

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

© Г. А. ГРИГОРЬЕВА,^{*, 1} Ю. П. КЛЕВАНЦОВ,^{*, 2} В. А. РОЖКОВ,^{**, 3}
В. Н. СУХАЧЕВ^{*, **, 4}

* Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института,
Росгидромет

** Санкт-Петербургский государственный университет

E-mail: ^{1, 2, 4} spbsoi@rambler.ru

³ varozhk@gmail.com

Выполнен статистический анализ ансамбля векторных пространственно-временных полей градиента колебаний уровня по данным спутниковых альтиметрических измерений в северной части (5° ю. ш.—70° с. ш., 80° з. д.—20° в. д.) Атлантического океана с дискретностью 1 сут с 1993 по 2013 г. в узлах сетки с интервалом дискретности 0.25°. Показана пространственная неоднородность полей градиентов уровня, обусловленная системой течений и зонами дивергенции (конвергенции) океана, энергоактивными зонами взаимодействия океана и атмосферы, центрами действия атмосферы. Предложена интерпретация полей градиентов уровня в терминах вихревых структур скорости градиентных течений, характеризуемых дивергенцией и ротором векторного пространственно-временного поля. Оценены их средние значения, дисперсии и ковариационные функции.

Ключевые слова: векторы градиентов уровня, Атлантический океан, статистический анализ, пространственно-временные поля, градиентные течения, ротор, дивергенция.

В работе [4] рассмотрены колебания уровня в северной части Атлантического океана с позиций волн Россби и показано, что эти волны можно проследить через элементы пространственной неоднородности поля уровня океана (тип импульса, его образ, размеры, время жизни). Градиенты поля уровня $\nabla\zeta$ составляют несколько сантиметров на 100 км; векторное поле $\nabla\zeta$ имеет вихревую структуру; образ и параметры вихря медленно меняются во времени, их можно интерпретировать в терминах скорости градиентных течений.

Исходя из нелинейности уравнений геофизической гидродинамики [7, 9] дисперсионное соотношение $\omega = \omega(k)$ между частотой колебаний ω и волновым числом k должно быть заменено на полосу (ω, k) , в которой могут одновременно существовать волны и вихри.

В настоящей работе данные спутниковых альтиметрических измерений уровня океана использованы для изучения мезомасштабных вихрей исходя из физических предпосылок о взаимосвязи колебаний уровня ζ и скорости течений $\vec{V}$, в частности через градиент $\vec{\nabla}\zeta$ поля ζ .

Скалярному полю $\zeta(r)$ можно поставить в соответствие векторное поле [8] его градиента ($\nabla\zeta$ или $\text{grad}\zeta$)

$$\vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t) = \vec{i}\partial\zeta / \partial x + \vec{j}\partial\zeta / \partial y. \quad (1)$$

Оно интерпретируется как поле скорости градиентных течений [7, 14]

$$u = -gf^{-1} \frac{\partial\zeta}{\partial y}, \quad v = gf^{-1} \frac{\partial\zeta}{\partial x}, \quad (2)$$

где u и v — проекции скорости градиентных течений $\vec{V}$ (x — долгота λ , y — широта φ), g — ускорение силы тяжести, f — параметр Кориолиса.

Таблица 1

Значения параметра f в зависимости от широты φ°

φ°	0	10	20	30	40	50	60	70
f	0	253	499	729	937	1117	1263	1370

Исходя из того что $f = 2\omega \sin\varphi \cdot 10^7$, $\omega = 7.29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ [10], значения параметра f в зависимости от широты φ представлены в табл. 1. Согласно (2) и табл. 1, значение $|\vec{m}_{V\zeta}| \sim 1$ соответствует $|\vec{V}| \approx 10^{-2} \text{ см/с}$, или 10 м/сут.

В работе [14] подведены итоги анализа спутниковой информации о колебаниях уровня в Атлантическом и Тихом океанах за 16 лет (октябрь 1992—декабрь 2008 гг., дискретность 7 сут). Авторы [14] проанализировали более миллиона наблюдений за мезомасштабными вихрями (с пространственным масштабом порядка 100 км, средним временем жизни около 32 недель и средним расстоянием распространения около 550 км) и выделили из них 35 891 вихрь со временем жизни не менее 16 недель. Ими показано, что такие вихри наблюдаются во всем Мировом океане и обусловлены его бароклинной неустойчивостью. Вне тропической зоны ($20^\circ\text{S} — 20^\circ\text{N}$) о нелинейности этих мезомасштабных образований можно судить по отношению V/c , где V — геострофическая скорость вихря, c — скорость его перемещения. Если $V/c > 1$, то вихрь перемещает вместе с собой жидкость. Авторами показано, что в 48 % случаев $V/c > 5$ и в 21 % случаев $V/c > 10$.

Исходные данные и их характеристика. В данной работе использован массив данных (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>) об абсолютной динамической топографии уровня Атлантического океана, полученный на основе спутниковой альтиметрической информации с 01.01.1993 по 31.12.2013 г. с временной дискретностью 1 сут и пространственным разрешением 0.25° по широте и долготе. Выбранный район ограничен 5° ю. ш. и 70° с. ш., 80° з. д. и 20° в. д.; таким образом, размер массива составил 300 точек по широте и 440 точек по долготе в каждый из 7670 моментов времени.

Неоднородность колебаний уровня в этой области обусловлена

— системой течений, таких как Гольфстрим, Северо-Атлантическое, Северное пассатное, Межпассатное противотечение, Южное пассатное (районы 1—5 на рис. 1 в работе [4]);

— зонами дивергенции (конвергенции), такими как Северный полярный фронт, северная субтропическая конвергенция, северная тропическая конвергенция (районы 6—8, там же);

— энергоактивными зонами — Норвежской и Ньюфаундлендской (районы 9, 10, там же);

— центрами действия атмосферы — Исландский минимум и Азорский максимум атмосферного давления (районы 11, 12, там же).

На рис. 1 представлены временные ряды градиентов уровня в центральных точках районов 1, 3, 7. Вектор градиента пространственно-временного поля уровня, согласно (1), есть

$$\vec{\nabla}\zeta(\varphi, \lambda, t) = \begin{pmatrix} \frac{\partial\zeta}{\partial\varphi} \\ \frac{\partial\zeta}{\partial\lambda} \end{pmatrix}(\varphi, \lambda, t).$$

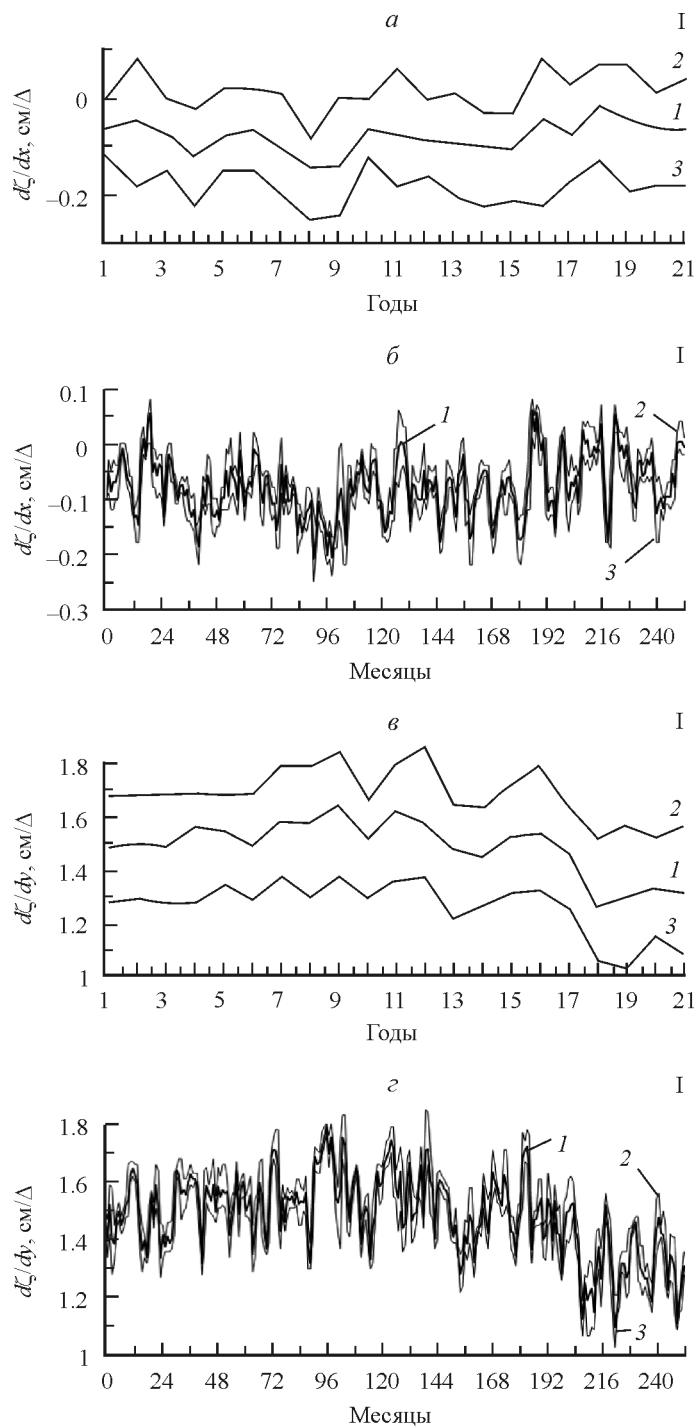


Рис. 1. Временные ряды колебаний проекций по долготе ($d\zeta/dx$) и по широте ($d\zeta/dy$) градиента уровня в центральных точках районов 1, 3, 7.

I, III, VII — нумерация районов (по [4]); среднегодовые значения (1) $d\zeta/dx$ (*a*, *б*, *в*), $d\zeta/dy$ (*г*, *ж*, *з*) и внутригодовые экстремумы (2, 3); среднемесячные значения (1) $d\zeta/dx$ (*б*, *г*, *ж*), $d\zeta/dy$ (*г*, *з*, *м*) и внутримесячные экстремумы (2, 3); Δ — шаг по сетке 0.25° .

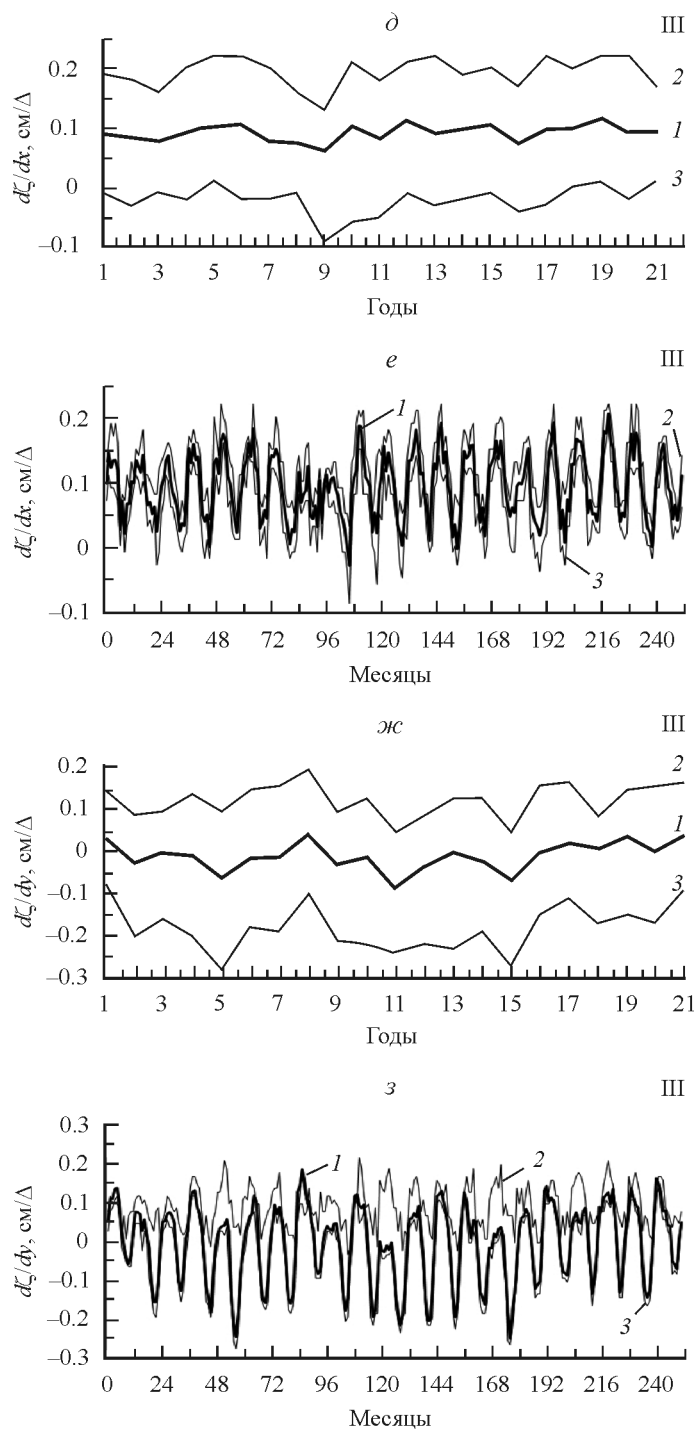


Рис. 1 (продолжение).

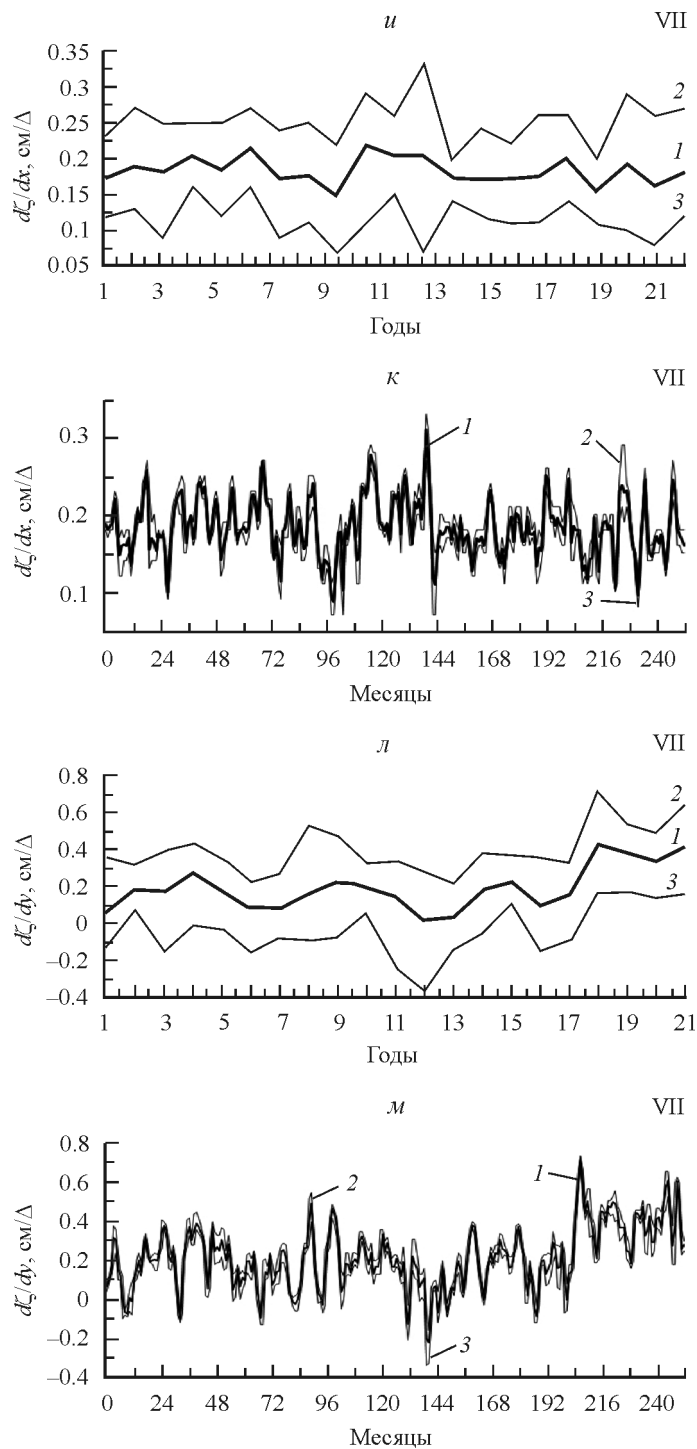


Рис. 1 (продолжение).

Таблица 2

Параметры изменчивости градиентов уровня по ежесуточным данным*

Районы (по [4])	Средние		Инварианты СКО					
	$ m $	arg	$\sqrt{I_1}$	$\sqrt{\lambda_1}$	$\sqrt{\lambda_2}$	α	$\sqrt{\chi}$	r
	см/Δ**	град.	см/Δ**			град.	—	—
1	1.49	357	0.16	0.15	0.04	345	0.3	0.1
2	0.68	334	0.13	0.12	0.04	3	0.4	0.2
3	0.09	96	0.11	0.11	0.04	23	0.3	1.2
4	0.08	99	0.17	0.15	0.06	343	0.4	2.4
5	0.16	50	0.19	0.19	0.03	360	0.2	1.2
6	0.43	4	0.15	0.15	0.02	352	0.2	0.3
7	0.27	43	0.17	0.16	0.04	357	0.2	0.6
8	0.43	8	0.33	0.33	0.05	3	0.2	0.8
9	1.02	349	0.25	0.25	0.02	348	0.1	0.2
10	1.47	23	0.16	0.16	0.04	18	0.3	0.1
11	0.48	351	0.14	0.14	0.02	360	0.1	0.3
12	0.27	25	0.12	0.11	0.05	353	0.5	0.4

Примечание. * По измерениям в центральной точке каждого района, **Δ — шаг по сетке измерений = 0.25°.

Внутри выделенных районов океана за оценку вектора градиента $\vec{\nabla}\zeta$ прием конечные разности

$$\frac{\partial \zeta}{\partial \varphi} \approx \frac{1}{\delta \varphi} (\zeta_{ij} - \zeta_{i-1,j}), \quad \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} \approx \frac{1}{\delta \lambda} (\zeta_{ij} - \zeta_{i,j-1}),$$

где $\zeta_{ij} = \zeta(\varphi_i, \lambda_j)$, $\delta \varphi \approx \delta \lambda = \delta = 1$.

На всех графиках отчетливо прослеживаются годовая ритмика, а также слабая межгодовая изменчивость среднегодовых значений без видимого тренда; более того, внутримесячная и внутригодовая изменчивость относительно мала по сравнению со среднемесячными и среднегодовыми значениями.

В табл. 2 приведены результаты статистического анализа выборочной совокупности 7670 векторов (количество суток за 21 год) значений $\vec{\nabla}\zeta$ в центральной точке для каждого из 12 районов. За статистические характеристики приняты вектор $\vec{m}_{\nabla}$ (с модулем $|\vec{m}_{\nabla}|$ и направлением φ°) среднего градиента уровня $\vec{\nabla}\zeta(\varphi, \lambda)$ и тензор СКО $\sqrt{D_{\nabla\zeta}}$ с инвариантами, характеризующими: $\sqrt{I_1^{(\nabla)}}$ — общее СКО векторов градиента уровня $\vec{\nabla}\zeta(\varphi, \lambda)$ в точке, α° — направление большой оси эллипса дисперсии, $\sqrt{\chi}$ — сплюснутость эллипса СКО, а также коэффициент изменчивости $r = \sqrt{I_1} / |\vec{m}|$.

Прежде всего отметим, что величины, приведенные в табл. 2, даны в условных единицах см/Δ (т. е. отношение приращения уровня $\delta\zeta$ в соседних узлах сетки к шагу сетки Δ). Согласно таблице 6.5 в работе [10], длина одного градуса дуги меридиана и параллели в километрах меняется в зависимости от

широты: по меридиану — от 110.6 на экваторе до 111.7 при $\varphi^\circ = 80^\circ$; по параллели — от 111.3 на экваторе до 19.4 при $\varphi^\circ = 80^\circ$.

В настоящей работе не ставится задача, которая решалась авторами [14]: оценить геострофическую скорость $\vec{V}$ и сопоставить ее с фазовой скоростью c . В работе [4] дана оценка скорости c по данным альтиметрических измерений уровня ζ с другими интервалами дискретности по времени и по пространству, которых не было у авторов работы [14]. Новизна этих данных состоит в возможности определить приращение уровня $\delta\zeta$ в узлах учащенной сеточной области $(\vec{r}, t)$ в сантиметрах, а перевод шага сетки в километрах и пересчет $\delta\zeta$ в скорость течений $\vec{V}$ графаретен (замена переменных). С учетом этого пояснения прокомментируем неоднородность поля градиентов уровня по данным табл. 2.

Из таблицы видно, что средний вектор градиента не превышает 1.5 см на шаг сетки, его модуль близок к 0 в большинстве районов (поскольку осреднение проводилось за все годы); линейный инвариант СКО $\sqrt{I_1}$ векторов $\vec{m}_\nabla$ имеет наибольшее значение в районе 8 (0.33 см) и наименьшее — в районе 3. Эллипс СКО сплюснут, его большая ось в 3—5 раз больше малой оси, направление большой оси эллипса α° , как правило, не совпадает с направлением φ° среднего вектора $\vec{m}_\nabla$. Коэффициент изменчивости r наибольший в районе 4 и составляет 2.4, наименьший — в районах 1 и 10 и равен 0.1.

Анализ векторных временных рядов. Поскольку нестационарность временных рядов на рис. 1 проявляется в виде годовой ритмики, для ее параметризации уместно использовать модель периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП), исключив предварительно аддитивную составляющую межгодовой изменчивости (АСМИ) — последовательность среднегодовых значений [1, 5, 6]. Основными вероятностными характеристиками ПКСП являются: математическое ожидание $m(t)$, характеризующее годовую ритмику; дисперсия $D(t)$, интерпретируемая как модуляционная составляющая межгодовой изменчивости; ковариационная функция $K(t, \tau)$ [11—13]. Для ПКСП математическое ожидание $m(t)$, дисперсия $D(t)$ и ковариационная функция $K(t, \tau)$ — периодические функции по аргументу t .

В терминах компонентного представления ПКСП

$$\vec{V}(t) = \sum_k \vec{\zeta}_k \exp(i\omega_k t), \quad (3)$$

где $\vec{\zeta}_k(t)$ — стационарный векторный случайный процесс с математическим ожиданием m_k , дисперсией D_k , ковариационной функцией $K_k(\tau)$, T — период коррелированности (год), t — время (месяц), $\omega_k = \frac{2\pi k}{T}$ — частота колебаний (обертон годовой гармоник). Коэффициенты m_k, D_k позволяют классифицировать колебания градиента уровня по характеру годовой ритмики и ее модуляции. Функция $K_k(\tau)$ позволяет охарактеризовать связность стохастических отклонений от регулярного годового хода.

На рис. 2 приведены графики статистических характеристик среднемесячных значений годовой ритмики векторных временных рядов $\vec{V} \equiv \vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t)$ в центральных точках районов в терминах величин, перечисленных в табл. 2.

Оценки $\vec{m}_{\vec{V}}^*(t)$ вектора математического ожидания градиента поля уровня получены по средним значениям за фиксированный месяц (t) , а оценки инвариантов тензора СКО $\sigma_{\vec{V}}^*(t)$ — по отклонениям ежедневных значений

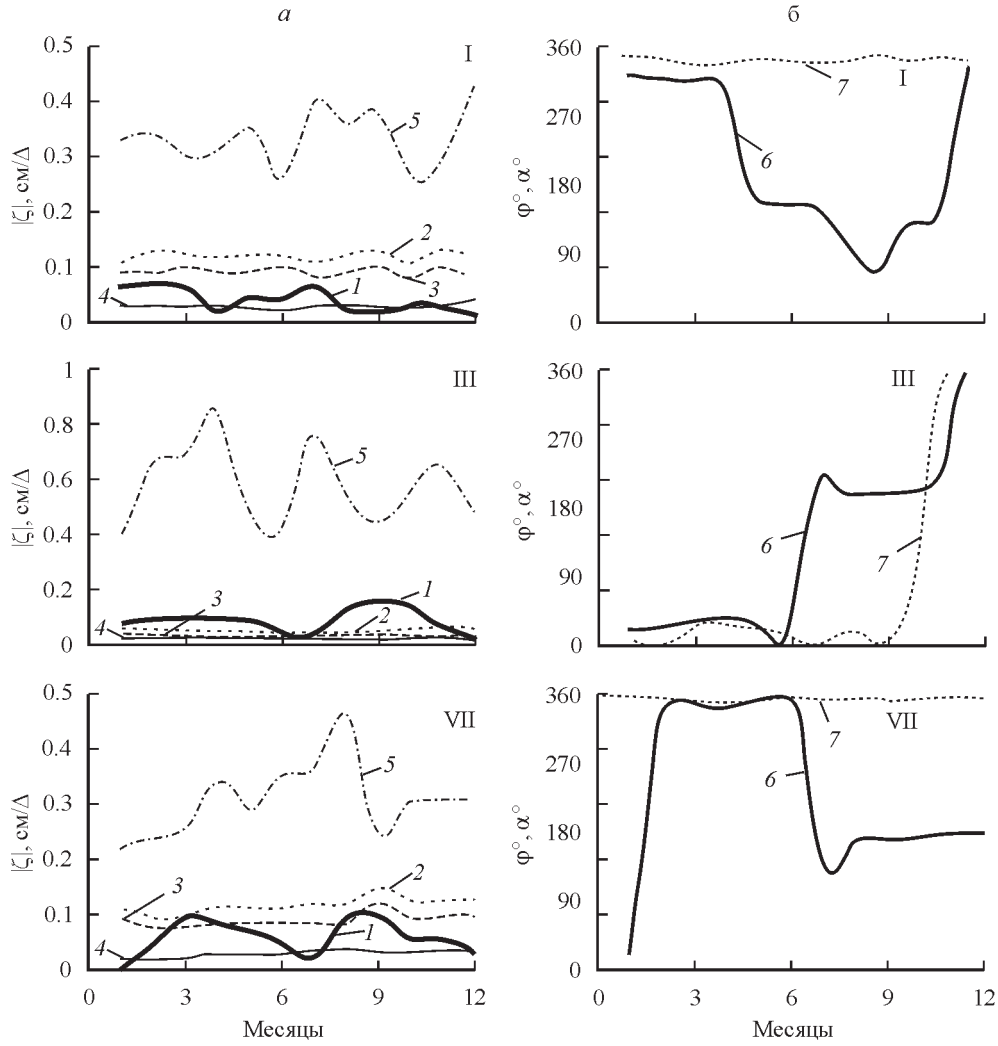


Рис. 2. Статистические характеристики (*а* — скалярные, *б* — угловые) среднемесячных значений векторных временных рядов в центральных точках районов 1, 3, 7 (по [4]).
I, III, VII — нумерация районов; 1 — модуль градиента $|m_{\nabla\zeta}|$, 2 — $\sqrt{I_1}$, 3 — $\sqrt{\lambda_1}$, 4 — $\sqrt{\lambda_2}$, 5 — $\sqrt{\chi}$,
6 — φ° , 7 — α° .

$\vec{V}(t)$ от $\vec{m}_V^*(t)$. Из рис. 2 видно, что годовая ритмика градиентов уровня хорошо выражена, но ее характеристики имеют специфику в каждом из районов. В работах [2, 3, 11] для параметрического описания годового хода векторных процессов $\vec{m}_V^*(t)$ используется его аппроксимация набором векторных гармоник $\vec{m}_k(t)$

$$\vec{m}_V^*(t) = \vec{m}_0 + \sum_k \vec{m}_k(t), \quad (4)$$

где $\vec{m}_0$ — постоянный вектор, $\vec{m}_k(t)$ — векторы с периодичностью T : год ($k = 1$), половина ($k = 2$), треть ($k = 3$) года и т. д. За период T конец векто-

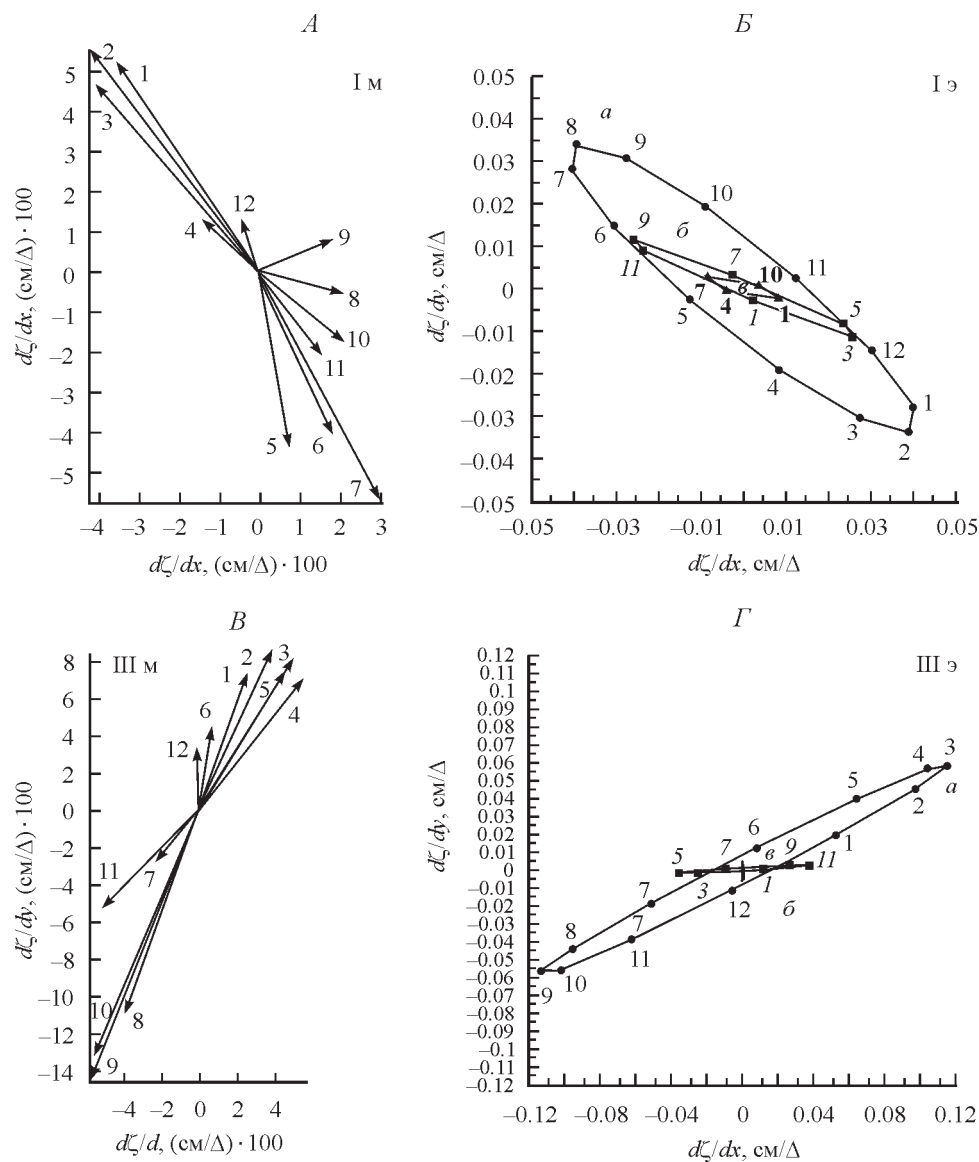


Рис. 3. Годовой ход векторов $\vec{m}_{\nabla\zeta}(t)$ для районов 1 (А, Б), 3 (В, Г), 7 (Д, Е) (по [4]) (м, месяцы) и векторные гармоники $\vec{m}_k(t)$ (э, эллипсы).

Цифры на рисунках означают месяцы: прямые — у годового эллипса (а), курсивные — у полугодового (б), жирные — у третьегодового (в). 100 — множитель для перевода истинных значений модуля векторов в целые числа.

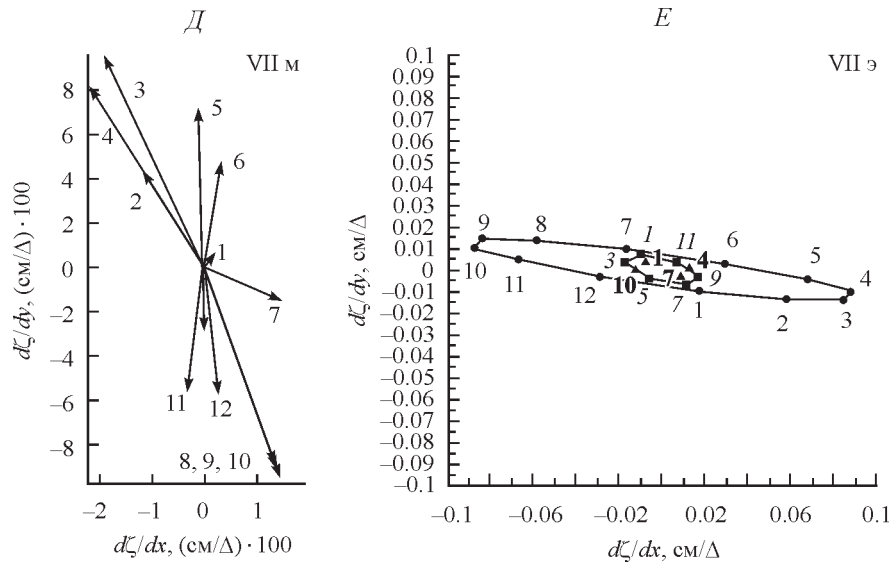


Рис. 3 (продолжение).

ра $\vec{m}_k(t)$ обходит эллипс с осями $\sqrt{L_k} = [\sin^2(\psi_y - \psi_x) / \beta_{1,2}^k]$ по или против часовой стрелки в зависимости от знака $\mathcal{G}_k(t_1, t_2) A_x A_y \sin[(t_2 - t_1) / T] \times \sin(\psi_x - \psi_y)$, где A_x, A_y, ψ_x, ψ_y — амплитуды и фазы разложения в ряд Фурье проекций вектора $\vec{m}_V^*(t)$ на координатные оси

$$\beta_{1,2}^{(k)} = 0.5 \{ A_x^{-2} + A_y^{-2} \pm [A_x^{-4} + A_y^{-4} + 2A_x^{-2} A_y^{-2} \cos(\psi_x - \psi_y)]^{0.5} A_x^{-2} A_y^{-2} \}.$$

Большая ось этого эллипса наклонена к оси ординат под углом

$$\alpha_k = 0.5 \arctg [-2A_x A_y \cos(\psi_x - \psi_y) / (A_y^2 - A_x^2)].$$

Итак, при суперпозиции двух взаимно перпендикулярных линейно-поляризованных гармонических колебаний возникают эллиптически-поляризованные колебания.

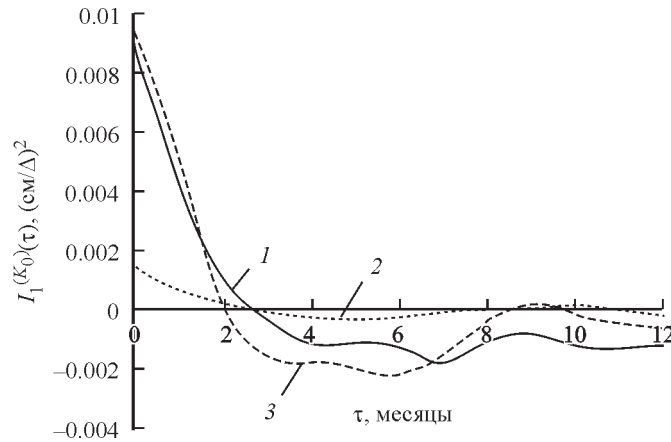
На рис. 3 представлен годовой ход $\vec{m}_{V\zeta}(t)$ для районов 1, 3, 7 и векторные гармоники $\vec{m}_k(t)$. Из рисунка видно, что, проведя кривую, соединяющую концы векторов $\vec{m}_{V\zeta}(t)$ по последовательности номеров месяцев, получим фигуру (из семейства Лиссажу), которая отличается от эллипса, но может быть представлена последовательностью векторных гармоник (4). Даже визуальное сопоставление образов годового хода $\vec{m}_{V\zeta}(t)$ для трех районов свидетельствует об их региональном отличии. На этом же рисунке представлены векторные гармоники в форме элементарных эллипсов гармоники с годовой цикличностью и ее обертонов. В табл. 3 приведены оценки величин L_k , α_k для модели (4) для трех районов. Основной вывод из этой таблицы состоит в том, что она дает в сжатой форме количественную характеристику годовой ритмики поля градиентов уровня океана и подчеркивает его неоднородность.

Вероятностная модель (3) векторного ПКСП предполагает использование для описания изменчивости годового цикла ковариационной тензор-

Таблица 3

Параметры векторных гармоник годового хода градиента уровня

Районы (по [4])	k	A_x	A_y	ψ_x°	ψ_y°	λ_1 , см/ Δ	λ_2 , см/ Δ	Знак	α°
I	1	0.041	0.034	12	214	0.060	0.012	+	140
	2	0.029	0.012	85	256	0.030	0.003	—	120
	3	0.009	0.003	336	194	0.008	0.002	+	110
III	1	0.012	0.060	63	71	0.014	0.001	—	60
	2	0.037	0.002	313	334	0.004	0.0005	+	85
	3	0.001	0.008	95	326	0.015	0.0001	+	178
VII	1	0.089	0.014	79	228	0.095	0.005	—	105
	2	0.017	0.007	232	2	0.018	0.001	—	125
	3	0.015	0.004	124	5	0.006	0.001	+	120

Рис. 4. Графики функции $I_1^{(K_0)}(\tau)$ для районов 1, 3, 7 (по [4]).

1 — район 1, 2 — район 3, 3 — район 7.

функции $K_k(\tau)$. Ограничимся линейным инвариантом $I_1^{(K_0)}(\tau)$ этой функции, характеризующей усредненные (за год) ковариационные связи между среднемесячными значениями временных рядов градиентов уровня. Графики $I_1^{(K_0)}(\tau)$ приведены на рис. 4. Из рисунка видно, что районы отличаются в основном дисперсией $I_1^{(K_0)}(0)$ и декрементом коррелограмм $I_1^{(K_0)}(\tau)$; во всех районах переход от положительных значений $I_1^{(K_0)}(\tau)$ к отрицательным происходит в марте, а переход от отрицательных к положительным — после сентября.

Градиент векторного поля. На рис. 5 приведены реализации пространственного векторного поля $\vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t)$ для районов 1 и 3 в фиксированный момент времени 1.01.1993 г. Для района 7 аналогичный рисунок опубликован в [4]. На всех рисунках хорошо прослеживаются вихревые структуры, соответствующие горбам и впадинам уровенной поверхности $\zeta(\vec{r}, t)$. Пространствен-

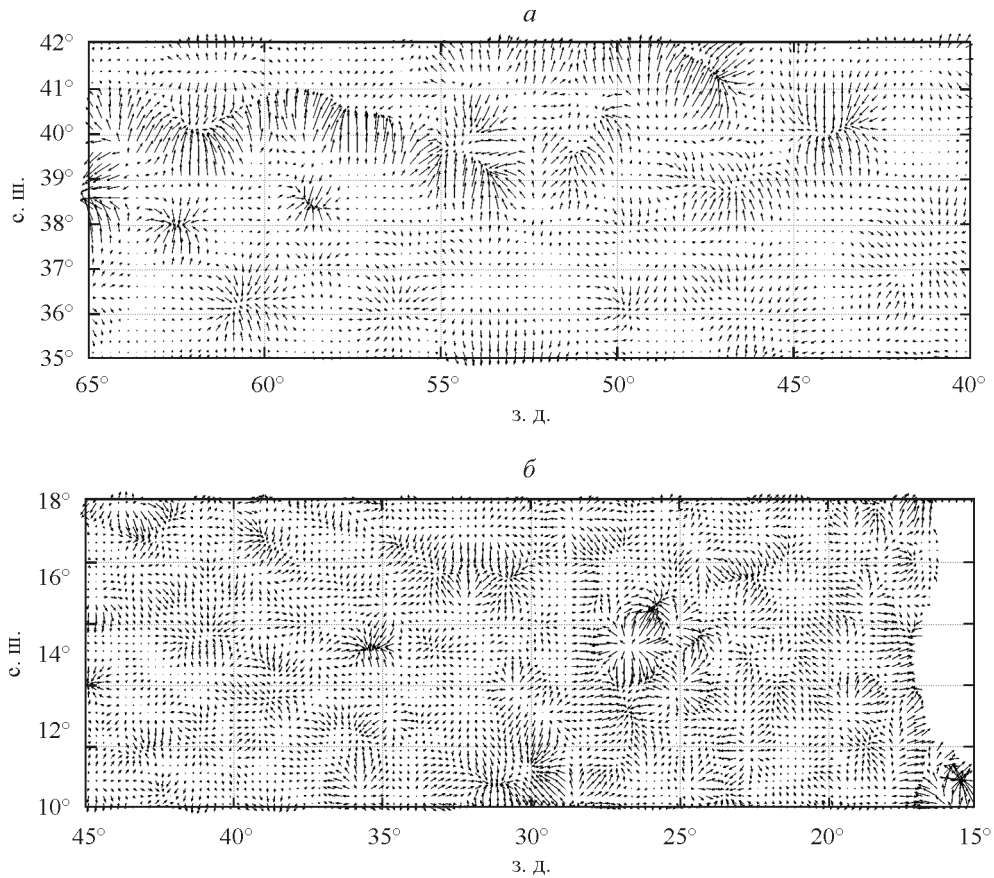


Рис. 5. Реализация пространственного векторного поля $\vec{\nabla} \zeta(\vec{r}, t)$ для районов 1 (а) и 3 (б) (по [4]) на 1.01.1993 г.

но-временной анализ скалярных полей уровня, выполненный в [4], базировался на хорошей опознаваемости этих структурных особенностей (чередование горбов и впадин, их размеры, время жизни). Для выполнения аналогичного анализа векторного поля $\vec{V}(\vec{r}, t) \equiv \vec{\nabla} \zeta(\vec{r}, t)$ необходимо использовать операцию градиента векторного поля

$$\text{Grad} \vec{V} = \partial V / \partial \vec{r} = \begin{pmatrix} \partial V_x / \partial x & \partial V_y / \partial x \\ \partial V_x / \partial y & \partial V_y / \partial y \end{pmatrix}. \quad (5)$$

В результате этой операции векторному полю $\vec{V}(\vec{r}, t)$ можно поставить в соответствие тензорное поле $\text{Grad} \vec{V}(\vec{r}, t)$, учитывающее специфику расположения вихревых структур поля $\vec{V}(\vec{r}, t)$. Тензор (5) имеет инварианты

$$I_1 = \text{div} \vec{V},$$

$$I_2 = (\partial V_x / \partial x)(\partial V_y / \partial y) - \frac{1}{4} (\partial V_x / \partial y + \partial V_y / \partial x)^2,$$

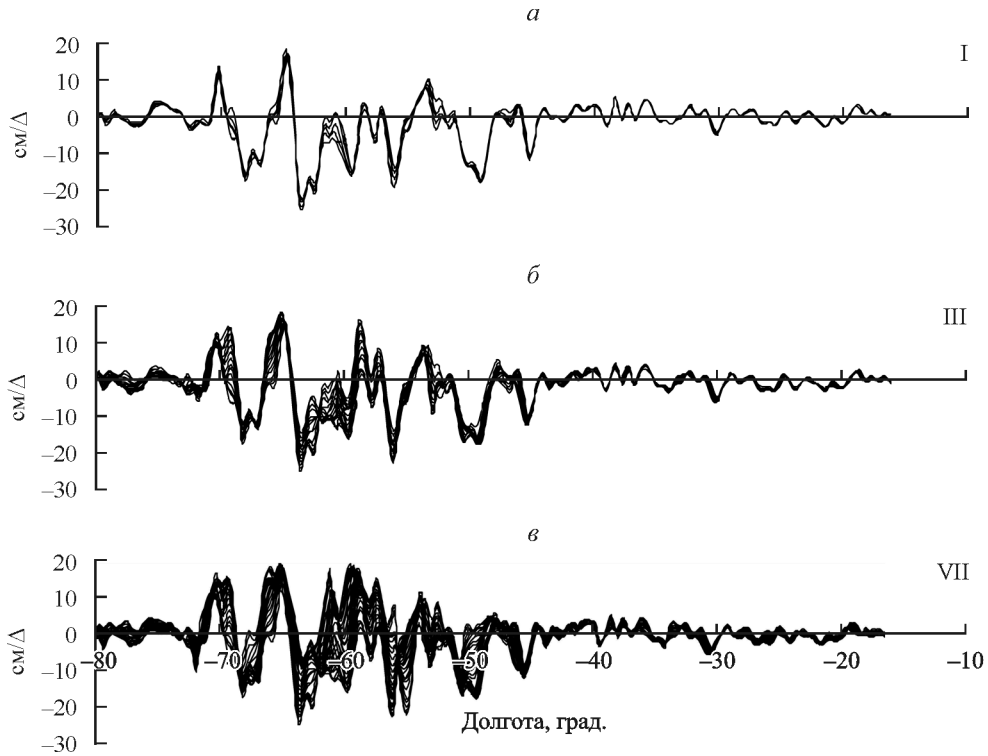


Рис. 6. Значения инварианта div в точках разреза $\vec{\nabla} \zeta(\vec{r}, t)$ вдоль 40° с. ш. с интервалом 1 сут для первых 5 (а), первых 15 (б) и первых 30 (в) сут 1993 г.

$$\Omega = \frac{1}{2} \text{rot}_z \vec{V},$$

где $div \vec{V} = \vec{\nabla} \cdot \vec{V}$, $rot \vec{V} = \vec{\nabla} \times \vec{V}$.

Симметричному тензору с инвариантами I_1, I_2 может быть поставлена в соответствие кривая второго порядка с главными осями $\lambda_{1,2}$, повернутыми на угол α° относительно исходной системы координат [1]

$$\lambda_{1,2} = 0.5 (I_1 \pm \sqrt{I_1^2 - 4I_2}),$$

$$\alpha = 0.5 \arctg = \frac{(\partial V_y / \partial x + \partial V_x / \partial y)}{(\partial V_x / \partial x - \partial V_y / \partial y)}.$$

На рис. 5 хорошо прослеживаются области сходимости (конвергенции) и расходимости (дивергенции) векторов, а также вращения векторов разного знака (направления) и интенсивности. Таким образом, пространственно-временной статистический анализ векторного поля $\vec{\nabla} \zeta(\vec{r}, t)$ с учетом его вихревой структуры может быть выполнен с помощью инвариантов div и rot .

Одним из первых шагов анализа является «опознаваемость» образа вихревой структуры. На рис. 6, 7 представлены значения инвариантов div и rot , вычисленные в точках пространственного разреза поля $\vec{\nabla} \zeta(\vec{r}, t)$ вдоль 40° с. ш.

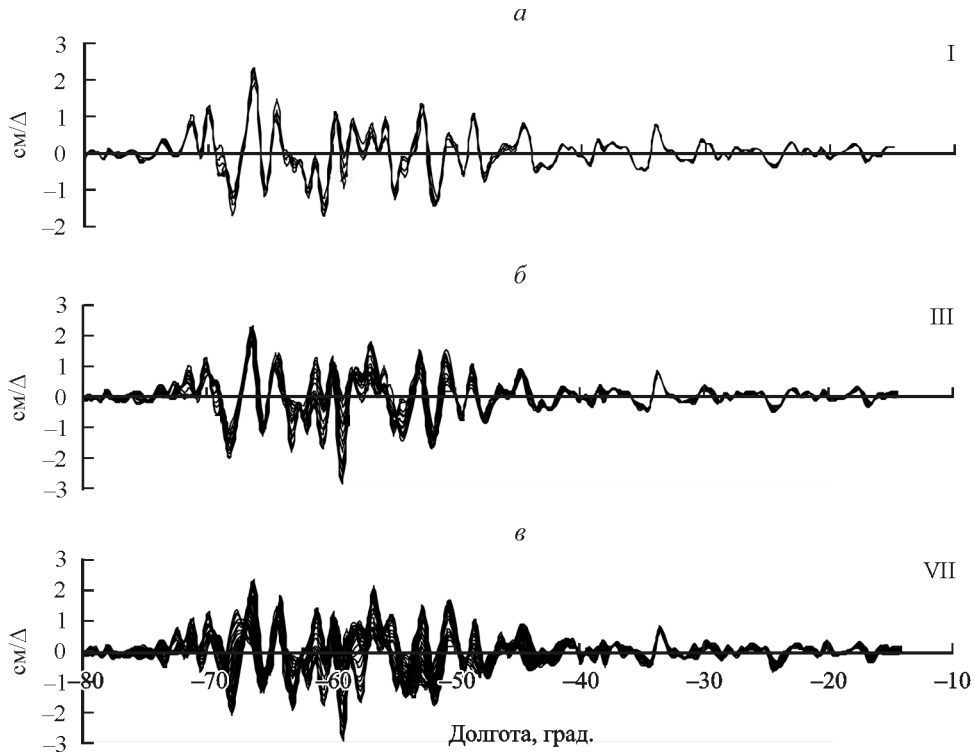


Рис. 7. Значения инварианта rot в точках разреза $\vec{V} \vec{\zeta}(\vec{r}, t)$ вдоль 40° с. ш. с интервалом 1 сут для первых 5 (а), первых 15 (б) и первых 30 (в) сут 1993 г.

с интервалом времени 5 сут. Из рисунка видно, что за месяц «образ» вихревой структуры медленно меняется, но основные черты прослеживаются. Отметим, что, сопоставив рис. 5 из [4] с этим рисунком, можно сделать вывод, что контуры образа колебаний уровня $\zeta(\vec{r}, t)$, выраженные в десятках сантиметров, прослеживаются четче и дольше, чем контуры вихревых структур $\vec{V} \vec{\zeta}(\vec{r}, t)$ и $Grad \vec{V}(\vec{r}, t)$, выраженные в сантиметрах на десятки километров (Δ) и прослеживаемые короче и хуже. Малость приращений $\zeta(\vec{r}, t)$ по пространству и по времени заставляет с осторожностью относиться к выводам об устойчивости вихревых структур.

Метод вероятностного анализа ансамбля векторных пространственно-временных полей градиента уровня океана. В общем случае нестационарное неоднородное поле $\vec{V}(\vec{r}, t) \equiv \vec{V} \vec{\zeta}(\vec{r}, t)$ имеет математическое ожидание $\vec{m}_{\vec{V}}(\vec{r}, t)$ и дисперсию $D_{\vec{V}}(\vec{r}, t)$, которые зависят от r и t , а ковариационная функция $K_{\vec{V}}(\vec{r}, t, \vec{r}', \tau)$ зависит еще и от пространственного сдвига $\vec{r}$ и временного сдвига τ . По виду пространственных сечений (рис. 6) поля вектора $\vec{V}(\vec{r}, t)$ и инвариантов тензора $Grad \vec{V}(\vec{r}, t)$ можно считать в первом приближении поле однородным (без тренда), а по виду временных рядов (рис. 1 и 8) они есть периодически коррелированный случайный процесс (ПКСР), допускающий стационарное приближение к ПКСР (рис. 4) в виде нулевого корреляционного компонента $I_1^{(K_0)}(\tau)$.

В этой работе ставится задача оценки скорости переноса мезомасштабных вихрей, идентифицируемых не только через скорость градиентного тече-

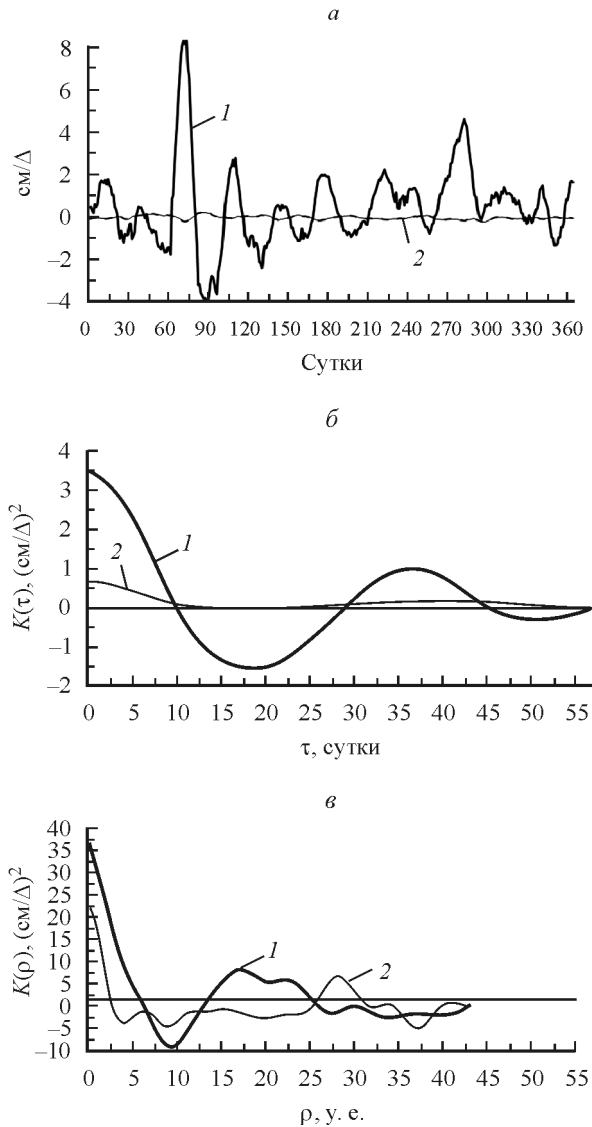


Рис. 8.

a — временной ход дивергенции (1) и ротора (2) в одной из точек векторного поля градиента уровня вдоль 40° с. ш. с 1.01 по 31.12.1993 г.; $б$ — оценки ковариационной функции $K(\tau)$ дивергенции (1) и ротора (2, $K(\tau) \cdot 100$) для кривых (a); $в$ — оценки ковариационной функции $K(\rho)$ пространственных сечений дивергенции (1, для кривой на рис. 6, a) и ротора (2, для кривой на рис. 7, a , $K(\rho) \cdot 100$).

ния $\vec{V}$, но и через инварианты div и rot тензора $Grad\vec{V}$. Воспользуемся для решения этой задачи «антенным методом» как в векторном, так и в скалярном вариантах. Этот метод по экстремумам ковариационной функции $K(\rho, \tau)$, вычисленной по ансамблю реализаций сечений поля в заданном направлении со сдвигом ρ по пространству и сдвигом τ по времени, позволяет определить приход «сигнала» из одной точки в другую через определенный промежуток времени. В работе [4] было взято направление по долготе на фиксированной

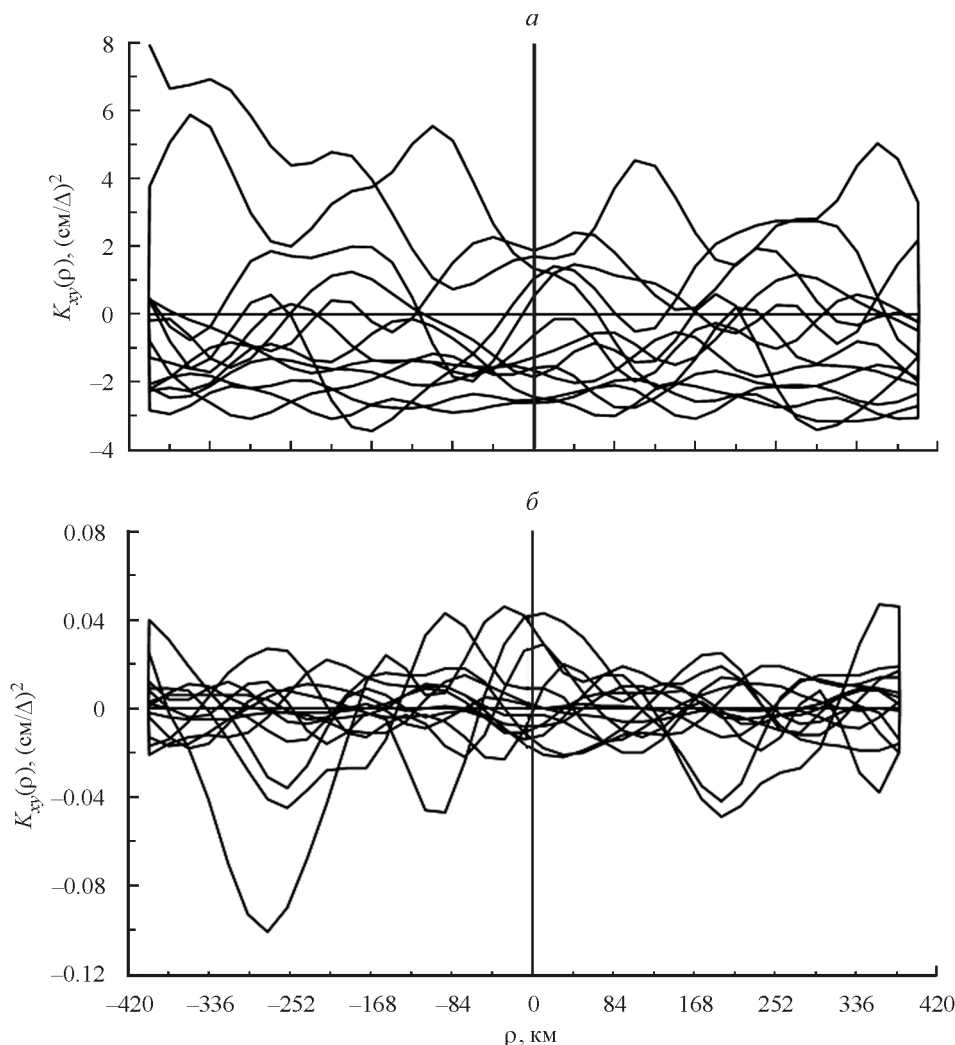


Рис. 9. Взаимные ковариационные функции ежедневных сечений дивергенции (а) и ротора (б) градиента уровня вдоль 40° с. ш. на первые 13 дней января 1993 г.; $\Delta\tau = 1$ сут.

широте (40° с. ш.) для интерпретации колебаний уровня как волн Россби; «сигнал» на этой широте был ярко выражен из-за резких перепадов уровня, система коррелограмм $K(\rho, \tau)$, представленная на рис. 9 в [4], позволила сделать вывод, что за 10 сут максимум сместился на запад на 52 км со скоростью 3.6 см/с. Теоретически скорость распространения волн Россби на этой широте равна 5 см/с [14].

На рис. 9 приведена аналогичная система коррелограмм $K(\rho, \tau)$ для div и rot тензора $Grad\vec{V}$ в том же направлении, на той же широте и за тот же промежуток времени; но из-за слабости «сигнала» делать категоричные выводы о скорости распространения вихревых структур нецелесообразно.

Не умаляя достоинства этого метода анализа данных в векторном варианте, отметим, что в различных районах Атлантического океана (от 1-го до 12-го) направление антенны нужно задавать в соответствии с генеральным

переносом вод. Более того, для векторного поля $\vec{V}(\vec{r}, t) \equiv \vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t)$ следует использовать линейный инвариант I_1 и индикатор вращения ϑ взаимного ковариационного тензора $K(\rho, \tau)$, интерпретация которых [1] отличается от инвариантов div и rot тензора $Grad\vec{V}$. Такая задача в настоящей работе не ставилась, но будет решаться в дальнейшем.

Заключение и выводы. Создание архива данных об абсолютной динамической топографии уровня Атлантического океана на основе спутниковой альтиметрической информации с 1.01.1993 по 31.12.2013 г. с временной дискретностью 1 сут и пространственным разрешением 0.25° по широте и долготе (<http://www.aviso.altimetry.fr/duacs/>) позволило уточнить неизвестные ранее закономерности динамической океанологии [9, 14], в частности о взаимосвязи волн Россби и вихрей открытого океана.

В работе уточнено соответствие между вероятностными характеристиками измеренного скалярного поля уровня $\zeta(\vec{r}, t)$ и вычисленного векторного поля градиента уровня $\vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t)$. Основное внимание уделено параметризации призначного пространства $\vec{V} \equiv \vec{\nabla}\zeta$ и его неоднородности $Grad\vec{V}$ с учетом того, что тензор (5) характеризуется инвариантами div и rot .

1. Размах колебаний уровня в Атлантическом океане составляет десятки сантиметров, размах градиента уровня — сантиметры на шаг сетки 0.25° .

2. Векторное поле $\vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t)$ имеет вид вихревых структур (рис. 5), размер которых, характеризуемый радиусом корреляции (положением первого нуля ковариационной функции пространственного сечения), составляет десятки километров.

3. Временным рядам $\vec{\nabla}\zeta(\vec{r}, t)$ присуща годовая ритмика, описываемая моделью периодически коррелированного случайного процесса (ПКСР); годовой ход среднемесячных значений $\vec{m}_{\vec{r}}(t)$ имеет вид сложной векторной кривой (рис. 3 (м)), аппроксимируемой набором векторных гармоник (4) (рис. 3 (э)).

4. Средняя продолжительность жизни вихревых структур, характеризуемая радиусом корреляции линейного инварианта нулевого корреляционного компонента $I_1^{(K_0)}(\tau)$, согласно рис. 4, равна 2—3 мес.

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ № 8.37.140.2014.

Список литературы

- [1] Бельшев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
- [2] Боков В. Н., Бухановский А. В., Иванов Н. Е., Рожков В. А. Пространственно-временная изменчивость поля ветра в умеренных широтах Северного полушария // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37, № 2. С. 170—181.
- [3] Боков В. Н., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Оценки межгодовой изменчивости скорости ветра над морем // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1993. Т. 29, № 2. С. 253—259.
- [4] Григорьева Г. А., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А., Сухачев В. Н. Пространственно-временная изменчивость колебаний уровня Атлантического океана // Изв. РГО. 2015. Т. 147, вып. 4. С. 8—24.
- [5] Клеванцов Ю. П., Колдунов В. В., Рожков В. А., Смирнов К. Г. Пространственно-временной ковариационный анализ колебаний уровня Тихого океана // Изв. РГО. 2012. Т. 144, вып. 1. С. 39—50.

- [6] Колдунов В. В., Рожков В. А., Смирнов К. Г. Экспресс-анализ пространственно-временной изменчивости колебаний уровня Тихого океана // Изв. РГО. 2011. Т. 143, вып. 5. С. 15—26.
- [7] Ле Блон П., Майсек Л. Волны в океане. М.: Мир, 1981. Т. 1. 478 с.; т. 2. 328 с.
- [8] Левин В. И. Методы математической физики. М.: ГУПИ, 1956. 243 с.
- [9] Монин А. С. Гидродинамика атмосферы, океана и земных недр. СПб.: Гидрометеоздат, 1999. 524 с.
- [10] Океанографические таблицы. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 477 с.
- [11] Рожков В. А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Прогресс-погода, 1996. 560 с.
- [12] Рожков В. А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. Кн. 1. С. 1—340; 2002. Кн. 2. С. 343—780.
- [13] Рожков В. А. и др. Методы и средства статистической обработки и анализа информации об обстановке в Мировом океане на примере гидрометеорологии. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2009. 416 с.
- [14] Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Progress in oceanography. 2011. Vol. 91. P. 167—216.

Поступило в редакцию
8 сентября 2015 г.

Mesoscale eddies in the Northern part of the Atlantic Ocean

© G. A. Grigorieva,^{*,1} Yu. P. Klevantsov,^{*,2} V. A. Rozhkov,^{**,3} V. N. Sukhachev^{*,**,4}

* Saint-Petersburg Branch of the State Oceanographic Institute, Roshydromet

** Saint-Petersburg State University

E-mail: ^{1,2,4} spbsoi@rambler.ru

³ varozhk@gmail.com

The statistical analysis of the ensemble of vector space-time fields of sea level fluctuation gradients by the data of satellite altimeter measurements in the north part of Atlantic Ocean (5°S—70°N and 20°E—80°W) with discreteness of 1 day (1993—2013 years) in the grid points with discreteness interval 0.25° was completed. The space inhomogeneity of sea level gradient fields was shown which is driven by the system of currents and ocean divergence (convergence) zones, energy-active zones of ocean-atmosphere interaction and centre of atmospheric action. The interpretation of level gradient fields in terms of eddy structures of gradient current velocity was offered; these structures are characterized by the rotor and divergence of vector time-space fields. Their averages, variances and covariance functions were estimated.

Key words: level gradient vectors, Atlantic Ocean, statistical analysis, space-time fields, gradient currents, rotor, divergence.

References

- [1] Belyshev A. P., Klevancov Yu. P., Rozhkov V. A. Veroyatnostnyj analiz morskikh techenij. L.: Gidrometeoizdat, 1983. 264 s.
- [2] Bokov V. N., Bukhanovskij A. V., Ivanov N. E., Rozhkov V. A. Prostranstvenno-vremennaja izmenchivost' polja vetra v umerennykh shiroтах Severnogo polushariya // Izv. AN. Fizika atmosfery i okeana. 2001. T. 37, N 2. S. 170—181.

- [3] Bokov V. N., Klevancov Yu. P., Rozhkov V. A. Ocenki mezhhodovoj izmenchivosti skorosti vetra nad morem // *Izv. AN. Fizika atmosfery i okeana*. 1993. T. 29, N 2. S. 253—259.
- [4] Grigor'eva G. A., Klevancov Yu. P., Rozhkov V. A., Sukhachev V. N. Prostranstvenno-vremennaja izmenchivost' kolebanij urovnya Atlanticheskogo okeana // *Izv. RGO*. 2015. T. 147, vyp. 4. S. 8—24.
- [5] Klevancov Yu. P., Koldunov V. V., Rozhkov V. A., Smirnov K. G. Prostranstvenno-vremennoj kovariacionnyj analiz kolebanij urovnya Tixogo okeana // *Izv. RGO*. 2012. T. 144, vyp. 1. S. 39—50.
- [6] Koldunov V. V., Rozhkov V. A., Smirnov K. G. E'kspress-analiz prostranstvenno-vremennoj izmenchivosti kolebanij urovnya Tixogo okeana // *Izv. RGO*. 2012. T. 143, vyp. 5. S. 15—26.
- [7] Le Blon P., Majsek L. Volny v okeane. M.: Mir, 1981. T. 1. 478 s.; t. 2. 328 s.
- [8] Levin V. I. Metody matematicheskoj fiziki. M.: GUPI, 1956. 243 s.
- [9] Monin A. S. Gidrodinamika atmosfery, okeana i zemnyx neдр. SPb.: Gidrometeoizdat, 1999. 524 s.
- [10] Okeanograficheskie tablicy. L.: Gidrometeoizdat, 1975. 477 s.
- [11] Rozhkov V. A. Teorija verojatnostej sluchajnyx soбыtij, velichin i funkcij s gidrometeorologicheskimi primerami. SPb.: Progress-pogoda, 1996. 560 s.
- [12] Rozhkov V. A. Teorija i metody statisticheskogo ocenivanija verojatnostnyx harakteristik sluchajnyx velichin i funkcij s gidrometeorologicheskimi primerami. SPb.: Gidrometeoizdat, 2001. Kn. 1. S. 1—340; 2002. Kn. 2. S. 343—780.
- [13] Rozhkov V. A. i dr. Metody i sredstva statisticheskoj obrabotki i analiza informacii ob obstanovke v Mirovom okeane na primere gidrometeorologii. Obninsk, VNIIGMI-MCD, 2009. 416 s.
- [14] Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear meso-scale eddies // *Progress in oceanography*. 2011. Vol. 91. P. 167—216.

Иzv. PГО. 2015. Т. 147, вып. 6

ГИДРОТЕРМОКАРСТ КАК РУДОЛОКАЛИЗУЮЩИЙ ФАКТОР

© Ю. С. ЛЯХНИЦКИЙ

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
(ФГУП «ВСЕГЕИ») им. А. П. Карпинского
E-mail: Yuri_Lyahnitsky@vsegei.ru

Гидротермокарст — процесс образования и заполнения полостей термальными восходящими растворами — имеет большое значение для формирования месторождений свинца, цинка, ртути, сурьмы, флюорита, целестина и некоторых других полезных ископаемых. Необходимо своевременно определять карстовую природу оруденения этого типа, так как оно имеет специфические критерии локализации, в том числе гидродинамическим фактором.

Ключевые слова: гидротермокарст, морфологическая зональность, локализация оруденения.

Гидротермокарст — специфический гидротермальный процесс образования полостей в горных породах и отложения в них различных минералов, в том числе и рудных. По сути это эндогенный карст, который генерируется