

Об идентификации синоптических вихрей по спутниковым данным на примере акватории северо-западной части Тихого океана

Т.В. Белоненко, П.В. Шоленинова

*Санкт-Петербургский государственный университет
Санкт-Петербург, 199034, Россия
E-mail: bvtlisab@yandex.ru*

Рассматриваются три метода, традиционно используемые для идентификации синоптических вихрей по спутниковым данным. Сравнение проводится на примере акватории, расположенной в северо-западной части Тихого океана, для которой картируются аномалии уровня океана, относительная завихренность и параметр Окубо–Вейса, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии. Выявлено, что распределения аномалий уровня океана, относительной завихренности и параметра Окубо–Вейса для рассматриваемой акватории существенно отличаются по числу, масштабам и локализации выделенных неоднородностей, которые идентифицируются как синоптические вихри. Неоднородности, идентифицируемые в поле относительной завихренности, имеют меньшие пространственные масштабы по сравнению с неоднородностями, выделенными в поле аномалий уровня океана. Распределения аномалий уровня океана или относительной завихренности могут давать ложную картину вихрей. Неоднородности, выделенные в этих полях, часто не являются синонимами вихрей, так как для них оценки параметра Окубо–Вейса имеют положительные значения. Показано, что при анализе альтиметрических данных только по одной характеристике исследователи могут допускать ошибочную трактовку полученных результатов, находя вихри там, где их в действительности нет. Образование различных неоднородностей в полях аномалий уровня океана, а также в полях относительной завихренности может быть обусловлено другими причинами, прежде всего, распространяющимися на запад градиентно-вихревыми волнами (низкочастотными волнами Россби), а также их взаимодействием с течениями.

Ключевые слова: альтиметрические измерения, SLA, аномалии уровня океана, относительная завихренность, параметр Окубо–Вейса, Тихий океан, синоптические вихри, волны Россби

*Одобрена к печати: 28.07.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-79-90*

Введение

Изучение синоптических вихрей даёт представление о целых системах взаимосвязанных океанических характеристик. Вихри способны переносить тепло, массу, кинетическую энергию и биохимические характеристики из региона их формирования в более отдалённые. С появлением дистанционных методов зондирования спутниковая альтиметрия является самым привлекательным инструментом для изучения, в том числе и синоптических вихрей, так как альтиметрические измерения, которые сегодня доступны с высокой точностью, равной 1–2 см (Fu, Le Traon, 2006), имеют широкий пространственный охват, длительный временной ряд и регулярно обновляются. В последние годы получили широкое развитие различные алгоритмы отслеживания вихрей по альтиметрическим полям, которые позволяют установить различные характеристики вихрей, такие как размер, полярность, западное распространение, срок жизни. Они показали, что нет жёсткой связи между полярностями вихрей, их размерами и скоростью распространения (Stegmann, Schwing, 2007; Chaigneau et al., 2009). В северной части Тихого океана основные районы активности вихрей – течения Куроисио и Ойясио, зона Субтропического противотечения, северо-восточный регион тропичес-

кой части Тихого океана, подветренная сторона Гавайских островов, Аляскинское течение, Калифорнийское течение, северо-восточный участок тропической зоны Тихого океана. Таким образом, районы вихревой активности так или иначе приурочены к областям крупномасштабных течений, так как основным физическим механизмом образования синоптических вихрей является их бароклинная неустойчивость. С другой стороны, в северо-восточной части Тихого океана существует так называемая «вихревая пустыня» – район, где почти полностью отсутствует вихревая активность (Chelton et al., 2007, 2011; Henson, Thomas, 2008).

Синоптические вихри распространяются в западном направлении с отклонением к полюсу для антициклонических и к экватору для циклонических вихрей. Радиус их варьируется в пределах 60–80 км, скорость распространения в среднем составляет порядка 2 км/день (Chelton et al., 2007, 2011; Morrow et al., 2004). Скорости распространения и кинетические энергии циклонических и антициклонических вихрей практически одинаковы, но, в отличие от циклонических вихрей, антициклонические имеют большую продолжительность жизни, амплитуду и размер. Исследование (Cheng et al., 2014), проведенное для северной части Тихого океана по данным AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Data in Oceanography) аномалий уровня океана (SLA) за период с октября 1992 г. по декабрь 2012 г., включало вихри с продолжительностью жизни более 4 недель. Общее число идентифицированных вихрей – 19836, из них 10398 циклонических и 9438 антициклонических. Средняя продолжительность жизни для всех вихрей – 18 недель, однако некоторые вихри существуют в течение нескольких лет. Пройденные расстояния составляют от 100 км до 3000 км, при этом, как показано, большинство как антициклонических, так и циклонических вихрей проходит расстояние 200–300 км.

Целью данной работы является анализ некоторых подходов к идентификации синоптических вихрей по спутниковым данным, проведенный на примере района в северной части Тихого океана.

Данные

Работа выполнялась на основе альтиметрических измерений уровня океана – массив SLA за период с 01-01-1993 по 22-04-2015, взятый с портала Copernicus Marine environment monitoring service¹. Эти данные хранятся в формате NetCDF и представляют собой трёхмерный массив. Они собраны из измерений несколькими альтиметрами высоты всей поверхности Мирового океана, среднее значение уровня океана рассчитано за 21 год измерений. Пространственное разрешение данных 0,25° широты и долготы, временная дискретность 7 суток.

¹ http://marine.copernicus.eu/web/69-interactive-catalogue.php?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_GLO_SLAP_MAP_L4_REP_OBSERVATIONS_008_027

Методы и результаты

Существует несколько способов обнаружения синоптических вихрей на основе спутниковой альтиметрии и численного моделирования, которые делятся на две категории: физические и геометрические. Первые включают в себя вычисление динамических полей, определяют вихри как замкнутые контуры в распределении этих характеристик. В частности, для идентификации вихрей методом визуального анализа рассматриваются поля SLA относительной завихрённости или параметра Окубо–Вейса. В отличие от физических, геометрические методы используют кривизну или форму поля мгновенного потока, например, метод «winding-angle» («блуждающего угла») или метод векторной геометрии. Наиболее популярным является контурный метод с использованием полей аномалий уровня моря и параметра Окубо–Вейса. Для обнаружения вихрей может также применяться метод вейвлетов или Лагранжевых когерентных структур (см. обзор методов в работе Kurian et al., 2011).

Важно отметить, что не существует единственно верного способа для обнаружения вихрей по спутниковым данным, так как среди исследователей само определение вихря не имеет однозначного определения. Ниже рассмотрены три физических подхода к идентификации вихрей по альтиметрическим измерениям и сравнение их результатов.

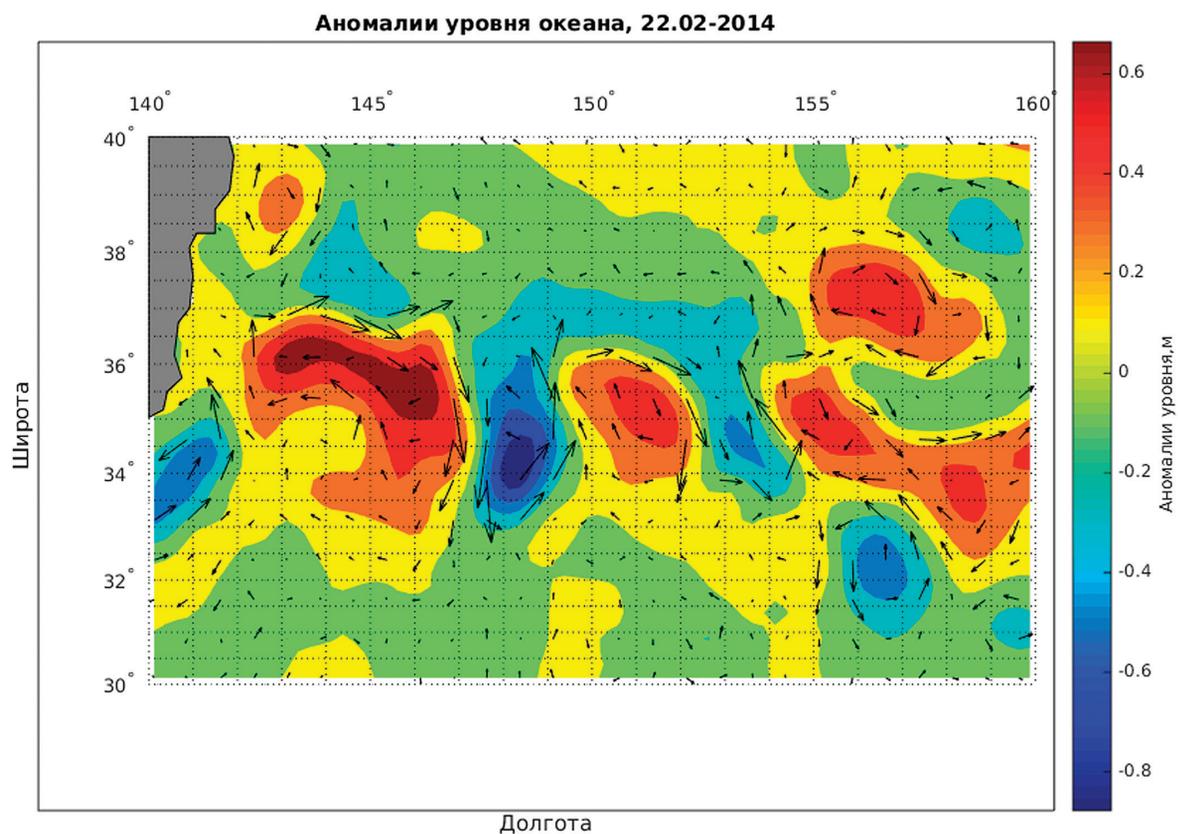


Рис. 1. Поле аномалий уровня для акватории, расположенной в струе Курошио, с нанесёнными векторами течений на 22.02.2014

На *рис. 1* показаны вихревые структуры в потоке Куроисио: чередование циклонических и антициклонических вихрей. Поле аномалий уровня на участке Куроисио, где оно отходит от берегов Японии и поворачивает на восток, имеет ячеистую структуру (Белоненко и др., 2011). Повышения уровня наблюдаются справа от генерального направления Куроисио, понижения – слева. Это объясняется действием силы Кориолиса, которая смещает водные массы вправо от направления течения, тем самым увеличивая уровень. Вокруг положительных аномалий уровня наблюдается антициклонический круговорот, а вокруг отрицательных, соответственно, циклонический; участки с наибольшим градиентом уровня совпадают с большими скоростями.

Теперь для сравнения рассмотрим в этом же районе распределения неоднородностей в поле относительной завихренности:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} . \quad (1)$$

На *рис. 2* выделяются как положительные, так и отрицательные неоднородности, которые обычно ассоциируются с синоптическими вихрями. В отличие от SLA, здесь положительным значениям относительной завихренности соответствуют циклонические образования, а отрицательным значениям – антициклонические. Поле относительной завихренности сильно зашумлено, поэтому обычно принимают во внимание значения, превышающие по модулю некое пороговое значение. В данном примере, следуя Kurian et al. (2011), мы рассматриваем значения, превышающие по модулю единицу (с учетом коэффициента 10^{-5}). Сравнив распределения характеристик на *рис. 1* и *2*, мы видим, что неоднородности на *рис. 2* имеют существенно меньшие пространственные масштабы по сравнению с таковыми, выделенными в поле SLA, и их расположение также отличается. Эти неоднородности также часто рассматриваются исследователями как вихри: на *рис. 2* антициклонические вихри изображены синим цветом, циклонические – красным.

Однако, как мы покажем в дальнейшем, рассчитав параметр Окубо–Вейса, не все выделенные неоднородности в поле относительной завихренности в действительности являются вихрями. Рассмотрим простой пример, когда относительная завихренность может давать ложную картину вихрей. Действительно, с одной стороны, относительная завихренность, являясь вертикальной составляющей ротора скоростей, характеризует вращательные движения в поле течений. С другой стороны, знак относительной завихренности зависит от знака градиентов скоростей. Положив, например, $v = 0$ в выражении (1), получаем по разные стороны от оси струйного течения (например, Куроисио) разные знаки этой характеристики, и, соответственно, разные типы неоднородностей на картах. Слева от основной струи течения мы выделим по знаку относительной завихренности циклонические вихри, а справа – антициклонические, в то время как в действительности рассматривалось зональное струйное течение ($v = 0$). Этот простой пример показывает, что относительная завихренность не всегда дает исчерпывающую характеристику именно о наличии синоптического вихря в том или ином месте, показывая также и сдвиговые различия в поле скоростей. Более точные оценки могут быть получены методом, рассмотренным ниже.

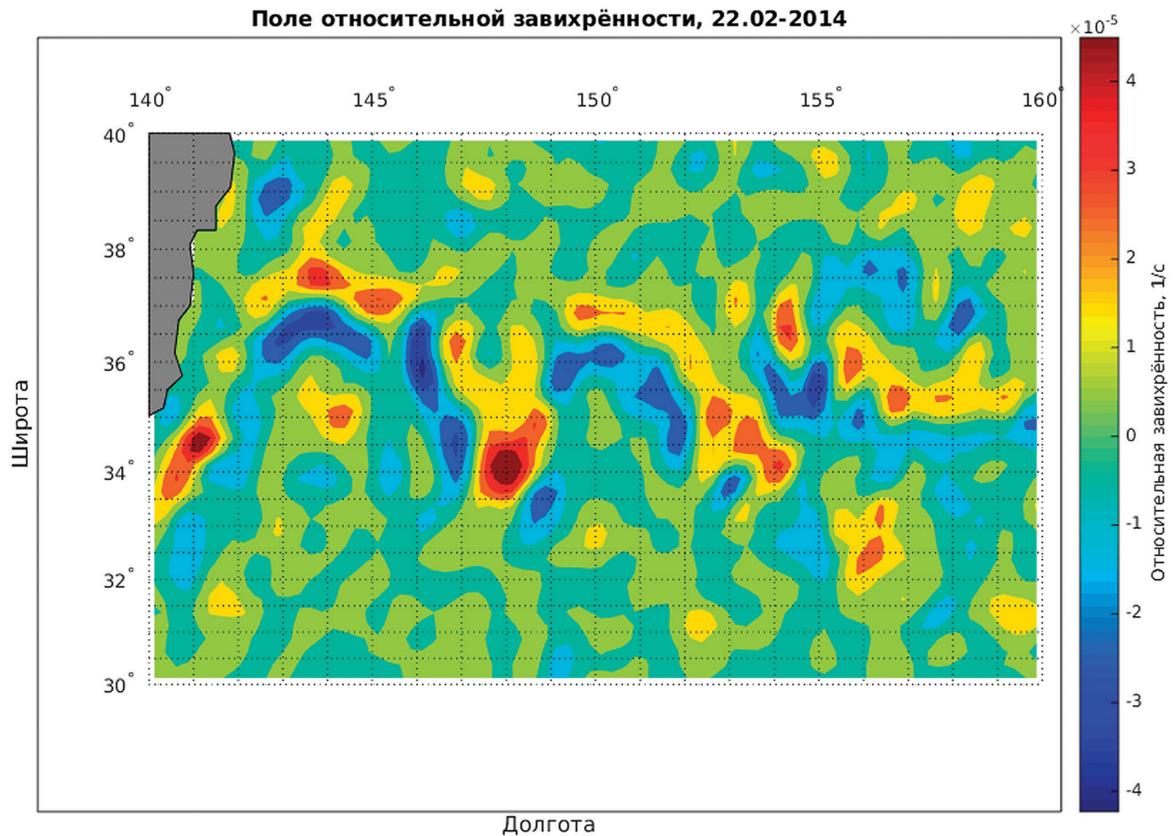


Рис. 2. Поле относительной завихрённости для рассматриваемого района

Рассмотрим теперь для той же даты выделение вихрей по методу оценки параметра Окубо–Вейса (Okubo, 1970; Weiss, 1991):

$$W = s_n^2 + s_s^2 - \zeta^2 = 4(u_x^2 + u_y v_x), \text{ где}$$

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) - \text{относительная завихренность,}$$

$$s_n = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{2g}{f} \frac{\partial^2 h}{\partial x \partial y} - \text{нормальная компонента напряжения,}$$

$$s_s = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{g}{f} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} \right) - \text{сдвиговая компонента напряжения, здесь } h -$$

аномалии уровня океана (SLA). Для регионов с преобладанием относительной завихрённости параметр Окубо–Вейса будет отрицательным: $W < 0$, и, наоборот, $W > 0$, если вихревые движения в течениях слабо выражены. Параметр Окубо–Вейса фиксирует, где сдвиговые компоненты превышают величины относительной завихренности. Когда параметр Окубо–Вейса отрицательный, в жидкости доминирует вращение частиц, и, наоборот, когда он положительный, доминирует сдвиговое и нормальное напряжение. При этом параметр Окубо–Вейса отрицательный как для циклонов, так и для антициклонов.

В геофизических исследованиях (например, Bracco et al., 2000; Pasquero et al., 2001) показано, что дисперсия потока жидкости тесно связана с параметром Окубо–Вейса,

в частности, при дивергенции потоков доминируют нормальное и сдвиговое напряжения, и параметр Окубо–Вейса положителен. При отрицательных его значениях дисперсия сохраняется, и частицы жидкости остаются «захвачены» в данной части акватории. Таким образом, если параметр Окубо–Вейса положителен, $W > 0$, сдвиговые и нормальные напряжения рассеивают частицы жидкости, и, наоборот, происходит конвергенция, если $W < 0$. В центре каждого вихря отрицательные значения параметра Окубо–Вейса имеют наибольшие абсолютные значения. На *рис. 3* представлено распределение параметра Окубо–Вейса для рассматриваемой акватории, где вихри показаны синим цветом ($W < 0$), в то время как красным цветом фиксируются неоднородности в поле течений ($W > 0$). Выделяемые по спутниковым альтиметрическим данным вихри соответствуют значениям параметра Окубо–Вейса, меньшим $-0,2 \times 10^{-9}$ шкалы, которое принято здесь в качестве некоторого порогового значения, в соответствии с которым на большей части акватории наблюдаются лишь шумы, следуя (Kurian et al., 2011).

На *рис. 3* в рассматриваемой акватории выделяются 4 вихря с центрами в точках с координатами 35° с.ш. 141° в.д. (1), 36° с.ш. 146° в.д. (2), $34,5^\circ$ с.ш. 148° в.д. (3) и $35,5^\circ$ с.ш. 155° в.д. (4). Но, в отличие от двух предыдущих методов, параметр Окубо–Вейса, выделяя вихри в акватории, не позволяет определить их полярность, поэтому для того чтобы уточнить, являются ли выделенные вихри циклоническими или антициклоническими, следует дополнительно обратиться к распределению относительной завихрённости или полю SLA. На основе совместного анализа этих характеристик (*рис. 1–3*) мы получаем, таким образом, что на *рис. 3* (1) и (3) – циклонические вихри (с отрицательной аномалией уровня в центре), (2) и (4) – антициклонические (с положительной аномалией уровня).

Следует отметить, что, помимо указанных четырёх вихрей, на *рис. 3* наблюдаются и другие неоднородности. В распределении параметра Окубо–Вейса эти неоднородности характеризуются значениями ниже принятых пороговых, но при этом они также наблюдаются и на других полях (*рис. 1* и *2*). Например, такова неоднородность с центром на 39° с.ш., 143° в.д. (*рис. 3*), для которой значительна величина относительной завихрённости (*рис. 2*). Ей также соответствуют положительная аномалия в поле уровня (*рис. 1*) и высокая относительно окружающих вод скорость течения. Все эти условия указывают на то, что, не исключено, данная неоднородность – это также антициклонический вихрь, который при этом не выделяется методом Окубо–Вейса с принятыми пороговыми значениями.

На *рис. 4* дан композитный анализ выделенных вихрей. На картах показаны два циклона и два антициклона, выделенные на основе расчетов параметра Окубо–Вейса (*рис. 4a*). Эти же четыре вихря присутствуют также и на карте относительной завихрённости (*рис. 4b*), но здесь эти неоднородности имеют несколько иную форму – более вытянуты, а ядро менее локализовано. При этом на карте относительной завихрённости вихрей гораздо больше (*рис. 4b*), то есть неоднородности разных знаков не исчерпываются четырьмя вихрями, выделенными методом Окубо–Вейса. Следовательно, если анализ ограничить только расчетами относительной завихрённости, можно сделать ошибочные выводы о присутствии в исследуемой акватории большого количества вихрей. И в еще большей степени

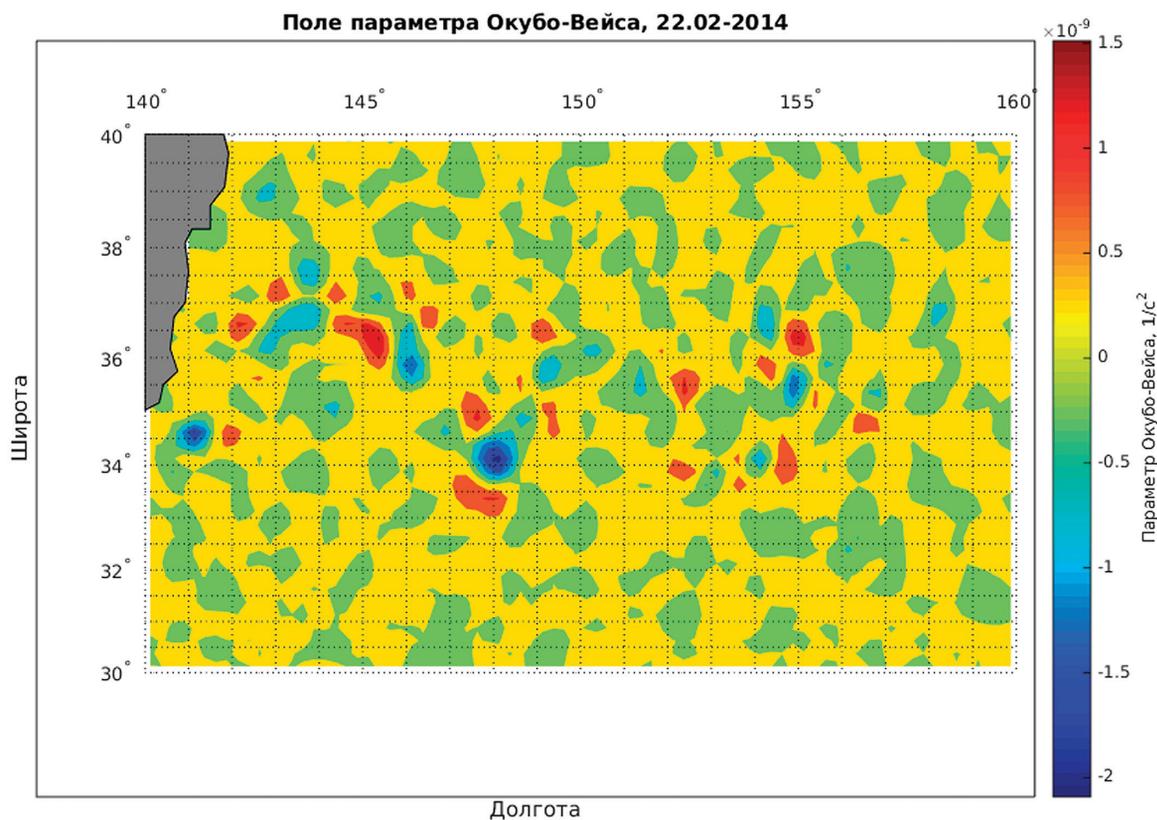


Рис. 3. Параметр Окубо–Вейса для рассматриваемого района

это относится к выделению вихрей по неоднородностям в поле аномалий уровня (рис. 4а), где вся область Куроисио представляет собой чередование «вихрей» разного знака, которые, скорее всего, вихрями и не являются.

Сравнение различных подходов к идентификации вихрей по спутниковым данным на этих примерах приводит к закономерному выводу, что сама процедура идентификации вихрей содержит еще много вопросов, связанных с недостаточно развитой теорией вихрей и, в первую очередь, отсутствием строгого определения вихря в океане. В большинстве методов автоматической идентификации вихрей, сегодня повсеместно применяемых в океанологических исследованиях, основная процедура заключается в выявлении замкнутых контуров в поле SLA, относительной завихренности или в поле параметра Окубо–Вейса W . Чтобы отфильтровать зашумленные данные, обычно принимают контур с неким пороговым значением рассматриваемой характеристики, причем стандартное отклонение вычисляется для каждого временного шага для конкретного участка (Isern-Fontanet et al., 2003; Henson, Thomas, 2008), или некую постоянную (Chelton et al., 2007; Stegmann, Schwing, 2007). Во всех случаях этот подход имеет свои недостатки: во-первых, поля сильно зашумлены, во-вторых, выделяется слишком много ложных вихрей, в-третьих, иногда не удаётся идентифицировать реальные вихри. Некоторые аспекты этих проблем мы показали выше.

Но тогда возникает вопрос: если указанные структуры, выделяемые как неоднородности в поле уровня океана, имеющие замкнутые контуры и перемещающиеся на запад, не являются, строго говоря, вихрями, например, по методу Окубо–Вейса, то тогда что они из себя представляют? Ответ на этот вопрос может дать теория градиентно-вихревых волн.

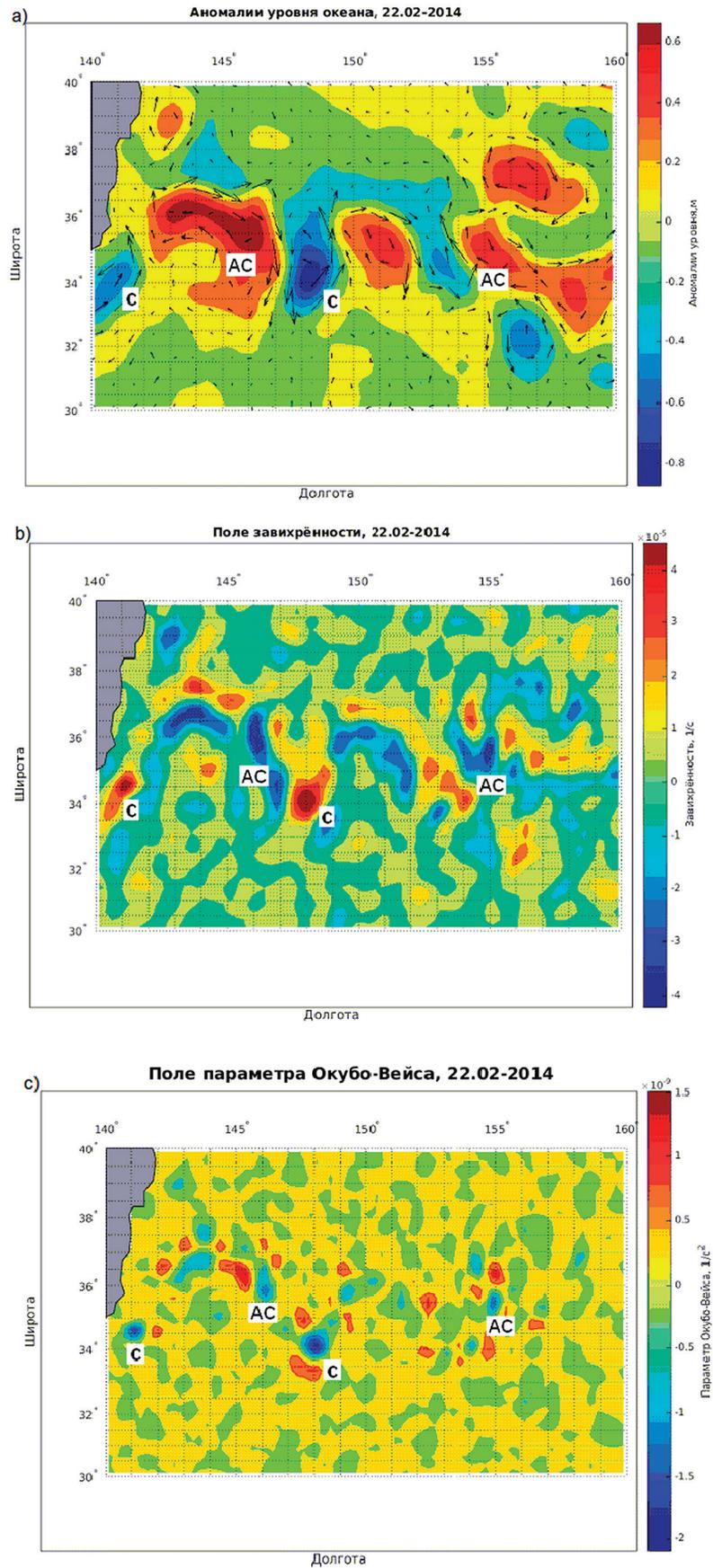


Рис. 4. Поля аномалий уровня океана (а), относительной завихрённости (б) и параметра Окубо–Вейса (в) с обозначением циклонов (С) и антициклонов (АС)

Известно, что наблюдающиеся в океане синоптические вихри иногда обнаруживают некоторые черты волн Россби, а именно: распространение с западной составляющей фазовой скорости и неплохое количественное совпадение пространственно-временных масштабов колебаний с дисперсионными соотношениями, описывающими волны Россби. При исследовании синоптических вихрей используется так называемый параметр нелинейности (η) вихрей, который определяется как отношение между вращательной скоростью (U) и скоростью распространения или дрейфа (c). Для нелинейных вихрей параметр нелинейности больше единицы ($\eta > 1$), и вращательная скорость превышает скорость распространения. Тем самым утверждается, что вихри могут захватывать в себя воду и переносить её неизменные свойства вдоль своего пути распространения (Chelton et al., 2007, 2011; Samelson, Wiggins, 2006; Charria et al., 2003). По результатам модельных вычислений, в основе которых положен указанный критерий нелинейности, 99% вихрей на поверхности Мирового океана нелинейны. Те же результаты для системы Калифорнийского течения были получены Chelton et al. (2011): в модельных вычислениях для 84% циклонов и 75% антициклонов параметр $\eta \geq 5$. В подповерхностном слое 97,5% циклонов и 99% антициклонов оказались нелинейными, и 55% циклонов и 56% антициклонов показали высокую нелинейность ($\eta \geq 5$). Таким образом, и поверхностные, и подповерхностные вихри Калифорнийского течения, вне зависимости от полярности, способны захватывать в себя воду и переносить её на расстояния. На широтах выше 25° для 98% вихрей параметр $U/c > 1$. Степень нелинейности немного меньше в более низких широтах, где скорость распространения больше, однако даже на широтах от 15 до 25 для 95% вихрей параметр нелинейности $U/c > 1$ (Chelton et al., 2011).

Согласно критерию нелинейности, практически все неоднородности, выделяемые в поле уровня океана, являются вихрями, включая неоднородности, показанные цветом на *рис. 1*. В то же время, как мы увидели далее, расчеты относительной завихренности и параметра Окубо–Вейса не подтверждают доказательство всех указанных вихрей, и это детально рассмотрено на следующих рисунках. Таким образом, критерий нелинейности не является исчерпывающей характеристикой для выделения синоптических вихрей. Волны Россби, принадлежащие к классу градиентно-вихревых волн, также образуют неоднородности и проявляются в поле уровня океана, как система перемещающихся на запад неоднородностей разных знаков. Теоретические исследования градиентно-вихревых волн и вихрей дают представление о сложной взаимосвязи линейных и нелинейных процессов синоптического масштаба в океане (Каменкович, Кошляков, Монин, 1987; Коняев, Сабинин, 1992, Белоненко и др., 1998, 2004).

Закон сохранения потенциальной завихренности q для слоя мелкой воды глубины h может быть записан следующим образом:

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = F - D, \quad (2)$$

где $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla$, \mathbf{v} – скорость, ∇ – оператор градиента, $\zeta \equiv \mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{v}$ – вертикальная

компонента относительной завихренности и f – параметр Кориолиса, F – форсинг, D – диссипация (Pedlosky, 1987). Используя функцию тока ψ ,

$$u = -\frac{\partial\psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial\psi}{\partial x}, \quad \text{закон сохранения записывается так:}$$

$$\frac{\partial\zeta}{\partial t} + J(\psi, \zeta) + v\beta = F - D, \quad (3)$$

где u и v – составляющие скоростей течения, x и y – направленные на восток и на север

оси координат, $\beta = \frac{df}{dy}$, J – якобиан: $J(A, B) \equiv \frac{\partial A}{\partial x} \frac{\partial B}{\partial y} - \frac{\partial A}{\partial y} \frac{\partial B}{\partial x}$. Очевидно, если

в уравнении (3) доминирует второй член (якобиан), мы имеем дело с нелинейными движениями и вихревыми структурами; если доминирует линейное слагаемое с β , то наблюдаются волны Россби. Последнее может иметь место и при параметре нелинейности $\eta > 1$, который используется в методе автоматической идентификации вихрей.

Выводы

Таким образом, на простом примере путем сравнения различных подходов показано, что вопрос идентификации вихрей по данным спутниковых альтиметрических измерений не является тривиальным. На примере акватории в северной части Тихого океана, видно, что поля SLA и распределения относительной завихренности не могут однозначно свидетельствовать о присутствии в том или ином районе нелинейных синоптических вихрей. Неоднородности, выделенные в пространственных распределениях уровня океана, как и относительной завихренности, не обязательно являются вихрями, так как оценки параметра Окубо–Вейса для них имеют положительные значения. При анализе альтиметрических полей исследователи часто допускают ошибочную трактовку полученных результатов и находят вихри там, где их в действительности нет. Эти неоднородности могут быть обусловлены другими явлениями, например, струйными течениями, градиентно-вихревыми волнами, а также их взаимодействием с течениями.

Существует множество работ, в которых авторы используют альтиметрию для идентификации синоптических вихрей в океане, и сегодня число таких исследований неуклонно растет. При этом теоретическое обоснование идентификации вихрей в океане по спутниковым данным еще не достаточно разработано. Мы надеемся, что данная работа подтолкнет исследователей к созданию соответствующей теории.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-05-00452 и при поддержке гранта СПбГУ № 18.38.142.2014.

Литература

1. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Волны или вихри? // Вестник СПбГУ. Сер. 7. Вып. 3. № 21. 1998. С. 37–44.
2. Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб: Изд-во СПбГУ, 215 с.
3. Белоненко Т.В., Колдунов А.В., Колдунов В.В., Май Р.И., Рубчяня А.В., Старицын Д.К., Фукс В.Р. Атлас изменчивости уровня Северо-западной части Тихого океана. Санкт-Петербург: Изд-во СМИО-ПРЕСС, 2011. 304 с.
4. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 511 с.
5. Коняев К.В., Сабинин К.Д. Волны внутри океана. СПб: Гидрометеоиздат. 1992. 271 с.
6. Bracco A., LaCasce J., Pasquero C., Provenzale A. The velocity distribution of barotropic turbulence. *Physics of Fluids*. 2000. V. 12. Issue 10. P. 2478–2488. DOI: 10.1063/1.1288517.
7. Chaigneau A., Eldin G., Dewitte B. Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007) // *Prog. Oceanogr.* 2009. 83. P. 117–123.
8. Charria G., Mélin F., Dadou I., Radenac M.-H., Garçon V. Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. No. 3.
9. Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M., de Szoeke R.A. Global observations of large oceanic eddies // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. No. 15.
10. Chelton, D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M. The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll // *Science*. 2011. V. 334. No. 6054. P. 328–332.
11. Cheng Y.H., Ho C.-R. I, Zheng Q., Kuo N.-J. Statistical characteristics of mesoscale eddies in the North Pacific derived from satellite altimetry // *Remote Sensing*. 2014. V. 6. No. 6. P. 5164–5183.
12. Fu L.L., Le Traon P.-Y. Satellite altimetry and ocean dynamics // *Comptes Rendus Geosciences*. 2006. V. 338, Issues 14–15. P. 1063–1076.
13. Henson S.A., Thomas A.C. A census of oceanic anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska // *Deep Sea Res., Part I*. 2008. 163–176.
14. Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E., Font J. Identification of marine eddies from altimetric maps // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2003. V. 20. No. 5. P. 772–778.
15. Kurian J., Colas F., Capet X., McWilliams J.C., Chelton D.B. Eddy properties in the California current system // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2011. V. 116. No. C8.
16. Morrow R., Birol F., Griffin D., Sudre J. Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies // *Geophys. Res. Lett.* 2004. 31. L24311. doi:10.1029/2004GL020974.
17. Okubo A. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences // *Deep Sea Res., Oceanogr. Abstr.* 1970. 17. 445–454.
18. Pasquero C., Provenzale A., Babiano A. Parameterization of dispersion in two-dimensional turbulence // *Journal of Fluid Mechanics*. 2001. Vol. 439. P. 279–303.
19. Samelson R.M., Wiggins S. Lagrangian Transport in Geophysical Jets and Waves: The Dynamical Systems Approach. Springer, New York. 147 p.
20. Stegmann P.M., Schwing F. Demographics of mesoscale eddies in the California Current // *Geophys. Res. Lett.* 2007. 34. L14602. DOI:10.1029/2007GL029504.
21. Weiss J. The dynamics of enstrophy transfer in two dimensional hydrodynamics // *Physica D*. 1991. 48 (2–3). P. 273–294.

On identification of mesoscale eddies from satellite altimetry based on the area in the NW Pacific

T.V. Belonenko, P.V. Sholeninova

Saint Petersburg State University, St. Petersburg 199034, Russia
E-mail: btvlisab@yandex.ru

We considered three methods that are traditionally utilized to identify, by using of satellite data, synoptic eddies. A comparison is carried out on the example of a water area located in the NW Pacific. 1) Sea level anomalies, 2) relative vorticity, and 3) Okubo–Weiss parameters are mapped based on satellite altimetry data. It has been revealed that the distribution of these three differs significantly in number, size, and allocation of isolated irregularities that are usually identified as mesoscale eddies. Heterogeneities that are identified using the relative vorticity have smaller spatial scales compared with ones allocated in the sea level anomalies. Only distribution of sea level anomalies or relative vorticity can give a false picture of the vortices. Heterogeneities allocated in these fields are not synonymous

with vortices since Okubo–Weiss parameter has positive values for them. We demonstrated that researchers often make erroneous interpretation of the altimetry data, finding eddies where they do not really exist. Formation of various heterogeneities in the sea level anomalies as well as in the relative vorticity could be influenced by other forces, especially by westward propagating planetary waves (low-frequency Rossby waves) and by their interaction with sea currents.

Keywords: altimetry, SLA, sea level, relative vorticity, Okubo–Weiss parameter, Pacific Ocean, mesoscale eddies, Rossby waves

Accepted: 28.07.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-5-79-90

References

1. Belonenko T.V., Zaharchuk E.A., Fuks V.R., Volny ili vihri? (Waves or eddies?), *Vestnik SPbGU (Bulletin of St. Petersburg State University)*, 1998, Ser. 7, V. 3, No. 21, pp. 37–44.
2. Belonenko T.V., Zaharchuk E.A., Fuks V.R., *Gradientno-vihreyye volny v okeane* (Planetary waves in the ocean), 2004, Publishing house Saint Petersburg State University, 215 p.
3. Belonenko T.V., Koldunov A.V., Koldunov V.V., May R.I., Rubchenya A.V., *Atlas izmenchivosti urovnya Severozapadnoj chasti Tihogo okeana* (Atlas of sea level variability in the NW Pacific), Saint Petersburg, 2011, 304 p.
4. Kamenkovich V.M., Koshljakov M.N., Monin A.S., *Sinopticheskie vihri v okeane* (Mesoscale eddies in the ocean), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987, 511 p.
5. Konjaev K.V., Sabinin K.D., *Volny vnutri okeana* (Waves in the ocean), St. Petersburg, Gidrometeoizdat, 1992, 271 p.
6. Bracco A., LaCasce J., Pasquero C., Provenzale A., The velocity distribution of barotropic turbulence, *Physics of Fluids*, 2000, V. 12, Issue 10, pp. 2478–2488, DOI: 10.1063/1.1288517.
7. Chaigneau, A., Eldin G., Dewitte B., Eddy activity in the four major upwelling systems from satellite altimetry (1992–2007), *Prog. Oceanogr.*, 2009, 83, pp.117–123.
8. Charria G., Mélin F., Dadou I., Radenac M.-H., Garçon V., Rossby wave and ocean color: The cells uplifting hypothesis in the South Atlantic Subtropical Convergence Zone, *Geophysical Research Letters*, 2003, V. 30, No. 3.
9. Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M., de Szoeke R.A., Global observations of large oceanic eddies, *Geophysical Research Letters*, 2007, V. 34, No. 15.
10. Chelton D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M., The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll, *Science*, 2011, V. 334, No. 6054, pp. 328–332.
11. Cheng Y.H., Ho C.-R. 1, Zheng Q., Kuo N.-J., Statistical characteristics of mesoscale eddies in the North Pacific derived from satellite altimetry, *Remote Sensing*, 2014, V. 6, No. 6, pp. 5164–5183.
12. Fu L.L., Le Traon P.-Y., Satellite altimetry and ocean dynamics, *Comptes Rendus Geosciences*, 2006, V. 338, Issues 14–15, pp. 1063–1076.
13. Henson S.A., Thomas A.C., A census of oceanic anticyclonic eddies in the Gulf of Alaska, *Deep Sea Res., Part I*, 2008, 55, pp. 163–176.
14. Isern-Fontanet J., García-Ladona E., Font J., Identification of marine eddies from altimetric maps, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2003, V. 20, No. 5, pp. 772–778.
15. Kurian J., Colas F., Capet X., McWilliams J.C., Chelton D.B., Eddy properties in the California current system, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, V. 116, No. C8.
16. Morrow R., Birol F., Griffin D., Sudre J., Divergent pathways of cyclonic and anti-cyclonic ocean eddies, *Geophys. Res. Lett.*, 2004, 31, L24311. DOI: 10.1029/2004GL020974.
17. Okubo A., Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences, *Deep Sea Res., Oceanogr. Abstr.*, 1970, 17, pp. 445–454.
18. Pasquero C., Provenzale A., Babiano A., Parameterization of dispersion in two-dimensional turbulence, *Journal of Fluid Mechanics*, 2001, V. 439, pp. 279–303.
19. Samelson R.M., Wiggins S., *Lagrangian Transport in Geophysical Jets and Waves: The Dynamical Systems Approach*, 2006, Springer, New York, 147 p.
20. Stegmann P.M., Schwing F., Demographics of mesoscale eddies in the California Current, *Geophys. Res. Lett.*, 2007, 34, L14602. DOI:10.1029/2007GL029504.
21. Weiss J., The dynamics of enstrophy transfer in two dimensional hydrodynamics, *Physica D.*, 1991, 48 (2–3), pp. 273–294.