и слабой освещенности акватории океана данными на больших глубинах в большинстве исследований в качестве нижней отчетной поверхности обычно используется глубина 700 м.

В настоящее время мы имеем несколько длительных откорректированных временных рядов аномалий ТМО [3, 7–9, 11], в которых за базовый период в основном принимаются 1961–1990 гг. В работе [12] дается сравнение некоторых рядов аномалий ТМО со значениями таковых без коррекции. Во всех случаях расхождения весьма существенны, особенно полученные в 70-е годы прошлого столетия. Исходя из этого, делается вывод, что, несмотря на исключение систематических ошибок, возникают дополнительные неопределенности в оценках ТМО из-за различий в самой методике коррекции. Поэтому для анализа межгодовых колебаний аномалий ТМО имеет смысл рассматривать не каждый ряд в отдельности, а ряд, полученный путем осреднения отдельных членов рядов в фиксированные моменты времени. В этом случае происходит сглаживание (нивелирование) случайных ошибок, в результате чего ярче проявляются наиболее важные крупномасштабные закономерности, присущие рассматриваемому процессу.

На рис.1 приводится осредненная кривая (жирная) аномалий ТМО по данным [3, 7–9, 11]. На этом же рисунке вертикальными линиями показаны максимальные отклонения от среднего ТМО для каждого года, которые по сути представляют оценку неопределенности значений аномалий ТМО, а также временной ряд аномалий ТМО без коррекции (светлая прямая). Нетрудно видеть, что расхождения между «истинными» значениями аномалий ТМО и без коррекции меняются во времени и даже меняют знак. Если до 1970 г. откорректированные оценки аномалий ТМО превышают их значения без коррекции, то к началу 80-х годов, наоборот, они уже существенно занижены.

Что касается рассеяния оценок аномалий ТМО отдельных авторов от осредненной кривой, то чаще всего в качестве крайних значений (29 %) оказывались оценки аномалий ТМО, полученные в работе [8], а реже всего (11 %) данные [9]. При этом наибольший разброс свойствен не начальному периоду, когда число наблюдений было наименьшим, а последнему десятилетию XX в.

В табл.1 приведены оценки трендов для различных временных рядов аномалий ТМО по данным разных авторов [3, 7–9, 11] и их вклад в дисперсию исходных рядов ( $R^2$ ). Осредненному ряду аномалий ТМО свойствен отчетливый линейный тренд ( $T_g = 0.22 \cdot 10^{22}$  Дж/год), описывающий 75 % дисперсии исходного ряда. Хуже всего тренд выражен в данных работы [7], лучше всего – в данных [8]. Однако на фоне основного тренда можно выделить промежутки времени, где изменения аномалий ТМО носят иной характер. В частности, в течение 1955–1975 гг. тренд вообще отсутствует, а в XXI в. он заметно усиливается.

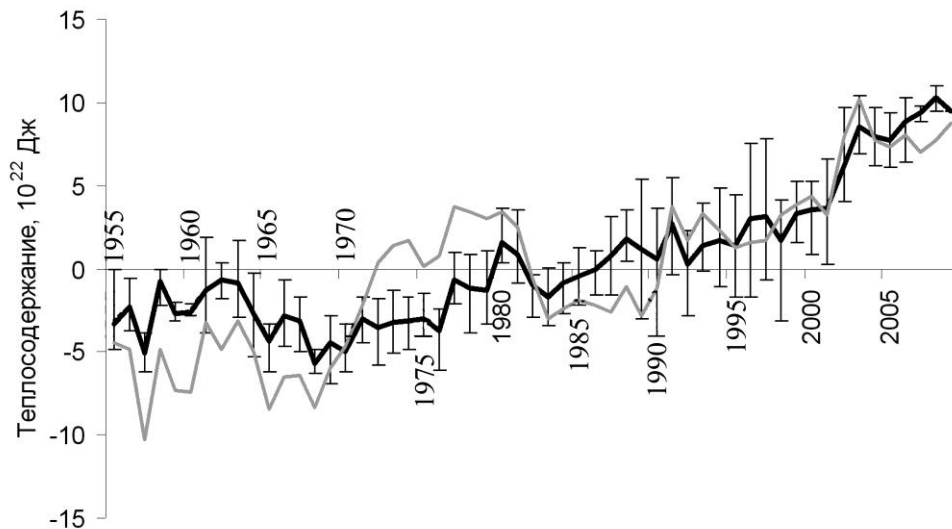


Рис.1. Межгодовой ход аномалий теплосодержания Мирового океана в слое 0–700 м.

Таблица 1

**Оценки линейных трендов аномалий теплосодержания Мирового океана за 1955–2009 гг.**

| Параметры тренда     | [7]  | [11] | [9]  | [3]  | [8]  | Средний |
|----------------------|------|------|------|------|------|---------|
| Tr, $10^{22}$ Дж/год | 0.16 | 0.25 | 0.18 | 0.18 | 0.26 | 0.22    |
| $R^2$ , %            | 36   | 76   | 60   | 76   | 68   | 75      |

В табл.2 представлены оценки коэффициентов корреляции для временных рядов аномалий ТМО, отражающие коэффициенты корреляции исходных рядов и после удаления трендовой составляющей. Как и следовало ожидать, корреляция между исходными временными рядами аномалий ТМО, исключая данные [8] и [7], является довольно высокой и изменяется в пределах от 0.70 до 0.94, а после исключения трендов – 0.54–0.79. Наиболее тесная статистическая связь отмечается для данных [3] и [11]. Осредненный ряд аномалий ТМО имеет максимальную корреляцию с данными [11], причем даже после исключения тренда она составляет  $R = 0.90$ , а минимальную – с данными [7].

Таблица 2

**Корреляционная матрица временных рядов аномалий ТМО [3, 7–9, 11]**

|               | Gouretski [7] | Levitus [11] | Wijffels [9] | Ishii [3] | Dominges [8] | Средний |
|---------------|---------------|--------------|--------------|-----------|--------------|---------|
| Gouretski [7] | 1             | 0.85         | 0.70         | 0.74      | 0.48         | 0.87    |
| Levitus [11]  | 0.79          | 1            | 0.84         | 0.94      | 0.87         | 0.98    |
| Wijffels [9]  | 0.57          | 0.55         | 1            | 0.81      | 0.80         | 0.92    |
| Ishii [3]     | 0.65          | 0.77         | 0.46         | 1         | 0.85         | 0.95    |
| Dominges [8]  | 0.30          | 0.54         | 0.55         | 0.60      | 1            | 0.92    |
| Средний       | 0.87          | 0.90         | 0.76         | 0.82      | 0.71         | 1       |

Для исследования частотной структуры аномалий ТМО был применен вейвлет-анализ, который обладает целым рядом преимуществ по сравнению с классическим преобразованием Фурье. В отличие от последнего он обеспечивает получение набора циклических колебаний, параметры которых (период, амплитуда) могут меняться во времени, вследствие того что функция одномерного вейвлет-преобразования одновременно локализована как по времени, так и по частоте. Математическое обоснование вейвлет-преобразования подробно дано в работах [13, 14].

На рис.2 представлено вейвлет-разложение осредненного ряда аномалий ТМО за период 1955–2009 гг. на основе вейвлета Морле. Отрицательным значениям на рисунке соответствуют темные области коэффициентов вейвлет-разложения, а положительным – светлые. Наиболее мощным является 23-летнее колебание, период которого остается неизменным на протяжении всего рассматриваемого промежутка времени. В результате расчета спектра вейвлет-разложения аномалий ТМО выявлено, что его амплитуда более чем в 2.5 раза превышает амплитуду 15-летнего колебания, отмечающегося в 1975–2005 гг. Оценка достоверности спектра по методике [15] показала, что оба цикла превышают 5%-ный уровень значимости статистической модели «красный шум».

Как следует из рис.1, рост ТМО не является монотонным. Так, в течение десятилетия 60-х годов теплосодержание уменьшалось. В работе [16] было впервые показано, что рост ТМО в 1993–2003 гг. сменился в 2004–2005 гг. резким уменьшением. На этом основании авторы высказали предположение о начавшемся периоде охлаждения океана (Cooling of the Ocean). В дальнейшем неоднократно появлялись различные точки зрения по данному вопросу. На рис.3 представлена осредненная кривая аномалий ТМО за 2000–2009 гг. по данным [3, 7, 11]. Вертикальные прямые – максимальные отклонения от среднего ряда аномалий ТМО. Нетрудно видеть, что до 2003 г. ТМО росло, а вплоть до 2009 г., отмечается его стабилизация, т.е. происходят лишь небольшие отклонения от среднего значения, равного  $1.6 \cdot 10^{22}$  Дж.

Как известно, ТМО является определяющим фактором формирования стерических колебаний Мирового океана (СКУМО). Поэтому на рис.3 нанесен межгодовой ход, рассчитанный по прогностической физико-статистической модели [17], в соответствии с которой СКУМО рассматриваются в виде суммы «быстрой» и «медленной» компонент. «Быстрая» компонента обусловлена внешним тепловым балансом океана, который определяет колебания теплосодержания деятельного слоя. «Медленная» составляющая – это нагревание (охлаждение) сверху и перераспределение тепла по всей толще океана до нижней границы главного термоклина, которое вследствие малых вертикальных скоростей охватывает не менее двух десятилетий.

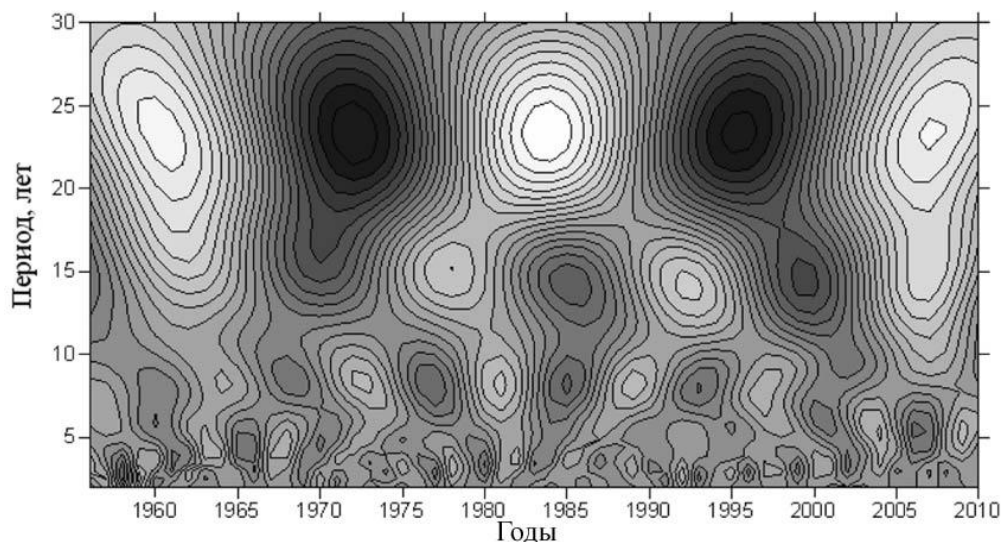


Рис.2. Вейвлет-разложение осредненного временного ряда аномалий теплосодержания Мирового океана за период 1955–2009 гг. на основе вейвлета Морле.

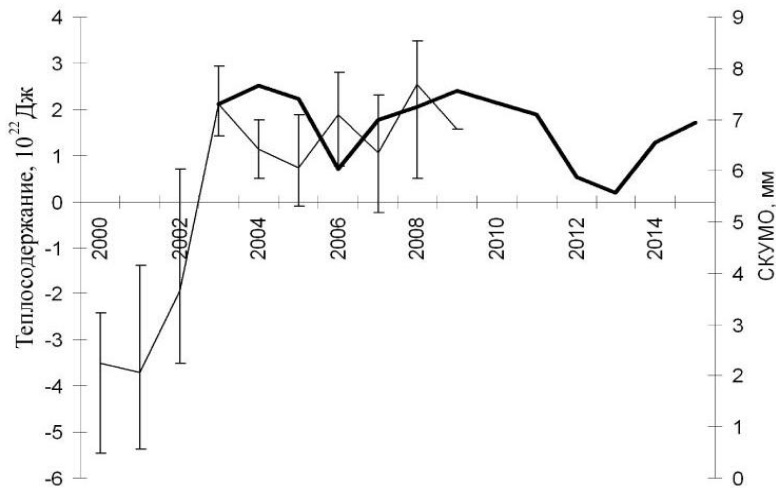


Рис.3. Межгодовой ход аномалий теплосодержания Мирового океана в слое 0–700 м.

Тонкая ломаная линия – осредненные данные по [3, 7, 11], жирная ломаная линия – прогностические значения стерических колебаний уровня Мирового океана по данным [17] за период 2003–2015 гг., вертикальные линии – максимальные отклонения от среднего ряда аномалий теплосодержания.

Статистический аппарат модели заключался в использовании процедуры сдвиговой пошаговой множественной регрессии, а исходными данными послужили данные ТПО с 1955 по 2002 г. в узлах двух градусной сетки акватории океана. Прогностические значения СКУМО были рассчитаны с 2003 по 2023 г., но поскольку с увеличением заблаговременности прогноза качество прогностической модели ухудшается, то было решено ограничиться оценками СКУМО до 2015 г. (рис.3). В результате есть возможность сопоставления этих характеристик за совместный период 2003–2009 гг. и косвенно оценить возможные изменения ТМО после 2009 г. Как видно из рисунка, в указанный период отмечается определенная стабилизация в стерических колебаниях УМО, которая, по нашим оценкам, скорее всего, будет продолжаться вплоть до начала следующего десятилетия. Очевидно, подобное развитие событий может быть характерно и для изменений ТМО в ближайшие годы.

Поскольку изменения ТМО обусловлены главным образом поступлением тепла через поверхность океана и дальнейшим его перераспределением по всей толще океана в течение длительного времени, то появляется принципиальная возможность построения статистической модели ТМО на основе данных о ТПО. Для этой цели использован временной ряд аномалий ТМО [11], который постоянно пополняется новыми данными и находится в свободном доступе в сети Интернет. Указанный ряд был разделен на две выборки: зависимую (1968–2004 гг.), по которой определялись параметры модели, и независимую (2005–2009 гг.), используемую для проверки ее качества. Исходными данными послужили значения аномалий поверхностной температуры Мирового океана от 60°с.ш. до 60°ю.ш. в узлах двухградусной сетки, полученные из архива NOAA NCDC ERSST, находящегося в свободном доступе на одном из сайтов Интернета [18]. Суммарное число узлов составило 8200 значений.

Итак, статистическая модель средних годовых значений аномалий ТМО в зависимости от аномалий ТПО имеет вид

$$\Delta H = f(\Delta T_1, \Delta T_2, \dots, \Delta T_m), \quad (2)$$

где  $\Delta T_i$  – аномалии ТПО в узлах двухградусной географической сетки;  $m$  – число исходных точек ( $m = 8200$ ). При построении модели (2) использован метод множественной линейной регрессии с пошаговым включением переменных [19]. Самый сложный момент построения подобной модели – выбор оптимального числа предикторов. С этой це-

лью осуществлялся комплексный анализ основных параметров (коэффициент детерминации, стандартная ошибка модели, критерий Фишера,  $p$ -level коэффициентов регрессии) моделей для различного числа включаемых переменных.

На рис.4 представлено изменение характеристик стандартной ошибки модели ( $\sigma_y$ , пунктирная линия) и коэффициента детерминации ( $R^2$ , сплошная линия) в зависимости от числа включаемых переменных. Из рисунка видно, что коэффициент детерминации плавно возрастает, а стандартная ошибка модели так же плавно убывает. На 10-м шаге  $R^2 = 0.93$ , а  $\sigma_y = 0.4 \cdot 10^{22}$  Дж. Критерий Фишера значим на всех шагах, а оценки  $p$ -level коэффициентов регрессии (на уровне значимости  $\alpha = 0.05$ ) показали, что в моделях с 8 и 10 предикторами несколько коэффициентов регрессии являются незначимыми. Поэтому в качестве оптимальной была принята модель с семью предикторами, для которой  $R^2 = 0.88$ , а  $\sigma_y = 0.6 \cdot 10^{22}$  Дж. Географическое распределение исходных точек ТПО охватывает всю акваторию Мирового океана (Тихий океан – 3 предиктора, Атлантический океан – 3 предиктора, Индийский океан – один предиктор).

На рис.5 сопоставляются фактические и вычисленные по модели (2) значения ТМО. С 2005 г. расчет ТМО осуществлялся по независимым данным ТПО, т.е. не используемым для оценки коэффициентов модели. Нетрудно видеть, что в течение всех пяти лет (2005–2009 гг.) расхождения между фактическими и вычисленными по модели значениями ТМО малы и носят случайный характер. При этом стандартная ошибка «спрогнозированных» значений меньше стандартной ошибки исходной выборки.

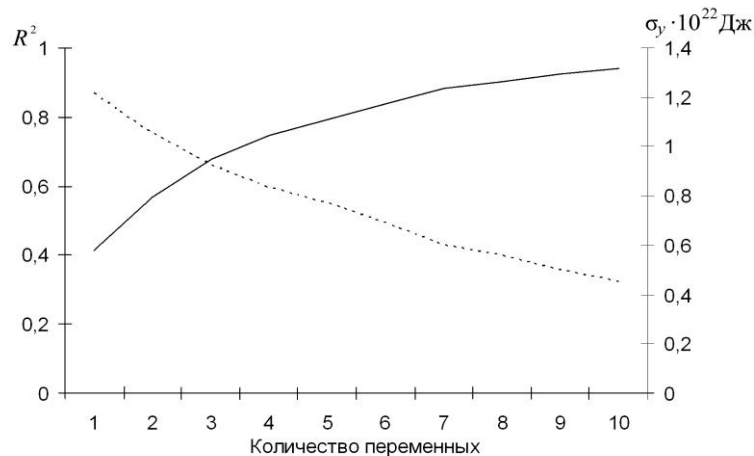


Рис.4. Распределение статистических параметров моделей зависимости аномалий ТМО от аномалий ТПО до 10-го шага.

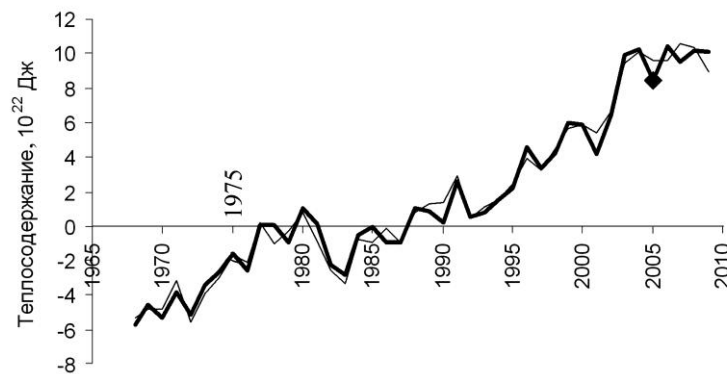


Рис.5. Временной ход аномалий теплосодержания Мирового океана по данным [11].

Жирная ломаная линия – исходные значения аномалий ТМО, тонкая ломаная линия – вычисленные значения аномалий ТМО по модели (2). Темный квадрат – начало расчета аномалий ТМО по независимым данным о ТПО.

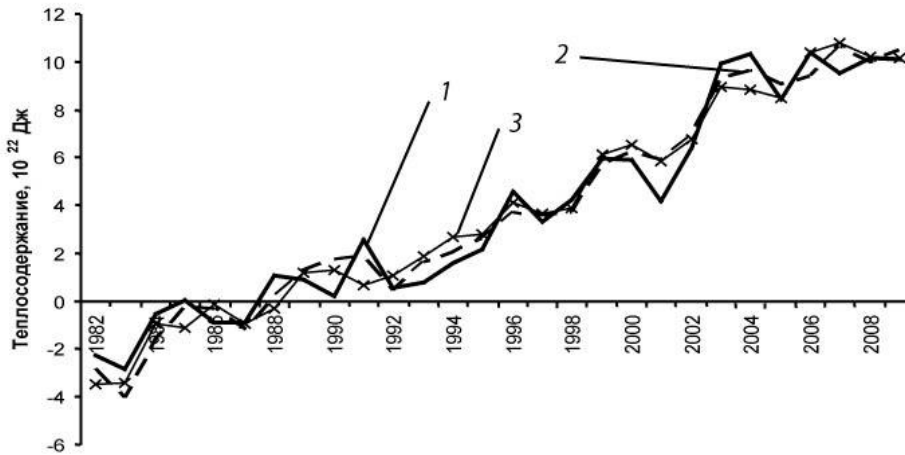


Рис.6. Межгодовой ход фактических аномалий ТМО (1), вычисленных по данным архива реанализа ERSST (2) и по спутниковым данным ТПО архива OISST (3) за период 1982–2009 гг.

Итак, статистическая модель на основе данных всего лишь семи двухградусных квадратов ТПО обеспечивает восстановление межгодовых колебаний аномалий ТМО с ошибкой, меньшей стандартной ошибки исходного временного ряда аномалий ТМО. Огромным преимуществом статистической модели (2) являются ее простота, доступность и отсутствие необходимости в использовании глубоководных данных температуры воды. Поэтому она может рассматриваться как часть системы мониторинга теплосодержания Мирового океана и использоваться в полуэмпирических моделях климата.

В заключение рассмотрим возможность расчета ТМО на основе спутниковых данных ТПО, достоинством которых являются однородность временных рядов и высокая оперативность получения. С этой целью использован архив OISST, находящийся в свободном доступе в Интернете [20]. Для семи предикторов, входящих в модель (2), были сформированы временные ряды спутниковой ТПО в узлах двухградусной сетки за период 1982–2009 гг. Сравнение значений ТПО архивов OISST и ERSST за указанный период времени показало наличие высокой корреляции ( $R = 0.83–0.93$ ) между рядами и небольшой систематической ошибки (ERSST выше OISST на  $0.21–0.39^{\circ}\text{C}$ ).

Результаты расчета аномалий ТМО по данным семи временных рядов архивов OISST и ERSST за период 1982–2009 гг. приводятся на рис.6. Коэффициент детерминации моделей по данным этих архивов составляет 0.65 и 0.75, а стандартная ошибка –  $1.05 \cdot 10^{22}$  и  $0.90 \cdot 10^{22}$  Дж соответственно. Точность этих моделей заметно хуже основной модели расчета аномалий ТМО по данным реанализа ERSST за период 1968–2004 гг. Однако погрешности новых моделей меньше стандартного отклонения исходного ряда аномалий ТМО ( $1.21 \cdot 10^{22}$  Дж), что соответствует статистическим критериям точности. Принципиально важно, что спутниковые данные ТПО являются репрезентативными для построения статистических моделей теплосодержания Мирового океана.

*Работа выполнена в Российском государственном гидрометеорологическом университете в рамках гранта Правительства РФ (договор №11.G34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых.*

## Литература

1. Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P. Warming of the world ocean, 1955–2003 // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V.32. L02604. doi:10.1029/2004GL021592.
2. IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007 // Eds. L.Bernstein. et al., Cambridge. New York, Cambridge University Press, 2007. 940 p.

3. *Ishii M., Kimoto M.* Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections // *J. Oceanogr.* 2009. V.65. P.287–299.
4. *Levitus S., Antonov J.* Climatological and Interannual Variability of Temperature, Heat Storage, and Rate of Heat Storage in the Upper Ocean. NOAA Atlas NESDIS 16. 1997. 186 p.
5. *Antonov J.I., Levitus S., Boyer T.P.* Climatological annual cycle of ocean heat content // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31, L04304, doi:10.1029/2003GL018851. 2004.
6. *Ishii M., Kimoto M., Sakamoto K., Iwasaki S.I.* Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses // *J. Oceanogr.* 2006. 62(2). P.155–170.
7. *Gouretski V., Reseghetti F.* On depth and temperature biases in bathythermograph data: Development of a new corrections cheme based on analysis of a global ocean database // *Deep-Sea Research.* 2010. I57. P.812–833.
8. *Domingues C.M., Church J.A., White N.J., Gleckler P.J., Wijffels S.E., Barker P.M., Dunn J.R.* Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise // *J. Nature.* 2008. 453. P.1090–1094. doi:10.1038/nature07080.
9. *Wijffels S.E.* et al. Changing expendable BathyThermograph fall-rates and their impact on estimates of thermosteric sea level rise // *J. Clim.* 2008. 21. P.5657–5672. doi:10.1175/2008JCLI2290.1.
10. *Малинин В.Н.* Общая океанология. Ч.1. Физические процессы. СПб.: Изд. РГГМИ, 1998. 341 с.
11. *Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P., Locarnini R.A., Garcia H.E., Mishonov A.V.* Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems // *Geophys. Res. let.* 2009. V.36. L07608, doi:10.1029/2008GL037155.
12. *Boyer T.P.* Effects of different XBT corrections on historic and recent ocean heat content calculations U.S. National Oceanographic Data Center, Silver Spring: Maryland, 2010.
13. *Астафьева Н.М.* Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // *Успехи физ. наук.* 1998. Т.166, № 11. С.1145–1170.
14. *Вутязев В.В.* Вейвлет-анализ временных рядов. СПб.: Изд. СПбГУ, 2001.
15. *Torrence C.A., Compo G.P.* Practical Guide to Wavelet Analysis // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1998. 79. P.61–78.
16. *Lyman J.M., Willis J.K., Johnson G.C.* Recent Cooling of the Upper Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V.33, L18604, doi:10.1029/2006GL027033.
17. *Малинин В.Н., Гордеева С.М., Глок Н.И.* О возможных изменениях стерической компоненты уровня Мирового океана // *Изв. РГО.* 2010. Т.142, вып.4. С.23–32.
18. Sea Surface Temperature data: NOAA NCDC ERSST version2 SST / IRI LDEO Climate Data Library, Columbia University, USA. 2011. Electronic data. Mode of access: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCDC/>.
19. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик. Мурманск: ПИНРО, 2003. 164 с.
20. Sea Surface Temperature data: NOAA NCDC OISST version2 AVHRR sst options / IRI LDEO Climate Data Library, Columbia University, USA. 2012. Electronic data. Mode of access: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCDC/>.

Статья поступила в редакцию 12.04.2012 г.

