

- [8] *Chang Yoo Jae, D'Odorico P.* Trends and fluctuation the dates of ice break-up of lakes and rivers in the Northern Europe: the effect of the North Atlantic Oscillations // *J. of Hydrology*. 2002. N 268. P. 100—112.
- [9] *Jones P. D., Jonsson T., Wheeler D.* Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland // *Journal of Climatology*. 1997. N 17. P. 1433—1450.
- [10] <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm>

Петрозаводск
nararova@nwpi.Krc.Karelia.ru

Поступило в редакцию
22 октября 2010 г.

Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 3

© Д. К. СТАРИЦЫН, В. Р. ФУКС

НЕЛИНЕЙНОСТЬ ТРЕНДОВ В КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Известно, что в XX в. уровень Мирового океана (УМО) в среднем повышался со скоростью 1.7—1.9 мм/год [4, 5, 10]. В последние годы рост УМО ускорился и по некоторым оценкам составляет 3.1—3.2 мм/год [5, 9]. По мнению некоторых исследователей, основанному на результатах численного моделирования климата, рост уровня будет продолжаться далее ускоренными темпами [11]. В то же время оценки величины подъема среднего уровня Мирового океана в ближайшие 100 лет у различных авторов различаются более чем на порядок и составляют от 10—20 см до нескольких метров.

В данной работе на основе спутниковой альтиметрической информации рассматриваются тренды уровня Японского и Охотского морей в связи с естественными климатическими процессами, происходящими в океане и атмосфере.

Колебания уровня океана представляют собой главным образом сумму динамических, эвстатической и стерической составляющих. Динамические изменения уровня вызываются прежде всего пространственными неоднородностями полей течений. К эвстатической компоненте относятся составляющие водного и ледового балансов: испарение, осадки, приток материковых вод, айсберговый сток и т. д. Стерические колебания обусловлены изменениями плотности морской воды за счет соответствующих изменений температуры и солёности [1, 2].

В настоящее время существуют два принципиально различных метода наблюдений за морским уровнем. Прежде всего это береговые футшточные (мареографные) измерения уровня, по которым имеются длительные ряды наблюдений. В частности, анализ мареографных наблюдений за уровнем Японского моря был выполнен В. П. Семакиным и Г. Г. Якушко [8]. Авторы обобщили результаты изучения возмущений уровня по данным морских уровенных постов на побережье Японского моря. На основе этих и многих других работ в настоящее время базируются современные представления об изменчивости уровня в этом регионе.

Второй метод, который получил развитие в последние годы, — метод спутниковой альтиметрии, позволяющий получать оценки уровенной поверхности океана практически на всей его акватории. Уместно напомнить, что относительно надежные альтиметрические данные по морскому уровню стали доступными только с 1992 г. Поэтому по имеющимся данным (17 лет) трудно рассчитывать на устойчивые оценки долгопериодной изменчивости уровня.

Материалы и методы исследования. В качестве исходной информации использовались среднемесячные временные ряды уровня Японского и Охотского морей за период 1993—2009 гг., полученные по данным спутниковых альтиметрических измерений в пунктах, представленных на рис. 1. Информация получена с сайта AVISO. Массив представляет собой комбинацию измерений трех спутников: Topex/Poseidon, JASON, ERS-1,2 (<http://las.aviso.oceanobs.com/las/servlets/dataset>) в пунктах, расположенных в узлах регулярной сетки с шагом 0.3×0.3 град, охватывающих период 1993—2009 гг. Рассматривались данные SLA (Sea Level Anomaly) аномалий уровня моря, полученные как отклонение высоты поверхности моря от среднего значения SST.

Особенности межгодовой изменчивости уровня Японского моря оценивались на основе площадного осреднения временных трендов уровня в южной ($35—37^\circ$ с. ш.), центральной ($38—42^\circ$ с. ш.), северной ($43—46^\circ$ с. ш.) частях Японского моря и Татарского пролива, а для Охотского — в южной ($44—46^\circ$ с. ш.), центральной ($47—49^\circ$ с. ш.) и Прикамчатской областях ($50—54^\circ$ с. ш.).

Под трендом обычно понимается детерминированное изменение математического ожидания. Форма кривой тренда может быть описана линейными, параболическими и другими уравнениями. В данной работе для аппроксимации тренда уровня моря применялись линейные и квадратичные параметрические зависимости.

Если в качестве аппроксимации принять

$$\xi(t) = at^2 + bt + c + \text{err}, \quad (1)$$

то тогда

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = 2at + b, \quad \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2} = 2a, \quad a = \frac{1}{2} \frac{\partial^2 \xi}{\partial t^2}. \quad (2)$$

Заметим, что

$$\begin{aligned} \frac{\partial \xi}{\partial t} &= 0, \text{ при } t_i = -\frac{b}{2a}; \text{ при } a = 0, \\ \xi &= b\xi + c \text{ — линейный тренд,} \end{aligned} \quad (3)$$

где t — время, измеряемое в месяцах от начала наблюдений; a — квадратичный параметр тренда, определяющий ускорение, имеет размерность см/год²; $b = \frac{\partial \xi}{\partial t}$ — среднее изменение квадратичного тренда уровня за единицу времени. Эта оценка хорошо отра-

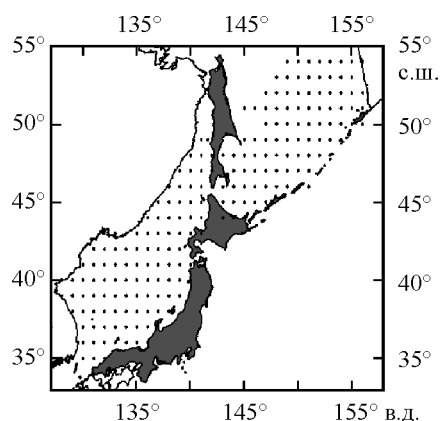


Рис. 1. Схема пунктов, в которых оценивались тренды уровня по спутниковым данным.

жает результирующее влияние всех факторов, одновременно действовавших на уровень в единицу времени (см/год); c — начальный уровень тренда (см) в момент или за период, принятый за начало отсчета времени t_0 ; err — остаток.

Оценка надежности модели. Основным критерием эффективности стохастической связи между наблюдаемыми (y_i) и вычисленными ($\hat{y}_i$) случайными величинами по выбранной модели является полный эмпирический коэффициент множественной корреляции R :

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})(\hat{y}_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 (\hat{y}_i - \bar{y})^2}}.$$

Величину R^2 называют коэффициентом детерминации [3, 11], поскольку она является обобщением коэффициента корреляции $r^2(x, y)$ и пропорциональна доле дисперсии переменной y , описываемой данной моделью регрессии.

Оценка адекватности модели фактическим значениям осуществляется с помощью эмпирического критерия Фишера:

$$F_m = \frac{S_D}{S_E},$$

$$\text{где } S_D = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2, \quad S_E = \frac{1}{N-M-1} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2.$$

Если рассчитанная величина F_m превышает табличное значение F при заданном уровне значимости и степенях свободы $m_1 = M$ и $m_2 = N - 1$, то гипотезу о наличии тренда можно отвергнуть.

Для проверки гипотезы о том, что остатки построенной регрессионной модели некоррелированы (корреляции равны нулю), используется статистика Дарбина—Уотсона (коэффициент D), позволяющая оценить степень автокорреляции остатков. Чем меньше автокорреляция остатков, тем выше качество регрессионной модели и численное значение коэффициента D близко к величине $2(1 - r(\tau))$, где $r(\tau)$ — выборочная автокорреляционная функция остатков. Идеальное значение статистики $D = 2$ (автокорреляция отсутствует). Меньшая величина соответствует положительной корреляции остатков, большая — отрицательной. Оценки трендов уровня Японского и Охотского морей представлены в табл. 1—4, где t — расчетные значения t -критерия Стьюдента для проверки значимости коэффициентов модели.

Тренды уровня Японского и Охотского морей. На рис. 2 и 3 представлены тренды уровня Японского и Охотского морей, рассчитанные по среднегодовым альтиметрическим данным с помощью линейных и квадратичных моделей, а в табл. 1, 2 содержатся их статистико-вероятностные оценки. Хорошо видно, что при линейной аппроксимации тренд уровня Японского моря (рис. 2, *а*) имеет монотонный подъем со скоростью $0.6 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$, а тренд Охотского моря (рис. 2, *б*) — монотонное опускание со средней скоростью 1.2 мм/год .

Анализ оценок линейной модели уровня Японского моря показывает, что построенная модель адекватна, так как величина эмпирического критерия Фишера (F_m) больше табличного значения (F) (табл. 1). Для аналогичной модели Охотского моря также можно принять гипотезу об адекватности.

Квадратичный тренд Охотского моря мало чем отличается от его линейного аналога (рис. 3, *б*). В квадратичном тренде Японского моря до 2002 г. преобладала тенденция роста среднего уровня (рис. 3, *а*), а затем начался период его падения. Причем средняя скорость изменения уровня на порядок выше, чем при линейном приближении ($b = 3.7 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$).

Таблица 1

Оценка линейного тренда уровня Японского и Охотского морей

Оценки параметров					Анализ остатков	
параметр	значение	стандартная ошибка	t-значение	вероятность		
Японское море						
b	0.0636	0.0891	0.714	0.49	Стандартная ошибка остатков	1.799
c	-0.1424	0.9128	0.156	0.88	Максимальная абс. ошибка	-2.394
$R = 0.18, R^2 = 0.03, F_m = 30.4, F_{0.95} = 2.3$					Статистика Дарбина—Уотсона (D)	0.7
Охотское море						
b	-0.12	0.0815	1.4724	0.16	Стандартная ошибка остатков	1.646
c	0.022	0.8351	0.0261	0.98	Максимальная абс. ошибка	2.66
$R = 0.36, R^2 = 0.13, F_m = 7.9, F_{0.95} = 3.25$					Статистика Дарбина—Уотсона (D)	0.6

В табл. 2 представлены оценки квадратичных трендов уровня Японского и Охотского морей. Видно, что по величине критерия Фишера гипотезу об адекватности для этих моделей можно принять.

Обратимся к анализу регрессионных остатков. Известно [3], что если выборочная регрессия удовлетворительно описывает истинную регрессионную зависимость, то остатки должны быть независимыми нормально распределенными случайными величинами с нулевым средним и в их значениях должен отсутствовать тренд. Для проверки независимости остатков рассмотрим статистику Дарбина—Уотсона (D). Как видно из оценок трендов, представленных в табл. 1, 2, эта статистика находится в пределах $0.6 < D < 0.74$, что соответствует положительной автокорреляционной функции остатков. Следовательно, гипотеза о независимости случайных величин отвергается.

Параметры трендов уровня в различных частях Японского и Охотского морей. В линейных трендах, рассчитанных методом наименьших квадратов для отдельных пунктов южной части Японского моря, преобладает тенденция роста уровня.

Таблица 2

Оценка квадратичного тренда уровня Японского и Охотского морей

Оценки параметров					Анализ остатков	
параметр	значение	стандартная ошибка	t-значение	вероятность		
Японское море						
a	−0.017	0.0207	0.822	0.43	Стандартная ошибка остатков	1.819
b	0.369	0.383	0.965	0.35	Максимальная абс. ошибка	−3.53
c	−1.111	1.496	0.742	0.47	Статистика Дарбина—Уотсона (D)	0.74
$R_0 = 0.28, R^2 = 0.1, F_m = 12.9, F_{0.95} = 2.3$						
Охотское море						
a	0.0019	0.0193	0.0985	0.92	Стандартная ошибка остатков	1.703
b	−0.1543	0.3583	0.4307	0.67	Максимальная абс. ошибка	2.582
c	0.1304	1.401	0.0931	0.93	Статистика Дарбина—Уотсона (D)	0.6
$R = 0.36, R^2 = 0.13, F_m = 7.92, F_{0.95} = 3.25$						

Таблица 3

**Параметры моделей линейных трендов уровня
в различных частях Японского и Охотского морей**

Японское море					
Параметр	Южная часть (35—37° с. ш.)	Центральная часть (38—42° с. ш.)	Северная часть (43—46° с. ш.)	Татарский пролив (47—50° с. ш.)	Все море
<i>b</i>	0.0522	0.1705	0.0511	−0.0197	0.0636
<i>c</i>	0.016	−0.7458	−0.0222	0.1835	−0.1424

Таблица 3 (продолжение)

Охотское море				
Параметр	Южная часть (44—46° с. ш.)	Центральная часть (47—48° с. ш.)	Прикамчатская область (50—54° с. ш.)	Все море
<i>b</i>	−0.0623	−0.1232	−0.1755	−0.12
<i>c</i>	−0.2522	−0.1054	0.4322	0.022

На рис. 4, *a* демонстрируются осредненные по пространству среднегодовые линейные тренды, а их оценки, вычисленные для различных частей Японского моря, помещены в табл. 3. Нетрудно убедиться, что максимальная скорость роста (коэффициент *b*) по этим оценкам наблюдается в центральной части Японского моря, где она равна 1.7 мм в год. В южной и северной частях рост менее 1 мм в год, а в Татарском проливе среднегодовая скорость изменения уровня практически равна нулю.

В отличие от Японского моря линейные тренды Охотского моря имеют выраженную тенденцию понижения уровня (рис. 5, *b*). Причем наиболее активно уровень снижался в северной (50—54° с. ш.) Прикамчатской области ($b = 1.7 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$). Для центральной части средняя скорость понижения уровня составляла $1.2 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$. В южной части моря, в полосе между 44—46° с. ш., скорость падения уровня составляет $0.6 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$ (табл. 3).

Таблица 4

**Параметры нелинейных моделей трендов уровня
в различных частях Японского и Охотского морей**

Японское море					
Параметр	Южная часть (35—37° с. ш.)	Центральная часть (38—42° с. ш.)	Северная часть (43—46° с. ш.)	Татарский пролив (47—50° с. ш.)	Все море
<i>a</i>	−0.035	−0.018	−0.0095	−0.005	−0.017
<i>b</i>	0.684	0.496	0.222	0.075	0.369
<i>c</i>	−1.984	−1.785	−5.65	−0.116	−1.111

Таблица 4 (продолжение)

Охотское море				
Параметр	Южная часть (44—46° с. ш.)	Центральная часть (47—49° с. ш.)	Прикамчатская область (50—54° с. ш.)	Все море
<i>a</i>	0.003	0.007	−0.004	0.0019
<i>b</i>	−0.109	−0.247	−0.107	−0.1543
<i>c</i>	−0.105	0.287	0.215	0.1304

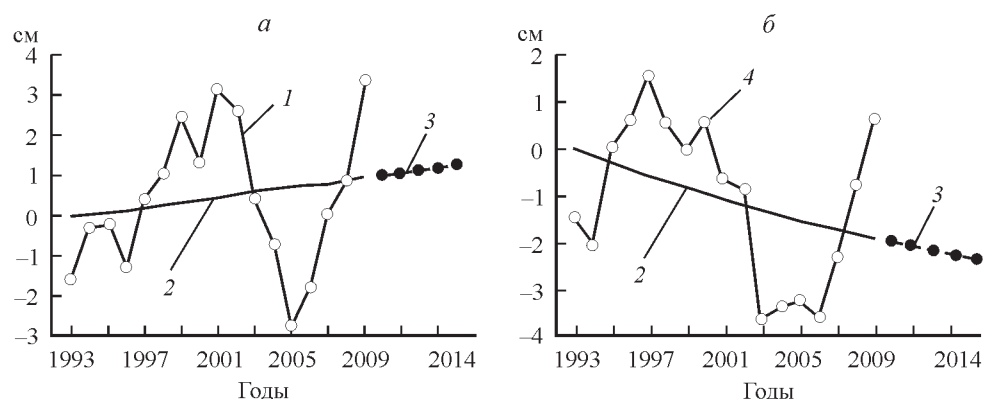


Рис. 2. Временной ход, линейные тренды и сценарии трендов среднегодового уровня Японского (а) и Охотского морей (б).

1 — среднегодовой уровень Японского моря, 2 — линейный тренд, 3 — прогноз тренда, 4 — уровень Охотского моря.

Для более детального феноменологического анализа оценок линейных трендов уровня обратимся к пространственному распределению коэффициентов c и b , представленных на рис. 5. Видно, что на юге центральной части Японского моря в полосе между $37\text{--}40^\circ$ с. ш. наблюдаются максимальные отрицательные значения коэффициента c (-2.5 см). В северном направлении, в Татарском проливе, оценка c уменьшается до 0 см (рис. 5, а).

Положительные значения коэффициента c до 0.5 см наблюдаются на юго-востоке моря в зоне Цусимского течения. В целом в Японском море преобладают отрицательные значения коэффициента c , свидетельствующие о доминировании отрицательных аномалий уровня на момент начала наблюдений.

Рассматривая пространственное распределение оценки b (скорость и изменения уровня моря), представленное на рис. 5, б, нетрудно убедиться, что при линейном приближении на протяжении всего наблюдаемого периода в Японском море преобладала тенденция увеличения уровня. Сравнительно небольшие участки с отрицательными оценками скорости роста можно заметить на юго-востоке в потоке Цусимского течения. Чередование в этом районе моря оценок b с разным знаком косвенно может указывать на волновую природу изменчивости уровня.

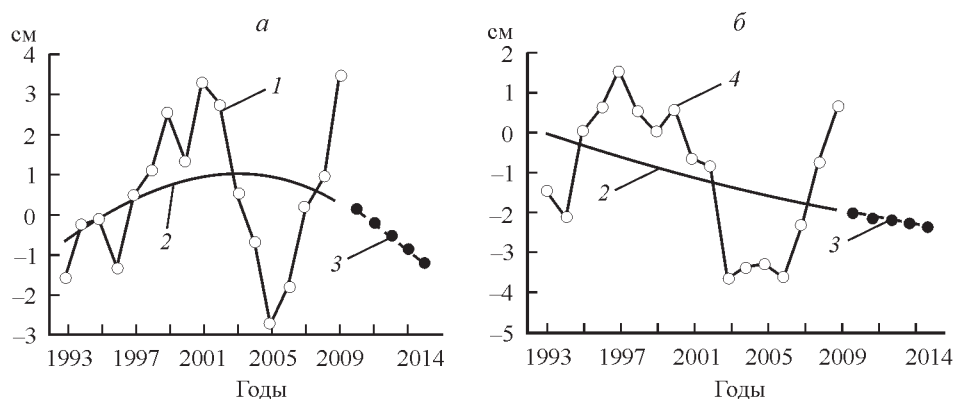


Рис. 3. Временной ход, квадратичные тренды и сценарии трендов среднегодового уровня Японского (а) и Охотского (б) морей.

1 — среднегодовой уровень Японского моря, 2 — квадратичный тренд, 3 — прогноз тренда, 4 — среднегодовой уровень Охотского моря.

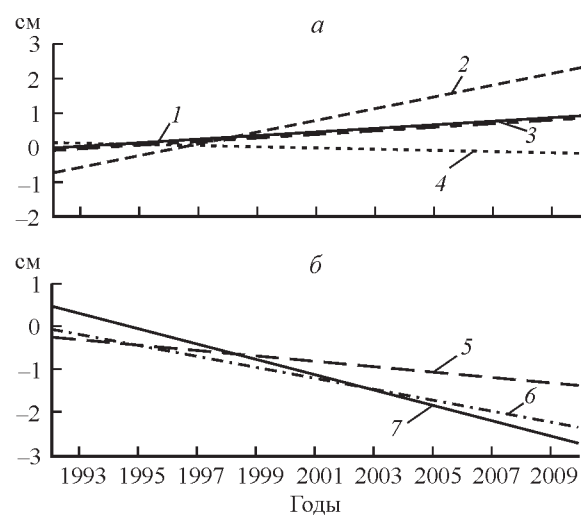


Рис. 4. Линейные тренды уровня в различных районах Японского (а) и Охотского (б) морей по среднегодовым данным.

1 — южная часть, 2 — центральная часть, 3 — северная часть, 4 — Татарский пролив, 5 — 44—46° с. ш., 6 — 47—49° с. ш., 7 — 50—54° с. ш.

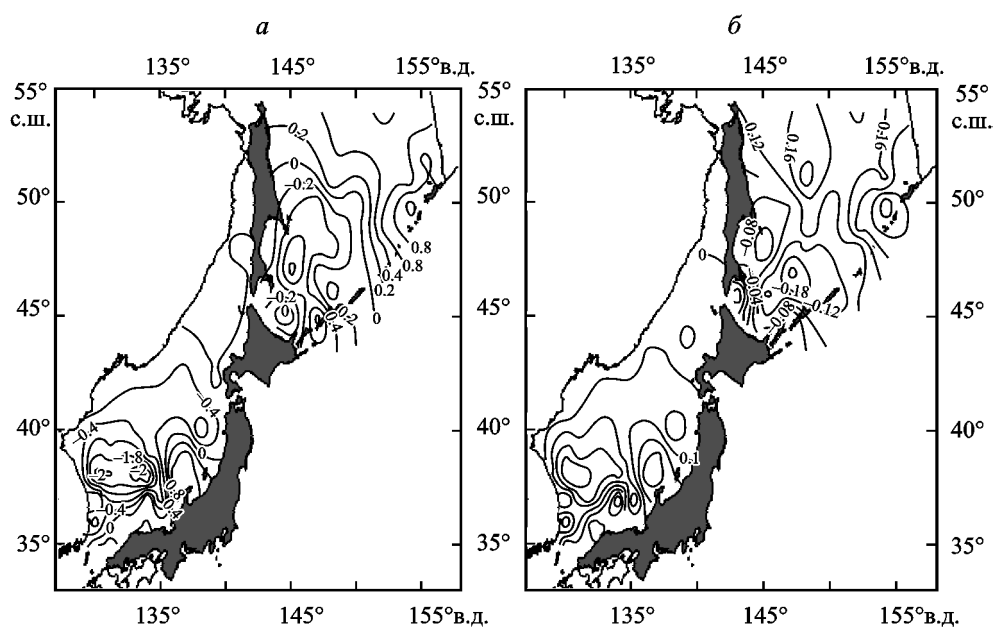


Рис. 5. Распределение оценок линейного тренда уровня Японского и Охотского морей по среднегодовым данным (1993—2009 гг.).

а — коэффициент c , б — коэффициент b .

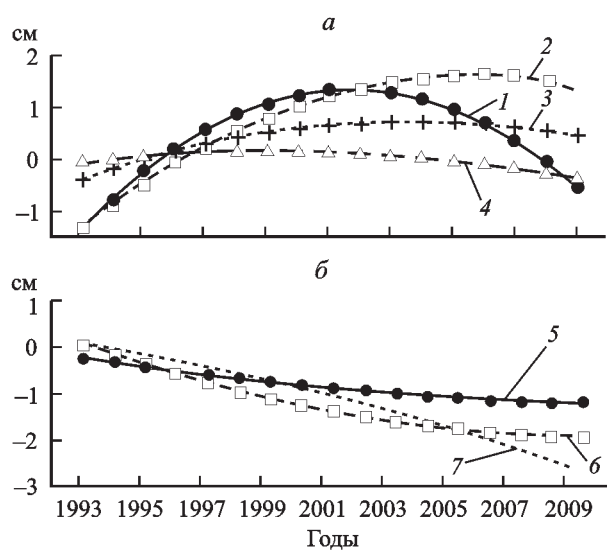


Рис. 6. Квадратичные тренды уровня Японского (*а*) и Охотского (*б*) морей по среднемесячным альтиметрическим данным.

1 — южная часть, 2 — центральная часть, 3 — северная часть, 4 — Татарский пролив; 5 — 44—46° с. ш., 47—49° с. ш., 7 — 50—54° с. ш.

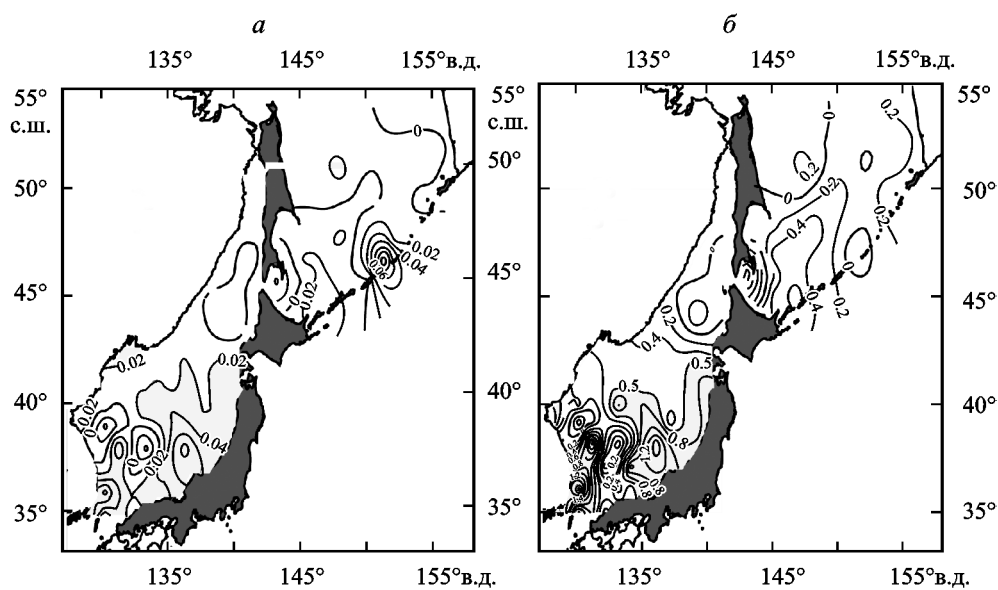


Рис. 7. Распределение оценок квадратичного тренда уровня Японского и Охотского морей по среднегодовым данным (1993—2009 гг.).

a — коэффициент *a*, *б* — коэффициент *b*.

Таким образом, при линейном приближении средний тренд уровня Японского моря имеет тенденцию роста, но скорость этого роста не превышает средней скорости глобального увеличения уровня Мирового океана.

В отличие от Японского линейные тренды Охотского моря имеют выраженную тенденцию понижения уровня (рис. 4, б). Причем наиболее активно уровень снижался в северной Прикамчатской области ($b = 1.7 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$). Для центральной части средняя скорость понижения уровня составляла $1.2 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$. В южной части моря, в полосе между $44\text{--}46^\circ$ с. ш., скорость падения уровня составляла $0.6 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$ (табл. 3).

Параметры квадратичных трендов. На рис. 6, а представлены квадратичные тренды среднегодовых временных рядов для южной, центральной, северной частей Японского моря и Татарского пролива. Вид кривых заметно отличается от линейной аппроксимации (сравни с рис. 4, а). В южной части моря уровень имел тенденцию роста до 2002 г., затем началось его понижение. Подобная тенденция хода уровня сохраняется и в других частях моря с одной лишь разницей, что время наступления максимальных значений в трендах сдвинуто по фазе. Так, в центральной части моря кривая тренда уровня показывает его увеличение до 2006 г. (т. е. время наступления максимальных значений запаздывает относительно южной части на 4 года), в северной — до 2004 г. (запаздывает на 2 года). В Татарском проливе, где по виду тренд близок к линейной зависимости, можно наблюдать положительную тенденцию до 1999 г., а затем тенденция меняет знак. Параметры моделей квадратичных трендов уровня Японского моря представлены в табл. 4. Параметр a нелинейного тренда достаточно хорошо отражает ускорение или замедление роста уровня. При $a < 0$, т. е. при отрицательном ускорении, тренд показывает уменьшение уровня с возрастающей скоростью. При положительном ускорении $a > 0$ тренд отражает ускорение роста уровня.

Картина пространственного распределения оценок квадратичного тренда представлена на рис. 7. Нетрудно видеть, что на подавляющей части акватории Японского моря при квадратичной аппроксимации тренда уровня коэффициент b (скорость роста) имеет положительный знак. В потоках Цусимского течения средний рост уровня достигал максимальных значений (более 1 см/год). Однако в районе Сангарского пролива, на юге и на юго-западе моря, наблюдаются области с отрицательными оценками коэффициента b .

Распределение оценки a (рис. 7, а) свидетельствует об уменьшении роста уровня с возрастающей скоростью именно в тех районах Японского моря, где наблюдались его рост, а затем падение. Действительно, квадратичный тренд южной части моря после 2001 г. меняет знак на противоположный и имеет отрицательную тенденцию (рис. 7, а). Значения коэффициента a в струе Цусимского течения уменьшаются в направлении с юга на север. Области с положительными значениями коэффициента a расположены в северной и юго-западных частях Японского моря. Можно заметить, что их положение совпадает с областями квазистационарных циклонических круговоротов. К северу от 42° с. ш. вдоль побережья Приморья и в Татарском проливе доминируют значения, близкие к нулевым, т. е. нейтральное состояние уровня (рис. 7, а).

Квадратичные тренды, вычисленные для различных областей Охотского моря, представлены на рис. 6, б. В отличие от линейной аппроксимации трендов уровня, при которой наибольшая скорость падения тенденции наблюдалась в северной Прикамчатской области моря, в этом случае максимальная скорость падения отмечается в центральной зоне в полосе $47\text{--}49^\circ$ с. ш. ($b = 2.4 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$), а в Южной и Прикамчатской областях средняя скорость понижения уровня примерно одинаковая — около $1 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$.

При анализе пространственной картины коэффициентов a и b (рис. 7) нетрудно заметить, что на большей части изучаемой акватории Охотского моря средняя скорость роста (b) имеет отрицательный знак. Положительные значения этой оценки расположены на юге у южной оконечности о-ва Сахалин и в районе пролива Буссоль. В то время как коэффициент a (ускорение) здесь отрицательный. Это свидетельствует о том, что в этих районах происходит падения уровня моря.

Полученные результаты соответствуют оценкам, представленным в работе [7], в которой показано, что после 2001 г. следует ожидать значительного замедления роста стерической компоненты уровня Мирового океана в результате его охлаждения из-за уменьшения теплосодержания, что приведет к смене знака роста уровня и к его отрицательному тренду.

Таким образом, формы трендов и распределение оценок в исследуемых морях существенно отличаются, что свидетельствует о неодинаковых причинах их формирования [6]. Если бы причины возмущения уровня происходили только за счет глобальных атмосферных процессов, то тренды были бы подобные. Очевидно, решающее влияние на формирование трендов оказывают динамические процессы и система циркуляции вод, существенно различающиеся в каждом из морей, эти факторы, по всей видимости, сглаживают поступающий сверху «климатический сигнал» практически по всей акватории морей.

В заключение сформулируем основные результаты выполненной работы.

— На основе анализа альтиметрических измерений в Японском и Охотском морях за период 1993—2009 гг. получены статистико-вероятностные оценки линейных и квадратичных трендов уровня Японского и Охотского морей.

— Выделены районы, внутри которых оценена скорость роста (падения) уровня. В центральной части Японского моря скорость роста равна $1.7 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$. В южной и северной частях рост составляет около $1 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$, в Татарском проливе среднегодовая скорость роста уровня практически равна нулю.

— Линейная аппроксимация тренда Японского моря указывает на монотонный подъем уровня со скоростью $0.6 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$, а подобная аппроксимация тренда Охотского моря на его снижение — $1.2 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$.

— В северной Прикамчатской области снижение уровня составляет $1.7 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$, в центральной части моря средняя скорость понижения составляла $1.2 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$, в южной части Охотского моря падение $0.6 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$.

— В квадратичном тренде Японского моря до 2002 г. преобладала тенденция роста среднего уровня, а затем начался период его падения.

— Средняя скорость изменения уровня оказалась на порядок выше, чем при линейном приближении ($b = 3.7 \text{ мм} \cdot \text{год}^{-1}$).

— Получена оценка квадратичного параметра тренда a , определяющая ускорение роста (падения) уровня по акватории Японского моря. Положительное значение коэффициента a совпадает с областями квазистационарных циклонических круговоротов. Отрицательное значение a наблюдается в струях Цусимского течения. К северу от 42° с. ш., вдоль побережья Приморья и в Татарском проливе значения a близки к нулевым.

— В Охотском море средняя скорость роста (b) тренда уровня имеет отрицательный знак. Положительные значения роста расположены на юге в районе южной оконечности о. Сахалин и в районе пролива Буссоль. Коэффициент a в пределах Охотского моря отрицательный.

— Формы трендов и распределение их статистических оценок в исследуемых морях существенно отличаются, что свидетельствует о неодинаковых причинах их формирования. Очевидно, решающее влияние на формирование трендов в Японском и Охотском морях оказывают динамические процессы и система циркуляция вод.

Работа выполнена при поддержке ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009—2013 гг.

С п и с о к л и т е р а т у р ы

- [1] Белоненко Т. В., Фукс В. Р., Старицын Д. К. и др. // Истоки Ойясио / Отв. ред. А. Н. Мичурин. СПб., 1997.
- [2] Белоненко Т. В., Колдунов В. В., Старицын Д. К., Фукс В. Р., Шилов И. О. Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. СПб., 2009. С. 309.
- [3] Драйтер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. М.: Статистика, 1986. 392 с.

- [4] Любичкий Ю. В. Непериодические колебания уровня // Гидрология и гидрохимия морей. Т. IX. Охотское море. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. С. 188—202.
- [5] Малинин В. Н., Гордеева С. М., Шевчук О. И. Изменчивость уровня Мирового океана за последние 140 лет // Уч. зап. РГМУ. 2007. Вып. 4. С. 125—132.
- [6] Старицын Д. К., Фукс В. Р. Межгодовая изменчивость уровня Японского и Охотского морей по данным спутниковых альтиметрических измерений // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2007. Вып. 4. С. 114—119.
- [7] Трусенкова О. О., Лобанов В. Б., Каплуненко Д. Д. Изменчивость температуры поверхности Японского моря и ее связь с полем завихренности ветра // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. С. 553—566.
- [8] Якушко Г. Г., Юркевич Н. Е. Средний уровень моря и современные тектонические движения побережья в Холмске, Невельске и Корсакове // Тр. СахНИИ. 1975. Вып. 30. С. 289—291.
- [9] Cazenave A., Nerem R. S. Present-day sea level change: Observations and causes // Rev. Geophys. 2004. V. 42. N 3. P. 1—20.
- [10] Church J. A., White N. J. A 20th century acceleration in global sea-level rise // Geophysical Res. Letters. 2006. V. 33. N 1. L01602.
- [11] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report Climate Change 2007 // Eds Bernstein L. et al. Cambridge. New York: Cambridge university press, 2007. 940 p.

Санкт-Петербург
d_starik@mail.ru
victorvf1285@yandex.ru

Поступило в редакцию
21 декабря 2010 г.

Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 3

© Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Н. Н. ВЕРЗИЛИН

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ЛАНДШАФТОВ ПРИНЕВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ В ЗОНЕ РАЗВИТИЯ БОЛОТА «УСТЬ-ТОСНЕНСКОЕ»

Болото «Усть-Тосненское» расположено на водоразделе рек Тосна и Большая Ижорка, в пределах южной части Приневской низины, представляющей собой ступенчатую равнину с наклоном к Финскому заливу (рис. 1). Максимальные отметки современной поверхности болотного массива составляют 18.5 м, отметки его ложа — 12.3—14.0 м.

Состав торфяной залежи довольно однороден и представлен преимущественно одним видом строения — залежью «магелланикум». Только в придонных слоях встречаются другие виды торфа. Максимальная глубина торфяной залежи — 6.4 м — установлена в ее центральной части [13].

Болото «Усть-Тосненское» изучалось неоднократно [1, 14]. По Г. Н. Ануфриеву, начало зарождения болота относится к пребореальному времени, по С. С. Лапину, — к позднеледниковью. Этими авторами детально изучено строение торфяной залежи и приводится ее послонная спорово-пыльцевая характеристика. Установлены также разновозрастные горизонты сильно разложившегося торфа, формирование которых отнесено к бореальному, началу суббореального и к середине субатлантического времени. Причиной их образования, по мнению С. С. Лапина, является изменение климата в сторону сухости и тепла, вызывавшее значительное замедление торфообразования.

Более позднее изучение болота «Усть-Тосненское» (в 90-х гг.) позволило уточнить динамику болотообразовательного процесса, установить причины различных величин вертикального прироста торфяной залежи в болотных стадиях, определить время их