

## Влияние синоптических вихрей на температуру морской поверхности в северной части Тихого океана

А.А. Кубряков<sup>1,2</sup>, Т.В. Белоненко<sup>2</sup>, С.В. Станичный<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия

<sup>2</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, 199034, Россия

E-mail: arskubr@ya.ru

На основе автоматической идентификации вихрей по данным спутниковой альтиметрии и измерений температуры поверхности океана (ТПО) исследовано влияние синоптических вихрей на аномалии ТПО в Северной части Тихого океана. Пространственное распределение аномалий ТПО в циклонических (ЦВ) и антициклонических вихрях (АВ) неоднородно. При этом в АВ эти аномалии преимущественно положительные, в то время как в ЦВ либо отрицательные, либо близки к нулю. Аномалии температуры в АВ значительно больше по модулю, чем в ЦВ. Максимальные значения аномалий наблюдаются для рингов Куроиси и вихрей в районе Алеутских и Курильских островов. Показано, что в АВ суммарные величины аномалий ТПО за время жизни АВ постепенно уменьшаются от 0,12° до 0,08°С, а в ЦВ увеличиваются от -0,02° до 0°С, что, вероятно, связано с конвергентными/дивергентными движениями или захватом вод в момент образования вихрей. Существует прямая зависимость между орбитальной скоростью вихрей и аномалиями ТПО: наибольшие аномалии наблюдаются в наиболее интенсивных вихрях. На основе композитного анализа спутниковых наблюдений за температурой поверхности и уровнем океана построено среднее распределение аномалий ТПО в синоптических вихрях, которое показало, что основное влияние вихрей на температуру воды связано с вихревой горизонтальной адвекцией.

**Ключевые слова:** Тихий океан, синоптические вихри, вихревая динамика, вихревая адвекция, перенос тепла, спутниковая альтиметрия, температура морской поверхности, автоматическая идентификация вихрей

Одобрена к печати: 22.02.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-34-43

### Введение

Синоптические вихри активно участвуют в перераспределении физико-химических свойств воды, которое связано как с вертикальными, так и с горизонтальными движениями в вихревых структурах. Циклоническое движение сопровождается дивергенцией жидкости, по крайней мере, на начальном этапе образования циклона, что приводит к подъему глубинных вод и выраженной холодной аномалии в центре вихря. Конвергенция при антициклоническом движении приводит к скоплению теплых поверхностных вод в ядре антициклона (McGillicuddy et al., 1998; Siegel et al., 2011). В то же время в вихревых линзах из-за противоположных прогибов главного и сезонного термоклинов (Каменкович и др., 1987; Bashmachnikov et al., 2013) могут наблюдаться и противоположные ситуации.

Орбитальные движения в вихрях также могут значительно влиять на горизонтальный транспорт трассеров (Белоненко и др., 1998, 2004). В работах (Chelton et al., 2011; Siegel et al., 2011) на примере транспорта хлорофилла-а было показано, что этот механизм в вихрях открытого океана наиболее выражен. При этом в среднем структура вихрей выглядит как диполь: например, циклон в северном полушарии на передней (западной) части вихря захватывает холодную воду с севера, а на задней – теплую воду с юга.

Еще один механизм влияния вихрей на температуру связан с захватом вихрем в свое ядро теплых или холодных вод (Ginzburg et al., 2002; Shapiro et al., 2009; Lehahn et al., 2011). В открытом океане наиболее ярко событие захвата наблюдается в первоначальный момент образования вихря. После этого вихри могут переносить свойства захваченных вод на зна-

чительные расстояния (Lehahn et al., 2011). В прибрежных районах за время жизни вихревой структуры может наблюдаться несколько событий захвата, при этом свойства захваченных прибрежных вод могут сильно отличаться от характеристик окружающей акватории (Ginzburg et al., 2002; Shapiro et al., 2009; Кубряков, Станичный, 2015).

С увеличением точности альтиметрических измерений экспериментальные исследования вихрей в океане стали возможны по аномалиям высоты морской поверхности. Развитие методов автоматической идентификации вихрей дало возможность повсеместно обнаруживать вихревые образования в Мировом океане и получать большое количество статистической информации об их структуре и перемещении (Chelton et al., 2007; Chaigneau et al., 2008; Kubryakov, Stanichny, 2015a,b).

В настоящей работе на основе комбинирования метода автоматической идентификации вихрей по данным спутниковой альтиметрии и измерений поверхностной температуры исследуются особенности географического распределения аномалий ТПО в вихрях северной части Тихого океана ( $15^{\circ}$ – $55^{\circ}$  с.ш.), изучается изменение ТПО в процессе эволюции вихря, а также структура поля аномалии температуры в вихрях различного знака. На основе проведенного композитного анализа даются количественные оценки влияния вихрей на поле ТПО северной части Тихого океана и проводится краткое обсуждение основных механизмов вихревого переноса тепла.

## Данные и методы

Используется абсолютная динамическая топография AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) и геострофические скорости за 1992–2013 гг., полученные по спутниковым комбинированным данным – аномалиям уровня морской поверхности (SLA) и средней динамической топографии (Rio et al., 2011). AVISO является частью сегмента обработки данных спутниковой альтиметрии (SSALTO), реализуемый Французским Космическим Агентством (CNES). Пространственное разрешение данных –  $0,25^{\circ}$ , временная дискретность – 7 суток (delayed-time product)<sup>1</sup>.

В работе используется также массив температуры (SST) (Reynolds et al., 2007), основанный на измерениях радиометров AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) и AMSR (Advanced Microwave Scanning Radiometer). Данные за период 1992–2013 гг. имеют пространственное разрешение  $0,25^{\circ}$  и временную дискретность 1 день<sup>2</sup>.

Для автоматической идентификации вихрей по альтиметрическим данным о геострофических течениях используется метод “winding angle” (угол намотки). Данный метод основан на выделении замкнутых линий тока (Sadarjoen, Post, 2000) и впервые был использован для выделения синоптических вихрей в океане Chaigneau et al. (2008). В настоящей работе используется модифицированная методика, подробно описанная в (Kubryakov, Stanichny, 2015a). Для акватории северной части Тихого океана ( $15^{\circ}$ – $55^{\circ}$  с.ш.) в этом алгоритме в каче-

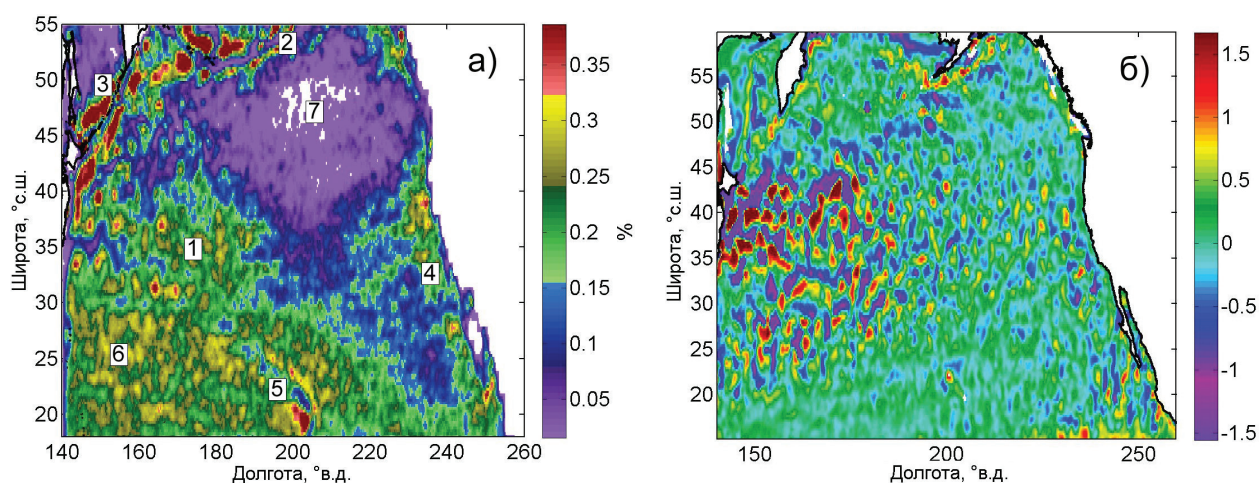
1 <http://www.aviso.oceanobs.com/>

2 <http://www.ncdc.noaa.gov/sst/>

стве ограничения задавались следующие параметры: максимально возможный радиус вихря – 140 км, максимальный период обращения частицы – 70 дней. При анализе использовались только данные о вихрях, время существования которых превышало 1 месяц.

## Результаты

На *рис. 1а* представлена карта вероятности обнаружения синоптических вихрей в северной части Тихого океана по результатам автоматической идентификации вихрей за 1992–2013 гг. На этой карте можно выделить несколько отдельных зон вихревой активности: ринги Куроиси (1); вихри в районах Алеутских (2) и Курильских островов (3), Калифорнийского апвеллинга (4) и Гавайских островов (5). Повышенные значения вихревой активности также наблюдаются в юго-западной части изучаемой акватории (6). В северо-восточной части Тихого океана существует так называемая, «вихревая пустыня» (7), где метод автоматической идентификации практически не выделяет вихрей. На этот феномен впервые обратили внимание Chelton et al. (2007).



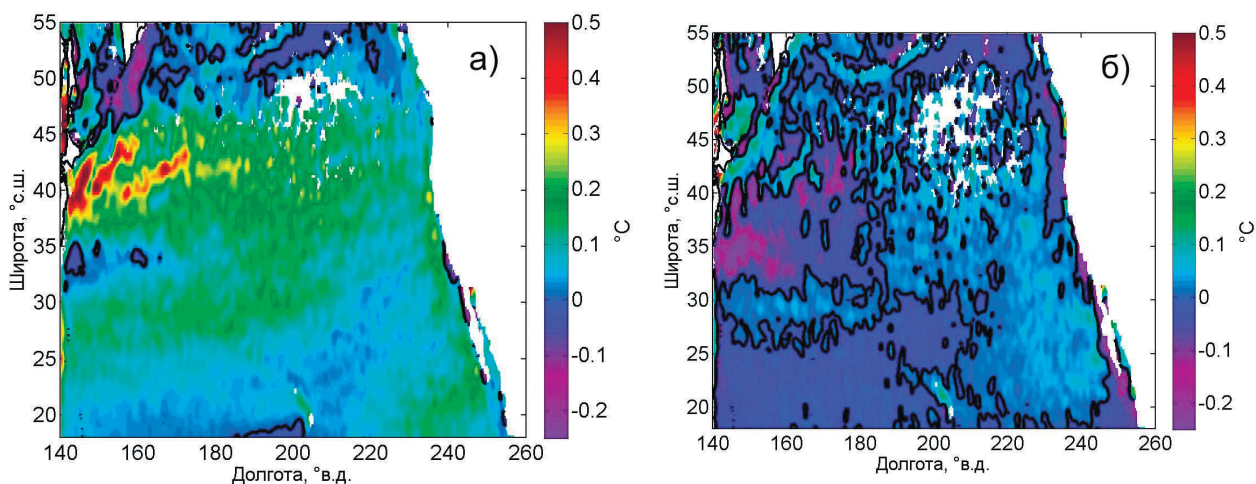
*Рис. 1. а) Карта вероятности обнаружения вихрей по результатам автоматической идентификации за 1992–2013 гг.; б) пример карты аномалий ТПО для 18 апреля 2008 г.*

Вихри, выделенные методом автоматической идентификации, сопоставлялись с распределениями аномалий температуры поверхности океана. Для расчета аномалий ТПО из полного сигнала вычиталась крупномасштабная изменчивость (сглаженные по пространству с шагом  $2^\circ \times 2^\circ$  значения массива ТПО). Пример рассчитанного поля аномалии за 18 апреля 2004 г. приведен на *рис. 1б*.

На следующем этапе, используя известные данные о местоположении вихрей, для каждого идентифицированного циклона и антициклона определились значения аномалий ТПО. На *рис. 2* представлены результаты осреднения этих расчетов для вихрей, картированных за 1992–2013 гг. Так как рассматривались осредненные значения, то частично местоположения циклонов и антициклонов пересекаются. Это фактически означает, что в одном и том же

месте в разные моменты времени образовывались как циклоны, так и антициклоны, и для них рассчитаны средние характеристики.

Сравнение карт на *рис. 2* показывает, что аномалии ТПО в антициклонах преимущественно положительные, в то время как в циклонах либо отрицательные, либо близки к нулю. Максимальные положительные значения аномалий ТПО ( $0,3^{\circ}$ – $0,5^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются к северу от Куроисио и связаны с антициклоническими рингами Куроисио. Максимальные отрицательные аномалии ( $0,1^{\circ}$ – $0,2^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в циклонических рингах к югу от Куроисио. В целом, в северной части Тихого океана аномалии ТПО в антициклонах положительны со значениями  $0,05^{\circ}$ – $0,50^{\circ}\text{C}$ , за исключением районов вблизи Курило-Камчатского и Алеутского течений, где они отрицательны и изменяются в диапазоне от  $-0,05^{\circ}$  до  $-0,2^{\circ}\text{C}$ . В то же время циклонические вихри для большей части центральной акватории характеризуются слабыми положительными значениями аномалий ТПО, а также отрицательными значениями в районе Куроисио, в юго-восточной части и в районе восточных пограничных течений.



*Рис. 2. Карта средних аномалий ТПО в антициклонических(а) и циклонических (б) вихрях. Черная линия показывает контур изолинии  $0^{\circ}$*

Гистограмма распределений аномалии ТПО в циклонах и антициклонах представлена на *рис. 3а*. Для циклонов распределение центрировано вблизи нуля, основной диапазон изменения значений сосредоточен в интервале от  $-0,4^{\circ}$  до  $0,4^{\circ}\text{C}$ . Для антициклонов диаграмма распределения сдвинута в сторону положительных значений до диапазона от  $-0,2^{\circ}$  до  $0,6^{\circ}\text{C}$ . Максимальный пик приходится на величину  $0,05^{\circ}$ . Отметим, что в вихрях могут наблюдаться и гораздо большие значения аномалий ТПО, однако их вероятность мала, поэтому они не видны на представленной диаграмме.

Наблюдается выраженная зависимость между средней по площади орбитальной скоростью вихря и значением аномалии ТПО (*рис. 3б*). Для антициклонов со средними скоростями менее  $0,3$  м/с аномалии ТПО практически одинаковы и изменяются в диапазоне  $0,05^{\circ} \div 0,1^{\circ}$ . При дальнейшем увеличении орбитальной скорости вихрей величины аномалий ТПО начинают резко возрастать до значений  $0,3^{\circ} \div 0,4^{\circ}$  для скоростей  $0,5$ – $0,7$  м/с.



Такие большие орбитальные скорости наблюдаются преимущественно в зонах интенсивных течений, например в рингах Курошио. В циклонических вихрях при увеличении скорости от 0 до 0,5 м/с аномалии ТПО практически монотонно уменьшаются от 0° до -0,1°С. При более высоких скоростях зависимость нарушается, что, вероятно, связано с отсутствием достаточного количества статистической информации для репрезентативного анализа таких интенсивных образований.

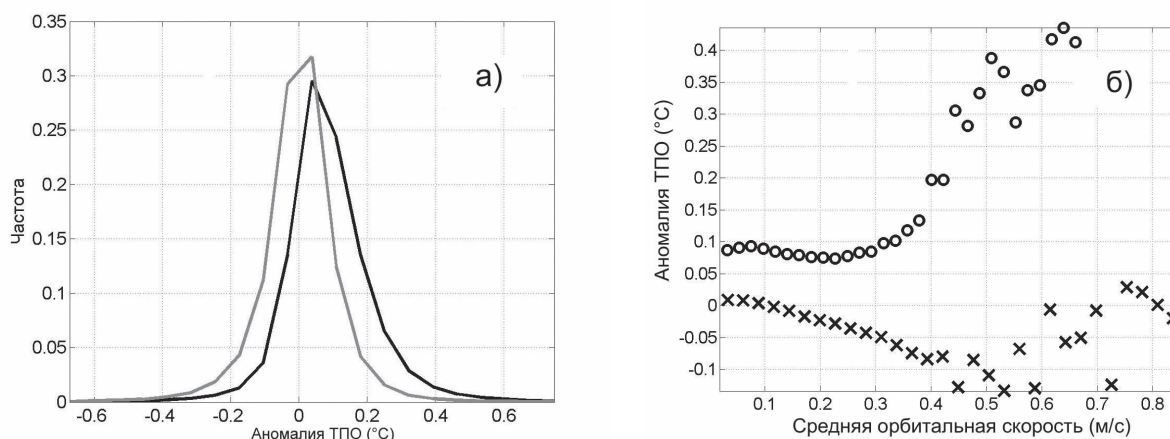


Рис. 3. а) Гистограмма распределения аномалий ТПО в циклонах (серая линия) и антициклонах (черная линия); б) зависимость аномалии ТПО в циклонах (крестики) и антициклонах (кружки) от средней орбитальной скорости вихря

На рис. 4 представлено изменение во времени осредненных по пространству аномалий ТПО в циклонах и антициклонах. Кривые на рис. 4 изображают зависимость средней аномалии ТПО от относительного возраста вихрей в процентах. Как и ожидалось, значение суммарных аномалий ТПО в циклонах отрицательное, а в антициклонах – положительное. Наибольшие величины аномалий наблюдаются в первоначальный момент образования вихрей: для циклонов они составляют  $-0,2^\circ$ , для антициклонов  $+0,2^\circ$ . Этот факт свидетельствует о сугубо нелинейном механизме образования синоптических вихрей, при котором их характеристики формируются уже на начальном этапе. Со временем величины суммарных аномалий уменьшаются, при этом в циклонах их отрицательное значение растет, а в антициклонах (положительное) – уменьшается. Интересно, что в момент разрушения вихрей величины суммарных аномалий сохраняют знак, и, когда вихри уже не фиксируются методом автоматической идентификации, эти значения добавляются к фоновым для данной акватории.

В то же время изменение во времени средней орбитальной скорости вихря выглядит несколько иначе (рис. 4б): в начальный период существования вихрей (первые 40%) орбитальная скорость их растет, далее, до  $\sim 80\%$ , она примерно одинакова, а затем резко снижается. Таким образом, изменение аномалий ТПО в вихре за время жизни не связано с изменением его интенсивности. Это значит, что основной вклад в среднюю зафиксированную аномалию ТПО дает либо резкое изменение температуры из-за конвергенции/дивергенции вод в момент образования вихря, либо действует механизм захвата вихрем окружающих вод.

Однако последнее предположение справедливо только в том случае, если циклоны захватывают преимущественно холодные воды, а антициклоны – теплые, что, возможно, справедливо для рингов западных течений Куро시오 и необъяснимо для вихрей других регионов.

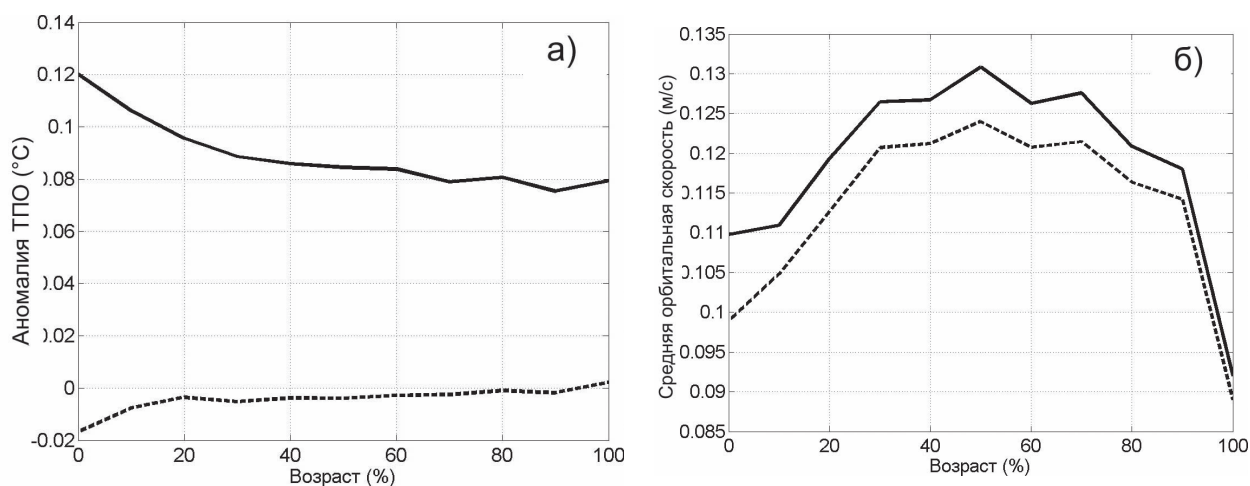


Рис. 4. Средние аномалии ТПО (а) и орбитальные скорости (б) в зависимости от относительного возраста вихря

Определенную информацию об основных механизмах, влияющих на ТПО, дает композитная структура поля аномалий ТПО в циклонах и антициклонах. Построение композитной структуры основывалось на методах, предложенных в работах (Siegel et al., 2011; Chelton et al., 2011). Для каждого вихря рассчитывалось поле ТПО в относительных координатах  $(r/R)$ , где  $r(x,y)$  – радиус-вектор точки в вихре,  $R$  – радиус вихря, для построения использовалась информация только о вихрях с радиусом более 30 км (рис. 5).

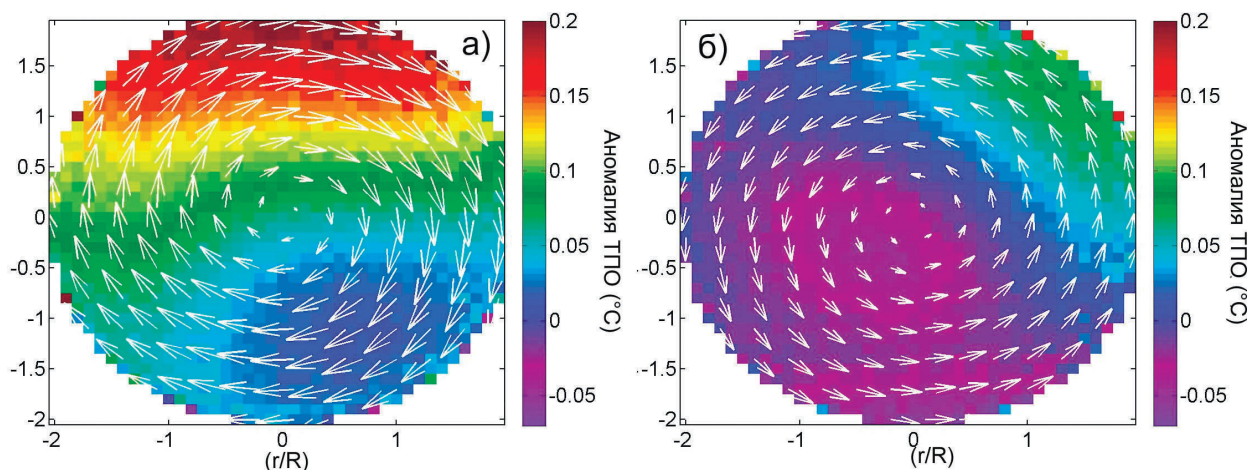


Рис. 5. Структура антициклонов (а) и циклонов (б) в поле аномалий ТПО

Полученные распределения находятся в соответствии с работами (Chelton et al., 2011; Siegel et al., 2011), в которых предложено объяснение возникновения подобных структур в поле концентрации хлорофилла-а. Представленный на рис. 5 вид аномалий ТПО ( $T$ ) свиде-

тельствует о том, что определяющее воздействие на структуру вихрей в океане оказывают горизонтальные орбитальные скорости, причем механизм вихревой адвекции заключается в следующем: в северном полушарии циклоны на передней (западной) части вихря захватывают холодную воду с севера и переносят её в юго-западную часть вихря (*рис. 5б*), а на южной части вихря вихрь захватывает теплую воду и переносит её в северо-восточную часть. В структуре циклона выделяется также холодное ядро, которое, вероятно, связано с другим механизмом – дивергенцией в зоне вихря и захватом вихрем холодных вод. Как результат, в среднем, юго-восточная и центральная часть циклона характеризуется пониженной температурой ( $T = -0,05 \text{ } ^\circ\text{C}$ ), северо-западная – повышенной ( $T = 0,07 \text{ } ^\circ\text{C}$ ).

Для антициклонов (*рис. 5а*) ситуация другая: северная и северо-западная часть характеризуется максимальными положительными значениями аномалии ( $T = 0,2 \text{ } ^\circ\text{C}$ ); аномалии ТПО в южной и юго-восточной части также положительны, но малы по величине ( $T = 0,02 \text{ } ^\circ\text{C}$ ). Конвергенция в зоне антициклона обеспечивает механизм захвата теплых поверхностных вод, и в целом значения аномалий ТПО в антициклонах существенно больше, чем в циклонах. Возможно, такое различие действия циклонов и антициклонов также связано с тем, что антициклоны, как правило, гораздо интенсивнее и, вероятно, вертикальные движения в них также сильнее. Следует сказать, что *рис. 5* отображает среднюю структуру вихрей, которая вызвана совместным влиянием всех механизмов и не дает возможности разделить их действие.

Средний эффект вихрей на поле ТПО северной части Тихого океана можно оценить, умножив вероятность обнаружения вихря (*рис. 1*) на среднюю аномалию температуры (*рис. 2*). Полученные распределения среднего эффекта температурных аномалий, обусловленного вихревой адвекцией, изображены на *рис. 6*. Как видно, среднее влияние вихрей на ТПО незначительно, и величины изменяются в диапазоне от  $-0,03^\circ$  до  $0,05^\circ\text{C}$ . Присутствие антициклонов в среднем увеличивает ТПО (*рис. 6а*), а циклонов уменьшает (*рис. 6б*). Суммарное действие вихрей обоих знаков изображено на *рис. 6в*. Отрицательные аномалии, связанные с действием циклонических рингов Куроисио, заметны только в непосредственной близости от течения на его южной периферии. Примечательно, что эффект вихрей отрицателен в районе Курильских и Алеутских островов, что, возможно, связано с влиянием главного и сезонного термоклинов на средние характеристики полей, когда в центрах антициклонов нередко наблюдаются холодные аномалии ТПО не только вследствие вовлечения в центр холодных вод, но и из-за противоположных прогибов главного и сезонного термоклинов (Каменкович и др., 1987). На остальной акватории влияние вихрей увеличивает температуру. Максимальные положительные значения наблюдаются севернее Куроисио, в юго-восточной части бассейна, а также у восточного берега Тихого океана и составляют  $0,03^\circ - 0,05^\circ\text{C}$ . В данном исследовании рассматривались средние за более чем 20-летний период распределения вихрей и аномалий ТПО независимо от сезонов и получены результаты, касающиеся общих физических закономерностей. Специфические вопросы, такие как влияние на синоптические вихри и распределение в них аномалий ТПО дрейфующих льдов и айсбергов, которые наблюдаются несколько месяцев в году в северной части акватории, в данной работе не рассматривались и требуют отдельного исследования.

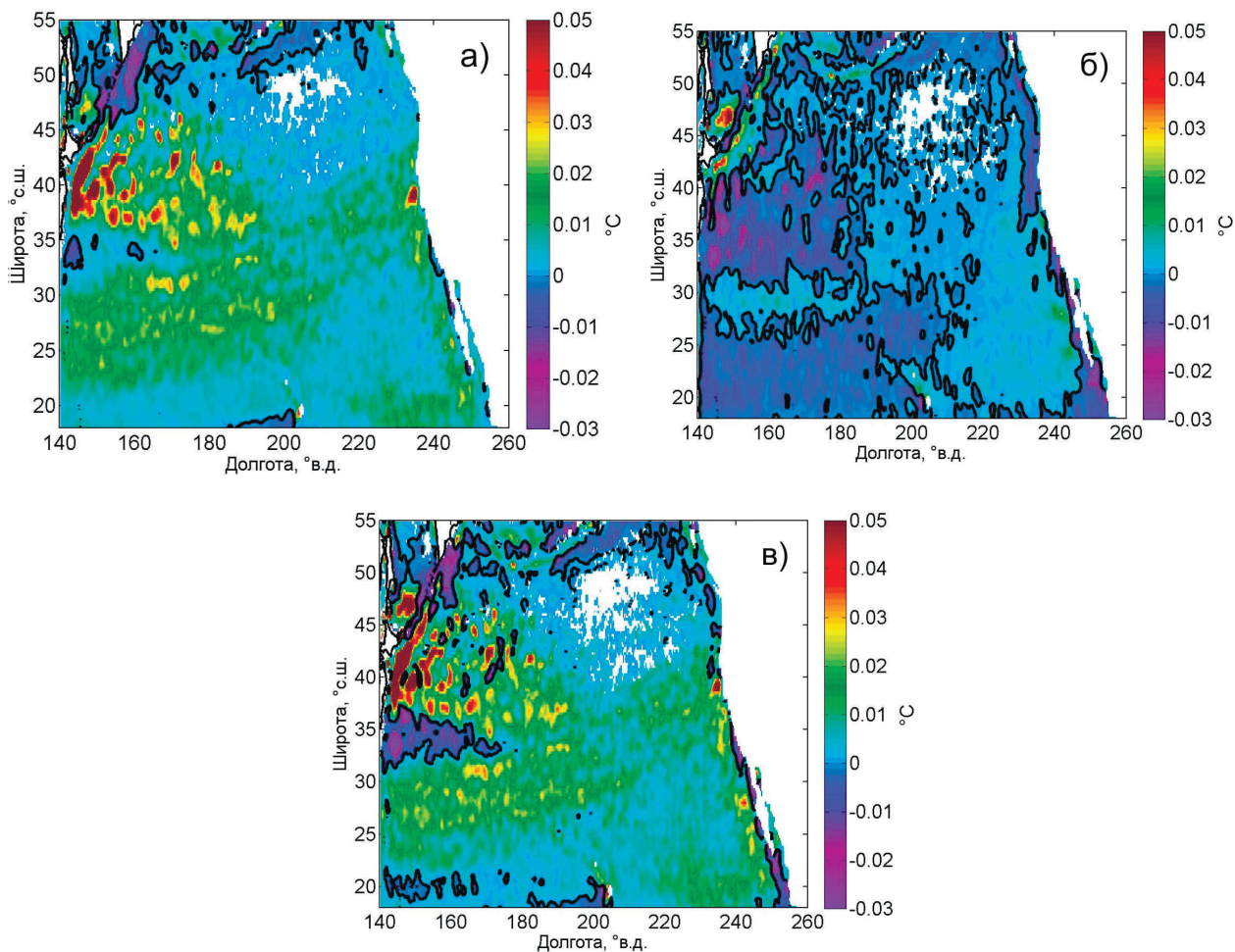


Рис. 6. Среднее влияние вихрей на ТПО в северной части Тихого океана: а) для антициклонов; б) для циклонов; в) для вихрей обоих знаков

## Выводы

Средние значения аномалий ТПО в антициклонах положительные и выше по абсолютному значению, чем в циклонах. В циклонах аномалии ТПО либо отрицательные, либо положительные и близки к нулю. Максимальные положительные значения аномалий ( $0,3^{\circ} \div 0,5^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в антициклонических рингах Курошио, максимальные отрицательные аномалии ( $-0,1^{\circ} \div -0,2^{\circ}\text{C}$ ) наблюдаются в циклонических рингах к югу от Курошио.

Максимальные абсолютные значения аномалий наблюдаются в период образования вихря, и далее, в процессе эволюции вихрей, аномалии ТПО постепенно уменьшаются. Существуют прямая зависимость между аномалиями ТПО в вихре и его орбитальной скоростью: в интенсивных вихрях аномалии ТПО выше.

Средняя структура аномалий ТПО в вихрях имеет вид диполя и обусловлена, в первую очередь, влиянием горизонтальной вихревой адвекции. При этом по абсолютным значениям структура аномалий ТПО отличается для вихрей различных знаков: в антициклонах они выше, в циклонах ниже.



Результаты этой работы дают представление о суммарном влиянии вихрей на температуру поверхности северной части Тихого океана. Использование в дальнейших исследованиях измерений буев Арго, количество которых значительно увеличилось в последнее время, даст возможность более подробно изучить механизмы влияния вихревых образований на термическую структуру различных областей океана.

Исследование выполнено при поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых – кандидатов наук (МК-2015) МК-5787.2015.5. Работа Белоненко Т.В. поддержана грантом СПбГУ № 18.38.142 и грантом РФФИ 16-05-00452.

### 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.: Издательство С.-Петербургского ун-та, 2004. 215 с.
3. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 264 с.
4. Кубряков А.А., Станичный С.В. Динамика Батумского антициклона по спутниковым данным // Морской Гидрофизический Журнал. 2015. № 2. С. 1–11.
5. Bashmachnikov I., Boutov D., Dias J. Manifestation of two meddies in altimetry and sea-surface temperature // Ocean Science. 2013. Vol. 9. No. 2. P. 249–259.
6. Chaigneau A., Gizolme A., Grados C. Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns // Progress In Oceanography. 2008. No. 79. Vol. 2–4. P. 106–119.
7. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Nezlin N.P., Soloviev D.M., Stanichny S.V. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea // J. Mar. Syst. 2002. Vol. 32. No. 1. P. 91–106.
8. Shapiro G. I., Stanichny S.V., Stanychna R.R.. Anatomy of shelf–deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data // Remote Sensing of Environment. 2010. Vol. 114. No. 4. P. 867–875.
9. Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M., de Szoeke R.A. Global observations of large oceanic eddies // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34. No. 15. P. 1–5.
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. Vol. 334. No. 6054. P. 328–332.
11. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. (a) Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data // Oceanology. 2015. Vol. 1. No. 55. P. 56–67.
12. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. (b) Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2015. Vol. 97. P. 80–91.
13. Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Amitai Y., Heifetz E. Long range transport of a quasi isolated chlorophyll patch by an Agulhas ring // Geophysical Research Letters. 2011. Vol. 38. No. 16.
14. McGillicuddy D.J., Robinson A.R., Siegel D.A., Jannasch H.W., Johnson R., Dickey T.D., Knap A.H. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea // Nature. 1998. Vol. 394. No. 6690. P. 263–266.
15. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature // Journal of Climate. 2007. Vol. 20. No. 22. P. 5473–5496.
16. Rio M.H., Guinehut S., Larnicol G. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements // Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012). 2011. Vol. 116. No. C7.
17. Sadarjoen A., Post F.H. Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry. Visualization and Computer Graphics. 2000. No. 24. P. 333–341.
18. Siegel D.A., Peterson P., McGillicuddy D.J., Maritorena S., Nelson N.B. Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the Sargasso Sea // Geophysical Research Letters. 2011. Vol. 38. No. 13.

# Impact of mesoscale eddies on sea surface temperature in the North Pacific Ocean

A.A. Kubryakov<sup>1,2</sup>, T.V. Belonenko<sup>2</sup>, S.V. Stanichny<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia

<sup>2</sup> Institute of Earth Sciences, Saint Petersburg State University, St. Petersburg 199034, Russia

E-mail: arskubr@ya.ru

Automatic eddy identification based on satellite altimetry and sea surface temperature (SST) data are used to quantify the impact of mesoscale eddies on the SST anomalies in the North Pacific Ocean. The spatial distribution of SST anomalies in cyclonic (CE) and anticyclonic eddies (AE) is significantly heterogeneous. The anomalies of SST are mostly positive in the AE and negative or close to zero in CE. The magnitudes of the anomalies are significantly higher in AE than in CE. The maximum values of the anomalies are observed in the rings of Kuroshio and near the Aleutian and Kuril Islands. It is shown that on average SST anomalies are constantly decreasing during eddy's lifetime from 0.12° to 0.08°C in AE and from -0.02° to 0°C in CE, which is probably related to the divergent movements or trapping of water masses at the time of vortex formation. There is a direct relationship between the orbital velocity of vortices and SST anomalies since the largest anomalies are observed in the most intensive vortices. The composite analysis is used to compute the average distribution of SST anomaly in CE and AE, which shows that the main effect of the vortices is related to horizontal advection by eddy orbital velocities.

**Keywords:** Pacific Ocean, mesoscale eddies, eddy dynamics, eddy transport, heat transport, satellite altimetry, sea surface temperature

Accepted: 22.02.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-2-34-43

## References

1. Belonenko T.V., Zaharchuk E.A., Fuks V.R. Volny ili vihri? (Waves or eddies?) *Vestnik SPbGU*, 1998, Vol. 7, No. 21, pp. 37–44.
2. Belonenko T.V., Zaharchuk E.A., Fuks V.R. *Gradientno-vihrevye volny v okeane* (Gradient-vortex waves in the ocean), SPb.: Izd-vo SPbGU, 2004, p. 215.
3. Kamenkovich V.M., Koshliakov M.N., Monin A.S. *Sinopticheskie vihri v okeane* (Synoptic eddies in the ocean), 1987. 264 p.
4. Kubryakov A.A., Stanichnyi S.V. Dinamika Batumskogo antitsyklona po sputnikovym dannym (Dynamics of Batumi anticyclone from satellite data), *Morskoi Gidrofizicheskii Zhurnal*, 2015, No. 2, pp. 1–11.
5. Bashmachnikov I., Boutov D., Dias J. Manifestation of two meddies in altimetry and sea-surface temperature // *Ocean Science*. 2013. Vol. 9. No. 2. P. 249–259.
6. Chaigneau A., Gizolme A., Grados C., Mesoscale eddies off Peru in altimeter records: Identification algorithms and eddy spatio-temporal patterns, *Progress In Oceanography*, 2008, No. 79, Vol. 2–4, pp. 106–119.
7. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Nezlin N.P., Soloviev D.M., Stanichny S. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea, *J. Mar. Syst.*, 2002, Vol. 32, No. 1, pp. 91–106.
8. Shapiro G.I., Stanichny S.V., Stanychna R.R. Anatomy of shelf-deep sea exchanges by a mesoscale eddy in the North West Black Sea as derived from remotely sensed data, *Remote Sensing of Environment*, 2010, Vol. 114, No. 4, pp. 867–875.
9. Chelton D.B., Schlax M.G., Samelson R.M., de Szoeke R.A. Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*, 2007, Vol. 34, No. 15, pp. 1–5.
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, Vol. 334, No. 6054, pp. 328–332.
11. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. (a) Mesoscale eddies in the Black Sea from satellite altimetry data, *Oceanology*, 2015, Vol. 1, No. 55, pp. 5667.
12. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. (b) Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation, *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2015, Vol. 97, pp. 80–91.
13. Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Amitai Y., Heifetz E. Long range transport of a quasi isolated chlorophyll patch by an Agulhas ring, *Geophysical Research Letters*, 2011, Vol. 38, No. 16.
14. McGillicuddy D.J., Robinson A.R., Siegel D.A., Jannasch H.W., Johnson R., Dickey T.D., Knap A.H. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, *Nature*, 1998, Vol. 394, No. 6690, pp. 263–266.
15. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *Journal of Climate*. 2007, Vol. 20, No. 22, pp. 5473–5496.
16. Rio M. H., Guinehut S., Larnicol G. New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 2011, Vol. 116, No. C7.
17. Sadarjoen A., Post F.H., Detection, quantification, and tracking of vortices using streamline geometry, *Visualization and Computer Graphics*, 2000, No. 24, pp. 333–341.
18. Siegel, D. A., Peterson, P., McGillicuddy, D. J., Maritorena, S., & Nelson, N. B. Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the Sargasso Sea, *Geophysical Research Letters*, 2011, Vol. 38, No. 13.