

Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 484—509.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(80):484—509.

ОКЕАНОЛОГИЯ. ОБЗОР

Научная статья

УДК 551.465

doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-484-509

Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 2. Теоретические оценки

Игорь Львович Башмачников^{1, 2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия,
igorb1969@mail.ru

² Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию
им. Нансена, Санкт-Петербург, Россия

Аннотация. В статье приводится обзор теоретических оценок интенсивности проявлений внутритермоклинных вихрей на поверхности океана. Интенсивность сигнала на поверхности океана подповерхностного вихря с глубоким ядром зависит от характеристик ядра вихря (потенциальной завихренности и отношения радиуса к глубине залегания ядра) и от условий окружающей среды (отношения параметра Кориолиса к стратификации вод над вихрем и скорости фонового течения). Показано, что теория хорошо описывает зональную и сезонную изменчивость аномалий уровня моря вихрей средиземноморских вод в Атлантике (медди). При этом интенсивность сигнала может эпизодически существенно отличаться от теоретического в периоды взаимодействия с другими вихрями или струйными течениями.

Ключевые слова: подповерхностные мезомасштабные вихри, проявления на поверхности океана, аномалии уровня моря, стратификация, средние течения.

Благодарности: Автор выражает благодарность за финансовую поддержку Российскому научному фонду (РНФ, грант № 25-17-00021).

Для цитирования: Башмачников И. Л. Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 2. Теоретические оценки // Гидрометеорология и экология. 2025. № 80. С. 484—509. doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-484-509.

Original article

The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies.**Part 2: Theory****Igor L. Bashmachnikov^{1, 2}**¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, igorb1969@mail.ru² Nansen International Environmental and Remote Sensing Center, St. Petersburg, Russia Place of work

Summary. Theoretical advances in investigation of dynamic manifestations of subsurface eddies on the sea surface are described. The Mediterranean water eddies in the Atlantic (meddies) are taken as an example, but the results are applicable to other mesoscale eddies with deep cores. The results showed that the intensity of meddy surface signals depends on the meddy characteristics (the potential vorticity anomaly of meddy cores and the ratio of the core radius to core depth) and on the background conditions (the ratio of the Coriolis parameter to the mean water stratification above the meddy and the velocity of the background current). It is shown that only meddies with dynamic radii over 15—20 km can be detected using AVISO altimetry observations. Naturally, for eddies with shallower cores, the critical radius is smaller.

The meridional change in the f/N ratio in the study area determines the overall 6-fold north-to-south decrease in the relative vorticity of the meddy sea-surface signals, which goes together with a simultaneous increase in its radius relative to the radius of the generating meddy. These dependencies are nonlinear. Thus, changes with latitude of the radii of meddy sea-surface signals are the most distinct for small meddies. The Seasonal variability in the intensity of meddy sea-surface signals is linked seasonal variability of the upper ocean stratification. Comparison of the theoretical and observed meddy signals allows, in particular, identifying episodes of partial disintegration of merger or meddy cores.

A comparison with observations has shown that the meddy sea-surface signal may significantly deviate from the theoretical values during episodes of interaction with other dynamic structures (jet streams, surface eddies) or topography. Trapping of the kinetic energy of the mean currents over meddies was a likely reason for the observed western intensification of sea-surface signals of meddies.

Keywords: subsurface mesoscale eddies, manifestations on the sea surface, sea level anomalies, stratification, mean currents.

Acknowledgments: The author expresses gratitude for the financial support of the Russian Science Foundation (RSF, grant No. 25-17-00021).

For citation: Bashmachnikov I. L. The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies. Part 2: Theory. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(80):(484—509). doi: 10.33933/2713-3001-2025-80-484-509. (In Russ.).

1. Введение

Обнаружение сигналов подповерхностных вихрей с глубоким ядром на поверхности моря открывает принципиальную возможность использования массовых спутниковых наблюдений для исследования динамики подповерхностных вихрей. В первой части работы [1] было показано, что даже вихри с ядром на глубинах порядка 1000 м, такие как медди, могут формировать динамический сигнал на поверхности моря, сравнимый по интенсивности с динамическим

проявлениями поверхностных вихрей. Наблюдавшиеся аномалии уровня моря над медди часто превышали 10 см при динамическом радиусе, сравнимом с динамическим радиусом медди (15—50 км), и были хорошо различимы в данных спутниковой альтиметрии. Было показано, что поверхностный сигнал медди формируется как отдельный вихрь в верхнем слое океана, взаимодействующий с медди. Подобные связанные друг с другом вихри с ядрами, разнесенными по вертикали, осуществляют совместное вращение вокруг общего центра или выстраиваются друг над другом в единую вертикальную структуру [2, 3, 4, 5].

Численное исследование уравнения квазигеострофической потенциальной завихренности [6] показало, что распределение плотности на поверхности моря влияет на динамику верхнего слоя океана, причем это влияние экспоненциально убывает с глубиной. Глубина проникновения сигнала зависит от стратификации и горизонтального размера поверхностной неоднородности. Для мезомасштабных неоднородностей плотности во внеполярных районах оно прослеживается до глубин 500—1000 м. В свою очередь, наблюдаемые внутри океана аномалии потенциальной завихренности могут привносить до 30 % в изменчивость динамических характеристик на поверхности моря и при достаточной интенсивности таких аномалий их возможно регистрировать по спутниковым данным. Интенсивность их проявления на поверхности моря также зависит от радиуса неоднородности внутри океана и стратификации водной толщи [7].

В этой статье приведены теоретические оценки величины формируемых аномалий уровня моря над медди и проведено их сравнение с данными наблюдений. Результаты можно распространить на другие типы вихрей с глубоким ядром.

2. Поверхностный след вихря с глубоким ядром в трехслойном океане

Медди практически всегда движутся относительно верхнего слоя над ними как вследствие изменчивости скорости фоновых течений с глубиной, так и в связи с наличием собственной скорости движения медди [8]. Собственное движение медди позволяет им перемещаться относительно верхнего слоя даже в неподвижной среде, а также может приводить к перемещению медди против слабого фонового течения [9; 10, 11].

Движение медди относительно верхнего слоя вызывает сжатие колонок набегающей жидкости над медди, аналогичное взаимодействию подводной горы с набегающим потоком (см., например, [12, 13]). Для трехслойного океана (слой 1 — над ядром медди, слой 2 — ядро медди и слой 3 — под ядром медди) легко оценить относительную завихренность над фронтальной частью ядра через закон сохранения потенциальной завихренности однородного верхнего слоя моря как:

$\Delta q = \frac{f + \omega_0}{\tilde{H} - \Delta H} - \frac{f}{\tilde{H}} = 0$. Отсюда можно оценить генерируемую над медди относительную завихренность:

$$\omega_0 = -\frac{\Delta H}{\tilde{H}} f, \quad (1)$$

где ΔH — разность глубины изопикны над центральной областью ядра медди и средней глубины этой же изопикны вне медди, $\tilde{H}$ — средняя толщина верхнего слоя океана, f — параметр Кориолиса.

Согласно выражению (1), над фронтальной частью медди в верхнем слое океана будет генерироваться антициклон, связанный с медди, который и формирует аномалию уровня моря над медди (рис. 1). Это согласуется с наблюдениями сдвига оси антициклона в верхнем слое океана относительно центра медди (см. рис. 3 статьи [1]), а также с преимущественным расположением поверхностного сигнала на переднем фронте движущихся на запад против фонового среднего переноса в верхнем слое океана медди [14]. В рассматриваемой трехслойной модели возникающий в процессе геострофического приспособления баланс достигается за счет подъема поверхности моря над формирующимся в верхнем слое антициклоном.

Аномалию уровня моря можно оценить, комбинируя формулу геострофического баланса в полярных координатах и выражение (1):

$$\zeta \sim -\frac{f R_0^2 \omega_0}{4g} \sim \frac{f^2 R_0^2 \Delta H}{4g \tilde{H}}, \quad (2)$$

где g — ускорение силы тяжести, R_0 — радиус поверхностного сигнала медди.

По данным наблюдений максимальная величина подъема изопикны над медди $\Delta H \sim 50$ — 100 м. Характерная глубина этой изопикны в окружающем медди

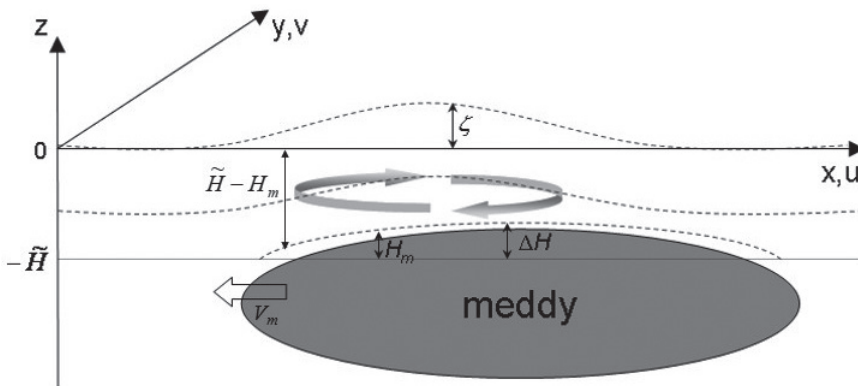


Рис. 1. Схематичное изображение процесса формирования поверхностного сигнала над движущимся медди.

V_m — скорость движения медди относительно верхнего слоя океана, $\tilde{H}$ — средняя глубина изопикны, огибающей ядро медди сверху, H_m и ΔH — локальное и максимальное вертикальные смещения этой изопикны, ζ — аномалия уровня моря над медди.

Fig. 1. Schematic representation of generation of the surface signal above a moving meddy.

V_m is the mean meddy velocity relative to the upper ocean, $\tilde{H}$ is the average depth of an isopycnal wrapping the meddy from above, H_m and ΔH are the local and maximum vertical displacement of this isopycnal, ζ is the sea level anomaly above the meddy.

океане ($\tilde{H}$), как правило, на 200 м меньше положения центра ядра медди (H) [9, 10, 11]. При характерных значениях $H = 900$ м [1] примем $\tilde{H} = 700$ м. Тогда, согласно выражению (1), относительная завихренность ранее неподвижного верхнего слоя ω_0 составит от $-0,07f$ до $-0,14f$, что составляет 20—40 % характерной максимальной завихренности ядра медди (ω_m). Это неплохо соответствует данным наблюдений [1]. При $f = 8 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ и динамическом радиусе поверхностного сигнала медди $R_0 = 50$ км теоретическая средняя оценка максимальной азимутальной скорости течения на поверхности моря $v_{\theta m} \sim \frac{\omega_0 R_0}{4} = 7 - 15 \text{ см с}^{-1}$ имеет тот же порядок величин, что и в данных наблюдений [1]. Тогда, согласно выражению (2), при $R_0 = 50$ км получим $\zeta = 3-6$ см, а при $R_0 = 70$ км получим $\zeta = 6-12$ см. Сигналы таких медди на поверхности моря превосходят погрешность альтиметрических измерений в 2 см, что подтверждается наблюдениями поверхностных сигналов многих медди по данным спутниковой альтиметрии [1, 15].

3. Поверхностный след точечного вихря с глубоким ядром в непрерывно стратифицированном океане

Приводимые выше теоретические оценки подразумевают однородность верхнего слоя океана, что в условиях сильно стратифицированного верхнего 1000 метрового слоя тропической и субтропической Атлантики является сильным упрощением. Для стратифицированного океана изменение потенциальной завихренности верхнего слоя является функцией частоты плавучести ($N^2 = -\frac{g}{\bar{\rho}} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, где ρ — плотность воды, а $\bar{\rho}$ — ее среднее значение), а потенциальную завихренность удобно записать по Эртелю как:

$$q = -\frac{N^2}{g}(f + \omega). \quad (3)$$

Сигнал в стратифицированной среде ослабевает с удалением от области форсинга у верхней границы ядра медди и на поверхности моря может оказаться ниже уровня шума данных спутниковой альтиметрии.

Рассмотрим точечный вихрь, потенциальная завихренность которого внутри ядра остается неизменной. Для вывода теоретического выражения интенсивности сигнала медди на поверхности моря рассмотрим случай, когда поверхностный сигнал над медди уже сформировался, т.е. оценим проявление сигнала, полностью развившегося в верхнем слое океана и экранирующего медди от набегающего потока. Также предположим, что медди движется прямолинейно и равномерно относительно верхнего слоя, а сам верхний слой изначально характеризуется нулевой аномалией потенциальной завихренности. Используя квазигеострофическое приближение, а также принимая приближение f -плоскости и полагая в верхнем слое океана значение $N = \text{const}$, запишем выражение для постоянной

аномалии потенциальной завихренности в ядре медди ($\tilde{q}_m$) относительно окружающего фона:

$$\tilde{q}_m = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \psi, \quad (4)$$

где ψ — функция тока циркуляции, индуцированной над ядром медди.

Подъем уровня моря над медди вычисляем, полагая, что возмущение давления на поверхности моря определяется подъемом изопикны, совпадающей со свободной поверхностью. После ряда преобразований функцию тока можно выразить через известные значения $\tilde{q}_m$, динамического радиуса медди R_m , глубины ядра медди H и параметра f/N [16]. Выразим подъем уровня моря над медди ζ через

решение уравнения (4) для функции тока на поверхности моря как: $\zeta = \frac{f}{g} \psi$ [16].

Пиковое значение аномалии уровня моря ζ над медди:

$$\zeta = \frac{|\tilde{q}_m|}{3g} \frac{f^2 R_m^3}{NH} \sim \left(1 + \frac{1}{Bu} \right) \omega_m \frac{f^2 R_m^3}{NH}. \quad (5)$$

Здесь использовано: $\frac{\tilde{q}_m}{\omega_m} = \frac{1}{\omega_m} \left(\omega_m + \frac{f^2}{N_m^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right) = 1 + \frac{\frac{f^2}{N_m^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}}{\nabla^2 \psi} = 1 + \frac{1}{Bu}$, где

N_m — частота плавучести ядра медди (в отличие от ранее использовавшейся частоты плавучести над ядром медди N : $N > N_m$). Число Бюркера ядра медди:

$$Bu = \frac{\nabla^2 \psi}{\frac{f^2}{N^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}} \sim \left(\frac{N_m h}{f R_m} \right)^2, \text{ где } h \text{ обозначает вертикальную мощность ядра медди.}$$

Формула (5) показывает, что интенсивность поверхностного сигнала наиболее чувствительна к изменению радиуса медди.

Азимутальная скорость в поверхностном сигнале медди достигает пиковых значений (v_{00}):

$$v_{00}(R_{0v}) = - \frac{|\tilde{q}_m| R_m^3}{\sqrt{2} \cdot 3 \cdot (3/2)^{3/2}} \frac{1}{b^2} = - \frac{|\tilde{q}_m|}{7,8} R_m^3 \left(\frac{f}{NH} \right)^2 \quad (6)$$

на расстоянии R_{0v} от центра медди:

$$R_{0v} = b / \sqrt{2}. \quad (7)$$

Горизонтальный масштаб поверхностного сигнала характеризуется параметром $b = \frac{NH}{f}$ (табл. 1).

Таблица 1

Характеристики поверхностного сигнала медди с динамическим радиусом $R_m = 30$ км и аномалией потенциальной завихренности ядра $|\tilde{q}_m| = 0,7f$ при разной глубине ядра (H).

ζ — максимальная аномалия уровня моря над медди, R_{0v} — радиус максимальной азимутальной скорости поверхностного сигнала медди, R_0 — радиус перехода относительной завихренности поверхностного сигнала медди через ноль

Characteristics of surface signals of a meddy with the dynamic radius $R_m = 30$ km and the potential vorticity anomaly of its core $|\tilde{q}_m| = 0,7f$ at selected core depths (H).

ζ is the maximum sea level anomaly over the meddy, R_{0v} is the radius of the maximum azimuthal velocity of the meddy surface signal, R_0 is the radius of the transition of the relative vorticity of the meddy surface signal across zero

Район	H , м	ζ , см	Радиус пиковых значений $v_{\theta 0}$, R_{0v} , км	Динамический радиус R_0 , км
Умеренные широты ($\geq 45^\circ$ с.ш., $f/N = 0,03$)	600	35	25	35
	1100	19	23	47
Южные субтропики ($10-35^\circ$ с.ш., $f/N = 0,01$)	600	8	37	74
	1100	4	68	136

Относительная завихренность поверхностного сигнала медди достигает пика над центром медди и выражается как:

$$\omega_0 = -\frac{|\tilde{q}_m| R_m^3}{3} \frac{2}{b^3} = -\frac{|\tilde{q}_m|}{1,5} \left(\frac{f R_m}{NH} \right)^3. \quad (8)$$

Вышеприведенная теория была далее развита в [17] для оценки сигнала точечных вихрей, экранированных вертикально (S-медди) или горизонтально (R-медди) [8]. Экранирование (или наличие компенсирующей оболочки [18]) означает наличие вокруг ядра вихря области, аномалия потенциальной завихренности которой противоположна по знаку аномалии потенциальной завихренности ядра вихря.

В случае R-медди точечный антициклонический вихрь с отрицательной аномалией потенциальной завихренности ядра был помещен в центре окружности радиусом R_m , аномалия завихренности которой была положительна и в интеграле равна по абсолютной величине потенциальной завихренности ядра. Аномалию уровня моря над таким R-медди можно оценить как [17]:

$$\zeta \approx 2,4 \frac{f |\tilde{q}_m|}{\pi g} \frac{\left(\frac{h}{2} \right)^2 R_m^2}{H^2}. \quad (9)$$

Как и ранее, здесь H — глубина центра ядра медди, а h — вертикальная мощность ядра медди.

Для точечного антициклонического S-медди задавались точечные аномалии противоположной по знаку потенциальной завихренности выше и ниже ядра, каждая из которых составляла по модулю половину аномалии потенциальной

завихренности ядра медди. Аномалию уровня моря над таким вихрем можно оценить как [17]:

$$\zeta \approx 2,4 \frac{f|q_m|}{\pi g} \frac{\left(\frac{h}{2}\right)^3 R_m^2}{\left(H^2 - \left(\frac{h}{2}\right)^2\right) H}. \quad (10)$$

Интенсивность поверхностного сигнала экранированного вихря, оцененная по формулам (9) или (10), меньше, чем у аналогичного неэкранированного вихря, рассчитанная по формуле (5).

4. Поверхностный след вихря Рэлея с глубоким ядром в непрерывно стратифицированном океане

Потенциальная завихренность ядра медди не является константой, но изменяется с удалением от центра ядра медди, что может сказываться на величине поверхностного сигнала. Изменение профиля различных характеристик внутри медди обычно близки к соответствующим профилям вихря Рэлея [19]. Система уравнений для вихря в цилиндрических координатах (r, θ, z) записывалась в предположении, что вертикальные градиенты возмущений плотности $\rho(x, y, z, t)$ предполагались намного меньше, чем среднего поля плотности $\rho_o(z)$: $\frac{\partial \rho}{\partial z} \ll \frac{\partial \rho_o}{\partial z}$, радиальная составляющая горизонтальной скорости течения поверхностного следа вихря (v_r) намного меньше азимутальной (v_θ) и радиальные градиенты всех характеристик медди намного больше азимутальных: $v_r = \varepsilon v_\theta$ и $\frac{1}{r} \frac{\partial \cdot}{\partial \theta} = \varepsilon \frac{\partial \cdot}{\partial r}$, где $\varepsilon \ll 1$ — малый параметр [20]. Введенные ограничения свидетельствуют, как и ранее опускались этапы формирования сигнала и его геострофического приспособления. Для поверхностного осесимметричного сигнала медди, центр которого расположен над передним фронтом медди (эта точка принята за начало координат), система квазигеострофических уравнений записывается как:

$$\begin{cases} f v_\theta = \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P}{\partial r} \\ \frac{\partial v_\theta}{\partial t} + f v_r = -\frac{1}{\bar{\rho} r} \frac{\partial P}{\partial \theta} \\ \frac{\partial P}{\partial z} = -g \rho \\ \frac{\partial \rho}{\partial t} + w \frac{\partial \rho_o}{\partial z} = 0 \\ \nabla_r v_r + \frac{1}{r} \frac{\partial v_\theta}{\partial \theta} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \end{cases} \quad (11)$$

Здесь w — вертикальная скорость в слое над медди, P — возмущение давления, связанное с поверхностным сигналом медди, $\nabla_r = \frac{1}{r} \frac{\partial(r \dots)}{\partial r}$, r — расстояние от центра координат, θ — азимутальный угол.

Условие на нижней границе верхнего слоя для медди, заданного в виде вихря Рэлея [21]:

$$w(r, -\tilde{H} + \Delta H, t) = V'_m(t) \sqrt{\frac{2}{e}} \frac{\Delta H}{R_m} e^{-\frac{\pi r^2}{2 R_m^2}}. \quad (12)$$

Здесь ΔH — максимальное поднятие изопикны над медди, V'_m — скорость потока над медди при его движении относительно верхнего слоя, которая может меняться во времени.

Согласно модельному исследованию [22], возникнув, вихрь (в нашем случае антициклонический сигнал медди на поверхности моря) проходит несколько стадий начального приспособления, куда входит стадия «диффузии», для которой характерно некоторое увеличение его радиуса, и последующая стадия выпрямления вертикальной оси сформированного вихря. Рост интенсивности поверхностного сигнала должен происходить главным образом на первой из этих стадий. Формирующийся поверхностный сигнал начинает экранировать область над медди от набегающего потока в области своего развития. Полностью сформированный поверхностный сигнал, в конечном итоге, покрывает весь медди и, двигаясь вместе с медди, он экранирует его от набегающего потока. Усиление поверхностного сигнала прекращается. Конечный результат развития поверхностного сигнала уже может быть описан системой уравнений (11). Зададим характер убывания во времени скорости формирования сигнала над медди квадратичным законом:

$V'_m(t) = \frac{V_m}{\tau^2} (t - \tau)^2$, ($0 \leq t < \tau$), где V_m — средняя скорость набегающего потока в верхнем слое океана в начальный момент времени (т.е. при полном отсутствии поверхностного сигнала), а τ — промежуток времени, в течение которого сигнал над медди формируется полностью. Тогда:

$$\int_0^\tau V'_m(t) dt = \frac{\tau}{3} V_m. \quad (13)$$

Рассматриваемый интеграл представляет собой расстояние, на которое перемещается медди относительно верхнего слоя за промежуток времени τ , в течение которого развитие поверхностного сигнала останавливается. Если в начальный момент времени средняя скорость потока над медди $V_m = 2\text{—}10$ см с^{-1} и τ составляет 1—3 недели, то $\int_0^\tau V'_m(t) dt = 4\text{—}60$ км.

Полагая $N = \text{const}$ и разрешая систему уравнений (11) относительно вертикальной скорости w при граничном условии (12) и условии монотонного убывания w к поверхности моря, а также используя $\frac{\partial \zeta}{\partial t} = w(r, 0, t)$ и выражение (13),

получаем максимальное возвышение уровня для полностью сформированного поверхностного сигнала над медди, которое с хорошей точностью может быть аппроксимировано выражением [21]:

$$\zeta \approx \sqrt{\frac{2}{e}} \frac{\Delta H \tau V_m}{3 R_m} \left(C_1 e^{\frac{H_s - \Delta H}{H_{d1}}} + C_2 e^{\frac{H_s - \Delta H}{H_{d2}}} \right) = \frac{\tau}{3} V_m \sum_{i=1}^2 \bar{C}_i, \quad (14)$$

где

$$\bar{C}_i = \sqrt{\frac{2}{e}} \frac{\Delta H}{R_m} C_i e^{\frac{H_s - \Delta H}{H_{di}}}. \quad (15)$$

При широком диапазоне фоновых условий и характеристик медди первые две радиальные моды ($i = 1$ или 2) формируют примерно 99 % амплитуды сигнала медди на поверхности моря. Для $20 \text{ км} \leq R_m \leq 100 \text{ км}$ наилучшая аппроксимация функции вида (12) в области $r \leq R_m$ достигается при коэффициентах $C_1 = 0,67$, $C_2 = 0,33$ [21].

Масштаб вертикального затухания сигнала над медди H_{di} аналогичен масштабу затухания конуса Тейлора над подводной горой [7] и составляет:

$$H_{di} = \frac{R_m f}{a_i N}, \quad (16)$$

где $a_{1,2} = \frac{2\hat{a}_{1,2}}{\pi} = 1,53, 3,51$, $\hat{a}_i$ — первый i -тый ноль функции Бесселя первого рода J_0 . В пределах от 25 до 45° с.ш. отношение fN меняется от $0,007$ до $0,013$. При среднем значении $fN = 0,01$ и динамического радиуса медди $R_m = 10 \text{ км}$ получаем: $H_{d1} = 65 \text{ м}$ и $H_{d2} = 30 \text{ м}$, а при $R_m = 80 \text{ км}$: $H_{d1} = 525 \text{ м}$ и $H_{d2} = 230 \text{ м}$, т.е. скорость вертикального затухания сигнала уменьшается с ростом радиуса медди.

Пиковое значение относительной завихренности в центре сформированного поверхностного сигнала можно оценить как:

$$\omega_0 = -\sqrt{\frac{2}{e}} \frac{g \Delta H \tau V_m}{3 f R_m^3} \left(1,57 \cdot e^{-1,53 \frac{N(H_s - \Delta H)}{f R_m}} + 4,07 e^{-3,51 \frac{N(H_s - \Delta H)}{f R_m}} \right). \quad (17)$$

Радиус, на котором азимутальная скорость на поверхности моря достигнет максимума, можно оценить из уравнения, которое решается численно [21]:

$$\sin \left(\frac{a_1 r}{R_m} - \frac{3\pi}{4} \right) + \frac{\bar{C}_2 \sqrt{a_2^3}}{C_1 \sqrt{a_1^3}} \sin \left(\frac{a_2 r}{R_m} - \frac{3\pi}{4} \right) = 0, \quad (18)$$

В пределах широт 25 — 45° с.ш. и медди радиусом $R_m \leq 40 \text{ км}$ вторым слагаемым в выражении (18) можно пренебречь. В этом случае динамический радиус поверхностного сигнала медди (точка смены знака относительной завихренности) примерно вдвое превосходит таковой у медди. Это согласуется с наблюдениями вблизи от юго-западной оконечности Иберийского полуострова [23]. Зависимость

$R_0 \approx 2R_m$ использовалось для оценки поверхностной завихренности по азимутальной скорости в наблюдаемых поверхностных сигналах медди [1]). Для подобных небольших и средних медди отношение радиуса поверхностного сигнала к радиусу меди было мало чувствительно к глубине ядра медди, а также к изменению отношения f/N . Другой предельный случай возникает для крупных медди с радиусами порядка 100 км. В отличие от случая небольшого медди эти результаты оказались чувствительны к изменению отношения f/N . Для тропиков (25° с.ш.) R_0 был близок к $2R_m$ также и для крупных медди. К северу стратификация ослабевает, что приводит к меньшей изменчивости характеристик рассматриваемых связанных вихрей по вертикали. При $f/N = 0,01$ области умеренных широт (45° с.ш.) второе слагаемое выражения (18) становится ведущим и радиус поверхностного сигнала становится близким к радиусу медди: $R_0 \sim 1,2R_m$.

В реальных условиях интенсивность сигнала также зависит от интенсивности диссипации его энергии, что не учитывалось в предыдущих оценках — формулы (5—10) и (14—15). Идеализированные модельные эксперименты показывают, что вихри могут эффективно передавать энергию подветренным цугам волн Россби [24, 25]. Анализ результатов численной квазигеострофической модели для 2,5 слойной жидкости на β -плоскости показали, что эффективное рассеивание поверхностных сигналов медди через генерацию волн Россби происходит, если они перемещаются на запад со скоростью, близкой к фазовой скорости одной из вертикальных мод бароклинных волн Россби [20, 21, 26]. Характерные средние скорости перемещения медди находятся в диапазоне скоростей распространения волн Россби (см. также [27]), хотя в каждый отдельный момент времени скорость и направление перемещения медди может существенно отличаться от среднего [28]. Следует ожидать усиления диссипации поверхностных сигналов для более интенсивных и крупных медди, поскольку скорости движения таких вихрей обычно лучше согласуются с фазовыми скоростями длинных линейных волн Россби [25], поэтому можно предположить, что выведенная выше теоретическая интенсивность поверхностных сигналов крупных медди несколько завышена.

5. Изменчивость поверхностных сигналов медди вдоль их траекторий

Наблюдения поверхностных сигналов медди, которые отслеживались поплавками нейтральной плавучести RAFOS, показывают, что один и тот же медди иногда дает выраженный сигнал на поверхности моря, а иногда этот сигнал практически отсутствует (рис. 2). Причем видимые изменения интенсивности сигнала на поверхности моря могут происходить достаточно быстро — в течение одной недели. Ниже подробно рассмотрена эволюция аномалий уровня моря над крупным старым медди Huperion, впервые зафиксированным в районе Азорских островов и отслеживавшимся поплавками RAFOS в течение 16 месяцев (рис. 2 и 3), и над молодым медди Pinball, впервые зафиксированным в момент его формирования у Иберийского полуострова и отслеживавшимся поплавками RAFOS в течение 8 месяцев (рис. 2 и 4). Аномалия уровня моря (ζ_{obs}) над каждым из медди определялась по данным спутниковой альтиметрии AVISO, сформированным

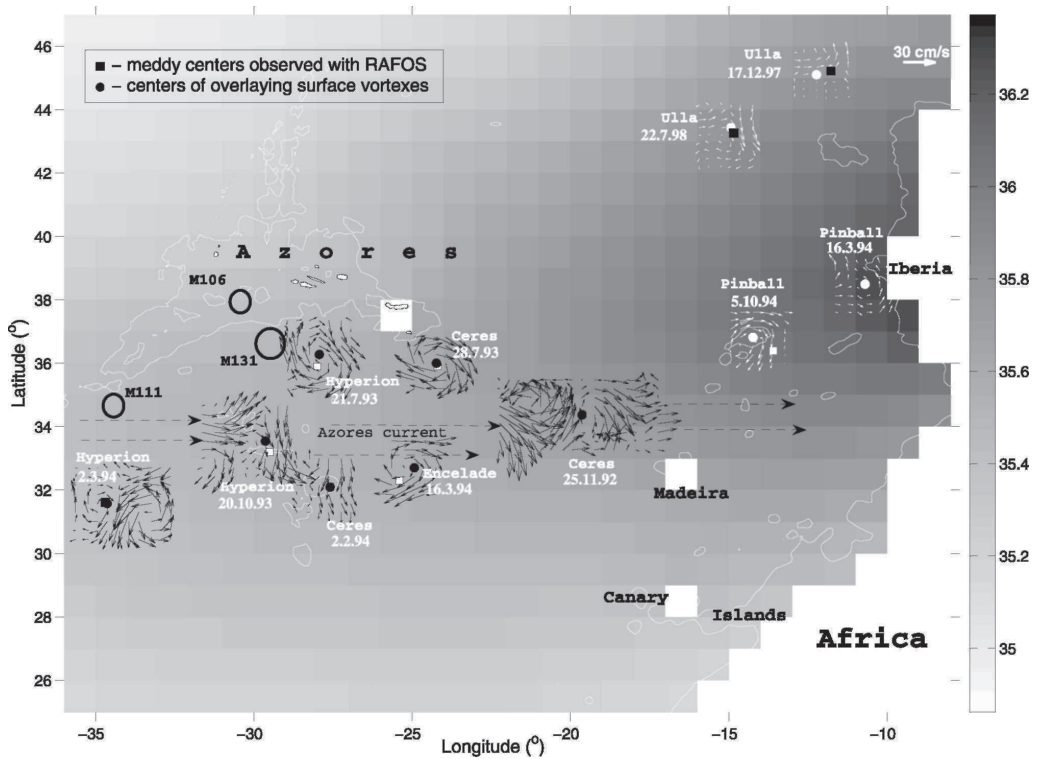


Рис. 2. Соленость на глубине 1000 м (цвет).

Белые маленькие квадраты — положения центров медди на траекториях поплавков RAFOS на указанные даты; черные и белые стрелки — геострофические течения по данным альтиметрии на тот же период; черные/белые круги — центры антициклонических вихрей на поверхности моря, ближайших к центрам медди. Штриховые горизонтальные стрелки показывают среднее положение струи Азорского течения. Черные окружности — положения трех медди (M131, M111 и M106), наблюдавшихся во время рейса НИС «Архипелаго» в августе 2005 г.

Белая линия — изобата 2000 м (из [29]).

Fig. 2. Salinity at a depth of 1000 m (color).

The white small squares are the positions of the meddy centers on the trajectories of the RAFOS floats on the specified dates; the black and white arrows represent geostrophic currents from to altimetry data for the same period; the black/white circles represent the centers of anticyclonic meddy signals on the sea surface closest to the centers of meddies. The horizontal dashed arrows show the average position of the Azores current. The black circles are the positions of the three meddies (M131, M111 and M106) observed during the cruise of RV Archipelago in August 2005. The white line is an isobath of 2000 m (from [29]).

по результатам наблюдений единственной имеющейся на тот период спутниковой миссии TOPEX/Poseidon.

Положения центров медди определялись по данным поплавков RAFOS, координаты которых фиксировались каждые 6 часов, а натурные значения азимутальной скорости ($v_{\theta m}$) и относительной завихренности ядра медди (ω_m) определялись

по скорости вращения поплавка. Радиус максимальной азимутальной скорости (R_{vm}), который определялся по данным вертикальных зондирований медди *in situ*, переводился в динамический радиус медди по формуле $R_m = \sqrt{2}R_{vm}$ (см. [23]). Для медди Huperion вертикальные зондирования ядра проводились только на начальный момент отслеженной траектории [30]. Для медди Pinball проводилось 2 полигонных зондирования ядра — на начальном участке траектории и повторно, после его слияния с другим медди к северу от подводных гор Жозефины [28]. Расчеты проводились в предположении слабых изменений всех характеристик медди во времени [31]. При этом учитывалась возможность резкого изменения радиуса медди при его взаимодействии с крупными неровностями топографии или слиянием с другим медди [23; 32]. Стратификация верхнего слоя океана над ядром медди (N) оценивалась с использованием региональной климатологии MEDTRANS [33].

Для оценки теоретических значений потенциальной завихренности ядра по формуле (5) использовались характерные для ядер медди значения $Bi = 0,5$ [23].

Для оценок по формуле (14), средняя глубина изопикны, представляющей верхнюю границу ядра медди (H_s), оценивалась эмпирически как: $H_s = H - 200$ м, где H — глубина центра ядра медди. Для оценки трудноизменяемого параметра ΔH использовался квадратичный закон убывания отклонения изопикны над медди от горизонтали к поверхности моря, что в геострофическом приближении дает [21]:

$$\Delta H \approx \frac{3f|v_{0m}|R_{vm}}{0.86N^2H_s} = \frac{3f|v_{0m}|R_m}{0.86\sqrt{2}N^2H_s} \approx 2.47 \frac{f|v_{0m}|R_m}{N^2H_s}. \quad (19)$$

Также в формуле (14) использовалось $\int_0^{\tau} V'_m(t) dt = 2,5 - 3$ км, полученное по данным наблюдений, согласно которому поверхностный сигнал медди, движущегося с постоянной средней скоростью 2 см с^{-1} , должен полностью сформироваться в течение недели [21].

Медди Huperion (07.1993 г. — 12.1994 г.) [28, 34] за время его наблюдений поплавками RAFOS проделал путь от субтропиков (36° с.ш.) до тропиков (27° с.ш.) (рис. 3). Медди был четко виден на поверхности моря в период его обнаружения и детального исследования вертикальными зондированиями к югу от Азорских островов в июле 1993 г. Связанный с медди поверхностный антициклон двигался вместе с медди. Теоретические оценки изменчивости максимальной аномалии уровня моря над медди Huperion для контурного вихря (формула 5) и вихря Рэлея (формула 14) хорошо описывают уровень сигнала на поверхности моря на начальном этапе отслеженной траектории, а также затухание интенсивности сигнала за 1,5 года движения медди на юго-запад в связи с ростом отношения N/f (рис. 3), в том числе за счет усиления стратифицированности верхнего слоя океана [23]. Хорошо видна и сезонная изменчивость интенсивности поверхностного сигнала, связанная с сезонной изменчивостью стратификации в верхнем стометровом слое моря. Так, при почти зональном движении медди южнее Азорского течения с декабря 1993 г. по апрель 1994 г. (дни 350—480 на рис. 3) увеличение аномалии

уровня моря над медди зимой составило несколько сантиметров. Подобная изменчивость описывается как теорией контурного вихря (формула 5), так и вихря Рэлея (формула 14). Результаты свидетельствуют, что оценки для контурного вихря менее чувствительны к сезонной изменчивости стратификации, чем для вихря Рэлея, в связи с тем, что в первом случае аномалия уровня моря линейно зависит от параметра f/N , тогда как во втором отношении f/N стоит в показателе экспоненты (через параметр H_{di}) и в амплитудном множителе (квадратичная зависимость через параметр ΔH).

Теория, конечно, не может полностью описать все особенности изменчивости во времени поверхностного сигнала медди. Так, теорией не описывается усиление поверхностного сигнала медди, когда тот в октябре 1993 г. слился с антициклоническим меандром Азорского течения (дни 250—260 на рис. 3). Другой эпизод, не описываемый теорией, — резкое ослабление антициклонической завихренности над медди в октябре 1993 г. (дни 260—270), когда медди начал быстро перемещаться на юг через Азорское течение (рис. 2 и рис. 3).

После пересечения Азорского течения резкое снижение интенсивности сигнала отмечается при взаимодействии медди с подводной горой Платона (дни 270—300 на рис. 3). Здесь поплавки RAFOS временно прекратили вращение и зафиксировали внезапное падение температуры. После огибания горы поплавки возобновили свое вращение, но с существенно большим радиусом [28]. Поскольку поверхностный сигнал медди прошел к западу от горы Платона, а поплавки RAFOS — к востоку, то можно предположить расщепление ядра медди на два вихря и их слияние за горой. Подобный процесс наблюдался в модельных исследованиях [35].

При скором последующем восстановлении поверхностного сигнала медди за горой величина аномалии уровня оказалась на несколько сантиметров меньше, чем в начале траектории (рис. 3). Аномалия уровня моря над медди после этого момента хорошо аппроксимируется теорией, если начальный динамический радиус медди (35 км) уменьшить на 10 км (на 30—35 %) для контурного вихря и на 5—7 км (на 15—20 %) для вихря Рэлея. Согласно формуле оценки интегрального количества соли в вихре Рэлея, $S_v \approx 4,71 S_m h R_m^2$ [21], где S_m — максимальная соленость ядра, h — вертикальная мощность ядра, уменьшение R_m с 35 км до 25 км эквивалентно потере примерно 30 % соли ядра медди. Похожий результат, потеря примерно 25 % соли при взаимодействии медди с подводной горой, был зафиксирован к северу от Азорских островов [36].

Следующее резкое ослабление поверхностного сигнала случилось 3 месяца спустя в период смыкания над медди двух интенсивных поверхностных циклонов в декабре 1992 г. — январе 1994 г. (дни 330—400 на рис. 3), сопровождавших медди во время всего его движения на запад вдоль южной границы Азорского течения (рис. 2). Подобное «подныривание» медди под поверхностный циклон зафиксировано также в работе [37]. На 390—420 сутки западный циклон отделился от триплета и ушел на север, а медди, сделав частичный оборот вокруг восточного циклона, двинулся на юг. В этот период медди вновь восстановил поверхностный сигнал близкий к теоретическому значению, ослабленный возросшей стратификацией верхнего слоя океана (рис. 3). Затем сигнал медди, с тремя

короткими перерывами, прослеживался на протяжении 17 месяцев, постепенно ослабевая (рис. 3).

Поплавки RAFOS всплыли на поверхность в январе 1995 г. При этом поплавки еще 3 недели антициклонически кружили на поверхности моря, смещаясь на запад в продолжение траектории движения медди [34]. Этот сигнал медди на поверхности моря был прослежен также по данным спутниковой альтиметрии [29].

Медди Pinball (01—09.1994 г.) был обнаружен во время его формирования в Лиссабонском каньоне, к югу от поднятия Эстремадура (рис. 2 и рис. 4). Это был изначально довольно небольшой медди, который отслеживался поплавком RAFOS

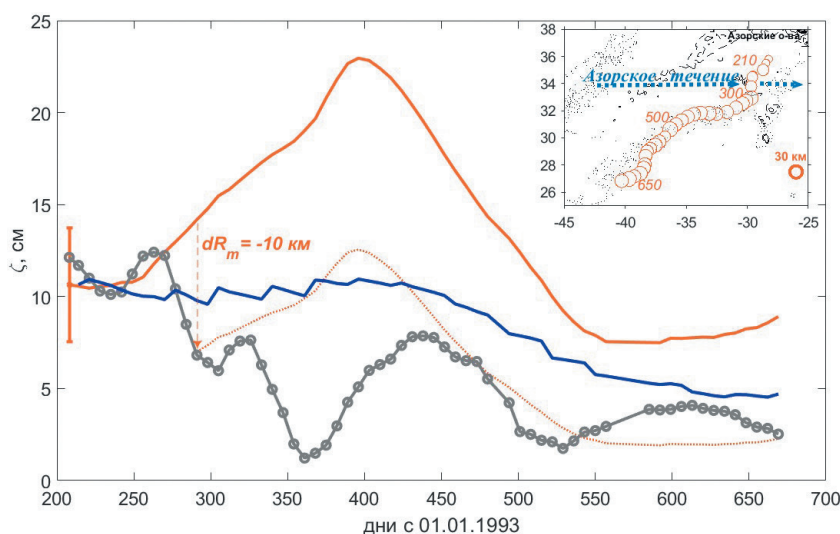


Рис. 3. Аномалии уровня моря (см), формируемые поверхностным сигналом медди Hyperion.

Серая линия с кружками — наблюдаемые значения по данным альтиметрии AVISO; синяя сплошная линия — вычисленные по формуле (5) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая сплошная линия — вычисленные по формуле (14) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая тонкая штриховая линия — по формуле (14) в предположении скачкообразного уменьшения радиуса медди на 10 км после взаимодействия с подводной горой Платона. На врезке сверху — траектория медди Hyperion; оранжевые цифры — дни с начала 1993 г.; размер кружков отражает радиус вращения поплавка RAFOS. Серыми линиями показаны изобаты 1000, 2000 и 4000 м.

Fig. 3. Sea level anomalies (cm) generated by the surface signal of meddy Hyperion.

The gray line with circles shows the AVISO altimetry observations; the blue solid line shows the anomalies estimated from expression (5) for meddy parameters being constant with time; the orange solid line shows the anomalies estimated from expression (14) for meddy parameters being constant with time; the orange thin dashed line shows the anomalies estimated from expression (14) after an abrupt decrease in the meddy radius 10 km after interacting with Plato seamount. The inset at the top shows the trajectory of meddy Hyperion; the orange numbers represent the days since the beginning of 1993; the size of the circles reflects the rotation radius of the RAFOS float. The gray lines show isobaths of 1000, 2000 and 4000 m.

с момента его формирования у Пиренейского полуострова [38, 39]. В начальный период стагнации (январь—июнь 1994 г.) устойчивого сигнала на поверхности моря над медди не наблюдалось (рис. 2 и рис. 4). Сигнал Pinball стал было проявляться на 30—40 сутки после начала наблюдений, но затем медди нырнул под образовавшийся к северо-востоку от него циклон [28] и его поверхностный сигнал опять практически исчез (рис. 4). Образование этого циклонического сигнала вблизи побережья, вероятно, происходило вследствие взаимодействия медди Pinball с поверхностным апвеллинговым течением южного направления [40]. С апреля-мая 1994 г. Pinball стал удаляться от континентального склона, оставив циклон к востоку, в результате чего (на 70—90 сутки с начала наблюдений) антициклонический медди на поверхности моря стабилизировался, хотя оставался довольно слабым (рис. 4).

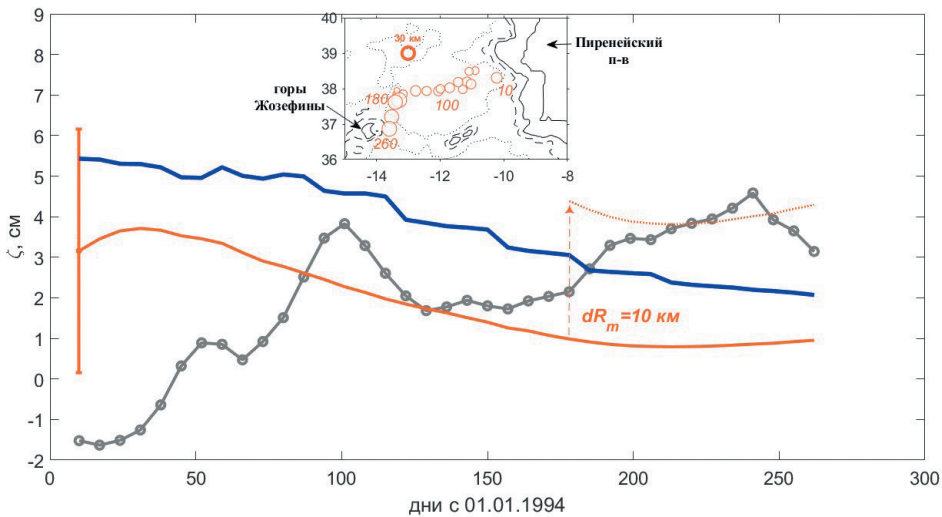


Рис. 4. Аномалия уровня моря (см), формируемая поверхностным сигналом медди Pinball.

Серая линия с кружками — наблюдаемые значения по данным AVISO; синяя сплошная линия — вычисленные по формуле (5) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая сплошная линия — вычисленные по формуле (14) в предположении постоянства параметров медди во времени; оранжевая тонкая штриховая линия — вычисленные по формуле (14) в предположении скачкообразного увеличения радиуса медди Pinball на 10 км вследствие слияния с Meddy-R. На врезке сверху — траектория медди Pinball; оранжевые цифры — дни с начала 1994 г.; размер кружков отражает радиус вращения поплавка RAFOS. Серыми линиями показаны изобаты 0, 1000, 2000 и 4000 м.

Fig. 4. Sea level anomalies (cm) generated by the surface signal of meddy Pinball.

The gray line with circles shows the AVISO altimetry observations; the blue solid line shows the anomalies estimated from expression (5) for meddy parameters being constant with time; the orange solid line shows the anomalies estimated from expression (14) for meddy parameters being constant with time; the orange thin dashed line shows the anomalies estimated from expression (14) after an abrupt increase in the meddy radius 10 km after merging with Meddy-R. The inset at the top shows the trajectory of meddy Pinball; The orange numbers represent the days since the beginning of 1994; the size of the circles reflects the rotation radius of the RAFOS float. The gray lines show isobaths of 0, 1000, 2000 and 4000 m.

Сигнал резко усилился в мае-июне 1994 г. (на 170-е сутки на рис. 4) у северной оконечности гор Жозефины после слияния медди Pinball с Meddy-18, подошедшим с севера [28]. При этом можно было наблюдать, как отдельные антициклонические сигналы на поверхности моря этих двух медди слились вместе. Данные моделирования одинаковых по размеру внутритермоклинных трехмерных вихрей показывают, что после слияния вертикальная мощность вихря меняется мало, но растет его радиус [3, 41]. Увеличение исходного радиуса медди Pinball на 10 км (с 18 км до 28 км) приводит к хорошему соответствию между наблюдениями и теорией. Это также соответствует оценкам радиуса медди Pinball на основании повторных зондирований *in situ*, а также на основе анализа изменения характера вращения поплавка RAFOS в этот период [28]. Оценка объема результирующего вихря составляет примерно 80 % от суммы объемов слившихся вихрей. По данным численных экспериментов подобное явление не редкость и является результатом потери части объема сливающихся вихрей на генерацию субмезомасштабных структур — вихрей и филаментов [3, 42].

В конце 1994 г. произошла потеря поплавка RAFOS. Это необязательно означает распад медди Pinball, но может быть следствием расщепления ядра у подводной горы Лион [28]. Дальнейшее отслеживание аномалии уровня моря позволило зафиксировать следующее вероятное слияние медди Pinball с Meddy-R в ноябре—декабре 1994 г. [39].

Медди ARGO399 отслеживался по данным поплавка ARGO №6900399 с июня 2006 г. по февраль 2008 г. В отличие от наблюдений медди Hyperion и Pinball в этот период уровень шума в данных альтиметрии AVISO был снижен за счет одновременных наблюдений тремя спутниковыми миссиями. За более чем 1,5 года отслеживания медди ARGO399 прошел практически весь район исследования с запада на восток, от Пиренейского полуострова до Азорских островов (рис. 5 а). Характеристики ядра медди определялись по данным нескольких серий вертикальных зондирований, вблизи поплавка ARGO №6900399, захваченного ядром медди, а радиус медди — при наличии дополнительных зондирований в окрестности медди судами или другими поплавками. Согласно полученным результатам, медди ARGO399 имел следующие характеристики: $R_m = 32$ км, $H = 1000$ м, $H_s = 660$ м, $\Delta H = 116$ м. Аномалия солёности в медди ARGO399 составляла 0,6, аномалия относительной завихренности ядра $\omega_m \sim 1 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, а аномалия потенциальной завихренности ядра $\tilde{q}_m \sim 6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. Отношение f/N в слое над медди менялось вдоль траектории медди от 0,02 до 0,03.

Теоретические оценки, полученные по формулам (5), (9), (10) и (14), неплохо воспроизводили средний уровень сигнала медди (рис. 5 б). При этом оценки [17] для R-медди или S-медди занижали интенсивность сигнала. Это говорит о слабом влиянии положительных аномалий потенциальной завихренности в окрестности ядра медди на формируемый на поверхности моря сигнал. Неточности измерения параметров медди приводят к довольно большому разбросу оценок интенсивности его сигнала на поверхности моря, что вкупе с ошибками оценок аномалий поверхностных сигналов спутниковой альтиметрией AVISO и влиянии на интенсивность сигнала других динамических структур не позволяет выявить недостатки

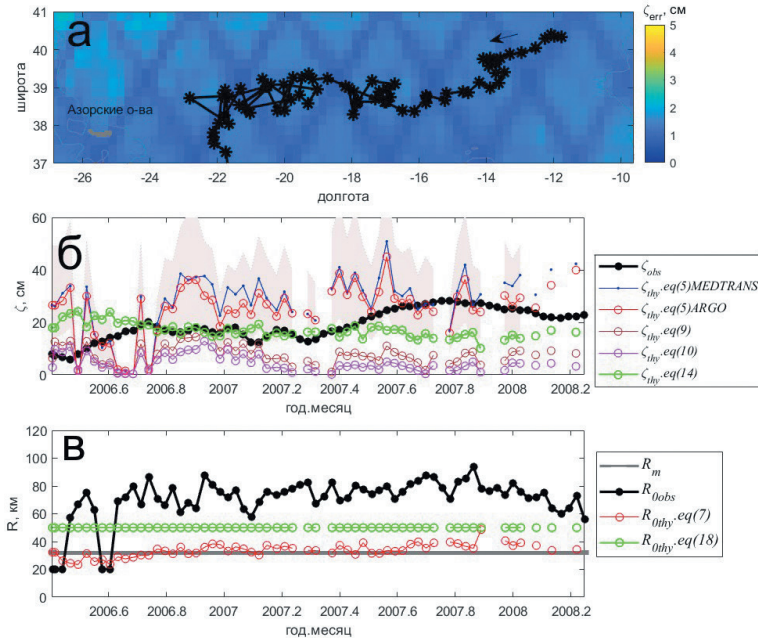


Рис. 5. *а* — Траектория медди ARGO399 (черная линия со звездочками). Цветом показана формальная ошибка наблюдений альтиметрии AVISO (см). *б* — Изменчивость во времени аномалии уровня моря (см) над медди ARGO399. Черная линия — наблюдения по данным AVISO; синяя и красная линии — теоретические оценки по формуле (5) [16] при расчете средней частоты плавучести верхнего слоя моря (N) по климатологии MEDTRANS и по профилям поплавок ARGO399, соответственно; коричневая линия — по формуле (9) [17] для S-медди, розовая линии — по формуле (10) для R-медди; зеленая линия — по формуле (14) [21]. Розовым фоном показан диапазон изменчивости оценки по формуле (5) при ошибке оценки радиуса медди 5 км. *в* — Изменчивость во времени динамического радиуса поверхностного сигнала медди ARGO399 (R_0 , км): черная линия — по данным альтиметрии AVISO, красная линия — по формуле (7) контурного вихря; зеленая линия — по уравнению (18). Серая линия — средняя оценка динамического радиуса медди (R_m) по натурным наблюдениям.

Fig. 5. *a* — The trajectory of meddy ARGO399 (black line with asterisks). The formal error of AVISO altimetry observations (cm) is shown in colour. *b* — The time variability of the sea level anomaly (cm) above meddy ARGO399. The black line represents AVISO observations; the blue and red lines represent theoretical estimates using expression (5) [16] with the mean buoyancy frequency in the upper sea layer (N) derived from MEDTRANS climatology and from ARGO399 profiles, respectively; the dark red line represents theoretical estimates using expression (9) [17] for S-meddy, the pink line — using expression (10) for R-meddy; the green line — using expression (14) [21]. The pink shaded region shows the range of the theoretical estimate using expression (5) with the meddy radius error of ± 5 km. *c* — Time variability of the dynamic radius of the surface signal meddy ARGO399 (R_0 , km): the black line — from AVISO altimetry data, the red line — using expression (7); the green line — using equation (18). The gray line is the mean meddy dynamic radius (R_m) from *in situ* data.

теории путем поточечного сравнения с наблюдениями. Однако тенденции в общей статистике интенсивности сигналов для большого количества медди, как и наблюдение поверхностных сигналов вдоль достаточно длинных треков индивидуальных медди, позволяют сделать предварительные заключения о наиболее значимых факторах изменчивости сигнала, которые не были напрямую отражены в полученных теоретических оценках.

Несмотря на то, что почти вся траектория медди ARGO399 проходила на расстояниях более 300—600 км от Пиренейского полуострова, где ожидается постепенная деградация ядра медди, а слияние с другим медди маловероятно, наблюдения указывают на постепенный рост интенсивности поверхностного сигнала со временем. Анализ показал, что рост во времени аномалий уровня моря над медди связан с попаданием медди ARGO399 в области более сильных фоновых течений, подобно тому, как это наблюдалось в модельных расчетах [32]. Коэффициент корреляции между скоростью набегающего фонового потока и величиной аномалии уровня моря над медди составлял 0,5 и был значим.

6. Пространственная изменчивость параметров поверхностных проявлений медди в субтропической Атлантике

Полученные теоретические формулы позволяют оценить характерные аномалии уровня моря, формируемые подповерхностными вихрями с глубоким ядром с заданными характеристиками в заданном районе океана. Аномалию уровня моря величиной 2—4 см над медди Ulla (рис. 2) можно было непрерывно отслеживать по картам AVISO в течение месяцев [16, 21], поэтому в качестве критического значения обнаружения сигнала медди на поверхности моря будем использовать аномалию уровня моря в 2 см [43]. Медди с более глубоким ядром, а также медди, наблюдаемые южнее, имеют поверхностные сигналы меньшей интенсивности, но большего радиуса (табл. 1). Последнее способствует лучшей фиксации и отслеживанию сигналов таких медди в данных спутниковой альтиметрии, где недостаток пространственного разрешения часто является критическим фактором.

Изолинии амплитуд аномалий уровня поверхностных сигналов медди с заданными характеристиками вытянуты почти зонально, что является следствием почти зонального простираения изолиний f/N [16]. В связи с этим теоретические результаты (формула (5)) можно обобщить путем выделения критической широты (φ_{cr}), южнее которой медди с соответствующими характеристиками не могут быть выделены в альтиметрии AVISO при характерных значениях $|\tilde{q}_m| = 0,7f$ в ядрах медди [1]. В диапазоне характерных глубин своих ядер $H = 600—1300$ м (рис. 6), медди с $R_m \leq 10$ км не обнаруживаются по альтиметрическим данным AVISO во всем районе их распространения (20—45° с.ш.). Минимальный теоретически возможный динамический радиус обнаружения северных медди (к северу от 40° с.ш.) $R_m \geq 15$ км (рис. 6 а), но для надежного отслеживания сигнала желательно, чтобы $R_m \geq 20$ км (рис. 6 б). Так, в соответствии с теорией (рис. 6), медди Ulla радиусом 15 км давал слабый, хотя и различимый сигнал, в данных AVISO на 42—45° с.ш. (рис. 2). Для отслеживания поверхностного сигнала южных медди (25—40° с.ш.)

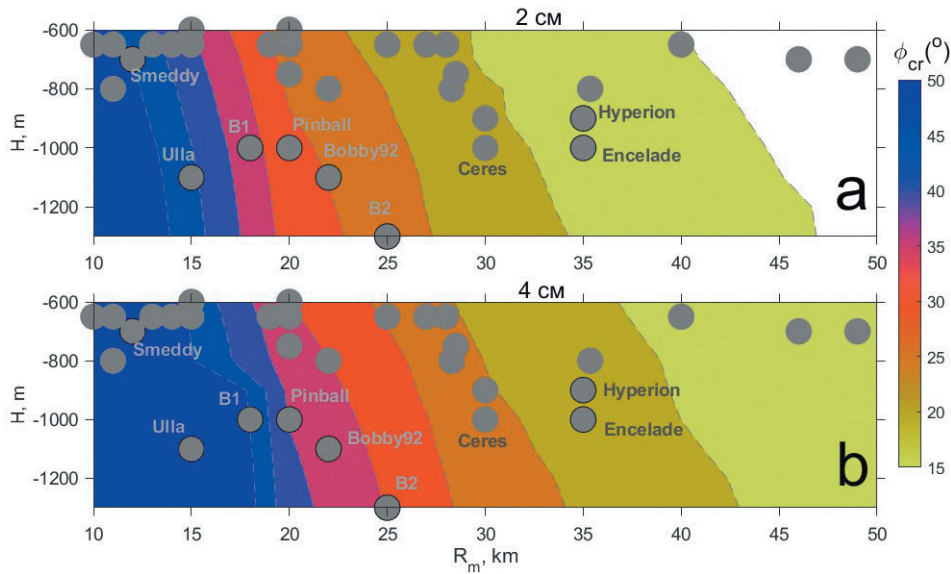


Рис. 6. Критическая широта (ϕ_{cr} , цвет), южнее которой поверхностный сигнал медди не может быть отслежен в альтиметрии AVISO, как функции глубины ядра медди H и его динамического радиуса R_m при уровне шума данных AVISO: a — 2 см; b — 4 см.

Частота плавучести взята из среднегодовой климатологии MEDTRANS.

Серыми кружками выделены медди, описанные в [1];

приведены названия некоторых медди, в том числе отмеченных на рис. 2 (по [16]).

Fig. 6. Critical latitude (ϕ_{cr} , color), south of which the surface meddy signal cannot be tracked in AVISO altimetry, shown as a function of the meddy core depth H and its dynamic radius R_m for the noise level of the AVISO data of: a — 2 cm; b — 4 cm.

The buoyancy frequency of is derived from the MEDTRANS annual mean climatology.

The gray circles highlight the meddies described in [1];

the names of some of the meddies are marked in Fig. 2 (following [16]).

их динамический радиус должен быть $R_m \geq 20$ км (рис. 6 a), а для надежного отслеживания желательно, чтобы $R_m \geq 25$ км (рис. 6 b). Так, в соответствии с теорией (рис. 6), крупный медди Hyperion ($R_m = 25$ —35 км, рис. 3) отслеживался до 27° с.ш., крупный медди ARGO399 ($R_m = 32$ км, рис. 5) отслеживался до 32° с.ш., а медди Pinball радиусом 18 км (до его слияния с другим медди) давал едва различимый сигнал на 37—39° с.ш. (рис. 2 и 4). Южнее 25° с.ш. сигнал подавляющего большинства наблюдавшихся медди [1] будет практически неразличим или крайне мал.

Для 209 медди, зарегистрированных посредством полигонных съемок океанографическими зондами с 1993 г. [1, 14], наблюдаемые аномалии уровня над медди по данным спутниковой альтиметрии AVISO сравнивались с теоретическими (рис. 7). Теоретический расчет интенсивности поверхностных сигналов медди проводился с использованием оценки для точечного вихря по формуле (5), которая менее чувствительна к ошибкам определения характеристик ядра медди и

содержит меньше трудно определяемых по натурным данным параметров, чем формула (14) для медди с профилем Рэлея. Необходимые для теоретических оценок глубина (H), радиус (R_m) и аномалия частоты плавучести ($\tilde{q}_m$) ядра медди определялись по натурным данным вертикальных зондирований из наблюдений *in situ* [1]. Вертикальная стратификация верхнего слоя океана (N) и частота плавучести окружающего фона на уровне ядра медди (N_0) определялись по сезонной региональной климатологии MEDTRANS [33]. Последние использовались для расчета аномалии квазигеострофической потенциальной завихренности ядра медди относительно фона: $\tilde{q}_m = \frac{N_m^2}{g}(\omega_m + f) - \frac{N_0^2}{g}f \approx \frac{f}{g}(0.8N_m^2 - N_0^2)$, где, как и ранее,

N_m — частота плавучести в ядре медди по данным зондирований *in situ*. За отсутствием надежных данных по азимутальной скорости течения для расчета относительной завихренности медди использовалось соотношение $\omega_m = -0,2f$. Рассчитанные значения изменялись от $-6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ до $2 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$, в среднем составляя $-1,6 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ (рис. 7 а). В антициклонических медди аномалия $\tilde{q}_m$ должна быть отрицательной (см., например, [10, 30]). Из 209 медди для 15 были получены положительные значения $\tilde{q}_m$. Видимо, пиковая относительная завихренность ядер этих медди была существенно больше принятой для расчетов оценки $-0,2f$, что встречается в ядрах некоторых медди [1]. Эти 15 медди были исключены из дальнейших расчетов.

Анализ связи аномалий уровня моря с характеристиками ядер медди, используемых в формуле (5), показал, что ни один из параметров не является доминирующим в определении интенсивности сигнала медди на поверхности моря. Это говорит о комплексном влиянии всех характеристик медди на величину его сигнала на поверхности моря и/или о присутствии значительного «шума» — динамических факторов, не описываемых формулой (5). Так, в расчетах по гидродинамической модели высокого разрешения было показано, что теоретически описанная выше связь интенсивности поверхностного сигнала с характеристиками ядра медди нарушается при взаимодействии медди с другими поверхностными вихрями, струйным Азорским течением или подводными горами [32]. Для медди, не вступавших в такие взаимодействия, оценки, данные в работе [32], показали прямую зависимость интенсивности поверхностного сигнала от $\tilde{q}_m$ и обратную от H , что согласуется с теорией.

Анализ крупномасштабного распределения характеристик поверхностных сигналов медди в данных альтиметрии AVISO показывает, что несмотря довольно высокий уровень шума, связанного как с изменчивостью характеристик ядер медди, так и с изменчивостью во времени фоновых условий океана, можно наблюдать определенные тенденции: 1) аномалия уровня моря ζ_{obs} довольно быстро растет к западу: от 3—6 см вблизи Пиренейского полуострова до 7—8 см между 15—20° з.д., и далее медленно продолжает увеличиваться на запад, достигая максимальных значений более 10 см на долготе западной оконечности Азорского плато на 24—26° з.д. (рис. 7 б); 2) R_0 в среднем увеличиваются от $R_0 = 40$ —50 км вблизи Пиренейского полуострова до $R_0 = 90$ км к западу от 20° з.д. (рис. 4 в [1]).

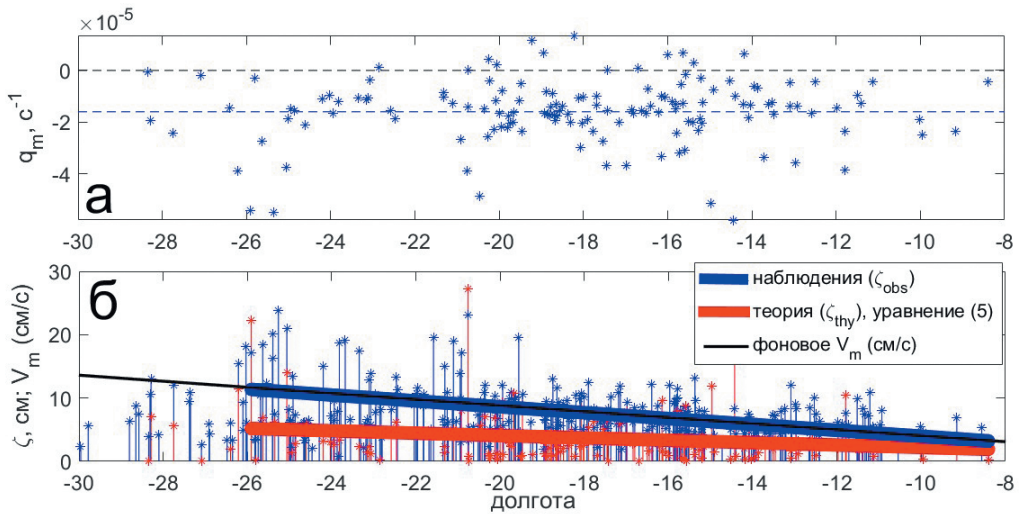


Рис. 7. *a* — Аномалии потенциальной квазигеострофической завихренности ядра медди ($\tilde{q}_m$, с^{-1}) как функция географической долготы; среднее значение $\tilde{q}_m$ отмечено горизонтальной синей штриховой линией (для расчетов использовалось соотношение $\omega_m = -0.2f$). *б* — Максимальная аномалия уровня моря поверхностного сигнала медди (см) по данным наблюдений AVISO (ζ_{obs} , синие столбцы) и ее теоретическая оценка по формуле (5) (ζ_{thy} , красные столбцы) как функции долготы. Линии соответствующего цвета показывают линейные тренды между 8 и 26° з.д. Показан тренд скорости фонового течения в окрестности этих медди по данным спутниковой альтиметрии AVISO (V_m , см с^{-1} , черная линия).

Fig. 7. *a* — Anomalies of the quasigeostrophic potential vorticity of the meddy core ($\tilde{q}_m$, s^{-1}) as a function of geographical longitude; the average value of $\tilde{q}_m$ is marked with a horizontal blue dashed line ($\omega_m = -0.2f$ was used). *b* — The maximum sea level anomaly of the meddy surface signal (cm) from AVISO observations (ζ_{obs} , blue columns) and its theoretical estimate using expression (5) (ζ_{thy} , red columns) as a function of longitude. The linear trends between 8 and 26°N are shown with the straight lines of the corresponding color. The trend of the background flow velocity in the vicinity of the meddies is derived from AVISO satellite altimetry (V_m , cm s^{-1} , black line).

Теоретические оценки (ζ_{thy}), полученные по формуле (5), по порядку величины соответствуют ζ_{obs} и в целом воспроизводят изменчивость ζ_{obs} (рис. 7 б): коэффициент корреляции между рядами равен 0,6. ζ_{thy} недооценивают наблюдаемую ζ_{obs} . Разброс значений ζ_{thy} относительно ζ_{obs} (рис. 7 б) связан с рядом факторов: 1) неточностью оценок параметров медди, используемых в теоретическом расчете ζ_{thy} ; 2) неточностью оценок интенсивности наблюдавшихся поверхностных сигналов медди ζ_{obs} по данным альтиметрии AVISO; 3) возможным искажением сигналов медди другими динамическими структурами, как это отмечалось на участках траекторий медди Hyperion (рис. 3) и Pinball (рис. 4) (см. также [16, 21, 29]).

Тенденция ζ_{obs} к росту на запад довольно неожиданна (рис. 7 б). Исследования показывают, что средний радиус медди растет на запад только до 14—16° з.д., как следствие частого слияния медди друг с другом в Иберийском бассейне. Далее на запад, вследствие постепенного разрушения медди, наблюдается монотонное уменьшение их средних радиусов [23] при относительном постоянстве аномалий потенциальной завихренности их ядер (рис. 7 а) и глубины залегания ядер, а также усиления к западу стратификации верхнего слоя океана [23]. Это должно было бы привести к снижению интенсивности средних сигналов медди к западу. Это наблюдается для одних медди (рис. 3), тогда как для других медди тенденции противоположны (рис. 5).

Некоторый рост на запад наблюдается и в теоретических оценках ζ_{thy} (рис. 7 б) и связан с тем, что в западной части региона в массиве выделенных медди имеется некоторый перекося в сторону наиболее крупных медди. Такие медди легче идентифицируются в данных наблюдений. Также это может быть связано с тем, что небольшие медди разрушаются, не достигая этих долгот.

Тенденция к росту на запад ζ_{obs} и R_0 [1] совпадает с ростом интенсивности скорости фонового поверхностного течения в окрестности медди (V_m) (рис. 7 б). Корреляция V_m с ζ_{obs} массива 209 медди составляет 0,36 при значимом коэффициенте корреляции 0,17. Связь интенсивности сигнала медди с интенсивностью набегающего потока согласуется с выдвигаемой выше теорией происхождения поверхностных сигналов над медди, но не учитывается в выражении (5). Теоретически этот эффект может быть учтен в амплитудном множителе формулы (14), куда входит интеграл от скорости верхнего слоя относительно медди, однако оценка этого множителя затруднена неизвестными значениями промежутка времени τ , в течение которого происходит интенсификация сигнала, и неизвестной функцией уменьшения скорости фонового потока над медди при его экранировании развивающимся поверхностным сигналом.

7. Выводы

Анализ поверхностных сигналов вдоль многомесячных траекторий отдельных медди, а также анализ 209 поверхностных сигналов различных медди с известными параметрами ядра, показал, что теория, как для точечного вихря, так и для вихря Рэлея, позволяет правильно предсказать характер изменчивости интенсивности сигнала, как функции параметров ядра медди (потенциальной завихренности, отношения радиуса к глубине залегания ядра) и фоновых условий (отношение f/N).

Было показано, что только достаточно крупные медди (радиусом более 15—20 км) будут проявляться на поверхности океана. Понятно, что для вихрей с менее глубоким ядром (центры ядер медди расположены на глубинах 600—1200 м) критическая величина радиуса будет меньше.

Практически меридиональное изменение отношения f/N в районе исследования определяет общее падение интенсивности сигнала медди на поверхности моря с севера на юг: теория предсказывает более чем шестикратное ослабление

относительной завихренности поверхностного сигнала одного и того же медди при изменении его местоположения с 45° с.ш. до 25° с.ш. Одновременно растет радиус сигнала относительно радиуса генерирующего медди. Эти зависимости нелинейны. В частности, изменение радиуса сигнала медди на поверхности моря с широтой будет наиболее сильно проявляться у медди малого размера. Наблюдаемая сезонная изменчивость интенсивности сигнала медди на поверхности моря также объясняется сезонной изменчивостью стратификации верхнего слоя океана. Сравнение теоретических и наблюдаемых сигналов вдоль траектории медди позволяет выявлять эпизоды частичного распада ядра медди или слияния с другим медди по долговременным отклонениям интенсивности наблюдаемого поверхностного сигнала от теоретического.

На ограниченных участках траектории медди интенсивность поверхностного сигнала медди также может существенно отклоняться от теоретических значений во время эпизодов взаимодействия медди и его поверхностного сигнала с другими интенсивными динамическими структурами (струйными течениями, поверхностными вихрями) или с топографией. Частый захват энергии течений, усиливающих к западу был вероятной причиной западной интенсификации сигналов над медди. Подобная изменчивость не описывается теорией.

References

1. Bashmachnikov I. L. The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies. Part 1: Observations. *Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):207—225. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225. (In Russ.).
2. Polvani L. M. Two-layer geostrophic vortex dynamics. Part 2. Alignment and two-layer V-states. *Journal of Fluid Mechanics*. 1991;(225):241—270. DOI: 10.1017/S0022112091002045.
3. Reinaud J. N., Dritschel D. G. The merger of vertically offset quasi-geostrophic vortices. *Journal of Fluid Mechanics*. 2002;(469):287—315. DOI: 10.1017/S0022112002001854.
4. Carton X., Le Cann B., Serpette A., Dubert J. Interactions of surface and deep anticyclonic eddies in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems*. 2013;(109):45—59. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2011.09.014.
5. Bersanelli M., Dritschel D. G., Lancellotti C., Poje A. C. Models of interacting pairs of thin, quasi-geostrophic vortices: steady-state solutions and nonlinear stability. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 2016; 110(6):491—517. DOI: 10.1080/03091929.2016.1250154.
6. Lapeyre G., Klein P. Dynamics of the upper oceanic layers in terms of surface quasigeostrophy theory. *Journal of Physical Oceanography*. 2006; 36(2):165—176. DOI: 10.1175/JPO2840.1.
7. Owens W. B., Hogg N. G. Oceanic observations of stratified Taylor columns near a bump. *Deep Sea Research. Part A. Oceanographic Research Papers*. 1980; 27(12):1029—1045. DOI: 10.1016/0198-0149(80)90063-1.
8. Morel Y., McWilliams J. Evolution of isolated interior vortices in the ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 1997; 27(5):727—748. DOI: 10.1175/1520-0485(1997)027<0727:EOIIVI>2.0.CO;2.
9. Hebert D. L. Mediterranean salt lenses. *Elsevier oceanography series*. Elsevier, 1988(46):229—237. DOI: 10.1016/S0422-9894(08)70549-X.
10. Paillet J., Le Cann B., Carton X. et al. Dynamics and evolution of a northern meddy. *Journal of Physical Oceanography*. 2002; 32(1):55—79. DOI: 10.1175/1520-0485(2002)032<0055:DAEOAN>2.0.CO;2.
11. Carton X., Cherubin L., Paillet J., Morel Y. et al. Meddy coupling with a deep cyclone in the Gulf of Cadiz. *Journal of Marine Systems*. 2002; 32(1—3):13—42. DOI: 10.1016/S0924-7963(02)00028-3.
12. Chapman D. C., Haidvogel D. B. Formation of Taylor Caps over a tall isolated seamount in a stratified ocean. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 1992; 64(1—4):31—65. DOI: 10.1080/03091929208228084.

13. White M., Bashmachnikov I., Aristegui J., Martins A. Chapter 4. Physical Processes and Seamount Productivity. *Seamounts: Ecology, Conservation and Management* (eds. Pitcher T. J. et al.). Fish and Aquatic Resources Series, Blackwell Publishing, UK, 2007:65—84. DOI: 10.1002/9780470691953.
14. Ienna F., Bashmachnikov I., Dias J. Meddies and their sea surface expressions: Observations and theory. *Journal of Physical Oceanography*. 2022; 52(11):2643—2656. DOI: 10.1175/JPO-D-22-0081.1.
15. Oliveira P. B., Serra N., Fiuza A. F., mbar, I. A study of meddies using simultaneous in situ and satellite observations. *Satellites, Oceanography and Society* (Ed. D. Halpern). Elsevier, 2000(63):125—148. DOI: 10.1016/S0422-9894(00)80008-2.
16. Bashmachnikov I., Carton X. Surface signature of Mediterranean water eddies in the Northeastern Atlantic: effect of the upper ocean stratification. *Ocean Science*. 2012; 8(6):931—943. DOI: 10.5194/os-8-931-2012.
17. Ciani D., Carton X., Bashmachnikov I. et al. Influence of deep vortices on the ocean surface. *Discontinuity Nonlinearity Complexity*. 2015; 4(3):281—311. DOI: 10.5890/DNC.2015.09.006.
18. Kozlov V. F., Makarov V. G. Modeling the instability of axisymmetric vortex cords using the contour dynamics method. *Izvestia of the USSR Academy of Sciences. Mechanics of Fluid and Gas*. 1985;(1):33—39. (In Russ.).
19. Carton X. J. On the merger of shielded vortices. *Europhysics Letters*. 1992; 18(8):697—703. DOI: 10.1209/0295-5075/18/8/006.
20. Carton X. Hydrodynamical modeling of oceanic vortices. *Surveys in Geophysics*. 2001; 22(3):179—263. DOI: 10.1023/A:1013779219578.
21. Bashmachnikov I., Carton X., Belonenko T. V. Characteristics of surface signatures of Mediterranean water eddies. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014; 119(10):7245—7266. DOI: 10.1002/2014JC010244.
22. Cerretelli C., Williamson C. H. K. The physical mechanism for vortex merging. *Journal of Fluid Mechanics*. 2003;(475):41—77. DOI: 10.1017/S0022112002002847.
23. Bashmachnikov I., Neves F., Calheiros T., Carton X. Properties and pathways of Mediterranean water eddies in the Atlantic. *Progress in Oceanography*. 2015;(137):149—172. DOI: 10.1016/j.pocan.2015.06.001.
24. Flierl G. R. Rossby wave radiation from a strongly nonlinear warm eddy. *Journal of Physical Oceanography*. 1984; 14(1):47—58. DOI: 10.1016/j.pocan.2015.06.001.
25. Early J. J., Samelson R. M., Chelton D. B. The evolution and propagation of quasigeostrophic ocean eddies. *Journal of Physical Oceanography*. 2011; 41(8):1535—1555. DOI: 10.1175/2011JPO4601.1.
26. Carton X., Sokolovskiy M., Menesguen C. et al. Vortex stability in a multi-layer quasi-geostrophic model: application to Mediterranean Water eddies. *Fluid Dynamics Research*. 2014; 46(6):061401. DOI: 10.1088/0169-5983/46/6/061401.
27. Killworth P. D., Blundell J. R., Dewar W. K. Primitive equation instability of wide oceanic rings. Part I: Linear theory. *Journal of Physical Oceanography*. 1997; 27(6):941—962. DOI: 10.1175/1520-0485(1997)027<0941:PEIOWO>2.0.CO;2.
28. Richardson P. L., Bower A. S., Zenk W. A census of Meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography*. 2000; 45(2):209—250. DOI: 10.1016/S0079-6611(99)00053-1.
29. Bashmachnikov I., Machin F., Mendonca A. D., Martins A. In situ and remote sensing signature of meddies east of the mid-Atlantic ridge. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009;(114):C05018. DOI: 10.1029/2008JC005032.
30. Tychensky A., Carton X. Hydrological and dynamical characterization of meddies in the Azores region: a paradigm for baroclinic vortex dynamics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998; 103(C11):25061—25079. DOI: 10.1029/97JC03418.
31. Hebert D., Oakey N., Ruddick B. Evolution of a Mediterranean salt lens: Scalar properties. *Journal of Physical Oceanography*. 1990; 20(9):1468—1483. DOI: 10.1175/1520-0485(1990)020<1468:EO-AMSL>2.0.CO;2.
32. Ciani D., Carton X., Aguiar A. B. et al. Surface signature of Mediterranean water eddies in a long-term high-resolution simulation. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017;(130):12—29. DOI: 10.1016/j.dsr.2017.10.001.
33. Bashmachnikov I., Neves F., Nascimento A. et al. Temperature—salinity distribution in the northeastern Atlantic from ship and Argo vertical casts. *Ocean Science*. 2015; 11(2):215—236.

34. Richardson P. L., Tychensky A. Meddy trajectories in the Canary Basin measured during the SEMAPHORE experiment, 1993—1995. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1998; 103(C11):25029—25045. DOI: 10.1029/97JC02579.
35. Cenedese C. Laboratory experiments on mesoscale vortices colliding with a seamount. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2002; 107(C6):3053. DOI: 10.1029/2000JC000599.
36. Bashmachnikov I., Mohn C., Pelegri J. L. et al. Interaction of Mediterranean water eddies with Sedlo and Seine seamounts, subtropical Northeast Atlantic. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2009; 56(25):2593—2605. DOI: 10.1016/j.dsr2.2008.12.036.
37. Carton X., Daniault N., Alves J. et al. Meddy dynamics and interaction with neighboring eddies southwest of Portugal: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2010; 115(C6):C06017. DOI: 10.1029/2009JC005646.
38. Pingree R. D. The droguing of Meddy Pinball and seeding with ALACE floats. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*. 1995; 75(1):235—252. DOI: 10.1017/S0025315400015332.
39. Pingree R. Ocean structure and climate (Eastern North Atlantic): in situ measurement and remote sensing (altimeter). *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*. 2002; 82(5):681—707. DOI: 10.1017/S0025315402006082.
40. Aiki H., Yamagata T. A numerical study on the successive formation of Meddy-like lenses. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2004; 109(C6): C06020. DOI: 10.1029/2003JC001952.
41. Bambrey R. R., Reinaud J. N., Dritschel D. G. Strong interactions between two corotating quasi-geostrophic vortices. *Journal of Fluid Mechanics*. 2007;(592):117—133. DOI: 10.1017/S0022112007008373
42. Ciani D., Carton X., Verron J. On the merger of subsurface isolated vortices. *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*. 2016; 110(1):23—49. DOI: 10.1080/03091929.2015.1135430.
43. Fu L. L., Cazenave A. (ed.). *Satellite altimetry and earth sciences: a handbook of techniques and applications*. Elsevier, International Geophysics Series 69, Academic Press, London. 2000: 463 p. ISBN: 978-0-12-269545-2.

Информация об авторе

Башмачников Игорь Львович, доктор географических наук, Санкт-Петербургский государственный университет, доцент; Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, директор, igorb1969@mail.ru.

Information about author

Bashmachnikov Igor Lvovich, Doctor of Geographical Sciences, the Saint Petersburg State University, Associate Professor; Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre, Director.

Статья поступила 19.06.2025

Принята в печать 15.07.2025

The article was received on 19.06.2025

The article was accepted on 15.07.2025