

- [16] Историческая геоэкология, география и природопользование: новые направления и методы исследований. (Матер. II конф.). СПб., 2002. 183 с.
- [17] Ландшафтоведение: теория, методы, региональные исследования, практика. Матер. XI Ланд. конф. М., 2006. 787 с.
- [18] Любавский М. К. Историческая география России в связи с колонизацией [1909]. СПб., 2000. 302 с.
- [19] Мечников Л. И. Цивилизация и великие исторические реки. Статьи. М., 1995. 461 с.
- [20] Мильков Ф. Н. Человек и ландшафты. М.: Мысль, 1973. 223 с.
- [21] Низовцев В. А., Марченко Н. А. Антропогенный ландшафтогенез — методы и результаты исследований // География, общество, окружающая среда. Т. II. М.: Городец, 2004. С. 196—212.
- [22] Природная среда и биологическое разнообразие архипелага Березовые острова (Финский залив). СПб., 2007. 366 с.
- [23] Структура, функционирование, эволюция природных и антропогенных ландшафтов. Тез. X Ланд. конф. М.; СПб., 1997. 282 с.
- [24] Татищев В. Н. Лексикон Российский исторический, географический, политический и гражданский. Ч. I—III. СПб., 1793.
- [25] Теория, методы и инновации в исторической географии. (Матер. III конф.). СПб., 2007. 444 с.
- [26] Харитоновичев А. Т. Роль хозяйственной деятельности в изменении ландшафтов Горьковского правобережья. Горький, 1960. 149 с.
- [27] Юнтоловский региональный комплексный заказник. СПб., 2005. 202 с.

Санкт-Петербург
greg.isachenko@gmail.com

Поступило в редакцию
26 апреля 2011 г.

Изв. РГО. 2011. Т. 143. Вып. 5

© В. В. КОЛДУНОВ, В. А. РОЖКОВ, К. Г. СМЕРНОВ

ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОЛЕБАНИЙ УРОВНЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Спутниковая альтиметрическая информация дает возможность исследовать изменчивость уровня на основе статистического анализа ансамбля пространственно-временных полей исходных данных [1, 3, 6]. Цель работы состоит в обсуждении результатов такого анализа.

Исходные данные и их характеристика. В качестве альтиметрической информации использовались данные SLA, т. е. аномалии уровня моря относительно модели CLS01 со спутников Jason, TOPEX/Poseidon, ENVISAT, GFO-1, ERS1/2, GEOSAT, интерполированные системой SSALTO в узлы регулярной сетки с шагом $1/3$ на $1/3^\circ$. Вводились следующие поправки: уточненная орбита, сухая тропосферная, на влажность, ионосферная, на состояние подстилающей поверхности, океанские приливы FES2004 (M2, S2, K2, N2, 2N2, O1, P1, K1, Q1, Mf, Mtm, Mm, Msqm и M), приливы в земной коре, полюсные приливы, комбинированная атмосферная коррекция (включая поправку на эффект «обратного барометра»). Период наблюдений — с 14.10.1992 по 26.03.2010 г. Временная дискретность — 7 сут. Границы района: $0-65^\circ$ с. ш., 110° в. д.— 105° з. д.

Разведочный анализ исходных данных. Пространственная область состоит из 260 точек по широте и 451 точки по долготе. Она разделена на 10 районов с учетом течений, фронтальных зон, проливов, берегового контура, широтных зон. На рис. 1 приведена карта границ районов, которые условно можно назвать: 1 — Охотское море, 2 — Берингово море, 3 — Аляскинское течение, 4 — северный полярный фронт, 5 —

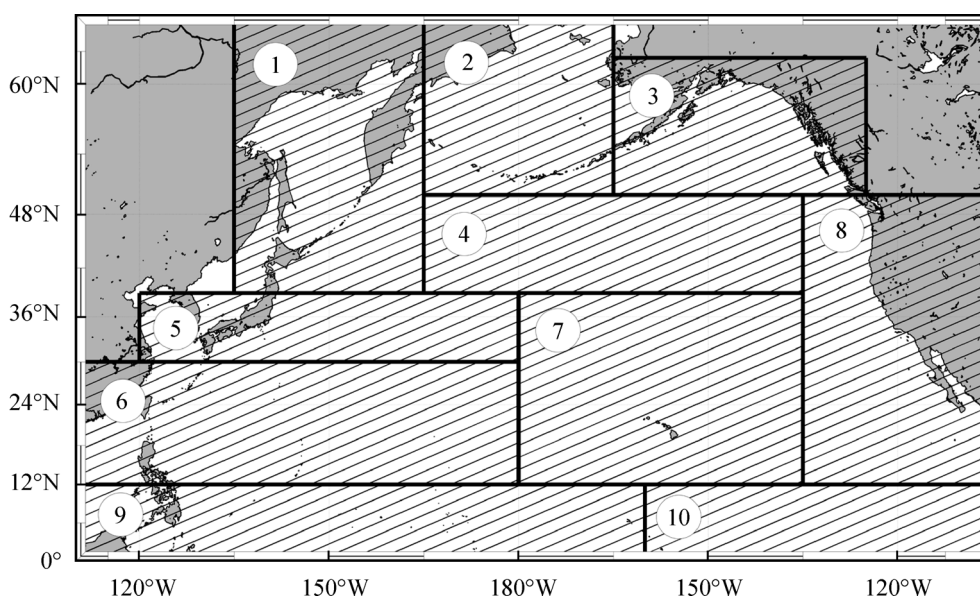


Рис. 1. Условное разделение северной части Тихого океана на 10 районов.

течение Куроисио, 6 — северная тропическая дивергенция, 7 — пассатное течение, 8 — Калифорнийское течение, 9 и 10 — северная тропическая конвергенция.

На рис. 2 представлены временные ряды исходных данных (782 срока) в центральной точке каждого района. На всех графиках отчетливо прослеживается годовая ритмика, а также в той или иной мере проявляется межгодовая изменчивость в виде аддитивной и модуляционной составляющих. Синоптическую изменчивость можно оценить лишь по выбросам относительно годового хода. Основное отличие сопоставляемых районов видно по размаху колебаний уровня в различных диапазонах изменчивости (табл. 1).

Аддитивная составляющая межгодовой изменчивости (АСМИ) представлена последовательностью среднегодовых значений уровня (рис. 2). Для сопоставления использованы средние квадратические отклонения (СКО) срочных отметок уровня от их среднегодового значения (для каждого года) [7, 8]. В табл. 2 даны оценки параметров линейного тренда АСМИ и внутригодовых СКО [5].

Из рис. 2 и табл. 2 видно, что в районах 2—4, 8, 10 тренд отрицателен, а в остальных — положителен.

Годовая ритмика и модуляционная составляющая межгодовой изменчивости. Как видно из рис. 2 на всех временных рядах среднемесячных значений уровня проявляется регулярная ритмика внутри года, она повторяется из года в год с некото-

Таблица 1

Размах колебаний уровня моря в различных диапазонах изменчивости

	Размах колебаний по районам, см									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Исходные данные	20	30	35	30	160	50	40	60	50	60
Среднегодовые	3	12	20	8	70	15	10	15	20	12
Среднемесячные	16	30	35	25	160	45	40	40	45	35
СКО внутримесячных	5	3	3	3	40	12	10	7	5	20

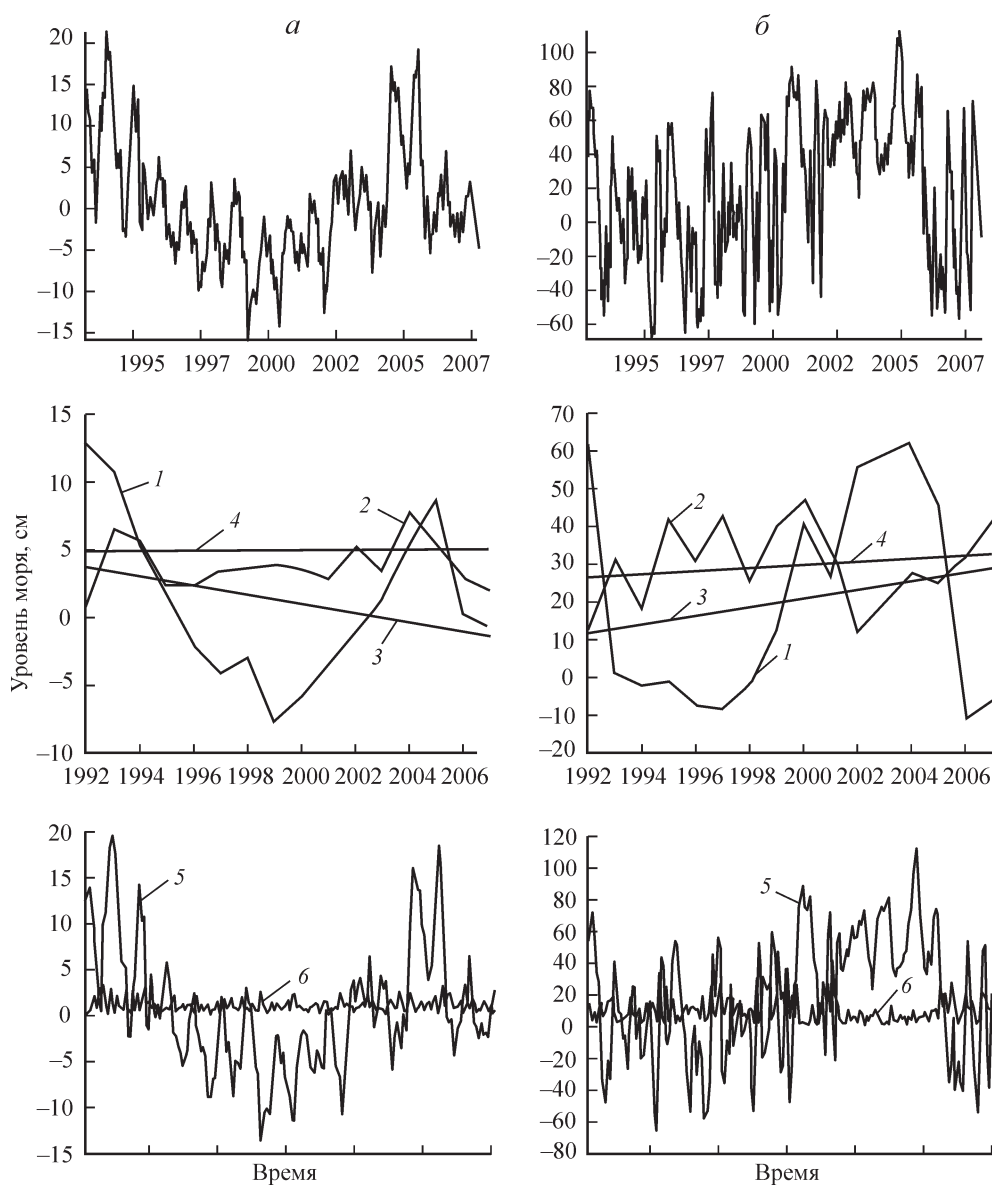


Рис. 2. Последовательность 7-суточных (вверху), среднегодовых (посередине) и среднемесячных (внизу) данных в центральных точках районов.

Районы: *a* — 3-й, *б* — 5-й *в* — 9-й.

1 — средний уровень, 2 — СКО уровня, 3 — линейный тренд $m(t)$, 4 — линейный тренд СКО, 5 — средний уровень $m^*(t)$, 6 — СКО уровня.

рым стохастическим разнообразием. Это дает основание для анализа этих рядов как реализаций периодически коррелированных случайных процессов (ПКСР), т. е. в ПКСР-приближении. Основными вероятностными характеристиками ПКСР являются математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$ и ковариационная функция $K(t, \tau)$ [2, 4].

На рис. 2 также показаны графики СКО внутримесячных флюктуаций уровня, они существенно меньше размаха среднемесячных значений.

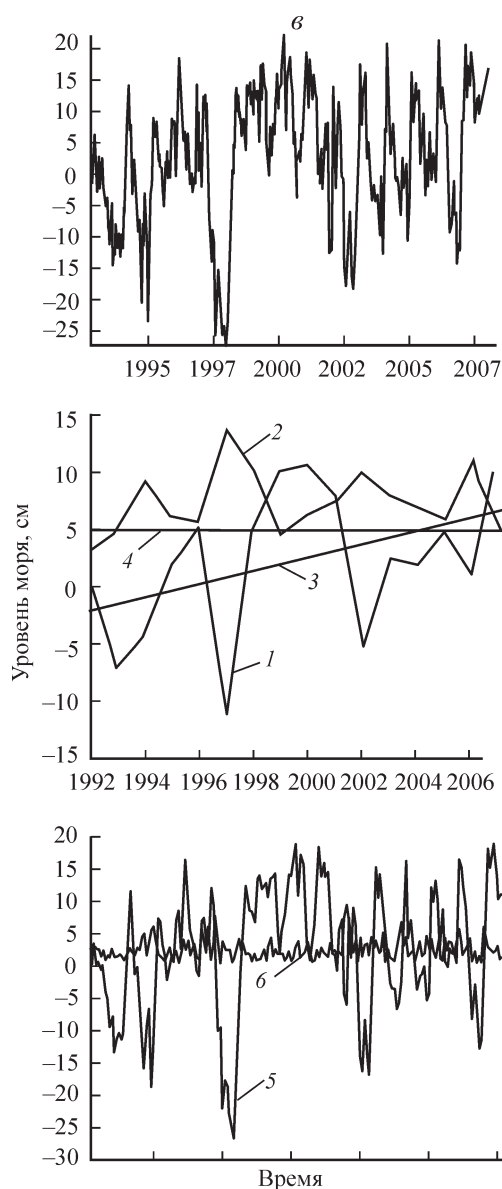


Рис. 2 (продолжение).

В табл. 3 приведены значения оценок $m^*(t)$, СКО $\sigma^*(t) = \sqrt{D^*(t)}$ для всех месяцев и 10 районов. Значения $m^*(t)$ вычислены по реализациям среднемесячных значений, центрированным на среднее годовое значение каждого года (т. е. исключена аддитивная составляющая межгодовой изменчивости). Они характеризуют средний многолетний годовой ход уровня океана. Значения σ^* вычислены по рядам, центрированным на $m^*(t)$; они характеризуют модуляционную составляющую межгодовой изменчивости (т. е. модуляцию годового хода).

Для районов (1—4, 7, 8) характерен годовой ход $m^*(t)$ с минимумом в июне—июле, максимумом — в декабре—январе, размахом 8—10 см, СКО межгодовой модуляции слабо зависит от сезона и составляет 2—3 см в районах 1—4 и 8—10 см — в районах 7 и 8.

Районы 5, 6, 9 и 10 отличаются от этой группы. Годовой ход $m^*(t)$ уровня в районе Курасио (район 5) имеет хорошо выраженный минимум в июне на 25 см ниже среднего и плохо выраженный максимум на 10 см выше среднего с декабря по март, СКО — около 30 см.

Годовой ход уровня в районе 6 имеет максимумы в феврале, июне и ноябре, размах не превышает 8 см, СКО — около 10 см.

В экваториальной зоне годовой ход уровня на западе и востоке находится в противофазе: положительные значения с мая по сентябрь (район 9) и отрицательные значения в этот период в районе 10; СКО — около 5—8 см.

На рис. 3 приведены графики функций $m^*(t)$ и $\sigma^*(t)$ по трем районам.

Для ПКСП математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$ и ковариационная функция $K(t, \tau)$ — периодические функции по аргументу t и могут быть представлены в виде ряда Фурье

$$f(t) = \sum_k c_k \exp\left(i \frac{2\pi k}{T} t\right), \quad (1)$$

где T — период коррелированности (год), t — время (месяц), c_k — коэффициент, $\omega_k = 2\pi k/T$ — частота колебаний (обертоны годовой гармоники).

В табл. 4 приведены значения косинусных и синусных компонентов c_k , а также их модуль при $k = 0, 1, 2, 3$ для функций $m^*(t)$ и $\sigma^*(t)$ из табл. 3. Из табл. 4 видно, что амплитуда годовой гармоники $m(t)$ равна 3—4 см для районов 1—4, 6, 7; 6—7 см — для

Таблица 2

Оценки параметров линейного тренда АСМИ ($y = a + bt$)*

Район	Тренд среднегодовых значений		Тренд СКО		Район	Тренд среднегодовых значений		Тренд СКО	
	a	b	a	b		a	b	a	b
1	-0.32	0.01	2.61	0.07	6	0.14	0.12	10.49	0.00
2	0.99	-0.38	4.32	0.01	7	-2.07	0.41	7.46	0.02
3	4.06	-0.35	3.53	0.04	8	0.74	-0.09	8.44	0.29
4	0.54	-0.11	3.98	0.00	9	-2.68	0.58	6.50	0.10
5	10.50	1.14	27.33	0.31	10	1.74	-0.13	9.76	0.07

Примечание. * a — в см, b — см/год.

Таблица 3

Значения оценок $m^*(t)$, $\sigma^*(t)$ в ПКСП-приближении (см)

Район	Месяцы											
	1		2		3		4		5		6	
	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*
1	3.3	1.7	1.6	1.1	0.4	2.3	-0.5	1.9	-2.3	2.2	-3.3	2.3
2	4.3	3.6	1.8	4.4	-1.7	3.6	-1.5	2.7	-3.2	2.7	-3.7	2.3
3	4.4	2.8	2.0	2.9	-0.9	3.1	-1.9	1.7	-2.5	3.1	-3.4	2.3
4	4.7	1.7	3.2	2.1	1.3	2.1	-2.5	2.4	-3.4	2.9	-2.6	2.4
5	5.2	32.6	7.0	37.8	12.3	26.0	8.4	27.4	-10.7	21.6	-25.1	20.5
6	2.2	9.3	5.9	10.5	1.8	11.1	-2.3	7.8	-4.1	6.9	2.6	6.5
7	3.2	6.3	2.6	4.9	2.1	7.6	-0.7	7.5	-1.0	6.7	-4.5	6.5
8	4.0	12.1	4.2	12.8	2.3	7.3	-1.7	9.9	-3.7	10.6	-8.5	9.7
9	-3.9	7.4	-3.4	9.5	-4.9	8.9	-2.2	6.8	6.1	5.0	8.4	4.7
10	10.0	4.0	7.9	5.1	4.1	3.3	-0.2	4.7	-3.5	5.6	-7.7	5.1

Таблица 3 (продолжение)

Район	Месяцы											
	7		8		9		10		11		12	
	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*	m^*	σ^*
1	-3.7	1.3	-2.8	1.3	-1.1	1.8	1.4	1.2	3.1	1.2	4.0	1.8
2	-3.7	1.7	-1.8	2.2	0.0	1.8	2.0	2.0	3.5	3.6	3.8	3.5
3	-4.4	2.5	-2.8	2.2	-1.6	2.5	1.7	2.4	4.0	2.8	5.7	3.5
4	-3.0	1.4	-3.4	1.8	-1.9	1.3	0.0	1.4	2.7	1.7	4.8	1.9
5	-20.8	22.4	-4.5	29.7	1.6	27.0	2.5	38.7	9.7	29.2	14.6	23.9
6	-4.0	8.7	-3.4	9.5	-2.6	7.9	-0.9	10.4	3.7	11.3	0.9	10.8
7	-5.0	4.6	-3.5	8.9	0.5	7.9	1.4	8.4	2.3	7.9	2.4	6.6
8	-8.0	8.5	-4.3	11.7	1.2	9.7	6.2	9.0	4.0	9.4	4.3	10.8
9	6.4	4.1	4.9	4.8	2.1	4.8	-3.0	6.8	-5.7	6.4	-5.2	5.2
10	-10.7	5.5	-11.9	2.9	-8.5	3.3	3.8	3.0	7.7	5.8	9.1	2.5

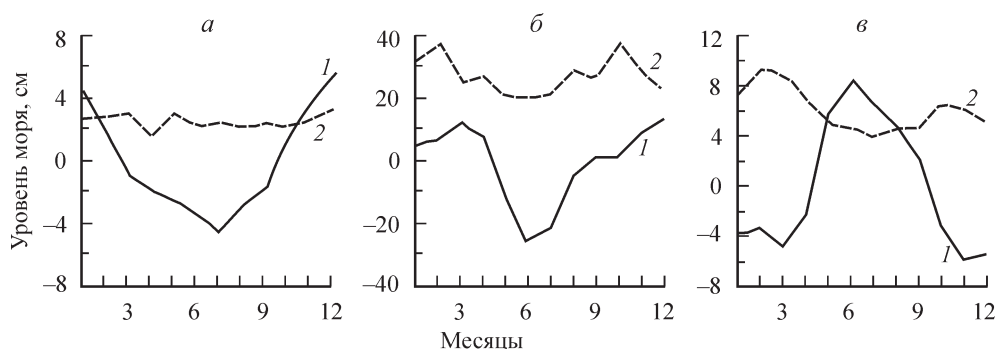


Рис. 3. Последовательность среднемесячных данных $m^*(t)$ и их СКО $\sigma^*(t)$ в центральных точках районов 3 (а), 5 (б), 9 (в) в ПКСП = приближении (вертикальный масштаб разный).
1 — m , 2 — СКО.

районов 8, 9; больше 10 см — в 10-м районе и больше 14 см — в 5-м; амплитуда полугодовой гармоник в большинстве районов в 2—3 раза меньше годовой, амплитуда треть годовой гармоник пренебрежимо мала. Годовая ритмика $\sigma(t)$ не имеет преобладания амплитуд гармоник c_1 и c_2 над c_0 ; амплитуда c_0 существенно меняется от района к району.

Наиболее просто интерпретировать эти коэффициенты c_k в (1) в терминах вероятностных характеристик компонентного представления ПКСП

Таблица 4

Коэффициенты c_k по районам (см)

Рай- он	cos			sin		mod		Рай- он	cos			sin		mod	
	k	m	СКО	m	СКО	m	СКО		k	m	СКО	m	СКО	m	СКО
1	0	0.01	1.68	0	0	0.01	1.68	6	0	-0.02	9.23	0	0	0.02	9.23
	1	3.43	-0.08	-1.12	0.36	3.61	0.37		1	3.15	1.5	0.19	-0.88	3.15	1.74
	2	-0.27	-0.1	-0.49	-0.14	0.56	0.18		2	0.83	-0.03	-0.2	0.51	0.86	0.51
	3	0.02	0.15	-0.17	-0.07	0.17	0.16		3	-1	-1.17	2.07	-0.12	2.3	1.17
2	0	-0.02	2.84	0	0	0.02	2.84	7	0	-0.02	6.98	0	0	0.02	6.98
	1	3.35	1.03	-2.12	0.33	3.97	1.08		1	3.65	-0.2	-0.66	-0.71	3.71	0.74
	2	0.14	0.16	-0.3	-0.01	0.33	0.16		2	-0.99	-1.1	0.36	0.23	1.06	1.12
	3	0.5	-0.13	-0.07	0.05	0.5	0.14		3	0.55	0.13	0.22	-0.53	0.59	0.55
3	0	0.02	2.65	0	0	0.02	2.65	8	0	0	10.13	0	0	0	10.13
	1	4.07	0.35	-1.8	-0.03	4.45	0.35		1	5.81	0.62	-2.63	-0.02	6.37	0.62
	2	0.24	0.15	-1.02	-0.14	1.05	0.21		2	-2.09	0.95	1.05	0.14	2.34	0.96
	3	0.27	0	-0.12	0.03	0.29	0.03		3	0.53	1.2	0.6	-0.15	0.8	1.21
4	0	-0.01	1.92	0	0	0.01	1.92	9	0	-0.03	6.2	0	0	0.03	6.2
	1	4.08	-0.01	-0.9	0.52	4.18	0.52		1	-6.44	1.76	1.27	0.74	6.57	1.91
	2	0.97	-0.1	-0.33	-0.23	1.03	0.25		2	1.88	-0.43	-0.71	0.97	2	1.06
	3	-0.27	0.12	0.28	-0.03	0.39	0.12		3	1.42	-0.37	0.75	0.7	1.6	0.79
5	0	0.02	28.07	0	0	0.02	28.07	10	0	0.01	4.23	0	0	0.01	4.23
	1	14.32	3.91	-2.77	-2.73	14.58	4.77		1	10.72	-0.29	-0.21	0.65	10.72	0.72
	2	-6.16	-1.18	4.03	3.65	7.36	3.84		2	-0.92	0.1	-2.02	-0.64	2.22	0.64
	3	-0.85	0.6	-5.68	2.67	5.75	2.73		3	-0.52	-0.28	1.17	0.52	1.28	0.59

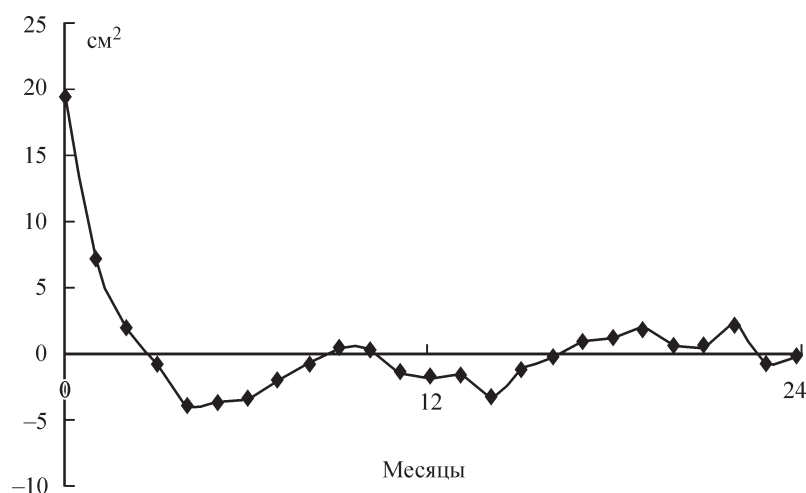


Рис. 4. $K_0(\tau)$ для района 3.

$$\zeta(t) = \sum_k \zeta_k \exp(i\omega_k t), \quad (2)$$

где $\zeta_k(t)$ — стационарный случайный процесс с математическим ожиданием m_k , дисперсией D_k , ковариационной функцией $K_k(\tau)$.

Коэффициенты m_k , D_k позволяют классифицировать колебания уровня по характеру годовой ритмики и ее модуляции. Функция $K_k(\tau)$ позволяет охарактеризовать связанность стохастических отклонений от регулярного годового хода. В качестве примера на рис. 4 приведен график функции K_0 — нулевого корреляционного компонента.

Пространственная неоднородность и изменчивость колебаний уровня. Поле $\zeta(\vec{r})$ называется однородным, если его математическое ожидание $m(\vec{r})$ и дисперсия $D(\vec{r})$ не зависят от r , а ковариационная функция $K(\vec{r}, \vec{\rho})$ зависит только от вектора сдвига $\vec{\rho}$. Напомним, если $K(\vec{\rho})$ не зависит от направления вектора $\vec{\rho}$, а только от его модуля, то поле называют изотропным.

В предшествующем анализе поля $\zeta(\vec{r})$, стилизованного до 10 значений аргумента, было показано (табл. 1—3), что средние значения и оценки дисперсии колебаний уровня нельзя считать постоянными в северной части Тихого океана (особенно отличается район Курисио).

На стадии разведочного анализа пространственной неоднородности поля уровня использованы 4 ситуации (образ поля в конкретную дату каждого сезона), они представлены на рис. 5, где видны «пятнистая структура» возмущений уровня, характерная для вихревых образований как в системе течений (меандры), так и для синоптических вихрей «открытого океана», а также крупномасштабные неоднородности.

Для уточнения их пространственных масштабов воспользуемся сечениями этих выборочных функций по широте (5.89° с. ш., 35.14° с. ш., 50.00° с. ш.) и по меридиану (150° в. д., 180° в. д., 135° з. д.), их положение показано на рис. 5, а, а сами сечения представлены на рис. 6.

Из рис. 6 можно сделать вывод о том, что на фиксированной широте присутствуют нелинейные тренды, указывающие на различие положений уровня в западных и восточных частях океана; на фиксированном меридиане изменение положения уровня в северных и южных районах океана хорошо согласуется с приведенным выше анализом 10 временных рядов. Пространственный масштаб «пятнистой структуры» от 100 до 400 км.

При переходе от стадии разведочного анализа данных (знакомство со спецификой исходных данных и выявление характерных особенностей процессов и полей) к стадии экспресс-анализа данных (примитивными методами в стационарном, однородном,

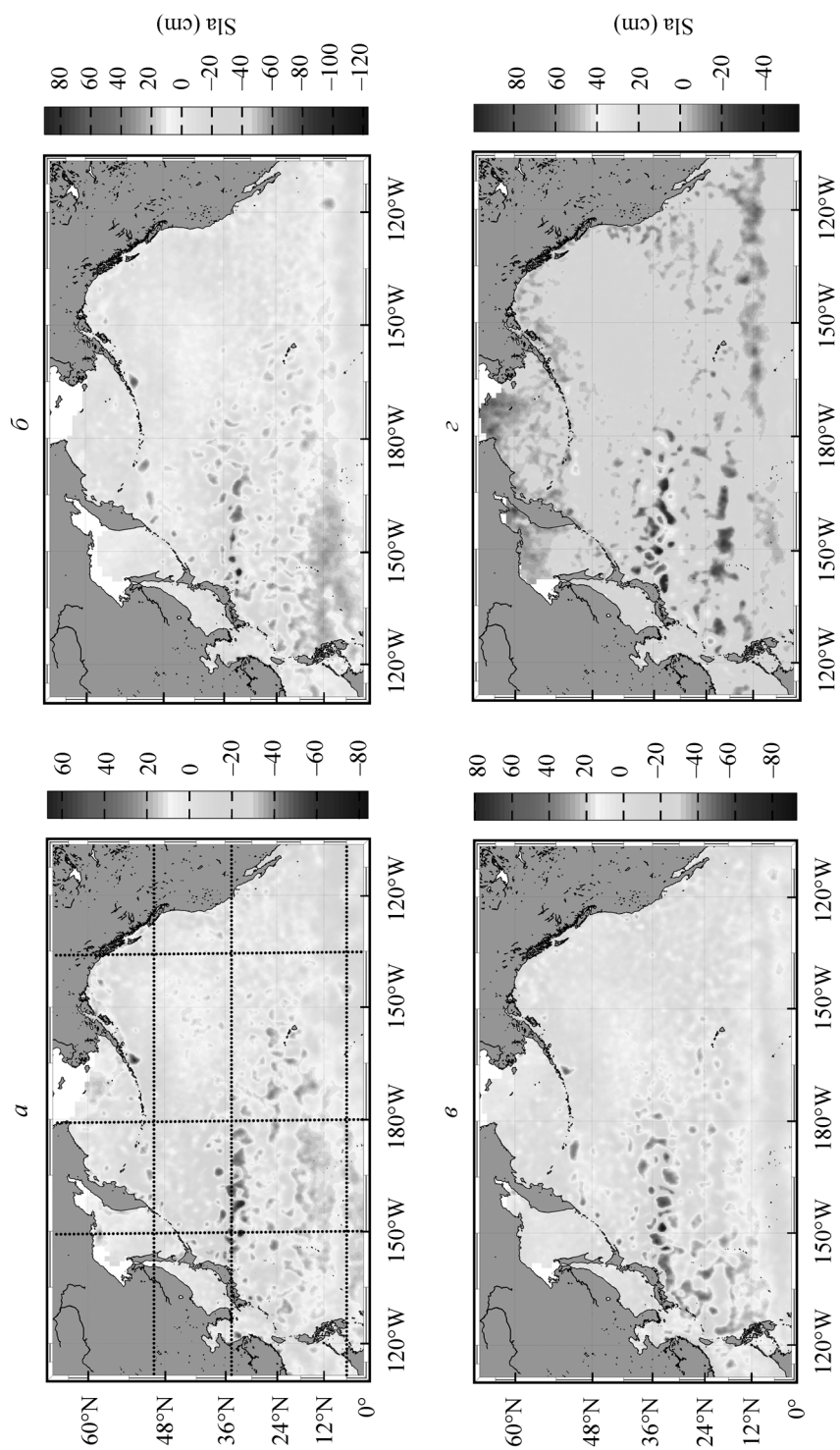


Рис. 5. Поля уровня в различные сезоны года.

a — в середине января 2006 г., *б* — в середине апреля 2006 г., *в* — в середине июля 2006 г., *г* — в середине октября 2006 г.

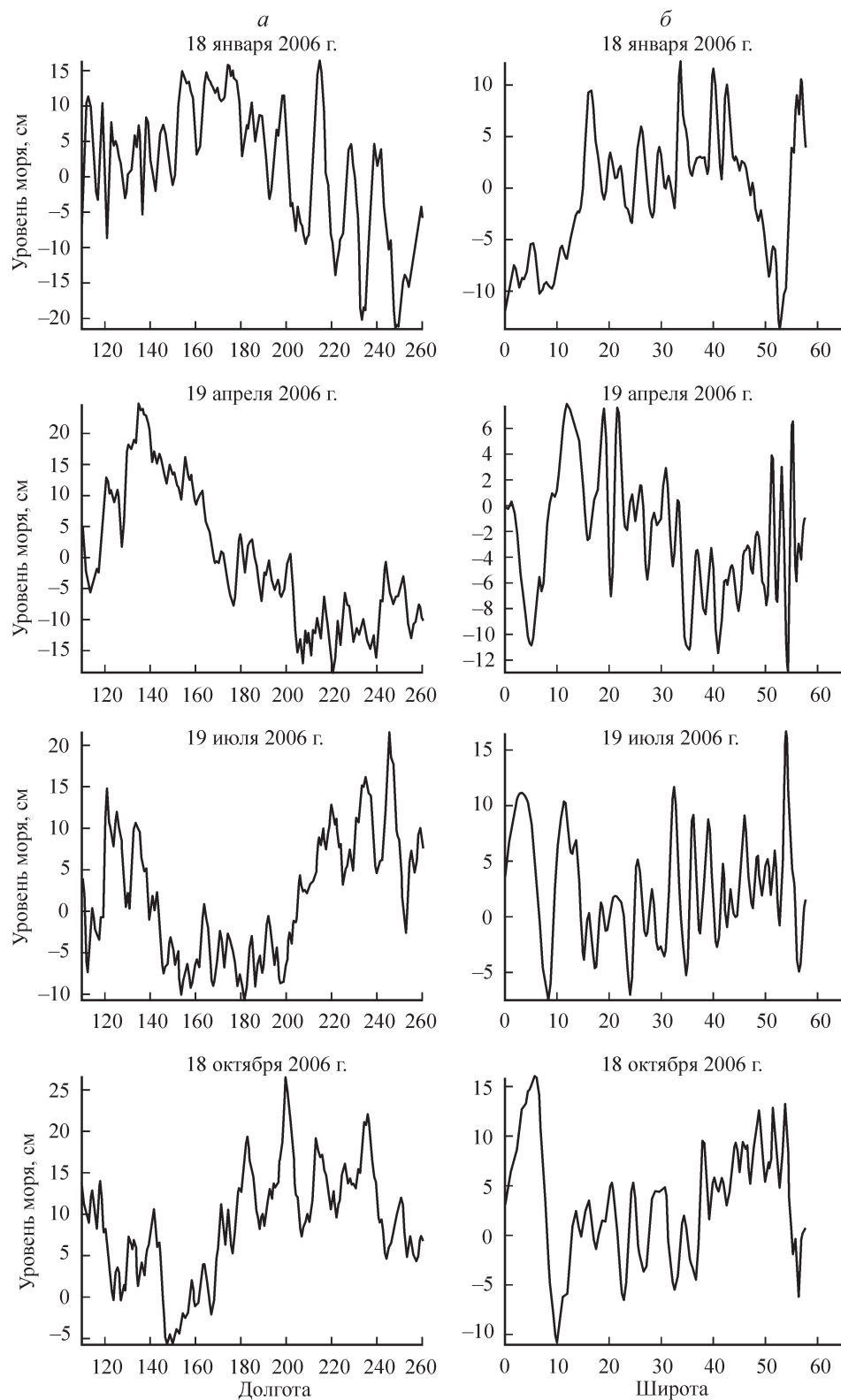


Рис. 6. Сечения поля уровня океана на разрезе по 5.89° с. ш. (а) и по 135° з. д. (б).

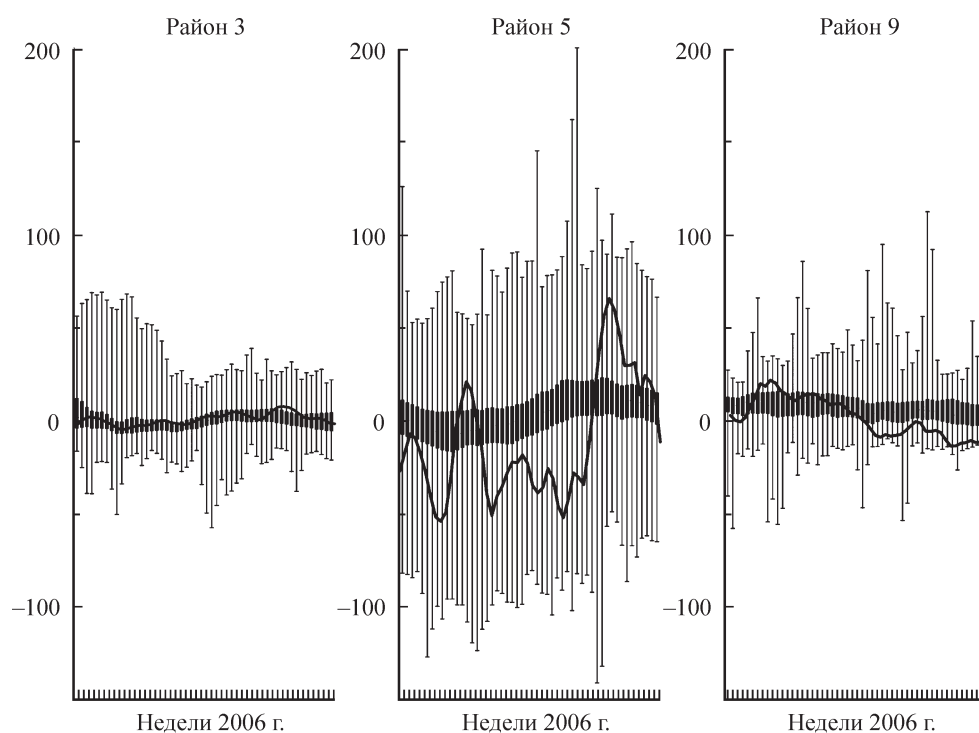


Рис. 7. Квантильные трассы значений уровня в районах 3, 5, 9, совмещенные с временными рядами в центральных точках соответствующих районов за 2006 г.

изотропном, ПКСП приближениях, используя средние значения, оценки дисперсий, ковариационных функции и т. д.) уместно поставить вопрос об однородности поля $\zeta(\vec{r})$ внутри квазиоднородного района, используя два трафаретных критерия — квантильный и градиентный.

Первый из них базируется на сравнении квантильных трасс временных рядов исходных данных в заданном районе с временным рядом в центральной точке района. В качестве примера на рис. 7 такое сопоставление сделано для районов 3, 5, 9.

Таблица 5

Модуль и направления среднего вектора градиента уровня, компоненты и инварианты тензора дисперсии

Район	M , см/км	Направление, град	D_x , см ² /км	D_y , см ² /км	K_{xy} , см ² /км	I_1 , см ² /км	α , °
1	0.005	6	0.0012	0.0008	-0.00004	0.0020	353
2	0.015	177	0.0035	0.0044	0.00034	0.0080	342
3	0.014	115	0.0051	0.0039	0.00011	0.0090	5
4	0.009	60	0.0013	0.0010	0.00012	0.0023	23
5	0.080	118	0.1000	0.2027	-0.02218	0.3027	12
6	0.019	201	0.0090	0.0106	0.00061	0.0196	341
7	0.010	19	0.0077	0.0064	0.00025	0.0141	10
8	0.015	75	0.0152	0.0178	-0.00054	0.0329	11
9	0.004	299	0.0007	0.0012	0.00011	0.0019	347
10	0.001	49	0.0011	0.0013	-0.00012	0.0024	29

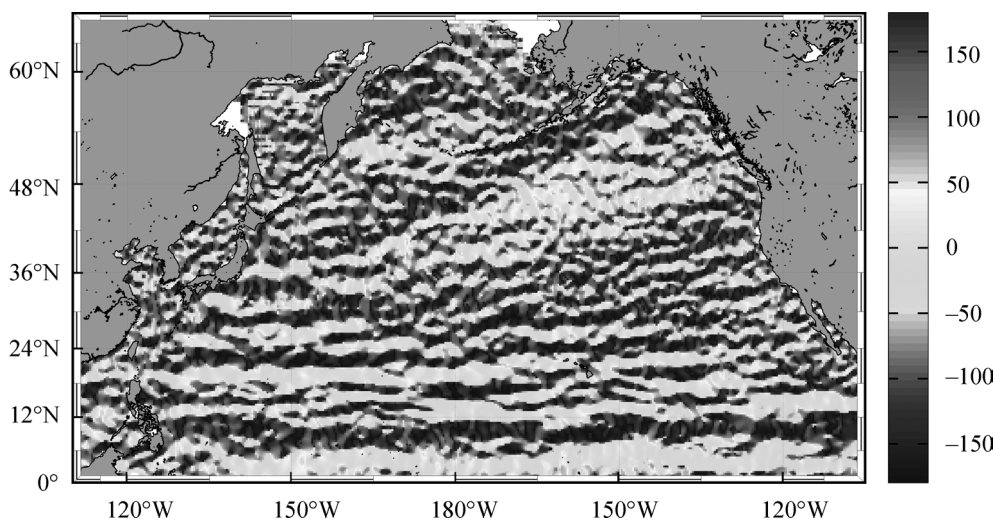


Рис. 8. Поле направлений среднего градиента уровня (град).

На рис. 7 видно, что размах квантильных трасс существенно превышает размах отдельной реализации, т. е. пространственная изменчивость существенна. Вторым критерий требует знания среднего значения вектора градиента уровня $\bar{\nabla}\zeta(\vec{r})$ и оценки компонент и инвариантов тензора дисперсии $D_{\bar{\nabla}\zeta}(\vec{r}) = \begin{pmatrix} D_x & K_{xy} \\ K_{yx} & D_y \end{pmatrix}$.

Они приведены в табл. 5. Из нее можно сделать вывод, что как модуль, так и направление среднего вектора градиента $\bar{m}_{\bar{\nabla}\zeta}(\vec{r})$ существенно меняются от района к району. Если модуль этого вектора достаточно мал, но его направление, представленное на рис. 8, является хорошим показателем неоднородности поля уровня всей рассматриваемой части океана. Линейный инвариант I_1 тензора $D_{\bar{\nabla}\zeta}(\vec{r})$ характеризует СКО значений $\bar{\nabla}\zeta$, величина α показывает направление большой оси эллипса дисперсии. Оно представлено на рис. 9 и также является показателем неоднородности поля.

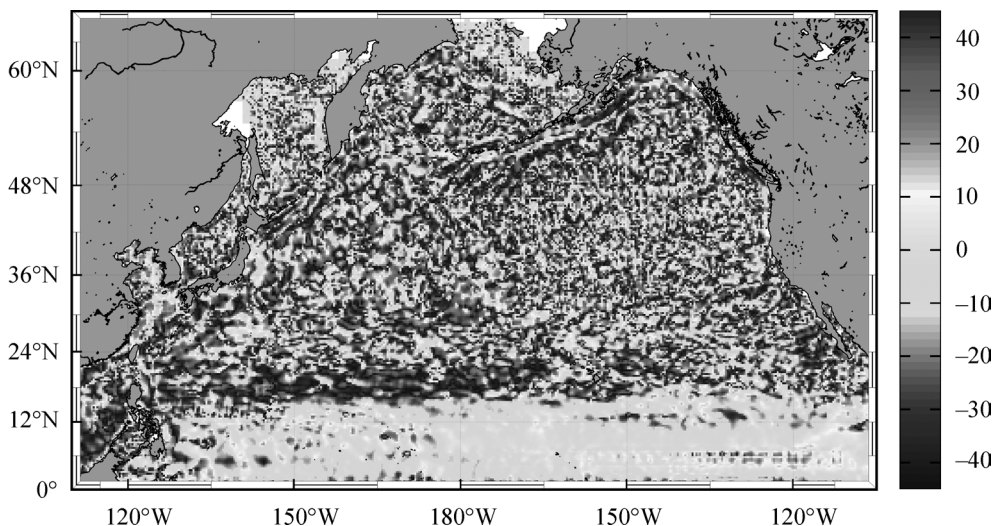


Рис. 9. Поле направлений большой оси тензора дисперсии градиента уровня (град).

Выводы

На основе статистического экспресс-анализа альтиметрических данных (с дискретностью 7 сут) проанализирован ансамбль колебаний уровня $\zeta(\vec{r}, t)$ северной части Тихого океана (с пространственной дискретностью треть градуса по широте и долготе) за промежуток времени от 1992 по 2010 г. показано:

1) по 10 временным рядам в характерных районах, что последовательность средне-годовых значений имеет знакопеременный (в зависимости от района) тренд (табл. 2), последовательность среднемесячных значений характеризует специфику годового хода (среднее многолетнее значение) уровня в различных районах океана и позволяет оценить модуляционную составляющую межгодовой изменчивости (табл. 3), отличия в средних значениях и оценках СКО между районами свидетельствуют о пространственной неоднородности колебаний уровня.

2) Благодаря наличию в каждом из районов 15 тыс. отметок уровня в еженедельной пространственной реализации временная последовательность квантильных трасс значений уровня (рис. 7), оценки среднего значения вектора градиента $\vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t)$ и тензора СКО (табл. 5) свидетельствуют о существенной пространственно-временной изменчивости уровенной поверхности; ансамбль сечений поля $\zeta(\vec{r}, t)$ позволил оценить пространственные тренды как индикатор неоднородности поля и масштаб синоптической пространственной изменчивости уровня, обусловленной наличием вихрей открытого моря и меандр систем течений (рис. 6).

3) Необходимость дальнейшего анализа этого богатейшего по продолжительности и пространственной подробности массива данных более уточненными по сравнению с примитивными (экспресс) методами: естественными ортогональными функциями для уточнения характера пространственной неоднородности поля, ковариационного анализа районов поля $\zeta(\vec{r}, t)$ в квазиоднородном приближении, а также совместного анализа поля $\zeta(\vec{r}, t)$ с другими полями (температуры воды, атмосферного давления, скорости ветра).

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

Список литературы

- [1] Белоненко Т. В., Колдунов В. В., Старицын Д. К., Фукс В. Р., Шилов И. О. Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. СПб., 2009. 309 с.
- [2] Боков В. Н., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А., Смирнова А. И., Фукс В. Р. Годовая ритмика колебаний уровня Балтийского моря // Труды ГОИН. 2000. Вып. 207. С. 103—112.
- [3] Гусев А. К., Кох А. О., Рожков В. А. Колебания уровня Балтийского моря // Труды ГОИН. 2007. Вып. 210. С. 108—125.
- [4] Драган Я. П., Рожков В. А., Яворский И. Н. Методы вероятностного анализа ритмики океанологических процессов. Л.: Гимиз., 1987. 319 с.
- [5] Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. Т. 1. М.: Финансы и статистика, Т. 1. 1986; т. 2. 1987.
- [6] Колебания уровня в морях. Сб. статей. СПб.: РГГМУ, 2003. 143 с.
- [7] Рожков В. А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Прогресс-погода, 1996. 560 с.
- [8] Рожков В. А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб. Кн. 1. 2001. 340 с.; кн. 2. 2002. С. 343—780.

Санкт-Петербург

Поступило в редакцию
26 апреля 2011 г.