

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СЕЗОННОГО ХОДА МОРСКОГО УРОВНЯ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ НА ОСНОВЕ АДАПТИВНОЙ МОДЕЛИ

© 2013 г. В. Н. Малинин*, О. И. Шевчук

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

**E-mail: malinin@rshu.ru*

Поступила в редакцию 19.11.2012 г.

Обсуждаются закономерности сезонных колебаний уровня Мирового океана, Атлантического океана и Мексиканского залива на основе спутниковых альтиметрических данных за период 1993–2011 гг. Предлагаются прогностические модели сезонных колебаний уровня на основе адаптивной модели линейного роста с аддитивной компонентой. Рассматриваются результаты тестирования и опытных прогнозов среднемесячных значений уровня на независимых данных за 2010–2013 гг. Показано, что в 2013 г. по сравнению с 2009 г. среднегодовой уровень Мирового океана, оцененный по альтиметрическим данным, может повыситься на 12.5 мм, Атлантического – на 10.8 мм, а Мексиканского залива – на 11.2 мм.

Ключевые слова: морской уровень, альтиметрия, тренды, адаптивная модель, прогноз

DOI: 10.7868/S020596141304009X

В 20 в. уровень Мирового океана (УМО) повышался в среднем со скоростью 1.7–1.9 мм/год (Малинин и др., 2007; Church, White, 2006; Jevrejeva et al., 2006), причем вначале этого столетия рост УМО ускорился, и по спутниковым (альтиметрическим) данным составляет 3.1–3.2 мм/год (Sazenave, Nerem, 2004; Nerem et al., 2003). По мнению Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (IPCC, 2007), основанным на результатах численного моделирования климата, рост уровня будет продолжаться далее ускоренными темпами (до 5 мм/год), и к концу столетия он может повыситься на 30–100 см. Естественно, такое развитие событий грозит катастрофическим ущербом для инфраструктуры прибрежных территорий, где проживает около миллиарда жителей Земли. Возможно подтопление крупнейших городов мира – Лондона, Нью-Йорка, Токио, Санкт-Петербурга и др. Поэтому, безусловно, проблема долговременного прогноза уровня океана относится к числу наиболее актуальных проблем современной гидрометеорологии.

Очевидно, в общем случае долговременные прогнозы УМО можно разделить на несколько видов: прогноз на перспективу (на 50–100 лет); на несколько десятилетий; на несколько лет. “Перспективные” прогнозы в настоящее время основываются почти исключительно на моделях климата, поскольку изменения УМО в современных условиях можно рассматривать как интегральный

индикатор колебаний климата (Малинин, 2009; Фукс, 2005). Важнейшим параметром глобального климата является приповерхностная температура воздуха, изменения которой формируют режим накопления (расходования) массы горных ледников, морских льдов, в значительной степени покровных ледников и, следовательно, определяют поступление пресных вод ледников в океан. Кроме того, температура воздуха влияет на изменчивость испарения и осадков над океаном (Малинин, Шевчук, 2008), а через изменения температуры поверхности океана вызывает стерические колебания уровня. Основываясь на этом, в работе (Малинин, Шевчук, 2009) впервые предложена физико-статистическая модель прогноза УМО в зависимости от температуры воздуха над океаном в реперных точках с заблаговременностью два десятилетия. Установлено, что рост океана в ближайшие десятилетия должен составить 3.1 мм/год, что хорошо согласуется с результатами альтиметрических наблюдений за уровнем.

В данной работе рассматривается метод долгосрочного прогноза сезонного хода морского уровня на несколько лет. При этом источником информации о морском уровне послужили данные спутниковой альтиметрии, которые, в отличие от традиционных измерений на уровневых постах, позволяют получить оценки уровня поверхности практически для всей акватории Мирового океана, а не только вдоль береговой черты, при-

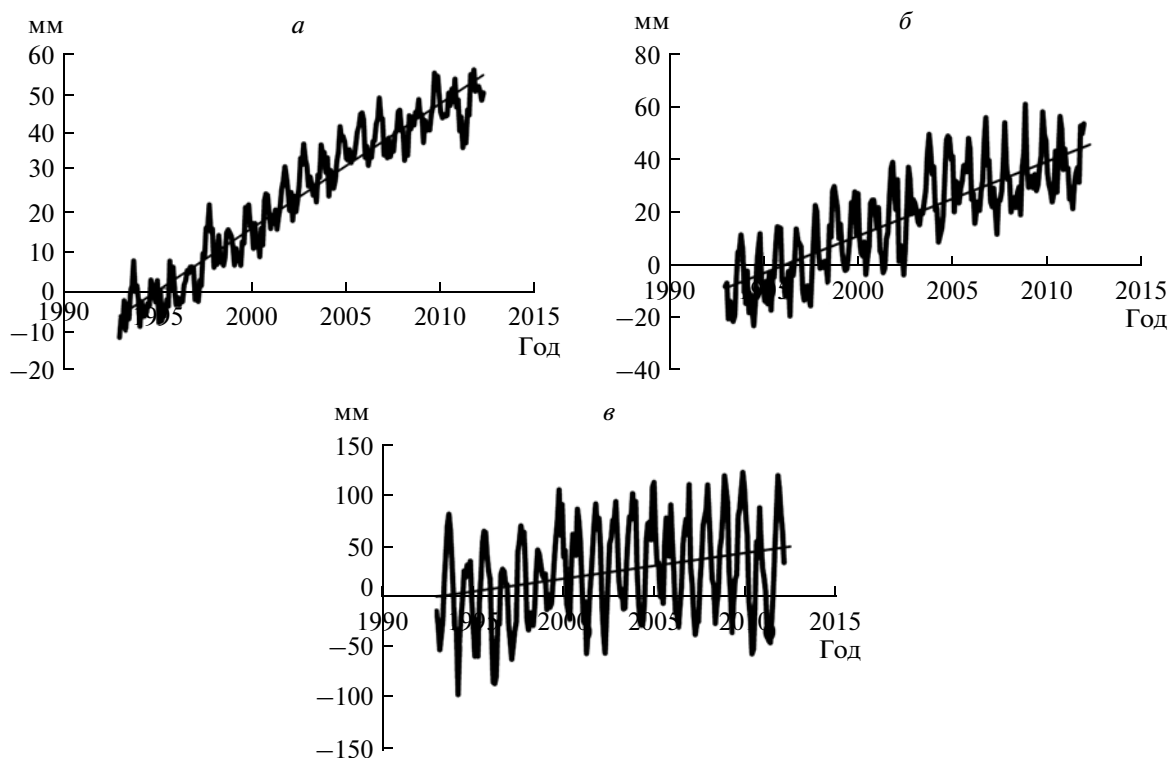


Рис. 1. Изменчивость среднемесячных значений аномалий морского уровня по альтиметрическим данным за период 1993–2011 гг.: *а* – Мировой океан; *б* – Атлантический океан; *в* – Мексиканский залив. Прямой линией обозначен тренд.

чем они не зависят от современных вертикальных движений земной коры. В настоящее время доступны альтиметрические измерения морского уровня с различных спутников, например Torex/Poseidon, Jason-1, 2, начиная с декабря 1992 г. Подробную информацию о доступных данных спутниковой альтиметрии можно найти в монографии (Лаврова и др., 2011).

В данной работе использованы альтиметрические измерения морского уровня, находящиеся в свободном доступе на сайте университета Колорадо, США (<http://sealevel.colorado.edu>), где в течение длительного времени проводится достаточно подробный мониторинг изменений среднего уровня отдельных океанов и некоторых избранных морей и заливов. Исходные данные покрывают океан от 66° с.ш. до 66° ю.ш., имеют пространственное разрешение $1/3^\circ$ в меркаторской проекции, дискретность – 9.9 сут и точность расчета – 4.2 см. Методика обработки спутниковой информации приводится в статье (Leuliette et al., 2004). Естественно, при площадном осреднении и тем более для всей акватории Мирового океана точность многократно возрастает. В данной работе рассматриваются альтиметрические оценки уровня Мирового океана, Атлантического океана и Мексиканского залива за период 1993–2011 гг. по данным (<http://sealevel.colorado.edu>). С целью удобства их

использования в практических расчетах предварительно было осуществлено среднемесячное осреднение.

На рис. 1 представлен межгодовой ход указанных временных рядов морского уровня за 1993–2011 гг. с учетом поправки обратного барометра. Как видно из рис. 1, главной закономерностью их колебаний является планомерный рост и отчетливо выраженный линейный тренд. Характеристики тренда (величина Tr и коэффициент детерминации R^2 , показывающий вклад тренда в дисперсию исходного ряда) для зависимой выборки за период 1993–2009 гг. представлены в табл. 1. Из таблицы видно, что тренды для всех трех рассматриваемых объектов примерно одинаковы, а коэффициент детерминации уменьшается по мере уменьшения площади объекта вследствие возрастания роли случайных колебаний в дисперсию исходных значений ряда морского уровня.

Для прогноза сезонного хода УМО была реализована адаптивная модель Тейла–Вейджа, которая ранее в океанологии не использовалась. Ее отличительной чертой является возможность “подстраиваться” под изменения временного ряда, придавая больший вес (более высокую информационную ценность) тем наблюдениям, которые ближе к текущему моменту прогнозирования. Однако важнейшее достоинство адаптивных методов –

Таблица 1. Статистические характеристики тренда исходных среднемесячных значений морского уровня за период 1993–2009 гг. и вычисленных по адаптивной модели за период 2010–2013 гг.

Объект	Величина Tr , мм/год		Коэффициент детерминации, R^2	
	1993–2009 гг.	2010–2013 гг.	1993–2009 гг.	2010–2011 гг.
Мировой океан	3.36	3.68	0.92	0.61
Атлантический океан	3.07	4.15	0.65	0.21
Мексиканский залив	3.59	8.76	0.09	0.07

построение самокорректирующихся моделей, способных учитывать результат прогноза, сделанного на предыдущем шаге (Айвазян, Мхитарян, 1998; Дуброва, 2007; Лукашин, 2003). Такая адаптация осуществляется итеративно с получением каждой новой фактической точки ряда. Модель постоянно “впитывает” новую информацию, приспосабливается к ней и поэтому отражает тенденцию развития, существующую в данный момент.

Скорость реакции модели на изменения в динамике процесса характеризует так называемый параметр адаптации, который должен быть выбран таким образом, чтобы обеспечить адекватное отображение тенденции при одновременной фильтрации случайных отклонений.

Прародителем адаптивных методов прогнозирования принято считать метод экспоненциального сглаживания, предложенный Брауном (Brown, 1962). Для простоты представим временной ряд x_t , $t = 1, 2, \dots, t$ в виде (Айвазян, Мхитарян, 1998)

$$x_t = a_0 + \varepsilon_t, \tag{1}$$

где a_0 – неизвестный параметр, не зависящий от времени; ε_t – случайный остаток со средним значением, равным нулю и конечной дисперсией.

Как известно, экспоненциально взвешенная скользящая средняя ряда $\bar{x}_t(\lambda)$ с параметром сглаживания (параметром адаптации), где λ ($0 < \lambda < 1$) определяется из формулы

$$\bar{x}_t(\lambda) = \frac{1-\lambda}{1-\lambda^t} \sum_{j=0}^{t-1} \lambda^j x_{t-j}, \tag{2}$$

которая дает следующее решение задачи:

$$\bar{x}_t(\lambda) = \arg \min_a \sum_{j=0}^{t-1} \lambda^j (x_{t-j} - a)^2. \tag{3}$$

Коэффициент сглаживания λ можно интерпретировать как меру обесценения наблюдения за единицу времени. Для рядов с “бесконечным прошлым” формула (2) сводится к виду

$$\bar{x}_t(\lambda) = (1-\lambda) \sum_{j=0}^{\infty} \lambda^j x_{t-j}. \tag{4}$$

В соответствии с простейшим вариантом метода экспоненциального сглаживания прогноз \hat{x}_t^1 для неизвестного значения x_{t+1} по известной до момента времени t траектории ряда x_t строится по формуле

$$\hat{x}_t^1 = \bar{x}_t(\lambda), \tag{5}$$

где значение $\bar{x}_t(\lambda)$ определено формулой (2) или (4) соответственно для короткого или длинного временного ряда.

Формула (5) удобна в частности тем, что при появлении следующего $(t+1)$ -го наблюдения x_{t+1} пересчет прогнозирующей функции $\hat{x}_{t+1}^1 = \bar{x}_{t+1}(\lambda)$ производится с помощью простого соотношения

$$\hat{x}_t^1 = \lambda \bar{x}_t(\lambda) + (1-\lambda) \bar{x}_{t+1}.$$

Метод экспоненциального сглаживания можно обобщить на случай полиномиальной неслучайной составляющей анализируемого временного ряда, т.е. на ситуации, когда вместо (1) постулируется

$$x_{t+\tau} = a_0 + a_1\tau + \dots + a_k\tau^k + \varepsilon_t, \tag{6}$$

где $k \geq 1$. В соотношении (6) начальная точка отсчета времени сдвинута в текущий момент времени t , что облегчает дальнейшие вычисления. Соответственно в схеме простейшего варианта метода прогноз \hat{x}_t^1 значения x_{t+1} будет определяться соотношениями (6).

При $\tau = 1$

$$\hat{x}_t^1 = \hat{x}_{t+1} = \hat{a}_0^{(k)}(t, \lambda) + \hat{a}_1^{(k)}(t, \lambda) + \dots + \hat{a}_k^{(k)}(t, \lambda), \tag{7}$$

где оценки $\hat{a}_j^{(k)}(t, \lambda), j = 0, 1, \dots, k$ получаются как решение оптимизационной задачи

$$\sum_{j=0}^{\infty} \lambda^j (x_{t-j} - a_0 - a_1j - \dots - a_kj^k)^2 \rightarrow \min_{a_0, a_1, \dots, a_k}. \tag{8}$$

Решение задачи (8) не представляет принципиальных трудностей.

Существует еще несколько методов, использующих идеологию экспоненциального сглаживания, которые развивают метод Брауна в различных направлениях (9). Очевидно, что для модели-

рования и прогнозирования УМО лучше всего подходит модель сезонных явлений с линейным ростом, предложенная Г. Тейлом и С. Вейджем (Theil, Wage, 1964). В соответствии с данной моделью прогноз на l шагов вперед определяется выражением вида

$$\begin{aligned} x_\tau &= a_0(\tau) + \omega_\tau + \delta_\tau, \\ a_0(\tau) &= a_0(\tau-1) + a_1(\tau), \end{aligned} \quad (9)$$

где $a_0(\tau)$ – уровень процесса после элиминирования сезонных колебаний; $a_1(\tau)$ – аддитивный коэффициент роста; ω_τ – аддитивный коэффициент сезонности; δ_τ – белый шум.

Прогноз, сделанный в момент t на l временных тактов вперед, подсчитывается по формуле

$$\tilde{x}_t^l = \tilde{a}_0(t) + l\tilde{a}_1(t) + \tilde{\omega}_{t-N+l}, \quad (10)$$

где коэффициенты \tilde{a}_0 , \tilde{a}_1 и $\tilde{\omega}$ вычисляются рекуррентным образом с помощью следующих формул обновления:

$$\begin{aligned} \tilde{a}_0(\tau) &= \tilde{a}_0(\tau-1) + \tilde{a}_1(\tau-1) + \lambda_1[x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l], \\ \tilde{a}_1(\tau) &= \tilde{a}_1(\tau-1) + \lambda_1\lambda_2[x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l], \\ \tilde{\omega}_\tau &= \tilde{\omega}_{\tau-N} + (1-\lambda_1)\lambda_3[x_\tau - \tilde{x}_{\tau-1}^l]. \end{aligned} \quad (11)$$

В этих соотношениях, как и прежде, N – число временных шагов, содержащихся в полном сезонном цикле, а λ_1 , λ_2 и λ_3 – параметры адаптации. Прогнозные оценки на основе формулы (11) получаются экстраполяцией тенденции линейного роста на основе последних значений коэффициентов $\tilde{a}_0(t)$ и $\tilde{a}_1(t)$, а также добавлением (в виде множителя или слагаемого) самой свежей оценки сезонного эффекта для этой фазы цикла ($\tilde{\omega}_{t-N+l}$).

Это справедливо для случая, когда заблаговременность удовлетворяет условию: $0 < l \leq N$. Очевидно, что для $N < l \leq 2N$ самой последней оценкой сезонного эффекта будут значения $\tilde{\omega}_{t-2N+l}$ и т. д.

Таким образом, в рассмотренной модели прогностические оценки являются функцией прошлых и текущих уровней временного ряда, параметров адаптации λ_1 , λ_2 и λ_3 , а также начальных значений как коэффициентов $\tilde{a}_0(t)$ и $\tilde{a}_1(t)$, так и сезонного фактора для каждой фазы цикла.

В качестве начальных значений коэффициентов $\tilde{a}_0(t)$ и $\tilde{a}_1(t)$ на практике берут оценки по методу наименьших квадратов (МНК-оценки) коэффициентов линейного тренда $\tilde{x}_t = a_0 + a_1t$, определенные по исходному временному ряду или его части. Начальные значения сезонного фактора для аддитивной модели определяют усреднением отклонений фактических уровней от расчетных (\tilde{y}_t) для каждой фазы цикла (например, для одно-

именных месяцев, кварталов). Влияние начальных условий на прогностическую оценку зависит от величины весов и длины ряда.

Модель Тейла–Вейджа была нами реализована для прогноза сезонного хода морского уровня. Предварительно временные ряды морского уровня за 1993–2011 гг. были разделены на зависимую (1993–2009 гг.) и независимую (2010–2011 гг.) выборки. По зависимой выборке осуществлялось построение модели и ее верификация. По независимой выборке проводилась дополнительная проверка точности модели и ее корректировка. В расчетах применялся пакет STATISTICA, в котором не только реализована данная модель, но существует возможность автоматического подбора оптимальных коэффициентов адаптации. С этой целью выполняется многоуровневый расчет моделей с автоматическим перебором всех параметров адаптации в заданных пределах и с заданным шагом, что позволяет практически сразу определить наиболее приемлемые их значения. При этом выбор весов можно делать, опираясь на минимум средней ошибки, средней абсолютной ошибки, сумму квадратов ошибок, по среднему квадратов ошибок или же по процентному соотношению ошибок в каждой модели.

Для построения моделей прогноза сезонного хода морского уровня по зависимой выборке осуществлялся подбор значений первого параметра адаптации λ_1 в диапазоне $0.1 < \lambda_1 < 0.9$. Остальные два параметра λ_2 и λ_3 оказались близкими к нулю. Систематическая ошибка оказалась на два порядка меньше среднеквадратической. Следовательно, ею можно пренебречь и использовать оценки среднеквадратической ошибки, минимальные значения которой для Мирового океана отмечаются в диапазоне $\lambda_1 = 0.1–0.2$. Поэтому в качестве оптимальной оценки параметра адаптации была взята величина $\lambda_1 = 0.189$. Таким же методом подобраны коэффициенты адаптации для Атлантического океана и Мексиканского залива, которые составили соответственно $\lambda_1 = 0.149$ и $\lambda_1 = 0.485$.

С использованием указанных параметров адаптации был выполнен расчет сезонного хода уровней в исследуемых районах для зависимых выборок и определены различные статистические параметры моделей, которые представлены в табл. 2. Как видно из табл. 2, все модели почти полностью описывают дисперсию исходных рядов ($R^2 = 0.90–0.97$), а их стандартные ошибки невелики и меньше стандартного отклонения уровней по фактическим данным. Это является достаточно объективной предпосылкой для успешного прогноза уровня.

Рассмотрим теперь результаты прогноза сезонного хода морского уровня на четыре года (2010–2013 гг.), т.е. на 48 мес. (рис. 2). При этом для периода 2010–2011 гг. имеется возможность

Таблица 2. Статистические оценки параметров адаптивных моделей для зависимой (1993–2009 гг.) и независимой (2010–2013 гг.) выборки среднемесячных значений морского уровня

Объект	Коэффициент детерминации	Систематическая ошибка, мм		Стандартная ошибка модели, мм		Ст. ошибка/ст. откл.
	Зависимая	зависимая	независимая	зависимая	независимая	независимая
Мировой океан	0.97	−0.006	4.28	2.85	4.01	0.79
Атлантический океан	0.90	0.009	4.75	6.08	7.58	0.74
Мексиканский залив	0.96	−0.077	40.48	17.45	23.12	0.45

сравнения исходных данных с предвычисленными по модели. Как видно из рис. 2, хотя в целом между ними отмечается довольно хорошее соответствие, однако прогнозные оценки уровня имеют определенное систематическое завышение по сравнению с исходными значениями уровня. Если для Мирового и Атлантического океанов она сравнительно невелика и составляет 4.3–4.7 мм (табл. 2), то для Мексиканского залива систематическая ошибка значительно выше. Это очевидно связано с тем, что амплитуда сезонных колебаний уровня Мексиканского залива во много раз больше. Впрочем, систематическая ошибка мо-

жет быть легко исключена и на результаты прогноза фактически не влияет.

Наиболее точным показателем эффективности прогнозов служит, как известно, отношение стандартной ошибки модели к стандартному отклонению исходных данных. Для долгосрочных прогнозов принимается, что оно должно быть меньше единицы. Из табл. 2 видно, что для всех трех объектов это отношение существенно ниже единицы. Следовательно, адаптивная модель полностью отвечает прогностическим требованиям. Оценки тренда для прогностических данных по уровню для Мирового и Атлантического океанов близки к тренду по зависимой выборке (табл. 1), в

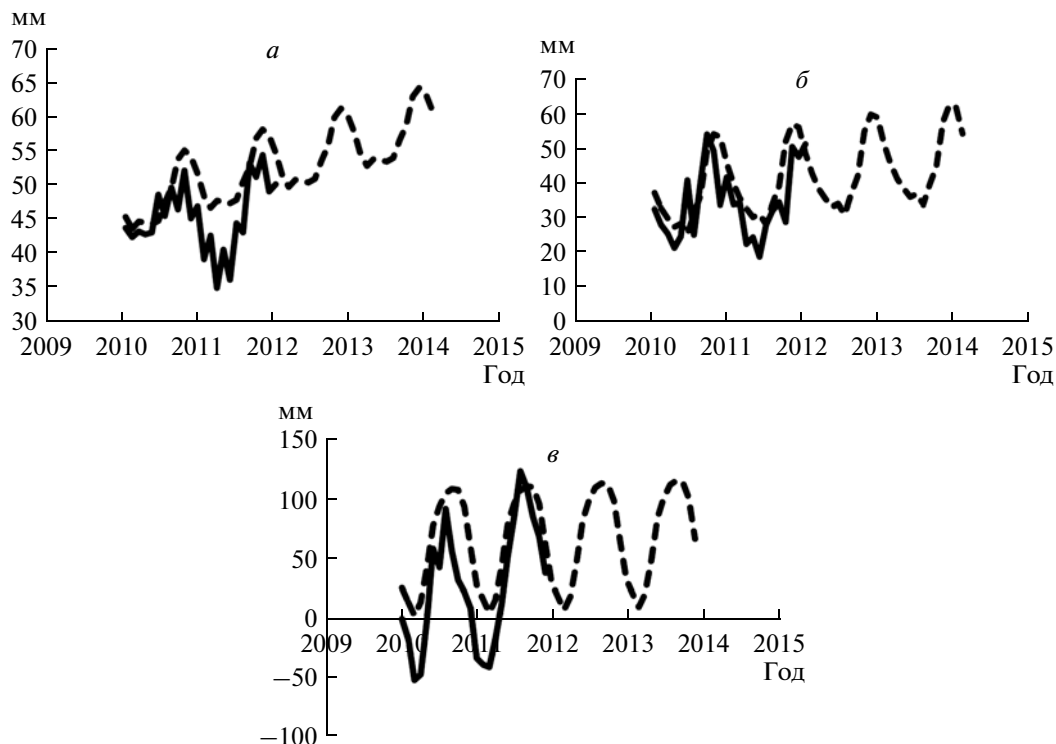


Рис. 2. Сопоставление фактических (сплошная линия) за 2010–2011 гг. и предвычисленных (пунктирная линия) по адаптивной модели среднемесячных значений морского уровня: *a* – Мировой океан; *б* – Атлантический океан; *в* – Мексиканский залив. С 2012 г. независимый прогноз морского уровня.

то время как для Мексиканского залива прогнозный тренд оказался значительно выше. Очевидной причиной этого является то обстоятельство, что в 2010 г. средний уровень Мексиканского залива упал на 41.6 мм по сравнению с 2009 г. Естественно, при довольно малой длине выборки (48 значений) это существенно сказалось на оценке тренда. В 2013 г. по сравнению с 2009 г. среднегодовой УМО по альтиметрическим данным может повыситься на 12.5 мм, Атлантического — на 10.8 мм, а Мексиканского залива — на 11.2 мм.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Правительства РФ (Договор № 11.Г34.31.0078) для поддержки исследований под руководством ведущих ученых и гранта П1223 от 07.06.2010.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Айвазян С.А., Мхитарян В.С.* Прикладная статистика и основы эконометрики. М.: ЮНИТИ, 1998. 1022 с.
- Дуброва Т.А.* Прогнозирование социально-экономических процессов. М.: Маркет ДС, 2007. 192 с.
- Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А.* Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
- Лукашин Ю.П.* Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования временных рядов. М.: Финансы и статистика, 2003. 415 с.
- Малинин В.Н.* Изменчивость глобального водообмена в условиях меняющегося климата // Водные ресурсы. 2009. № 1. С. 1–14.
- Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И.* Изменчивость уровня Мирового океана за последние 140 лет // Уч. записки РГГМУ. 2007. Вып. 4. С. 125–132.
- Малинин В.Н., Шевчук О.И.* Эвстатические колебания уровня Мирового океана в современных климатических условиях // Изв. РГО. 2008. Т. 140. Вып. 4. С. 20–30.
- Малинин В.Н., Шевчук О.И.* О возможных изменениях уровня Мирового океана в ближайшие десятилетия // Общество. Среда. Развитие. 2009. № 2. С. 172–180.
- Фукус В.Р.* Уровень Мирового океана как индикатор глобального потепления // География и современность. СПб.: Изд. СПбГУ, 2005. Вып. 10. С. 73–93.
- Brown R.G.* Smoothing, forecasting and prediction of discrete time-series. Prentice-Hall, New Jersey, 1962.
- Cazenave A., Nerem R.S.* Present-day sea level change: Observations and causes // Rev. Geophys. 2004. V. 42. № 3. P. 1–20.
- Church J.A., White N.J.* A 20th century acceleration in global sea-level rise // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. № 1. P. L01602.
- 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; N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2007. 940 p.
- Jevrejeva S., Grinsted A., Moore J.C., Holgate S.* Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № C9. P. C09012.
- Leuliette E.W., Nerem R.S., Mitchum G.T.* Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change // Marine Geodesy. 2004. V. 27. № 1–2. P. 79–94.
- Nerem R.S., Chambers D.P., Leuliette E.W., Mitchum G.T.* Satellite measurements of sea level change: Where have been and where are we going / ESA Portal. 2003. <http://earth.esa.int/cgi-bin/confalt15y.pl?abstract=1092>.
- Sea Level Change. University of Colorado at Boulder. <http://sealevel.colorado.edu>.
- Theil H., Wage S.* Some observations on adaptive forecasting // Management Sci. 1964. V. 10. Mb 2.

Long-Term Forecast of Seasonal Variations the Global Sea Level on the Basis of the Adaptive Model Using Altimetry Data

V. N. Malinin, O. I. Shevchuk

Regularities of seasonal variations of the Global Sea Level (GSL), Atlantic Ocean and Gulf of Mexico based on satellite altimeter data for the years 1993–2011 are discussed. Prediction models of sea level seasonal variations based on an adaptive model of linear increase with additive component are offered. Results of the testing and experimental forecasts of the average monthly sea level based on independent data for the years 2010–2013 are discussed. It is shown that in 2013, compared with 2009, the annual GSL predicted with altimetry data may increase by 12.5 mm, Atlantic Ocean — by 10.8 mm and the Gulf of Mexico — by 11.2 mm.

Keywords: sea level, altimetry, trends, adaptive model, forecast