

Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 207—225.

Hydrometeorology and Ecology. 2025;(79):207—225.

ОКЕАНОЛОГИЯ. ОБЗОР

Научная статья

УДК 551.465.42(261)

doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225

Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди.

Часть 1. Данные наблюдений

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. Статья представляет собой обзор результатов натурных исследований проявлений на поверхности моря внутритермоклинных антициклонических вихрей средиземноморских вод в Атлантике (медди). Имея ядро в слое 500—1500 м, медди генерируют антициклон в верхнем слое океана, аномалии относительной завихренности которого достигают $-0,15 f$, а радиус обычно превышает радиус ядра медди. Сигнал медди был устойчив в течение нескольких месяцев, но мог эпизодически пропадать. В отличие от поверхностных антициклонов медди обычно формируют отрицательные аномалии в поле температуры поверхности океана. Результаты работы можно распространить на другие виды подповерхностных вихрей.

Ключевые слова: подповерхностные мезомасштабные вихри, медди, проявления на поверхности океана, уровень моря, температура поверхности океана.

Благодарности: исследование выполнено при финансовой поддержке гранта СПбГУ № 119330991 и проекта РНФ 25-17-00021.

Для цитирования: Башмачников И. Л. Проявление подповерхностных внутритермоклинных вихрей на поверхности океана на примере медди. Часть 1. Данные наблюдений // Гидрометеорология и экология. 2025. № 79. С. 207—225. doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225.

OCEANOLOGY. REVIEW

Original article

The manifestation of deep underwater eddies in the sea level and sea surface temperature using the example of meddies.

Part 1: Observations

Igor L. Bashmachnikov^{1, 2}

¹ Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia, igorb1969@mail.ru

² Nansen International Environmental and Remote Sensing Center, St. Petersburg, Russia

Summary. This study is a review of the manifestations of the subsurface mid-depth Mediterranean water eddies in the Atlantic (meddies) on the sea surface. Meddy cores are observed at mid-depths and their

manifestation on the sea surface is not obvious. The results showed that the meddy signal at sea level forms an anticyclone above the meddy coupled with the meddy core. The associated sea level anomalies can be up to 10—20 cm, and the relative vorticity anomaly reaches $-0,15 f$. The intensity of the meddy signal on the sea surface is comparable to that of the most intense surface eddies in the study area. The dynamic radii of meddy surface signals usually exceeds those of the meddy cores.

The meddy sea-surface signals are quite stable and can be tracked using satellite altimetry data for several months, but also may occasionally disappear. A temporary disappearance of the signal usually occurred either when a meddy crosses the Azores Current, or “dives” under a surface cyclone. This usually lasts for several days, followed by the signal recovery.

With pronounced background gradients of the sea surface temperature (SST), the subsurface anticyclonic meddy forms a negative SST anomaly in the central part of its sea-surface signal, which distinguishes it from the SST signal of surface anticyclones. The main mechanism is the rise of isotherms over subsurface anticyclones. In addition to the direct effect, when water temperature decreases with depth, the accompanying isopycnal rise results in “wrapping” of warmer waters (usually entrained from the south) around the periphery of the colder core over the meddy. For the effective functioning of this second mechanism, sufficiently pronounced background SST gradients are required.

The obtained results can be applied to manifestations on the ocean surface of other mesoscale eddies with deep cores.

Keywords: subsurface mesoscale eddies, manifestations on the sea surface, sea level, sea surface temperature.

Acknowledgments: The study was carried out with the financial support of the grant of St. Petersburg State University No. 119330991 and RSF project 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 1: Observations. *Gidrometeorologiya i Ekologiya = Journal of Hydrometeorology and Ecology*. 2025;(79):(207—225). doi: 10.33933/2713-3001-2025-79-207-225. (In Russ.).

1. Введение

Мезомасштабные вихри вносят существенный вклад в формирование особенностей крупномасштабной динамики вод океана, замыкают баланс массы крупномасштабной циркуляции, формирующейся под воздействием внешних сил, играют важнейшую роль в обмене энергией и энтропией между движениями различных масштабов и конечной диссипации энергии движений в океане в тепло. Несмотря на то, что перенос тепла вихрями составляет не более 10—15 % по сравнению с адвекцией средними течениями [1, 2], вклад вихрей во временную изменчивость горизонтального переноса тепла, в среднем по Мировому океану, оценивается в 30 %, несколько возрастая в тропиках и в Южном океане [3].

Появление спутниковых наблюдений в конце XX века, особенно данных спутниковой альтиметрии, открыло эпоху массового изучения мезомасштабных явлений в океане [4, 5, 6]. По данным спутниковой альтиметрии AVISO, была получена статистика характеристик когерентных мезомасштабных образований (радиусов, интенсивности возмущения уровня моря, показателей нелинейности, скорости движения вихрей и др.). Было показано, что кинетическая энергия мезомасштабных вихрей в среднем на 2 порядка превышает кинетическую энергию крупномасштабных течений [7, 8, 9].

Помимо поверхностных вихрей, по данным натурных наблюдений, были также выделены многочисленные подповерхностные вихри, ядра которых находятся на глубине [10, 11, 12, 13, 14]. Наблюдаемые вблизи поверхности моря подповерхностные вихри могут не только непосредственно генерироваться на глубине, но часто являются результатом погружения ядер поверхностных вихрей вдоль

заглубляющихся изопикн [15, 16]. Динамика подповерхностных вихрей обладает рядом особенностей, однако сложности наблюдения подповерхностных вихрей ограничивают возможности их изучения по данным наблюдений. В связи с этим в настоящее время основными источниками информация о динамике подповерхностных вихрей являются данные численных и лабораторных моделей, а также теоретические исследования [17, 18, 19, 20]. Выявление сигналов подповерхностных вихрей с глубоким ядром на поверхности моря [21] открывает принципиальную возможность использования массовых спутниковых наблюдений для исследования динамики подповерхностных вихрей.

Эта статья представляет собой краткий обзор исследований проявлений внутритермоклинных вихрей средиземноморских вод в Атлантическом океане, которые называют медди (Mediterranean water eddies) [11, 22—25]. Медди были выбраны в качестве объекта исследования по нескольким причинам.

Во-первых, благодаря выраженным положительным аномалиям солёности и температуры в промежуточных слоях субтропической Атлантики медди трудно спутать с другими типами подповерхностных вихрей в регионе их распространения (рис. 1). В данном примере видно расщепление ядра медди, часть которого

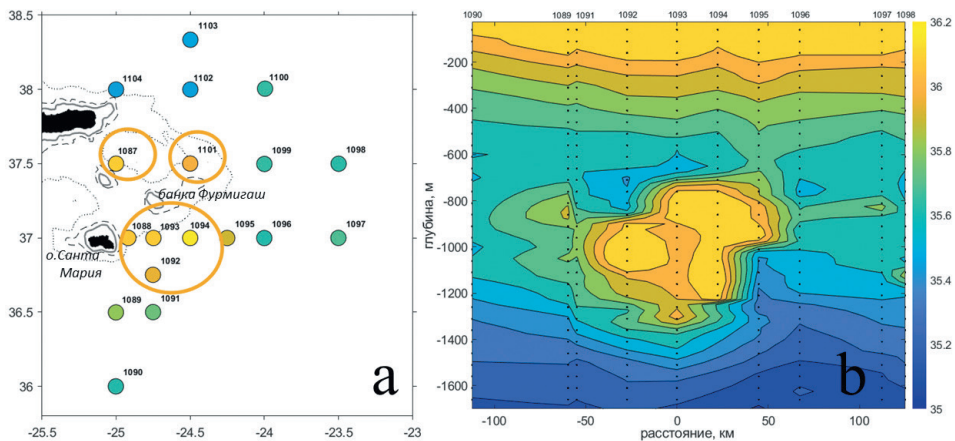


Рис. 1. Медди, наблюдавшийся к востоку от о. Санта Мария (Азорские острова) в октябре 2008 г.

(a) Положения вертикальных зондирований (кружки); цветом показана средняя солёность воды в слое 700—1100 м. Нанесены изобаты 500 м (сплошная линия), 1000 м (штриховая линия) и 2000 м (пунктир). Большим желтым кругом обозначено положение ядра медди; максимумы солёности к северу от подводной возвышенности предположительно являются результатом расщепления ядра медди на неровностях топографии. (b) Вертикальный разрез через медди; цветом показана солёность воды; вертикальные пунктирные линии — положения станций зондирования.

Fig. 1. Meddy, observed east of Santa Maria (Azores) in October 2008.

(a) Positions of the vertical casts (circles); the color shows the average salinity in the layer 700—1100 m. Isobaths of 500 m (solid line), 1000 m (dashed line) and 2000 m (dotted line) are shown. A large yellow circle indicates the position of the meddy core; the salinity maxima north of the underwater rise are presumably the result of splitting of the meddy core on irregular topography. (b) Vertical section across the meddy; the color shows the water salinity; the vertical dotted lines represent the positions of the casts.

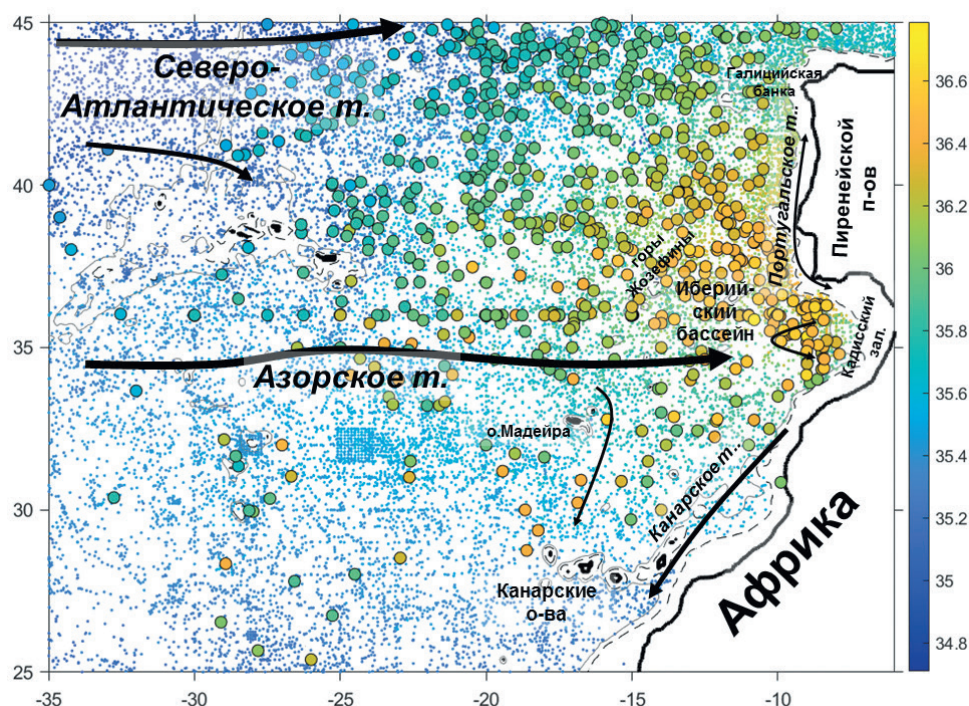


Рис. 2. Соленость воды на глубине 1200 м в субтропической Атлантике по данным вертикальных зондирований (1950—2012 гг.).

Ядра медди обозначены черными кружками, цветом внутри показаны максимальные значения солености ядра. Черными стрелками схематично нанесены поверхностные течения (*m*).

Fig. 2. Salinity at 1200 m in the subtropical Atlantic from vertical casts (1950—2012).

The meddy cores are indicated with black circles, the filling color is the maximum salinity of the meddy cores. The black arrows schematically represent the sea surface currents (*m*).

оторвалась от основного ядра и наблюдалась севернее банки Фурмигаш (рис. 1 *a*). Вокруг основного ядра (рис. 1 *б*) видно наличие отдельных локальных максимумов солености — результат частичного разрушения периферии ядра при его взаимодействии с топографией.

Во-вторых, район формирования медди локализован в сравнительно небольшой области континентального склона Пиренейского полуострова, от которого медди распространяются на запад и юго-запад. Это позволяет в первом приближении оценивать возраст медди по их удалению от полуострова, с чем, в частности, связано уменьшение солености ядер медди на запад (рис. 2).

В-третьих, несмотря на глубокое ядро (500—1200 м) и сильную стратификацию верхнего слоя океана, наблюдения показали, что динамический сигнал медди часто достигает поверхности моря и его интенсивность сравнима с интенсивностью поверхностных вихрей в регионе [26].

2. Наблюдения проявлений медди в аномалиях уровня моря

2.1. Наблюдения поверхностных сигналов медди по данным *in situ*

Впервые гипотеза о принципиальной возможности наблюдать медди на поверхности моря была выдвинута Kase and Zenk [27], которые обнаружили над двумя медди некоторую тенденцию поверхностных дрейфтеров к антициклоническому вращению. Эти не очень убедительные ввиду ограниченности информации наблюдения *in situ* были впоследствии подкреплены результатами численного гидродинамического моделирования [28].

В табл. 1 представлена подборка характеристик ядер нескольких медди из литературных источников, для которых было возможно оценить интенсивность связанного с медди антициклонического сигнала на поверхности моря. Для оценки скорости течения использованы как прямые наблюдения (данные поверхностных поплавков или доплеровских измерителей течений), так и геострофические расчеты. Из табл. 1 видно, что все исследованные медди формировали заметные динамические сигналы на поверхности моря с аномалией уровня 2—13 см. Пиковая скорость антициклонического вращения на поверхности моря составляла от 17 до 100 % (в среднем 62 %) от скорости вращения ядра медди. Это характерно как для небольших медди [29, 30, 31], так и для более крупных [32, 33]. Исключение составлял медди Ceres, пиковая азимутальная скорость поверхностного сигнала которого почти в 2 раза превышала скорость вращения ядра медди на глубине 800 м. Причиной было формирование над медди антициклонического меандра Азорского течения, что резко усилило поверхностную циркуляцию во время наблюдений [34]. В целом данные табл. 1 свидетельствуют о принципиальной возможности выделить сигнал медди в данных спутниковой альтиметрии.

Таблица 1

Наблюдения поверхностных проявлений медди: $v_{\theta m}$ и $v_{\theta 0}$ (см/с) — максимальная азимутальная скорость в ядре медди и в его поверхностном сигнале; ω_m и ω_0 (1/с) — соответствующие пиковые значения относительной завихренности; H (м) — глубина центра ядра медди, R_{vm} (км) — радиус, на котором азимутальная скорость максимальна. Аномалия уровня моря над медди (ζ , см) вычислялась в квазигеострофическом приближении как $\zeta = (fv_{\theta 0} + v_{\theta 0}^2/R_0)R_0/g$, где $R_0 = 2R_{vm}$, g — ускорение силы тяжести. ζ_{alt} (см) — аномалия уровня моря по данным спутниковой альтиметрии AVISO (для наблюдений с 1993 г.)

Observations of surface manifestations of meddies: $v_{\theta m}$ and $v_{\theta 0}$ (cm s⁻¹) are the maximum azimuthal velocity in the meddy cores and in their surface signals; ω_m and ω_0 (s⁻¹) are the corresponding peak values of relative vorticity; H (m) is the central depths of the meddy cores, R_{vm} (km) is the radius at which the azimuthal velocity reaches its maximum.

The sea level anomaly above meddies (ζ , cm) estimated for the quasi-geostrophic approximation as: $\zeta = (fv_{\theta 0} + v_{\theta 0}^2/R_0)R_0/g$, where $R_0 = 2R_{vm}$, g is the acceleration of gravity. ζ_{alt} (cm) is the sea level anomaly from AVISO satellite altimetry (for observations since 1993)

Медди: имя, положение, время, минимальная глубина наблюдений	H , м	R_{vm} , км	$v_{\theta m}$, см/с	$v_{\theta 0}$, см/с	$v_{\theta 0}/v_{\theta m}$, %	ζ (ζ_{alt}), см	$ \omega_m /f$	$ \omega_0 /f$	ω_0/ω_m , %	Ссылка
<i>Иберийский бассейн (молодые медди)</i>										
Ulla, 04.1997, 45° с.ш., 12° з.д., 0 м	1000	15	17	7	44 %	2 (2)	0,36	0,07	21 %	[29]

Медди: имя, положение, время, минимальная глубина наблюдений	H , м	R_{vm} , км	$v_{\theta m}$, см/с	$v_{\theta 0}$, см/с	$v_{\theta 0}/v_{\theta m}$, %	ζ (ζ_{alt}), см	$ \omega_m /f$	$ \omega_0 /f$	ω_0/ω_m , %	Ссылка
Pinball (A3), 01.1994, 37—38° с.ш., 10—12° з.д., 0 м	1100	18	25	15	60 %	6 (0)	0,52	0,16	30 %	[30, 35]
B2, 04—05.1991, 38° с.ш., 13° з.д., 100 м	1300	25	31	18	58 %	8	0,39	0,11	29 %	[36]
Aska(BI), 04—05.1991, 38° с.ш., 13° з.д., 100 м	1000	18	27	15	55 %	5	0,55	0,15	28 %	[36]
Smeddy, 3.1992, 36° с.ш., 9° з.д., 0 м	800	12	17	8	47 %	2	0,55	0,13	24 %	[31]
Aska (A)	—	17	23	12	56 %	4	0,48	0,12	26 %	[36]
B1	—	25	25	10	40 %	5	0,35	0,07	20 %	[36]
B2	—	30	31	18	58 %	10	0,36	0,10	30 %	[36]
A1	—	18	23	23	100 %	8	0,45	0,22	50 %	[35]
A2	—	37	20	17	83 %	12	0,19	0,08	42 %	[35]
<i>Азорский регион (старые медди)</i>										
Ceres, 07—09.1993, 36° с.ш., 24° з.д., 0 м	1000	30	12	23	192 %	13 (10)	0,15	0,14	96 %	[33]
Encelade, 10—11.1993, 33° с.ш., 21° з.д., 0 м	1000	35	14	8	57 %	5 (8)	0,17	0,06	29 %	[33]
Hyperion, 07.1993, 35° с.ш., 28° з.д., 0 м	900	35	20	13	65 %	8 (12)	0,23	0,07	33 %	[33]
Bobby92, 03.92, 35° с.ш., 23° з.д., 0 м	1100	22	30	15	58 %	6	0,54	0,13	23 %	[32]
A2, Азорско-Бискайское поднятие	—	< 40	15	13	87 %	9	0,14	0,06	43 %	[37]
Sharon84, 09.1984, 32° с.ш., 22° з.д., 100 м	1000	23	25	9	36 %	4	0,47	0,08	18 %	[38]
Sharon85, 10.1985, 27° с.ш., 24° в.д., 100 м	1100	17	18	3	17 %	1	0,53	0,04	8 %	[38]
Среднее	1050	24	19	12	62 %	7	0,40	0,11	32 %	

Примечание. ζ_{alt} определялась как разность между средними значениями уровня моря на расстояниях 0—20 км и 60—120 км от центра медди. Относительная завихренность ядра медди (w_m) получена по данным наблюдений или рассчитана по модели Рэлея $\omega_m = 2\sqrt{e} v_{\theta m} / R_{vm}$; в связи с известным отклонением профиля скорости в ядре медди от модели Рэлея [39, 40], вычисленное значение w_m уменьшено в таблице на 20 %.

Детальное исследование динамического сигнала по данным судового доплеровского измерителя течений (75 кГц) было проведено для медди Gago в Иберийском бассейне во время рейса НИС «*Almirante Gago Coutinho*» в августе 2010 г. (рис. 3 а). Ядро медди, по данным соседних поплавков ARGO, находилось в слое средиземноморских вод и имело относительно невысокие положительные аномалии солёности (0,2) и температуры (0,5 °C) в слое 800—1100 м [41]. Вертикальная

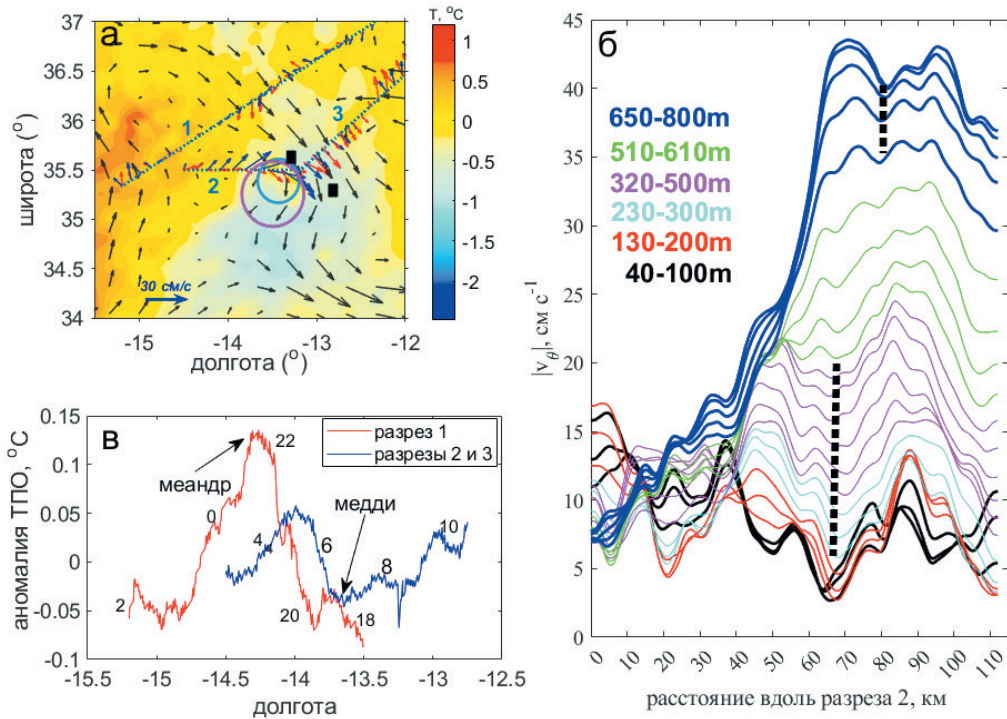


Рис. 3. (а) Поверхностные течения (черные стрелки) по данным AVISO и температура поверхности моря (цвет, °C) по данным MUR SST 24 августа 2010 г. Светло-синие линии — судовые разрезы (пронумерованы 1, 2, 3) 27 августа 2010 г., красные стрелки — течения по данным ADCP на глубине 100 м, синие — на глубине 700 м. Синяя окружность — положение медди Gago, розовая — положение его поверхностного сигнала, черные квадраты — близлежащие профили ARGO. (б) Скорость течения (см/с) через медди Gago как функция расстояния вдоль разреза 2 (с запада на восток). Черные вертикальные пунктирные линии – центры медди Gago (верхний отрезок) и его поверхностного сигнала (нижний отрезок). (в) Аномалии температуры по встроенному судовому термометру (глубина 4 м) вдоль разрезов 1, 2 и 3, показанных на (а), с удаленными линейными трендами (по [41]).

Fig. 3. (a) Surface currents (black arrows) from AVISO and sea surface temperature (color, °C) from MUR SST on August 24, 2010. The light blue lines represent ship sections (numbered 1, 2, 3) on August 27, 2010, the red arrows represent currents at a depth of 100 m according to ADCP data, and the blue arrows represent currents at a depth of 700 m. The blue circle is the position of meddy Gago, the pink circle is the position of its surface signal, the black squares are the nearby ARGO profiles. (b) The current velocity (cm s⁻¹) through meddy Gago as a function of the distance along section 2 (from west to east). The black vertical dotted lines show the centers of meddy Gago (the upper segment) and of its surface signal (the lower segment). (c) Temperature anomalies according to the ship thermometer (4 m depth) along sections 1, 2 and 3 shown in (a), with the linear trends removed (following [41]).

структура интенсивности антициклонического вращения свидетельствовала об уменьшении азимутальной скорости от 30—40 см/с в ядре медди на 800 м (максимальной глубине зондирования ADCP) до 5—10 см/с у поверхности моря (рис. 3 б). Радиус, определяемый здесь по максимуму модуля азимутальной скорости, на глубине 700—800 м составил 10—15 км, что типично для медди в Иберийском бассейне [32, 36], а к поверхности моря (в слое 0—300 м) вырос до 25 км. Последняя величина близка к первому бароклинному радиусу деформации Россби в районе исследования (рис. 3 б).

Таким образом, поверхностный сигнал полностью накрывал медди, несмотря на смещение его оси относительно центра медди. Между медди и его поверхностным сигналом находился переходный 100—150-метровый слой, где скорость вращения быстро уменьшалась, а радиус вихря резко увеличивался (рис. 3 б).

Из этих наблюдений можно заключить, что поверхностный сигнал медди формируется как обособленный вихрь, взаимодействующий с медди. Подобные и связанные друг с другом вихри в разных слоях осуществляют совместное вращение вокруг общего центра или выстраиваются в единую структуру с общей вертикальной осью [42, 43, 44, 45]. В обоих случаях, за счет в 2 раза меньшего радиуса, медди Gago все время должен был оставаться покрытым его поверхностным сигналом.

2.2. Наблюдения поверхностных сигналов медди по данным спутниковой альтиметрии

С появлением спутниковой альтиметрии в работе [21], где использовались альтиметрические данные спутника Geosat еще довольно невысокой точности, удалось впервые проследить несколько медди в Иберийском бассейне, причем самый мощный из сигналов можно было наблюдать дольше года. Впрочем, оставалось неясным, действительно ли отслеживался сигнал медди, фиксированного по данным единичного полигона наблюдений *in situ*, или аномалия уровня моря перемещалась независимо от выявленного внутритермоклинного вихря. В дальнейшем, по вдольтрековым альтиметрическим данным спутника Topex/Poseidon, было показано, что аномалия уровня моря над крупным медди, который двигался некоторое время вдоль трека Topex/Poseidon, сопровождала медди в течение месяца [35]. Сигнал был четким, а аномалия уровня составляла порядка 10 см, даже когда трек пересекал медди на расстоянии 50—60 км от его центра. На расстоянии 90—100 км от центра (на границе медди) поверхностный сигнал медди все еще был слабо различим, но его амплитуда уже была на уровне фонового шума. Совместное движение медди и их сигналов на поверхности моря прослеживалось также по перемещению характерных спиралевидных структур в поле температуры поверхности океана (ТПО). Дальнейшие исследования показали, что поверхностные проявления медди различимы также в интерполированных данных спутниковой альтиметрии AVISO [26]. Эти сигналы можно было непрерывно отслеживать в течение многих месяцев.

Для обнаружения поверхностных сигналов медди на регулярной сетке данных альтиметрии AVISO должны быть выполнены 2 условия:

1) аномалия уровня моря, создаваемая медди, должна превышать уровень шума (2—4 см, [46]);

2) радиус поверхностного сигнала должен быть достаточно большим, чтобы его пересек хотя бы один из альтиметрических треков, используемых при построении карты AVISO.

Tournadre [47] показал, что, используя миссию Geosat (или одну из более поздних аналогичных миссий ERS, Envisat, Jason) совместно с миссией Т/Р (или более позднюю аналогичную миссию Sentinel), можно обнаружить 95 % вихрей радиусом от 60—70 км и 60 % вихрей радиусом 30 км с вероятностью 80 %, если вихри перемещаются со скоростью не более 10 см/с. Под динамическим радиусом вихря здесь и далее понимается расстояние от центра вихря, на котором относительная завихренность ядра меняет знак на противоположный. При характерном динамическом радиусе медди и его поверхностного сигнала 30 км аномалии уровня моря поверхностного сигнала медди будут иметь диаметр порядка 120 км. Согласно результатам Tournadre [47], вероятность обнаружения таких вихрей не будет лимитирована пространственным разрешением данных спутниковой альтиметрии.

Результаты наблюдений вдольтрековых проявлений аномалий уровня моря над медди, непрерывно отслеживавшихся в течение многих месяцев поплавокми RAFOS, свидетельствуют, что центры поверхностных проявлений медди, в подавляющем большинстве случаев, расположены в пределах одного динамического радиуса от центра медди [26]. Данные табл. 2 свидетельствуют об убывании аномалии относительной завихренности поверхностного сигнала медди с расстоянием от его центра. Присутствие антициклонического сигнала в альтиметрии AVISO наблюдалось в течение 70—100 % от всего времени наблюдений. Таким образом, поверхностные сигналы этих медди непрерывно отслеживались в течение многих месяцев несмотря на то, что на большей части периода наблюдений (1993—1995 гг.) имелись только данные единственной на тот момент спутниковой миссии Торех/Poseidon (табл. 2). При этом в исследуемом относительно динамически спокойном районе субтропической северо-восточной Атлантики сигналы над медди значительную часть времени были сравнимы по своей интенсивности с наиболее выраженными региональными мезомасштабными образованиями — меандрами Азорского течения (табл. 2).

Таблица 2

Средние значения относительной завихренности (ω), нормированные на параметр Кориолиса f , на поверхности моря по данным AVISO на разном удалении от центра медди; ω_0 — пиковая относительная завихренность в пределах 100 км от центров медди

The average relative vorticity (ω), normalized by the Coriolis parameter f , on the sea surface from AVISO data at different distances from the meddy centers; ω_0 — peak relative vorticity within 100 km from meddy centers

Медди, промежуток наблюдений	Zoe	Hyperion	Encelade	Ceres	Pinball *
	09.94—02.95	07.93—06.94	11.93—05.94	08.93—01.94	01—09.94
ω/f на расстоянии < 20 км	−0,07 ± 0,02	−0,06 ± 0,03	−0,08 ± 0,02	−0,05 ± 0,06	−0,02 ± 0,02

Медди, промежуток наблюдений	Zoe 09.94—02.95	Hyperion 07.93—06.94	Encelade 11.93—05.94	Ceres 08.93—01.94	Pinball * 01—09.94
ω/f на расстоянии 45 км	$-0,03 \pm 0,01$	$-0,03 \pm 0,02$	$-0,06 \pm 0,01$	$-0,03 \pm 0,03$	$-0,01 \pm 0,01$
ω/f на расстоянии 75 км	$0,01 \pm 0,01$	$-0,01 \pm 0,01$	$-0,02 \pm 0,01$	$-0,01 \pm 0,01$	$-0,00 \pm 0,01$
Среднее фоновое значение ω/f в квадрате $4^\circ \times 4^\circ$	$-0,005 \pm 0,003$	$0,001 \pm 0,005$	$0,004 \pm 0,002$	$0,000 \pm 0,003$	$0,001 \pm 0,001$
ω_0/ω_m , %	20 ± 5 % **	40 ± 20 %	35 ± 5 %	45 ± 45 %	20 ± 35 %
$\omega_0 < 0$, в % от времени наблюдений	100 %	93 %	100 %	70 %	78 %
% времени, когда макс. относительная завихренность наблюдалась над медди (в квадрате $4^\circ \times 4^\circ$)	20 %	35 %	90 %	40 %	20 %

* Включает начальный период стагнации вихря, когда антициклонический сигнал над ним еще не сформировался.

** В связи с отсутствием информации относительная завихренность ядра была принята постоянной и равной $-0,2f$.

Для анализа поверхностных сигналов использовалась база 209 медди (рис. 4), наблюдавшихся с 1993 г., для которых можно было оценить интенсивность поверхностного сигнала по данным наблюдений спутниковой альтиметрии AVISO [48], поскольку *in situ* наблюдения позволяли оценить глубину и радиус ядра медди, а также аномалию частоты плавучести ядра. Поверхностным проявлением медди считалась ближайшая к его центру отрицательная аномалия относительной завихренности, наблюдавшаяся в течение ± 10 дней от даты наблюдений ядра медди *in situ* в пределах двух динамических радиусов от центра медди. Средний динамический радиус такой аномалии (R_0) не должен был превышать двух динамических радиусов медди (R_m). Максимальная аномалия уровня моря (ζ_{alt}) рассчитывалась как разность максимального значения уровня моря в выделенной области поверхностного сигнала медди и среднего уровня моря в окрестности медди (в кольце $1,5-2,0 R_0$).

Аномалии уровня моря над медди, как правило, составляли от 4 до 20 см, что превышает уровень шума альтиметрии AVISO (рис. 4). Рассчитанные по этим данным аномалии относительной завихренности поверхностных сигналов медди составляли от $-0,05f$ до $-0,15f$, что соответствует данным наблюдений *in situ* (табл. 1). Среднее расстояние между центрами медди (выделенных по данным *in situ*) и центрами их поверхностных сигналов (выделенных по данным альтиметрии AVISO) было менее 10 км [48]. То есть, в пределах пространственного разрешения альтиметрии AVISO, большинство поверхностных сигналов медди находилось непосредственно над ядром медди (см. также табл. 2). Это указывает на преобладающее выстраивание медди и его поверхностного сигнала в единую по вертикали структуру (см. также [41, 44, 49]). В отсутствие сильного внешнего форсинга такие связанные по вертикали вихри далее распространяются как единое целое [18]. При наличии сдвига осей центры поверхностных сигналов чаще

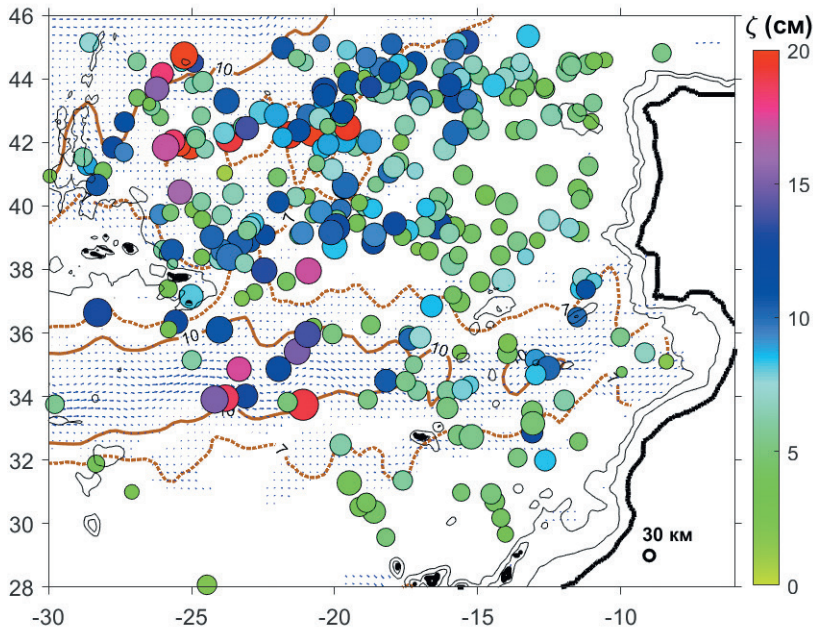


Рис. 4. Пространственное распределение максимальных аномалий уровня моря ζ_{obs} (см, цвет) поверхностных проявлений медди по данным спутниковой альтиметрии AVISO.

Размер кружков соответствует динамическим радиусам поверхностных проявлений медди (R_0 , нелинейная шкала; референтное значение $R_0 = 30$ км показано в правом нижнем углу).

Охровыми контурами показан модуль скорости среднего поверхностного течения: сплошными — 10 см/с, пунктиром — 7 см/с; направления наиболее интенсивных течений AVISO показаны синими стрелками.

Fig. 4. Spatial distribution of the maximum sea level anomalies ζ_{obs} (cm, color) of the meddy surface signals from AVISO satellite altimetry data.

The size of the circles corresponds to the dynamic radius of the meddy surface signals (R_0 , non-linear scale; the reference value $R_0 = 30$ km is shown in the lower right corner). The other contours show the modulus of the mean sea surface current velocity: solid lines — 10 cm/s, dotted lines — 7 cm/s; the directions of the most intense AVISO currents are shown with blue arrows.

всего были смещены к переднему фронту движущихся на запад, юго-запад (южнее Азорского течения) и северо-запад (севернее Азорского течения) медди [48]. Направление основных поверхностных течений в регионе на восток и юго-восток свидетельствует о преимущественном нахождении сигналов либо непосредственно над медди, либо на переднем фронте движущихся медди. Отмечается рост аномалий уровня и радиусов поверхностных сигналов медди к западу, что связывается с захватом медди части энергии поверхностных течений [50]. Уменьшение аномалий уровня и радиусов поверхностных сигналов медди к югу от Азорского течения связывается с потерей части массы медди при пересечении ими Азорского течения.

3. Особенности формирования аномалий температуры поверхности океана над медди

Сигнал медди на поверхности моря в данных спутниковой альтиметрии не отличается от сигналов поверхностных антициклонов, что затрудняет идентификацию подповерхностных вихрей. В этом разделе будет показана принципиальная возможность отличить сигнал подповерхностного антициклона от сигнала поверхностного антициклона путем привлечения данных ТПО. Формируясь преимущественно из меандров крупномасштабных течений, ядра поверхностных антициклонов содержат воды более теплой стороны фронта. Дальнейшая конвергенция теплых поверхностных вод в ядре поддерживает положительные аномалии ТПО в центральной части поверхностного антициклона. Наблюдения поверхностных сигналов медди, наоборот, показывают пониженные значения ТПО в центре вихря по сравнению с его периферией [26].

Для анализа устойчивости холодной аномалии над медди в поле ТПО была использована база данных Multiscale Ultra-high Resolution [51] с пространственным разрешением 1×1 км и суточным временным разрешением, которая представляет собой объединение ночных спутниковых наблюдений в инфракрасном и микроволновом диапазонах. Измеряемая со спутников температура верхнего скин-слоя приводится к температуре верхнего перемешанного слоя путем привлечения различных наблюдений *in situ*.

На рис. 5 приведены аномалии ТПО вдоль траектории медди ARGO352, отслеженного *in situ* с помощью профилирующего поплавка ARGO. Медди характеризовался сильными аномалиями солёности ($> 0,3$) в слое 750—1500 м. Буй ARGO находился в ядре медди ARGO352 в течение семи месяцев с момента его формирования вблизи Лиссабонского каньона в октябре 2005 г. и до момента потери сигнала вблизи гор Жозефины в мае 2006 г. (рис. 5 а). На поверхности моря медди непрерывно сопровождала выраженная отрицательная аномалия относительной завихренности в диапазоне от $-0,08 f$ и до $-0,05 f$ (рис. 5 б) с динамическим радиусом около 50 км. В течение 75 % времени наблюдений поверхностный сигнал медди характеризовался отрицательной аномалией ТПО относительно окружающего океана: средние аномалии ТПО центральной области поверхностного сигнала медди относительно периферии оставляли около $-0,15$ °C, достигая зимой 2005/2006 гг. $-0,35$ °C, при ошибке среднего $0,05$ °C при 95 % уровне значимости (рис. 5 б).

Отрицательные аномалии ТПО наблюдались и над другими медди [41]. В первой половине 1990-х гг. несколько медди отслеживались поплавками RAFOS в течение многих месяцев (табл. 3). В этот период еще не было данных ТПО в микроволновом диапазоне, и все результаты основаны на данных инфракрасных датчиков NOAA AVHRR, использование которых ограничено наличием облачности. Для оценки аномалии ТПО использовались только дни, для которых данные ТПО имелись не менее чем в 50 % точек в области вокруг центра поверхностного сигнала медди ($0-75$ км, SST_1), а также на его периферии ($75-100$ км от центра, SST_2). Ошибка рассчитывалась как $Err = \frac{2\delta_{ASST}}{\sqrt{N}}$, где

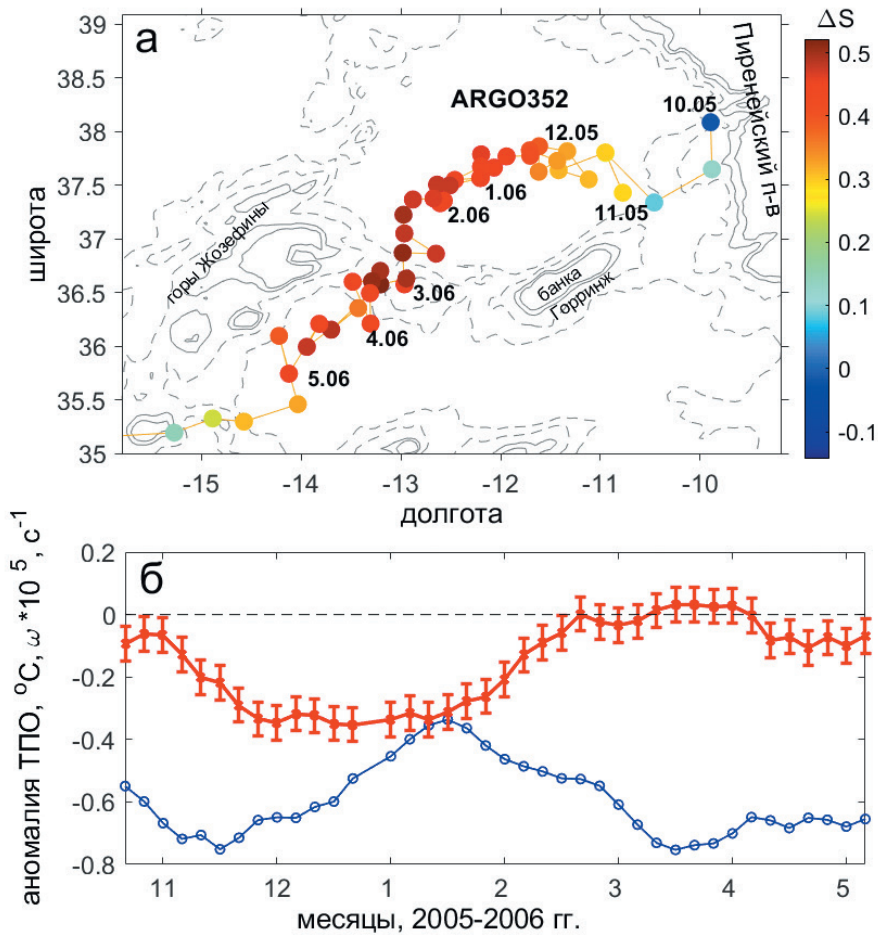


Рис. 5. (а) Аномалии солёности относительно климатологии MEDTRANS, осредненные в слое 700—1500 м, по данным вертикальных профилей в медди ARG0352 (цифрами показан месяц и год наблюдений). Тонкие серые линии — рельеф дна. (б) Месячные скользящие средние относительной завихренности в 25-км круге вокруг центра поверхностного сигнала медди (10^{-5} 1/с , синяя линия с кружками) и аномалии ТПО в том же 25-км круге относительно периферии на расстоянии 75—100 км ($^{\circ}\text{C}$, красная линия; приведены планки погрешностей расчета аномалий ТПО) (по [41]).

Fig. 5. (a) Salinity anomalies relative to MEDTRANS climatology, averaged in the 700—1500 m layer, from vertical profiles in meddy ARG0352 (numbers show the month and year of the observations). Thin gray lines represent the bottom topography. (b) Monthly moving means of the relative vorticity in a 25-km circle around the center of the meddy surface signal (10^{-5} s^{-1} , blue line with circles) and of the SST anomalies in the same 25-km circle relative to the periphery at 75—100 km ($^{\circ}\text{C}$, red line; the error bars of the SST anomalies are shown) (following [41]).

N — общее количество наблюдений ТПО во внутренней области и кольце,
 $\delta_{\Delta SST} = \sqrt{\delta_{\Delta SST_1}^2 + \delta_{\Delta SST_2}^2 - 2\text{cov}(SST_1, SST_2)}$, $\delta_{\Delta SST_1}$ и $\delta_{\Delta SST_2}$ — стандартные отклонения в областях расчета средних значений SST_1 и SST_2 , соответственно. Средние аномалии ТПО над всеми отслеженными медди (табл. 3) были отрицательными, причем над медди Ceres и Huregion эти аномалии существенно превышали ошибку среднего.

На рис. 6 приведен пример формирования отрицательной аномалии ТПО над медди Gago при его взаимодействии с Азорским течением. Сначала отмечается заток более холодной воды с севера и северо-востока в центральную часть поверхностного сигнала медди и одновременное «оборачивание» вокруг него более теплых вод Азорского течения с юго-запада. В результате сформировалась хорошо выраженная аномалия ТПО с холодным ядром относительно аномально теплой периферии (рис. 6 а). Через неделю кольцо теплой воды замкнулось (рис. 6 б). В конце августа 2010 г., несмотря на пересечение медди течения, в окрестности медди по-прежнему наблюдалась холодная аномалия ТПО (рис. 4 а). Это подтверждается и наблюдениями судовым термометром (рис. 4 с). Захват периферией поверхностного сигнала медди более теплой воды на юго-западе и ее «обертывание» вокруг холодного ядра вихря неоднократно визуально наблюдались

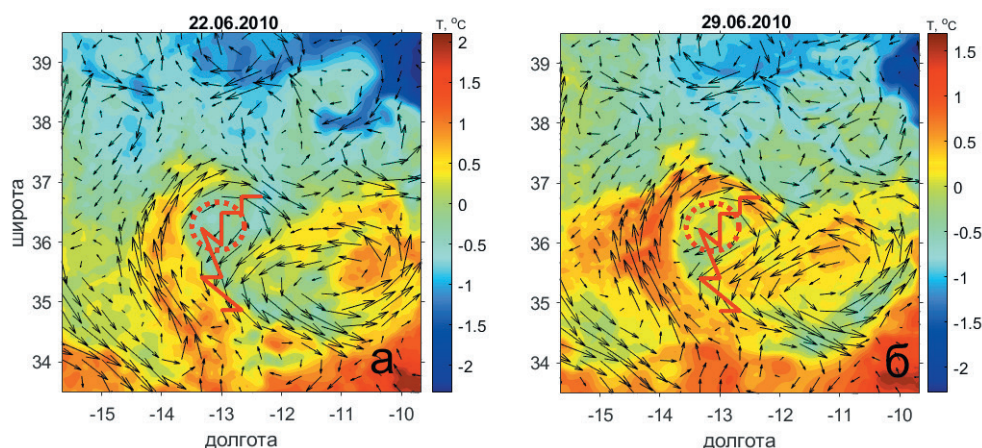


Рис. 6. Аномалии ТПО (°C, цвет) вокруг поверхностного сигнала медди Gago (помечен пунктирной красной окружностью) на даты: (а) 22.06.2010, (б) 29.06.2010.

Аномалии ТПО получены путем вычитания среднего по всей площади рисунка значения ТПО.

Черные стрелки — течения по данным альтиметрии AVISO;
 красная ломанная линия — траектория медди (по [41]).

Fig. 6. SST anomalies (°C, color) around the surface signal of meddy Gago (marked with a dotted red circle) on: (a) 22.06.2010, (b) 29.06.2010.

The SST anomalies are obtained by subtracting the mean SST over the entire area of the figure.

The black arrows represent the AVISO altimetry currents;
 the red broken line is the trajectory of the meddy (following [41]).

и для медди ARGO352 (рис. 5) (см. подробнее [41]). Эти результаты позволяют предположить важность механизма вовлечения жидкости поверхностным сигналом медди в формирование холодной аномалии ТПО, которая усиливается с интенсификацией антициклонической циркуляции поверхностного сигнала.

Можно предположить следующий механизм формирования отрицательной аномалии ТПО над подповерхностным антициклоном. Подъем изопикн над ядром подповерхностного антициклона формирует область более плотной воды над его ядром. Для антициклонов с неглубоким ядром это приводит к возникновению холодной аномалии в центральной области его поверхностного следа. Одновременно большая плотность вод над подповерхностным антициклоном не позволяет более легким и теплым водам, захваченным с южной стороны, проникнуть в ядро его поверхностного сигнала. Захват и проникновение холодных вод в центральную часть поверхностного сигнала и «обертывания» более теплых вод вокруг холодного центра должно существенно усилить холодную аномалию ТПО над антициклоном. Для антициклона с глубоким ядром последний механизм представляется наиболее важным. Этим, в частности, объясняется задержка на 1,5 месяца в максимальном усилении сигнала в ТПО над медди ARGO352 (рис. 5) после ускорения антициклонической циркуляции его поверхностного сигнала. Через некоторое время после ослабления циркуляции на поверхности моря аномалия ТПО в центральных областях поверхностного сигнала медди ослабевала [41].

4. Выводы

Совместное использование данных *in situ* и спутниковых наблюдений показало, что большинство наблюдавшихся медди имели хорошо выраженный сигнал в данных спутниковой альтиметрии AVISO. Сигнал на поверхности моря в подавляющем большинстве случаев располагался непосредственно над медди и двигался вместе с медди [26, 48, 52, 53]. Это позволяет достаточно однозначно интерпретировать наблюдаемые над медди антициклонические структуры как сигналы медди. Сигналы были достаточно устойчивы, чтобы непрерывно отслеживать их по данным спутниковой альтиметрии в течение многих месяцев.

Характерные аномалии уровня моря поверхностных сигналов медди составили от 5 до 15—20 см, а в поле относительной завихренности до $-0,1f$, что сопоставимо с аналогичными значениями в ядрах медди. Поверхностные сигналы медди были сравнимы по интенсивности и размерам с аномалиями поверхностных вихрей в восточной части субтропической Атлантики. Этому способствовали малая скорость средних течений и невысокий уровень вихревой активности в этом относительно динамически спокойном районе [54].

Наблюдения показывают, что сигнал медди на поверхности моря представляет собой проявления самостоятельного антициклона, динамически связанного с медди и формирующегося вследствие сохранения потенциальной завихренности набегающего на медди потока [52]. Процесс формирования сигнала медди, при условии постоянства характеристик внешней среды, может занимать несколько дней [53]. На практике такое постоянство внешних условий часто недостижимо и характерное время формирования сигнала может достигать 1—3 недель.

Временное, на несколько суток, исчезновение сигнала отслеживаемых медди с последующим его быстрым восстановлением обычно происходило либо при пересечении медди струйного Азорского течения, либо при «подныривании» медди под поверхностный циклон [22, 53, 55, 56, 57]. Взаимодействие со струйным течением могло также приводить к аномальному усилению сигнала над медди за счет захвата медди части энергии течения и формировании над ним антициклонического меандра. Если медди отделялся от течения, то меандр обычно отделялся вместе с ним, формируя аномально сильный сигнал медди на поверхности моря.

Медди характеризовались преимущественно отрицательной аномалией ТПО в центральной области своего динамического сигнала, в противоположность положительной аномалии ТПО, характерной для поверхностных антициклонов. Отрицательная аномалия ТПО доминировала и над Лофотенским вихрем с подповерхностным ядром [58], в то время как антициклоны Норвежского течения имели положительную аномалию ТПО [59]. Аналогичная ситуация наблюдалась в статистических средних для подповерхностных и поверхностных вихрей северной части Индийского океана [60]. Отрицательные аномалии ТПО регулярно наблюдались над подповерхностными вихрями в других районах Мирового океана [61, 62].

Основным механизмом формирования отрицательной аномалии ТПО над подповерхностными антициклонами является подъем изотерм. Помимо непосредственного эффекта в условиях убывания температуры воды с глубиной, сопровождающий его подъем изопикн формирует дифференцированное вовлечение окружающей жидкости в антициклоническое вращение в поверхностном слое, что проявляется в «обертывании» более теплых вод (обычно увлекаемых с юга) вокруг периферии холодного ядра. Для эффективного функционирования такого механизма необходимо наличие достаточно выраженных фоновых градиентов ТПО. Изменчивость градиентов ТПО, их существенная зависимость от прогрева, силы ветра и других условий является одной из причин того, что аномалия ТПО над подповерхностными антициклонами существенно менее стабильна, чем их сигнал в уровне моря. Малая величина формируемой аномалии, часто на пределе точности оценки ТПО по современным спутниковым наблюдениям и высокая зашумленность поля ТПО, осложняют идентификацию сигналов подповерхностных вихрей по совместным спутниковым наблюдениям.

References

1. Dong C., McWilliams J. C., Liu Y., Chen D. Global heat and salt transports by eddy movement. *Nature communications*. 2014; 5(1):3294. DOI: 10.1038/ncomms4294 |www.nature.com/naturecommunications.
2. Groeskamp S., LaCasce J. H., McDougall T. J., Roge M. Full- depth global estimates of ocean mesoscale eddy mixing from observations and theory. *Geophysical Research Letters*. 2020; 47 (18):e2020GL089425. DOI: 10.1029/2020G L089425.
3. Volkov D. L., Lee T., Fu L. L. Eddy- induced meridional heat transport in the ocean. *Geophysical Research Letters*. 2008; 35(20):1—5. DOI: 10.1029/2008GL035490.
4. Belonenko T. V., Foux V. R., Zakharchuk E. A. *Gradient-Vorticity Waves in the World Ocean: General Theory. The Southern Ocean. The Pacific Ocean. The Arctic Ocean*. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2010: 408 p. ISBN-13: 978-3-8433-0349-1.
5. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M., de Szoeke R. A. Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*. 2007; 34(15):1—5. DOI: 10.1029/2007GL030812.

6. Chelton D. B., Schlax M. G., Samelson R. M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in oceanography*. 2011; 91(2):167—216. DOI: 10.1016/j.pocean.2011.01.002.
7. Wunsch C. Ocean observations and the climate forecast problem. *International Geophysics*. 2002; (83):233—245. DOI: 10.1016/S0074-6142(02)80170-X.
8. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 2004;(36):281—314. DOI: 10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121.
9. Cushman-Roisin B., Beckers J. M. *Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects*. Academic press, 2011: 828 p. ISBN: 9780120887590.
10. Timmermans M. L., Toole J., Proshutinsky, A. et al. Eddies in the Canada Basin, Arctic Ocean, observed from ice-tethered profilers. *Journal of Physical Oceanography*. 2008; 38(1):133-145. DOI: 10.1175/2007JPO3782.1.
11. Kostianoy A. G., Belkin I. M. A survey of observations on intrathermocline eddies in the world ocean. *Mesoscale/Synoptic Coherent Structures in Geophysical Turbulence*. Elsevier, 1989;(50):821—841. ISBN: 0-444-87470-4.
12. Richardson P. L., McCartney M. S., Maillard C. A search for meddies in historical data. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 1991;15(3-5):241—265. DOI: 10.1016/0377-0265(91)90022-8.
13. Lozier M. S. Deconstructing the conveyor belt. *Science*. 2010; 328(5985):1507—1511. DOI: 10.1126/science.1189250.
14. Meneghello G., Marshall J., Lique C. et al. Genesis and decay of mesoscale baroclinic eddies in the seasonally ice-covered interior Arctic Ocean. *Journal of Physical Oceanography*. 2021; 51(1):115—129. DOI: 10.1175/JPO-D-20-0054.1.
15. Thomas L. N. Formation of intrathermocline eddies at ocean fronts by wind-driven destruction of potential vorticity. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2008; 45(3—4):252—273. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2008.02.002.
16. Barcelo-Llull B., Sangra P., Pallas-Sanz E. et al. Anatomy of a subtropical intrathermocline eddy. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017;(124):126—139. DOI: 10.1016/j.dsr.2017.03.012.
17. Carton X. Hydrodynamical modeling of oceanic vortices. *Surveys in Geophysics*. 2001; 22(3):179—263. DOI: 10.1023/A:1013779219578.
18. Zhmur V. V. *Mesoscale eddies of the ocean*. Moscow: GEOS, 2010. 290 p. ISBN:978-5-89118-534-0.
19. Sokolovskiy M. A., Verron J. Finite-core hetons: stability and interactions. *Journal of Fluid Mechanics*. 2000;(423):127—154. DOI: 10.1017/S0022112000001816.
20. Chouksey A., Gula J., Carton X. J. Long-lived Deep Coherent Vortices in the Northeast Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023;1—33. DOI:10.22541/essoar.169592551.11153192/v1.
21. Stammer D., Hinrichsen H. H., Kase R. H. Can meddies be detected by satellite altimetry? *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1991; 96(C4):7005—7014. DOI:10.1029/90JC02740.
22. 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.
23. Demidov A. N., Filyushkin B. N., Kozhelupova N. G. Detection of Mediterranean lenses in the Atlantic ocean by profilers of the Argo project. *Oceanology*. 2012(52):171—180. DOI: 10.1134/S0001437012020038.
24. 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.pocean.2015.06.001.
25. Filyushkin B. N., Kozhelupova N. G. Review of the investigations of the Mediterranean intrathermocline eddies in the Atlantic ocean. *Oceanological research*. 2020; 48(3):123—147. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2020.48(3).8.
26. 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(C5). DOI: 10.1029/2008JC005032.
27. Kase R. H., Zenk W. Reconstructed Mediterranean salt lens trajectories. *Journal of Physical Oceanography*. 1987; 17(1):158—163. DOI: 10.1175/1520-0485(1987)017<0158:RMSLT>2.0.CO;2.
28. Kase R. H., Beckmann A., Hinrichsen H. H. Observational evidence of salt lens formation in the Iberian Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989; 94(C4):4905—4912. DOI: 10.1029/JC094iC04p04905.

29. 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.
30. 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/.
31. Pingree R. D., Le Cann B. A shallow meddy (a Smeddy) from the secondary Mediterranean salinity maximum. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1993; 98(C11):20169—20185. DOI: 10.1029/93JC02211.
32. Pingree R. D., Le Cann B. Structure of a meddy (Bobby 92) southeast of the Azores. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 1993; 40(10):2077—2103. DOI: 10.1016/0967-0637(93)90046-6.
33. 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.
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. 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.
36. Schultz Tokos K. L., Hinrichsen H. H., Zenk W. Merging and migration of two meddies. *Journal of Physical Oceanography*. 1994; 24(10):2129—2141. DOI: 10.1175/1520-0485(1994)024<2129:MAMOT-M>2.0.CO;2.
37. Le Cann B., Assenbaum M., Gascard J. C., Reverdin G. Observed mean and mesoscale upper ocean circulation in the midlatitude northeast Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2005; 110(C7). DOI: 10.1029/2004JC002768.
38. Schultz Tokos K. S., Rossby T. Kinematics and dynamics of a Mediterranean salt lens. *Journal of Physical Oceanography*. 1991; 21(6):879—892. DOI: 10.1175/1520-0485(1991)021<0879:KADOAM>2.0.CO;2.
39. Richardson P. L., Price J. F., Walsh D. et al. Tracking three meddies with SOFAR floats. *Journal of Physical Oceanography*. 1989; 19(3):371—383. DOI: 10.1175/1520-0485(1989)019<0371:TTMWS-F>2.0.CO;2.
40. Armi L., Hebert D., Oakey N. et al. Two years in the life of a Mediterranean salt lens. *Journal of Physical Oceanography*. 1989; 19(3):354—370. DOI: 10.1175/1520-0485(1989)019<0354:TYITLO>2.0.CO;2.
41. Bashmachnikov I., Boutov D., Dias J. Manifestation of two meddies in altimetry and sea-surface temperature. *Ocean Science*. 2013; 9(2):249—259. DOI:10.5194/os-9-249-2013.
42. 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.
43. 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.
44. 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.
45. 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.
46. 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.
47. Tournadre J. Sampling of oceanic rings by satellite radar altimeter. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1990; 95(C1):693—697. DOI:10.1029/JC095iC01p00693.
48. 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.
49. Belkin I., Foppert A., Rossby T. et al. A double-thermostad warm-core ring of the Gulf Stream. *Journal of Physical Oceanography*. 2020; 50(2):489—507. DOI: 10.1175/JPO-D-18-0275.1.

50. Sokolovskiy, M. A., Carton, X. J., Filyushkin, B. N., Yakovenko, O. I. Interaction between a surface jet and subsurface vortices in a three-layer quasi-geostrophic model. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 2016(110(3)):201—223. DOI: 10.1080/03091929.2016.1164148.
51. MUR – Multi-scale Ultra-high Resolution Sea Surface Temperature. Available at: <https://podaac.jpl.nasa.gov/MEaSURES-MUR> (accessed on: 24.02.2025)
52. 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.
53. 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.
54. Fratantoni D. M. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with satellite-tracked drifters. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2001; 106(C10):22067—22093.
55. Verron J. Topographic eddies in temporally varying oceanic flows. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*. 1986; 35(1-4):257—276. DOI:10.1029/2000JC000730.
56. Vandermeirsch F. O., Carton X. J., Morel Y. G. Interaction between an eddy and a zonal jet: Part I. One-and-a-half-layer model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2003; 36(4):247—270. DOI: 10.1016/S0377-0265(02)00065-9.
57. Vandermeirsch F. O., Carton X. J., Morel Y. G. Interaction between an eddy and a zonal jet: Part II. Two-and-a-half-layer model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. 2003; 36(4):271—296. DOI: 10.1016/S0377-0265(02)00066-0.
58. Bashmachnikov I. L., Sokolovskiy M. A., Belonenko T. V. et al. On the vertical structure and stability of the Lofoten vortex in the Norwegian Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2017;(128):1—27. DOI: 10.1016/j.dsr.2017.08.001.
59. Sandalyuk N. V., Bosse A., Belonenko T. V. (2020). The 3- D structure of mesoscale eddies in the Lofoten Basin of the Norwegian Sea: A composite analysis from altimetry and in situ data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020; 125(10):e2020JC016331. DOI: 10.1029/2020JC016331.
60. Liu Y., Li X. Impact of surface and subsurface-intensified eddies on sea surface temperature and chlorophyll-a in the northern Indian Ocean utilizing deep learning. *Ocean Science*. 2023; 19(6):1579—1593. DOI: 10.5194/os-19-1579-2023.
61. McGillicuddy Jr. D. J. Formation of intrathermocline lenses by eddy–wind interaction. *Journal of Physical Oceanography*. 2015; 45(2):606–612. DOI: 10.1175/JPO-D-14-0221.1
62. Pingree R. D., Le Cann B. Three anticyclonic Slope Water Oceanic eDDIES (SWODDIES) in the southern Bay of Biscay in 1990. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*. 1992; 39(7-8):1147—1175. DOI: 10.1016/0198-0149(92)90062-X.

Информация об авторах

Башмачников Игорь Львович, доктор географических наук, Санкт-Петербургский государственный университет, доцент; Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена, директор, igor1969@mail.ru.

Information about authors

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

Статья поступила 19.02.2025

Принята к печати 18.03.2025

The article was received on 19.02.2025

The article was accepted on 18.03.2025