

Coastal circulation in the absence of wind in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: High-frequency radar observations

Circulación costera en ausencia de viento en el golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de alta frecuencia

X Flores-Vidal^{1*}, R Durazo¹, C Chavanne³, P Flament²

¹ Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Km 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, CP 22860, Baja California México.

² Department of Oceanography, University of Hawaii, 1000 Pope Rd., Honolulu, Hawaii 96822, USA.

³ Institute des Sciences de la Mer de Rimouski, 310 Allée des Ursulines, Rimouski, QC, G5L 3A1, Canada.

* Corresponding author. E-mail: xfloresv@gmail.com, floresx@uabc.edu.mx

ABSTRACT. Using high-frequency radars, ocean surface currents were mapped every hour over an area of $\approx 5000 \text{ km}^2$ in the inner Gulf of Tehuantepec (Mexico). The coastal circulation patterns ($\approx 100 \text{ km}$ offshore) were studied during spring, summer, and autumn 2006. The spring circulation was similar to the typical winter circulation, when the circulation is forced by outbursts of northerly winds ($> 8 \text{ m s}^{-1}$) known locally as Tehuanos. Although Tehuano events are less common in spring than in winter, they are perfectly capable of modifying the sea surface by triggering cyclonic and anticyclonic eddies ($\approx 50\text{--}200 \text{ km}$ in diameter). Under moderate wind conditions, the ocean circulation showed a quasi-permanent westward coastal current ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$). Though the Tehuano winds were absent in summer, cyclonic eddies were observed and likely linked to the westward coastal current. Autumn was influenced by steady northerly winds with speeds of $\approx 12 \text{ m s}^{-1}$ that remained over the region for almost 15 days. These conditions allowed us to study the competition between the wind-induced circulation and the more intense ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$) westward coastal current during this period. The origin of this coastal current could be related to a warm coastal-trapped flow, composed of tropical low-salinity waters. The northwestward excursion of the observed coastal current is discussed, and the three-dimensional implications of surface current fields are studied by the Ekman theory and vorticity conservation.

Key words: eddies, coastal current, radar, wind.

RESUMEN. Se obtuvieron datos de corrientes superficiales mediante radares de alta frecuencia en un área de $\approx 5000 \text{ km}^2$ dentro del golfo de Tehuantepec (México). Los patrones de circulación costera ($\approx 100 \text{ km}$ desde la costa) se estudiaron durante la primavera, el verano y el otoño de 2006. La circulación de primavera fue similar a la circulación típica de invierno, que está influenciada por chorros de viento intenso del norte ($> 8 \text{ m s}^{-1}$) conocidos localmente como tehuano. Aunque menos comunes que en invierno, los tehuano de primavera pueden modificar la superficie oceánica al generar grandes remolinos ($\approx 50\text{--}200 \text{ km}$ de diámetro) ciclónicos y anticiclónicos. En ausencia de vientos tehuano, la circulación oceánica reveló una corriente costera ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$) casi permanente con dirección al oeste. No se observaron eventos tehuano en verano, aunque sí remolinos ciclónicos que pudieran estar relacionados con la corriente costera que fluye hacia el oeste. Durante el otoño se observó un evento de viento del norte que, aunque no superó los $\approx 12 \text{ m s}^{-1}$ de magnitud, fue continuo y persistente durante casi 15 días. Estas condiciones de otoño permitieron observar una competencia continua entre la circulación inducida por el viento y la corriente costera hacia el oeste en su etapa más intensa ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$). El origen de esta corriente costera podría estar relacionado con un flujo de agua cálida y ligera, atrapado a la costa y compuesto por aguas tropicales. Se discute la excursión de la corriente costera hacia el noroeste del golfo, y se estudian las implicaciones tridimensionales de los campos de corriente superficial mediante los criterios clásicos de Ekman y conservación de vorticidad.

Palabras clave: remolino, corriente costera, radar, viento.

INTRODUCTION

Cold, high air pressure systems that form in North America move southwards to tropical latitudes and generate strong horizontal pressure gradients between the Gulf of Mexico and the Pacific Ocean, where relatively warm, low pressure systems occur. Most commonly in winter, Atlantic winds blow across the Isthmus of Tehuantepec through Chivela Pass in the Sierra Madre range and fan out over the

INTRODUCCIÓN

Los sistemas fríos de alta presión atmosférica que se originan en América del Norte se desplazan hacia el sur (latitudes tropicales) y propician fuertes gradientes horizontales de presión entre el golfo de México y los aires relativamente cálidos de baja presión del Océano Pacífico. Los vientos del Atlántico pasan hacia el Pacífico a través del paso de Chivela en el istmo de Tehuantepec, Oaxaca, México, y producen un

Pacific, producing an intense wind jet ($>10 \text{ m s}^{-1}$) that typically lasts 2–6 days (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). These wind jets are known locally as Tehuanos and significantly modify the sea surface of the Gulf of Tehuantepec (GT). The first oceanographic cruises in the area, conducted between 1955 and 1965 (Brandhors 1958, Roden 1961, Blackburn 1962), showed the presence of an anticyclonic eddy on the west side of the wind jet axis. Since the 1990s, most studies addressing the hydrodynamics of the GT have associated cyclonic and anticyclonic eddies with wind forcing (Barton *et al.* 1993, 2009; Trasviña *et al.* 1995, 2003; Ballesterio and Coen 2004; Trasviña and Barton 2008).

The Tehuanos are considered the main phenomenon responsible for the formation of mesoscale eddies in the GT. The physical process is based on Ekman pumping and wind stress curl. Trasviña *et al.* (2003), Trasviña and Barton (2008), and Barton *et al.* (2009) suggested that once a Tehuano event develops, the ocean responds rapidly with a decrease in sea level in phase with the temporal scale of wind variability, and causes a drop in sea surface temperature up to 10°C in less than one day. Nearshore waters that rise to the surface are transported hundreds of kilometers offshore in cold water jets. When the wind ceases, mesoscale anticyclonic eddies (100–500 km) form and propagate southwestward.

Some studies have suggested that the formation and propagation of these eddies are not exclusively related to the strong northerly winter winds (Tehuanos). Trasviña and Barton (2008) released drifting buoys during a summer campaign and reported the dynamics of a dipole (anticyclonic eddy and its cyclonic counterpart) generated under light but persistent wind conditions ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$). Zamudio *et al.* (2001, 2006) documented numerical simulations describing the theoretical mesoscale circulation expected for the GT and southwestern Mexican coast. Though their study was numerical and did not simulate the coastal zone ($<50 \text{ km}$), they observed the presence of eddies under moderate wind conditions that seemed to appear due to baroclinic instability of a poleward alongshore current, attributed to the propagation of coastal-trapped waves. Barton *et al.* (2009) observed a current of warm water, apparently trapped along the coast (50 km), entering the GT after a Tehuano event, characterized as relatively warm waters of low density and low salinity from Central America.

Information regarding the seasonal variability of GT coastal currents is still lacking. Moreover, there is a need to better understand the processes that link the local (coastal) dynamics in the GT with the dynamics in the eastern tropical Pacific Ocean. In the present study we used hourly snapshots of surface currents, obtained using high-frequency radars, to study coastal circulation during three seasons (spring, summer, and autumn) of 2006. Two of the seasons were characterized by a prolonged absence of Tehuano winds. In the next section we briefly describe the characteristics of the data and analyses conducted. Then, the results regarding the

viento intenso ($> 10 \text{ ms}^{-1}$) del norte en forma de chorro, con duración típica de 2 a 6 días y comúnmente durante el invierno (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Estos chorros de viento, conocidos localmente como tehuanos, producen modificaciones importantes en la superficie oceánica del golfo de Tehuantepec (GT). Los primeros cruceros oceanográficos en la zona, realizados entre 1955 y 1965 (Brandhors 1958, Roden 1961, Blackburn 1962), consiguieron mostrar la presencia de un remolino anticiclónico en el flanco oeste del eje del chorro de viento. A partir de la década de los noventa, el grueso de las investigaciones enfocadas a la hidrodinámica del GT han relacionado la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos con el forzamiento del viento (Barton *et al.* 1993, 2009; Trasviña *et al.* 1995, 2003; Ballesterio and Coen 2004; Trasviña and Barton 2008).

El efecto de los tehuanos sobre la superficie del océano se considera el fenómeno principal que origina los remolinos de mesoescala en el GT. El proceso físico se basa en el bombeo de Ekman y el rotacional del esfuerzo del viento. Trasviña *et al.* (2003), Trasviña y Barton (2008) y Barton *et al.* (2009) sugieren que, una vez desarrollado un tehuano, la respuesta del océano es rápida, con un descenso del nivel del mar que está en fase con la escala temporal de variación del viento. El abordamiento en la capa superficial ocasiona un descenso de temperatura de hasta 10°C en menos de un día. El agua cerca de la costa que emerge a la superficie se transporta en chorros de agua fría hasta cientos de kilómetros mar adentro. Al cesar el viento, se desarrollan remolinos anticiclónicos de mesoescala (100–500 km) que se propagan hacia el suroeste.

Algunos trabajos han sugerido que el origen y la propagación de estos remolinos no son exclusivos de los fuertes vientos del norte (tehuanos) durante el invierno. Trasviña y Barton (2008) liberaron boyas a la deriva durante una campaña de verano y registraron la dinámica de un dipolo (remolino anticiclónico y su par ciclónico) generado bajo condiciones de vientos débiles ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$), pero persistentes. Zamudio *et al.* (2001, 2006) documentaron simulaciones numéricas que describen la circulación de mesoescala teórica esperada para el GT y suroeste de la costa mexicana. Aunque su trabajo fue numérico y no resolvió la zona costera ($<50 \text{ km}$), los autores destacaron la presencia de remolinos en ausencia de viento que parecieron desprenderse debido a inestabilidades baroclínicas causadas por una corriente hacia el polo paralela a la costa, misma que atribuyeron a la propagación de ondas atrapadas en la costa. Barton *et al.* (2009) observaron una corriente de agua cálida, aparentemente atrapada a la costa (50 km), que incursionó dentro del GT después de un evento tehuano; la caracterizaron hidrográficamente como aguas relativamente cálidas de baja densidad y de menor salinidad provenientes de América Central.

A pesar del conocimiento actual sobre las corrientes costeras del GT, su variabilidad estacional continúa sin ser abordada completamente. Por otro lado, existe una necesidad por comprender mejor los procesos que ligan la dinámica local (costera) del GT con la dinámica oceánica del Pacífico

coastal circulation observed during the three seasons are shown and, finally, the main conclusions are discussed.

METHODOLOGY

High-frequency radars (HFR) measure the Doppler shift of an electromagnetic signal backscattered by the ocean. The Doppler shift of the signal coherent with sea surface gravity waves is used to estimate the radial current velocity (moving away from or towards the transmitter) in the first meter of the ocean surface (Chapman *et al.* 1997, Gurgel *et al.* 1999, Lipa and Barrick 1983). With a minimum of two radar systems it is possible to calculate total currents referred to a north-south, east-west coordinate system. In this study we used two HFR systems operating in linear array (Gurgel *et al.* 1999) to obtain surface current data in an ideal coverage area of 100×50 km (≈ 5000 km²) off the coast of Salina Cruz, Oaxaca (fig. 1). The HFR systems operated during three measurement campaigns in spring, summer, and autumn 2006, at a frequency of 16.3 MHz with a modulation of 100 kHz and 0.32 s, allowing a radial resolution of 1.5 km and maximum range of ≈ 120 km (Gurgel *et al.* 1999). Each system comprised 12 receive antennas, providing a radial resolution of ≈ 10 degrees in the azimuthal direction. The Cartesian measurement grid ($[dx, dy] = 5$ km) is shown in figure 1. Repeat measurements were made every 30 min. Each measurement consisted of 11.6 min of data or 2048 samples, yielding an error less than 2.5 cm s⁻¹. The time series of surface currents in each Cartesian grid node were smoothed using a moving average of four samples (2 h) and resampled at 1-h intervals. This simple procedure was chosen because the temporal variability of interest in this study is greater than 12 h, and a moving average of four samples (2 h) eliminates high frequencies (with periods of less than 1 h), considered noise, without compromising the signal power in the periods of interest (>12 h). The >100 -km offshore measurements were discarded because they produced a noisy return signal at sunrise and sunset, due to the ionosphere affecting the propagation of the electromagnetic signal emitted by the HFR (Chavanne *et al.* 2007) during these periods. Finally, the Cartesian grid nodes having time series with less than 60% temporal coverage were also eliminated.

The percentage of spatial coverage (after applying the quality controls described) is shown in figure 1. The location of each radar site, the bathymetry, and the topography are also shown in figure 1. The spring and summer data typically showed 80–100% coverage, while the autumn data only reached a maximum of 50% coverage. This occurred because the antennas and cables installed on the beach deteriorated due to exposure to sunlight and humidity, which made them susceptible to interference and affected the measurement range.

A weather station was installed next to the eastern site (fig. 1) to measure wind conditions along the axis of the wind jet. These measurements were complemented by QuikSCAT

Oriental Tropical. En este trabajo se usaron mapas horarios de la corriente superficial dentro del GT, obtenidos con radares de alta frecuencia, para estudiar su circulación costera durante tres temporadas del año: primavera, verano y otoño de 2006. Dos de las temporadas se caracterizaron por la ausencia prolongada de vientos tehuanos. En la siguiente sección se detallan brevemente las características de los datos y los análisis realizados. Posteriormente, se presentan los resultados sobre la circulación costera observada durante los tres periodos y, por último, se discuten las conclusiones principales.

METODOLOGÍA

Los radares de alta frecuencia (HFR, por sus siglas en inglés) miden el corrimiento Doppler de una señal electromagnética transmitida de manera continua hacia el océano y reflejada por el mismo. El corrimiento Doppler de la señal que es coherente con las ondas gravitatorias en la superficie oceánica se utiliza para estimar la velocidad radial de la corriente (que se aleja o se acerca al transmisor) en el primer metro de la superficie del océano (Chapman *et al.* 1997, Gurgel *et al.* 1999, Lipa y Barrick 1983). Con un mínimo de dos estaciones de radar es posible calcular corrientes totales referidas a un sistema coordinado norte-sur, este-oeste. En este trabajo se utilizaron dos estaciones HFR en arreglo lineal (Gurgel *et al.* 1999) para obtener datos de corrientes superficiales en un área ideal de cobertura de 100×50 km (≈ 5000 km²) frente a las costas de Salina Cruz, Oaxaca (fig. 1). Las estaciones HFR operaron durante tres campañas de mediciones en primavera, verano y otoño de 2006, a una frecuencia de 16.3 MHz con un pulso modulado de 100 kHz y 0.32 s; esto permitió obtener una resolución radial de 1.5 km y un rango máximo de ≈ 120 km (Gurgel *et al.* 1999). Cada sistema fue habilitado con 12 canales o antenas receptoras, que permitieron una resolución radial de ≈ 10 grados en azimut. La malla cartesiana de mediciones ($[dx, dy] = 5$ km) se muestra en la figura 1. Las mediciones se realizaron en ciclos de repetición cada 30 min. Cada medición constó de 11.6 min de datos ó 2048 muestras, lo que implicó un error en la velocidad medida por debajo de 2.5 cm s⁻¹. Las series de tiempo de corriente superficial en cada nodo de la malla cartesiana fueron suavizadas con un promedio corrido de cuatro muestras (2 h) y remuestreadas a intervalos de 1 h. Se eligió este procedimiento sencillo debido a que la variabilidad temporal de interés en este trabajo es superior a 12 h, y un promedio corrido de cuatro muestras (2 h) elimina altas frecuencias (con periodos menores que 1 h), consideradas ruido, sin comprometer la potencia de la señal en los periodos de interés (>12 h). Como parte del control de calidad de datos, las mediciones lejanas a la costa (>100 km mar adentro) fueron descartadas porque proveen una señal de retorno ruidosa durante el amanecer y el atardecer, debido a variaciones en la ionósfera durante dichos periodos que afectan la propagación de la señal electromagnética que emite el HFR

satellite data with a spatial resolution of 0.2° and temporal resolution of one day. While the resolution of these public domain data is not adequate to determine the local dynamics in the GT, they were used as a complementary data source, because even though they miss short-time-scale variations (less than one day), they do reflect intense wind events (Tehuano) during the different measurement campaigns. To obtain a wind value representative of the conditions in the inner GT, QuikSCAT wind values were spatially averaged in four cells within the HFR coverage area (fig. 1). Time series composed of this representative value were then constructed to characterize wind variability in the GT during the measurement campaigns.

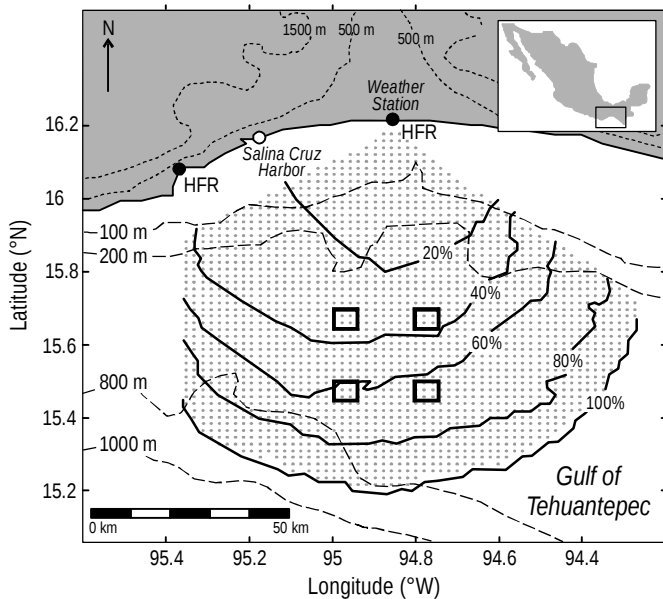


Figure 1. Gulf of Tehuantepec and experimental setting. The position of the two high-frequency radar (HFR) sites and their percentage of coverage (continuous lines) on the Cartesian measurement grid ($[dx, dy] = 5 \text{ km}$; grey points) are shown. Also shown are the location of the port of Salina Cruz (Oaxaca, Mexico) and of a weather station installed close to the wind jet axis, as well as four cells (black squares) taken from QuikSCAT to estimate the wind. Dashed lines indicate bathymetric contours and dotted lines indicate continental topographic contours. The Chivela mountain pass and the bathymetric step (100–1000 m depth in $\approx 100 \text{ km}$) can be observed.

Figura 1. Golfo de Tehuantepec y arreglo experimental. Se ilustra la posición de los dos sitios con los radares de alta frecuencia (HFR) y su porcentaje de cobertura (líneas continuas) sobre la malla cartesiana de mediciones ($[dx, dy] = 5 \text{ km}$; puntos grises). Se ilustra también la ubicación del puerto de Salina Cruz (Oaxaca, México) y de una estación meteorológica instalada cerca del eje principal del chorro de viento, además de cuatro celdas (cuadros negros) tomadas de QuikSCAT para estimar el viento. Las líneas discontinuas representan los contornos batimétricos y las líneas punteadas, los contornos topográficos. Se observa el paso de Chivela entre las montañas y el escalón en la batimetría (de 100 a 1000 m de profundidad en $\approx 100 \text{ km}$).

(Chavanne *et al.* 2007). Por último, se eliminaron aquellos nodos en la malla cartesiana que tuvieron series de tiempo con menos del 60% de su cobertura temporal.

El porcentaje de cobertura espacial (después de aplicar los controles de calidad descritos) se muestra en la figura 1. Se presenta también la ubicación de cada sitio de radar, la batimetría y la topografía. Los datos de primavera y verano mostraron típicamente un porcentaje de cobertura del 80% al 100%, mientras que los datos de otoño alcanzaron un máximo de 50%. Esto ocurrió debido al deterioro natural de las antenas y cables instalados en la playa causados por la exposición a los rayos del sol y la humedad, que los hizo susceptibles a interferencias y afectó el rango de medición.

Aledaño al sitio este (fig. 1) se instaló una estación meteorológica que midió las condiciones de viento justo en el eje del chorro que pasa a través de las montañas. Estas mediciones fueron complementadas con datos obtenidos por el satélite QuikSCAT, que provee datos con resolución espacial de 0.2° y resolución temporal de un día. Aunque la resolución de esta herramienta disponible al dominio público no es adecuada para resolver la dinámica local del GT, se utilizó en este trabajo únicamente como una fuente de datos complementaria, y aunque no es posible discernir variaciones de corta escala temporal (menores que un día), sí refleja eventos de chorro intensos (tehuano) durante las diferentes campañas de medición. Con la finalidad de obtener un dato de viento representativo de las condiciones en el interior del GT, se promediaron espacialmente los valores de viento de QuikSCAT en cuatro celdas dentro del área de cobertura de los HFR (fig. 1). Se construyeron series de tiempo compuestas por este dato representativo que permitieron caracterizar la variabilidad del viento en el GT durante los periodos de medición.

La temperatura superficial del océano medida por satélites geoestacionarios fue obtenida de los productos GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*) y PODAAC (*Physical Oceanography Distributed Active Archive Center*), disponibles al dominio público en <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst>. La resolución espacial de este producto es de 6 km con series datos horarios.

RESULTADOS

En este estudio se denominaron vientos tehuano a todos aquellos vientos del norte cuya magnitud superó los 8 m s^{-1} ($\approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$), siempre y cuando su componente zonal fuera mucho menor que la meridional (al menos en un factor de dos). En la figura 2 se muestran las series de tiempo del esfuerzo del viento meridional (de norte a sur, τ_y), estimado a partir de datos derivados de QuikSCAT y la estación meteorológica, para cada periodo de mediciones de corrientes dentro del GT. La similitud en las series ($R^2 = 0.84$) permite complementar los registros de la estación meteorológica en periodos donde ésta no obtuvo datos. El esfuerzo del viento en la dirección zonal (de este a oeste) fue despreciable y, por

Sea surface temperatures were obtained from the GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) and PODAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) products, available at <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst>). The spatial resolution is 6 km with hourly data series.

RESULTS

In this study, all northerly winds with a magnitude greater than 8 m s^{-1} ($\approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$) were considered Tehuanos, as long as their zonal component was lower than their meridional component (by at least a factor of two). Time series of meridional (north-south) wind stress (τ_y), estimated based on QuikSCAT and weather station data, are shown in figure 2 for each measurement campaign in the GT. The similarity of the series ($R^2 = 0.84$) allowed complementation of the weather station records when data were lacking. The zonal (east-west) wind stress was negligible and, thus, not shown in figure 2. In spring (fig. 2a), wind conditions were similar to those typically observed in winter (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Three Tehuano events were recorded with τ_y in excess of 0.2 N m^{-2} ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$). The first occurred from 24 to 26 March 2006, with $\tau_y = 0.76 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 20 \text{ m s}^{-2}$). The two subsequent events initiated on 3 April (duration ≈ 1.5 days) and 10 April (duration ≈ 4 days) and did not exceed magnitudes of $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 10 \text{ m s}^{-1}$). In summer (fig. 2b), only one event resembling a Tehuano was recorded on 31 July 2006, with $\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$). Winds recorded on 12 July and 9 August were similar in magnitude to those of 31 July, but as their zonal and meridional components were similar they were not considered Tehuanos. In autumn (fig. 2c), an extraordinarily long wind event (≈ 15 days) displaying similar characteristics to winter and spring Tehuanos ($\tau_y > 0.2 \text{ N m}^{-2}$) was recorded.

The seasonal wind variability shown in figure 2 may be related to the geographic stability and duration of high and low pressure areas between the Atlantic and Pacific. Summer and autumn were characterized by the presence of quasi-stationary low pressure areas that favor the occurrence of long-lasting Tehuano events, unlike winter and spring. However, the lack of Tehuano events of considerable magnitude in summer allowed the characterization of coastal circulation in the GT under low wind conditions.

The main features of oceanic circulation in spring are shown in figure 3. The results are presented as 6-h averaged snapshots because this study describes only coastal current dynamics with temporal variation of more than 12 h; 6-h averaged snapshots capture the variability due to diurnal, inertial, and lower frequency signals, without underestimating the magnitude of the currents with temporal variation greater than 12 h.

The spring current fields (fig. 3) exhibit the conditions observed during the three Tehuano events recorded in this period. The currents associated with the temporal evolution

lo tanto, no se muestra en la figura 2. Los vientos en primavera (fig. 2a) reflejaron condiciones similares a las que se reportan típicamente en el invierno (Steenburgh *et al.* 1998, Romero-Centeno *et al.* 2003). Se registraron tres eventos tehuano con una τ_y que sobrepasó los 0.2 N m^{-2} ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$). El primer evento se observó del 24 al 26 de marzo de 2006, con un valor de $\tau_y = 0.76 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 20 \text{ m s}^{-2}$). Los dos eventos subsecuentes, que iniciaron el 3 de abril (duración de ≈ 1.5 días) y el 10 de abril (duración de ≈ 4 días), no excedieron magnitudes de $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 10 \text{ m s}^{-1}$). Durante el verano (fig. 2b), se registró sólo un evento similar a un tehuano el 31 de julio de 2006, con $\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$). Los vientos que se registraron el 12 de julio y el 9 de agosto fueron similares en magnitud al evento del 31 de julio, pero como presentaron esfuerzos similares en sus dos componentes (zonal y meridional), no se consideraron eventos tehuano. En otoño (fig. 2c) se observó un evento con características similares a los tehuano de invierno y primavera ($\tau_y > 0.2 \text{ N m}^{-2}$), pero extraordinariamente largo (≈ 15 días).

La variabilidad estacional del viento que se muestra en la figura 2 podría estar relacionada con la estabilidad geográfica y duración de los centros de alta y baja presión entre el Atlántico y el Pacífico. El verano y el otoño se caracterizaron por la presencia de centros de baja presión cuasi-estacionarios que podrían favorecer la ocurrencia de eventos tehuano de larga duración, contrario a los meses de invierno y primavera. Por otro lado, se podría pensar que al no observarse eventos tehuano considerables durante el verano, los remolinos en la superficie oceánica del GT serían difíciles de observar y se podría caracterizar la circulación costera del GT en ausencia de viento.

Los rasgos principales de la circulación oceánica durante la primavera se muestran en la figura 3. Los resultados se presentan como mapas promedio de 6 h debido a que el presente trabajo describe únicamente la dinámica de corrientes costeras con variabilidad temporal mayor que 12 h; los mapas promedio de 6 h capturaron la variabilidad debida a señales diurnas, inerciales y mayores, sin subestimar la magnitud de las corrientes con variabilidad temporal mayor que 12 h.

Los campos de corriente en primavera (fig. 3) exhiben las condiciones observadas durante los tres tehuano registrados en este periodo. Las corrientes asociadas con la evolución temporal del evento tehuano del 24 de marzo (fig. 3a–c) indican la dependencia de las mismas al esfuerzo del viento. Durante el estado más desarrollado del evento (25 de marzo, fig. 3a) se distingue una corriente hacia el sur en la misma dirección del viento, la cual continúa más allá de los 50 km con una componente hacia el oeste con cierta curvatura inercial. Conforme el viento disminuyó su intensidad (fig. 3b), la corriente hacia el sur se debilitó y desarrolló una segunda componente hacia el este que dio origen a una bifurcación que se reorganizó como una circulación anticiclónica en el flanco oeste del chorro del viento ($\approx 95.2^\circ \text{ W}$) y ciclónica en su flanco este ($\approx 94.8^\circ \text{ W}$). Se han registrado

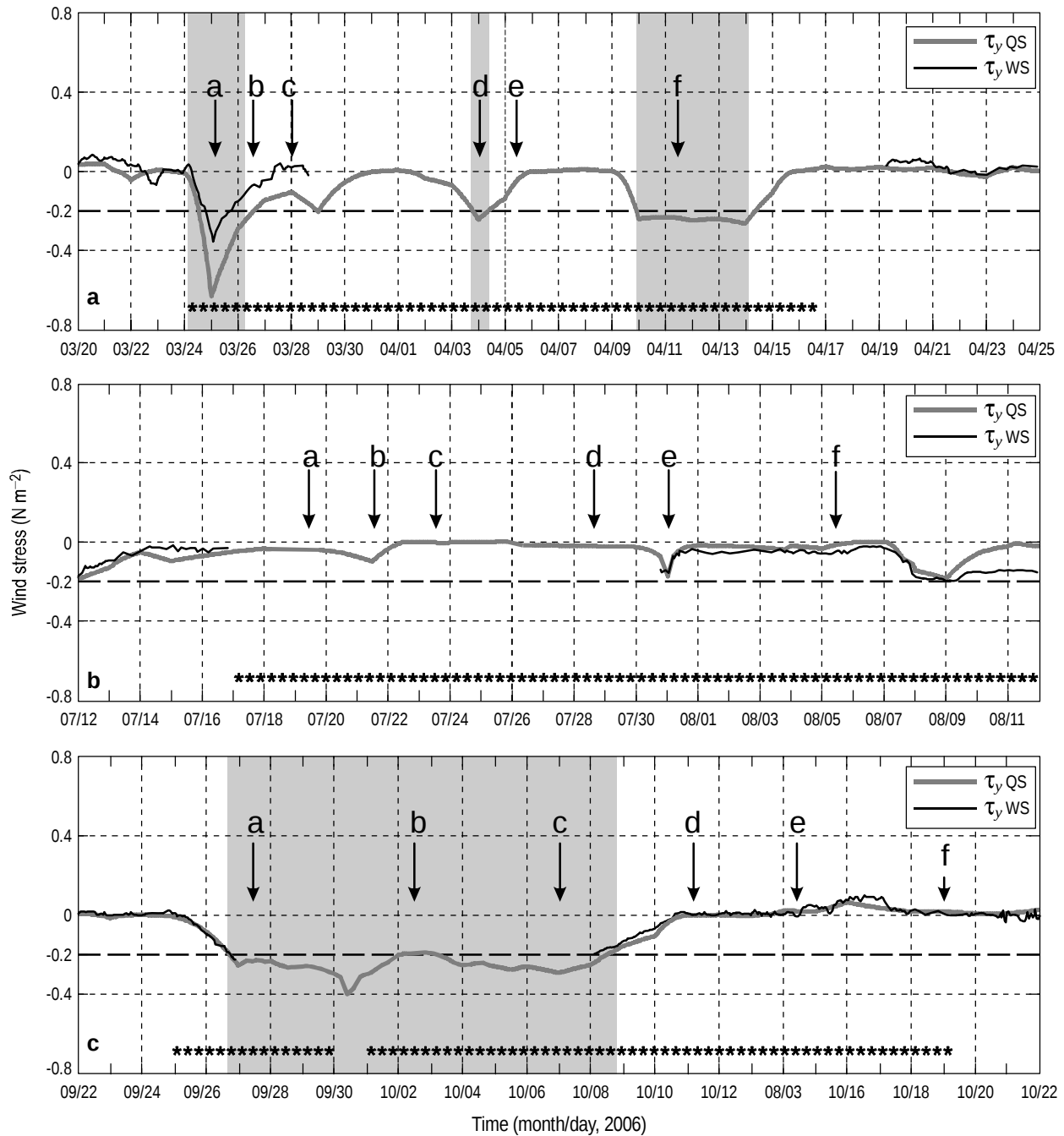


Figure 2. Time series of wind stress measured on the coast of the Gulf of Tehuantepec in (a) spring, (b) summer, and (c) autumn 2006. The black line represents the weather station (WS) data and the grey line, the QuikSCAT (QS) data. Letters with arrows refer to the events described in detail in figures 3, 6, and 7. Asterisks indicate the period during which the high-frequency radar measurements were performed. Grey areas indicate the periods when meridional wind stress (τ_y) exceeded 0.2 N m^{-2} or Tehuano events.

Figura 2. Series de tiempo del esfuerzo del viento medido en la costa del golfo de Tehuantepec en (a) primavera, (b) verano y (c) otoño de 2006. La línea negra representa los datos medidos por la estación meteorológica (WS) y la línea gris, los datos obtenidos de QuikSCAT (QS). Las letras con flechas hacen referencia a eventos que se describen a detalle en las figuras 3, 6 y 7. Los asteriscos indican el periodo en el cual se midieron datos con radares de alta frecuencia. Las áreas grises indican los periodos cuando el esfuerzo del viento meridional (τ_y) superó los 0.2 N m^{-2} o eventos tehuanos.

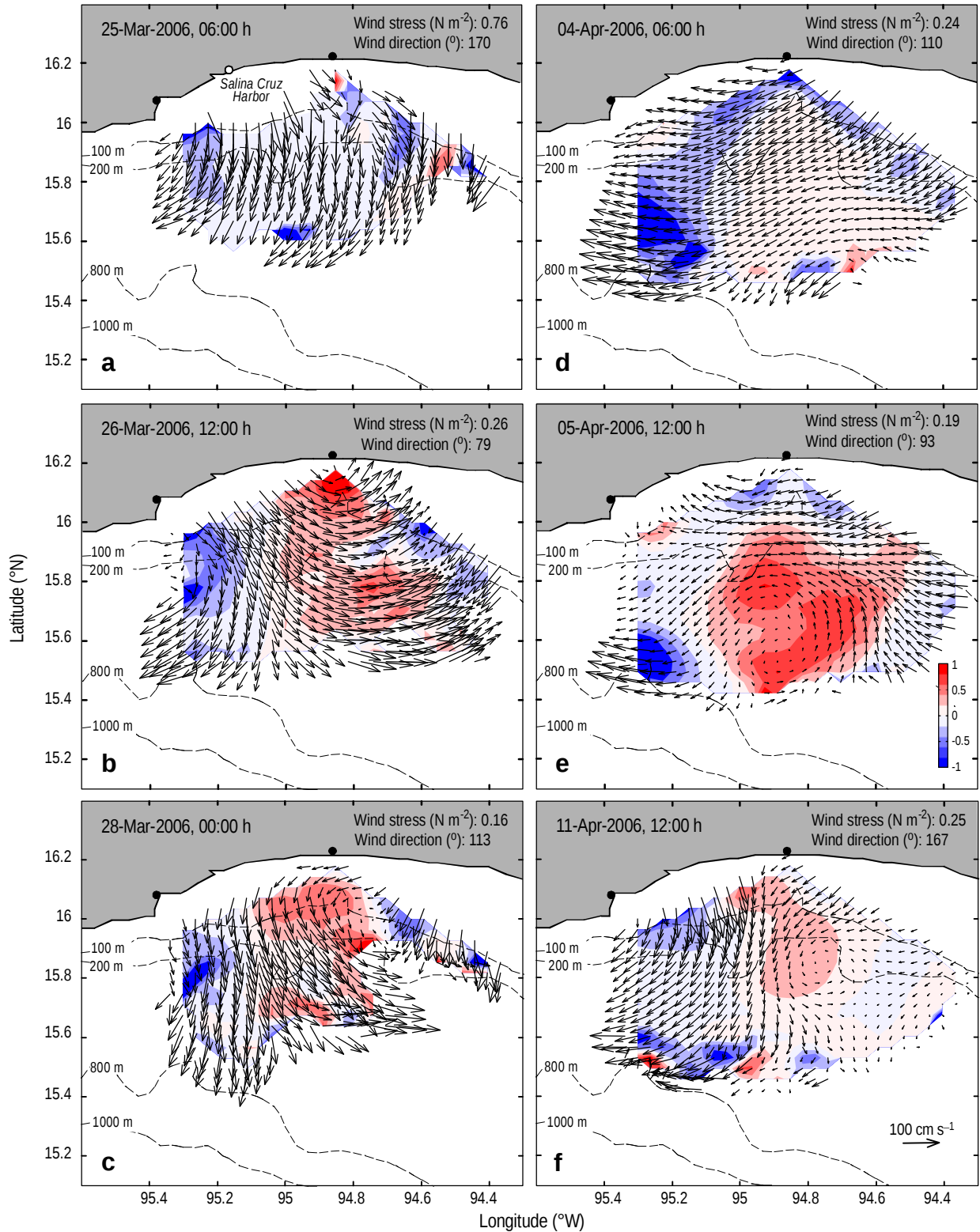


Figure 3. Spring surface velocity snapshots. Each snapshot is an average over 6 h. Color contours indicate relative vorticity scaled with the Coriolis parameter (ζ/f). The central time of each average, the graphic scale of the current vectors, and the wind stress (N m^{-2}) and direction (oceanographic convention) are shown. The two black dots indicate the high frequency radar sites.

Figura 3. Mapas de velocidad superficial durante la primavera. Cada mapa está compuesto por un promedio de 6 h. Los contornos de color indican la vorticidad relativa escalada con el parámetro de Coriolis (ζ/f). En cada mapa se indican el tiempo central del promedio, la escala gráfica de los vectores de corriente, el esfuerzo del viento (N m^{-2}) y su dirección (convención oceanográfica). Los dos puntos negros en la costa indican la ubicación de los dos sistemas de radar de alta frecuencia.

of the Tehuano event on 24 March (fig. 3a–c) indicate their codependence to wind stress. At the most developed stage of the event (25 March, fig. 3a), a current flowing southward in the same direction as the wind is observed, which extends more than 50 km with a marked anticyclonic veering. As the intensity of the wind decreased (fig. 3b), the southward current weakened and a cyclonic circulation developed producing a bifurcation that resulted in an anticyclonic circulation on the west side of the wind jet ($\approx 95.2^\circ \text{W}$) and a cyclonic circulation on the east side ($\approx 94.8^\circ \text{W}$). Anticyclonic eddies have been reported to the west of 95.2°W (Trasviña *et al.* 2003, Trasviña and Barton 2008, Barton *et al.* 2009), the western limit of the HFR coverage, so it can be argued that the anticyclonic circulation observed to the west of the wind jet axis ($\approx 95^\circ \text{W}$, fig. 3b) may form part of an anticyclonic eddy outside of the area covered by the HFR.

To assess the spatial distribution of sea surface temperature associated with these current fields, in figure 4 we present GOES-PODAAC satellite-derived temperature data. Figure 4a shows the oceanic temperature conditions associated with the current fields presented in figure 3b.

The circulation on 28 March (fig. 3c), when wind stress decreased from ≈ 0.7 to 0.1 N m^{-2} in the three days after the 24 March event, shows how the anticyclonic circulation and the fraction of warm water retained (fig. 4a) exited the HFR coverage area leaving behind a cyclonic cold-core eddy. The inflow of relatively warm water can be observed on the western side of the HFR coverage, which directly influences the cyclonic circulation in the central part of the GT.

During the short Tehuano event (duration ≈ 1.5 days), on 4 April (fig. 3d) a $\approx 100\text{-km}$ -wide westward coastal current (henceforth WCC) was observed, whose structure was not disturbed by the relatively weak wind on that day ($\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$). Towards the end of that event, a cyclonic eddy was observed (fig. 3e). Figure 4b (9 April) shows some important features: the WCC present during and after the event of 4 April (fig. 3d, e), a flow of warm water from the east (i.e., the WCC), and a core of relatively cold water (centered at 15.4°N and 95.1°W) likely associated with the cyclonic eddy observed in figure 3e, after being advected southwestward by the WCC.

After almost four days of calm, the Tehuano event on 9 April generated another anticyclonic eddy (and its weak cyclonic counterpart), after exerting a $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ during two consecutive days (fig. 3f, 11 April). Figure 3f shows the effect of the Tehuano wind stress on the ocean currents of the GT.

To further examine oceanic response to the variability of Tehuano wind forcing, figure 5 shows the temporal evolution of surface currents and temperature on a meridional transect at 94.8°W (slightly to the east of the wind jet axis) after applying a low-pass Lanczos filter (cutoff frequency = $1/72 \text{ h}$). Also shown is the wind stress associated with the period. Figure 5a (spring) shows that only the Tehuano events

remolinos anticiclónicos al oeste de 95.2°W (Trasviña *et al.* 2003, Trasviña y Barton 2008, Barton *et al.* 2009), el límite occidental de la cobertura de los HFR, lo que permite argumentar que la circulación anticiclónica observada al oeste del eje del viento ($\approx 95^\circ \text{W}$, fig. 3b) podría formar parte de un remolino anticiclónico fuera del área de cobertura de los HFR.

Con el fin de evaluar la distribución espacial de la temperatura superficial oceánica asociada a estos campos de corrientes, en la figura 4 se presentan los datos de la temperatura superficial obtenidos a partir de los satélites GOES-PODAAC. La figura 4a muestra las condiciones de temperatura oceánica asociadas a los campos de corriente presentados en la figura 3b.

La circulación del 28 de marzo (fig. 3c), cuando el esfuerzo del viento disminuyó de ≈ 0.7 a 0.1 N m^{-2} en los tres días posteriores al evento del 24 de marzo, ilustra como la circulación anticiclónica y la fracción de agua cálida retenida (fig. 4a) salieron del área de cobertura de los HFR dejando atrás una circulación ciclónica con un núcleo de agua fría asociado. En el límite oriental de la cobertura de los HFR se aprecia la entrada de agua relativamente cálida que incide directamente con la circulación ciclónica de la parte central del GT.

Durante el evento tehuano de corta duración (≈ 1.5 días) del 4 de abril (fig. 3d), se observó una corriente costera hacia el oeste (CCO) de $\approx 100 \text{ km}$ de ancho, cuya estructura no fue perturbada por el viento débil de ese día ($\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$). Hacia el final de dicho evento, la circulación reflejó un remolino ciclónico (fig. 3e). La figura 4b (9 de abril) muestra algunos rasgos importantes: la CCO presente durante y después del evento del 4 de abril (fig. 3d, e), un flujo de agua cálida proveniente del este (i.e., la CCO) y un núcleo de agua relativamente fría (centrada en 15.4°N y 95.1°W) asociado, posiblemente, al remolino ciclónico observado en la figura 3e, después de ser advectado hacia el suroeste por la CCO.

Después de casi cuatro días de calma, el evento tehuano del 9 de abril generó nuevamente un remolino anticiclónico (y su contraparte ciclónica débil), después de ejercer un $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ durante dos días continuos (fig. 3f, 11 de abril). La figura 3f muestra el efecto del esfuerzo directo del viento tehuano sobre las corrientes oceánicas del GT.

Con el propósito de indagar un poco más sobre la respuesta oceánica ante la variabilidad del forzamiento tehuano, la figura 5 muestra la evolución temporal de las corrientes y temperatura superficial sobre un transecto meridional en 94.8°W (ligeramente al este del eje del viento) después de aplicar un filtro de Lanczos pasa-bajas (frecuencia de corte = $1/72 \text{ h}$). Además, se muestra el esfuerzo del viento asociado al periodo. La figura 5a (primavera) muestra que únicamente los eventos tehuano que sobrepasaron el valor umbral de $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ fueron capaces de enfriar la superficie oceánica y generar gradientes de temperatura mayores que 5°C en menos de un día. Sin embargo, únicamente los eventos del 25

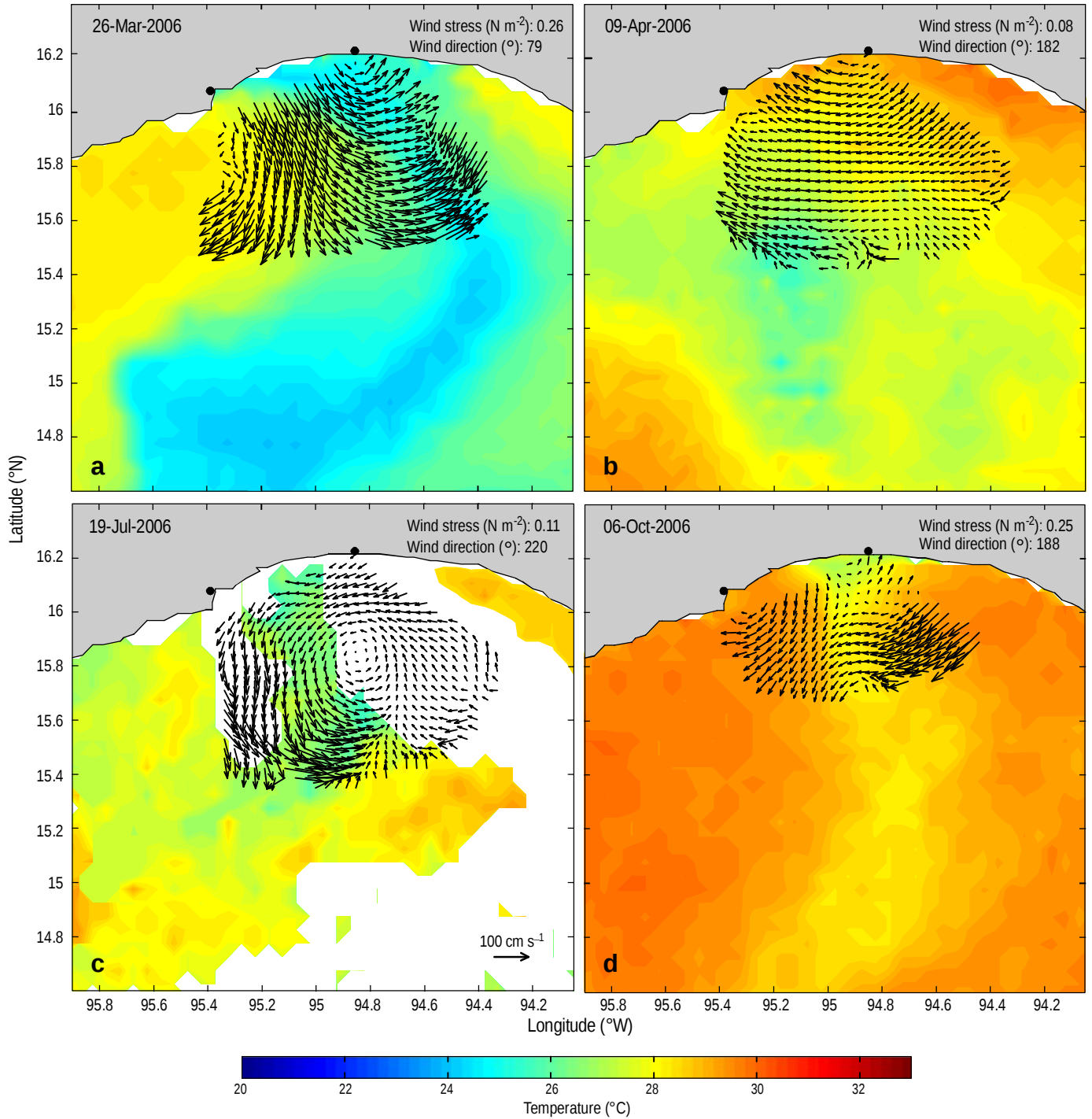


Figure 4. Sea surface temperature and surface currents. **(a)** Dynamic effect of currents at the end of a Tehuano event of $\approx 20 \text{ m s}^{-1}$ (0.76 N m^{-2}) in winter. **(b)** Westward coastal current (WCC) composed of warm waters observed in the Gulf of Tehuantepec during periods not influenced by winds. **(c)** During summer and in the absence of wind, cyclonic eddies that raise the thermocline and generate upwelling or coastal cooling are observed. **(d)** Convergence of the circulation generated by a Tehuano event of $\approx 10 \text{ m s}^{-1}$ (0.25 N m^{-2}) and of the WCC when it is most intense ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$) in autumn. The two black dots indicate the high frequency radar sites.

Figura 4. Temperatura superficial oceánica y corrientes superficiales. **(a)** Efecto dinámico de las corrientes al finalizar un evento tehuano de $\approx 20 \text{ m s}^{-1}$ (0.76 N m^{-2}) durante el invierno. **(b)** Corriente costera hacia el oeste (CCO) compuesta por aguas cálidas que incursionan en el golfo de Tehuantepec durante los periodos sin influencia de viento. **(c)** Durante el verano y en ausencia de viento, se observan remolinos ciclónicos que levantan la termoclina y originan surgencias o enfriamientos costeros. **(d)** Convergencia de la circulación originada por un viento tehuano de $\approx 10 \text{ m s}^{-1}$ (0.25 N m^{-2}) y de la CCO en su etapa más intensa ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$) durante el otoño. Los dos puntos negros en la costa indican la ubicación de los dos sistemas de radar de alta frecuencia.

exceeding the threshold value of $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ were able to cool the sea surface and generate temperature gradients of more than 5°C in less than one day. Only the 25 March and 9 April events, however, considerably modified the WCC. As soon as the wind weakened ($\tau_y < 0.25 \text{ N m}^{-2}$), the WCC reappeared close to the coast ($\approx 30 \text{ km}$) with an associated flow of warm water. After the 25 March event, the WCC reinforced the cyclonic circulation on the eastern side of the GT and its cold-water core propagated southward at a rate of 5 km d^{-1} between 28 March and 3 April (fig. 5a).

Overall, the results shown in figures 3, 4(a, b), and 5(a) suggest that Tehuano events lasting less than two days, or with $\tau_y < 0.25 \text{ N m}^{-2}$, were unable to modify and trigger eddies from the apparently permanent WCC (fig. 3d). When a Tehuano event exceeds the proposed threshold value of $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$, the currents reorganize to the southwest in the western part of the GT (fig. 3a, f) and, along with the relatively warm water retained from the WCC and the wind-generated patch of cold water (fig. 4a), establish the conditions to generate an anticyclonic eddy on the western side and its counterpart on the east (figs. 3b, e; 5a).

It is important to note that the eddies (cyclonic or anticyclonic) were not observed when the Tehuano event was developing (e.g., fig. 3a), but rather when it was dissipating (e.g., fig. 3c, e). This finding concurs with that of Trasviña *et al.* (2003) and Trasviña and Barton (2008), who reported the formation of two currents along the coast (westward in the eastern part and eastward in the western part), which converge and compensate the sea surface depression caused by wind stress, and generate an anticyclonic eddy and its cyclonic counterpart on each side of the wind jet axis, just when the wind weakens.

The summer circulation (July and August 2006) is shown in figure 6. Figures 6a and 4c show a cyclonic (cold) eddy on 19 July, observed after a period of 6 days without winds (see fig. 2b). Unlike the cyclonic eddy observed in spring (fig. 3e), this cyclonic structure seems to be related to the WCC and not to direct wind forcing. It moved westward along the coast, with the $\approx 100\text{-m}$ isobath as its northern limit (fig. 6b), and exited (or dissipated) from the HFR coverage area in ≈ 2 days, unlike the spring cyclonic structure, which moved southwestward and exited the coverage area in ≈ 6 days (e.g., fig. 5a).

The summer coastal currents ($\approx 50 \text{ km}$ offshore) were less intense ($\approx 20 \text{ cm s}^{-1}$), apparently the WCC was more intense ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$) and moved offshore (south of 15.5°N) (figs. 5b; 6c, d, f). A near-shore countercurrent to the east appeared (figs. 5b; 6d, f) and generated an anticyclonic flow after 26 July, in contrast to the spring cyclonic circulation. Figure 5b shows two pulses of relatively warm water, associated solely with the intensification of the anticyclonic circulation on 29 July and 3 August. These pulses were observed in a ~ 5 -day interval and showed no evidence of external forcing. Ongoing research has provided evidence of the occurrence of oscillations having periods of about 5 days,

de marzo y del 9 de abril modificaron de manera considerable la CCO. Tan pronto como el viento se debilitó ($\tau_y < 0.25 \text{ N m}^{-2}$), la CCO se restableció cercana a la costa ($\approx 30 \text{ km}$) con un flujo de agua cálida asociado. Después del evento tehuano del 25 de marzo, la CCO reforzó la circulación ciclónica en la porción oriental del GT y su núcleo de agua fría se propagó hacia el sur a razón de 5 km d^{-1} entre el 28 de marzo y el 3 de abril (fig. 5a).

En conjunto, los resultados mostrados en las figuras 3, 4(a, b) y 5(a) sugieren que los eventos tehuano menores que dos días, o con un valor de $\tau_y < 0.25 \text{ N m}^{-2}$, no modificaron ni reagruparon en forma de remolinos la aparentemente permanente CCO (fig. 3d). Cuando el tehuano excedió el valor umbral propuesto de $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$, las corrientes se reorganizaron hacia el suroeste en la región occidental del GT (fig. 3a, f) y, junto con la fracción de agua cálida retenida de la CCO y el parche de agua fría generada por el mismo viento (fig. 4a), se establecieron condiciones propicias para la generación de un remolino anticiclónico en el límite oeste del GT y su contraparte ciclónica en la porción este (figs. 3b, e; 5a).

Es importante notar que los remolinos observados (ciclónicos o anticiclónicos) no se presentaron durante la fase de crecimiento del tehuano (e.g., fig. 3a), sino durante su atenuación (e.g., fig. 3c, e). Este resultado es consistente con las observaciones de Trasviña *et al.* (2003) y Trasviña y Barton (2008), quienes sugirieron la formación de dos corrientes a lo largo de la costa (hacia el oeste en la región oriental y hacia el este en la región occidental) que convergen y compensan la depresión de la superficie oceánica originada por el esfuerzo del viento, y que dan lugar a un remolino anticiclónico y su par ciclónico a cada lado del eje del chorro de viento, justo cuando el viento se debilita.

La circulación de verano (julio y agosto de 2006) se presenta en la figura 6. Las figuras 6a y 4c muestran un remolino ciclónico (frío) el 19 de julio, observado después de un periodo de 6 días en ausencia de viento (ver fig. 2b). A diferencia del remolino ciclónico observado en primavera (fig. 3e), la estructura ciclónica del 19 de julio pareció deberse a la CCO y no al esfuerzo directo del viento. Esta estructura se desplazó hacia el oeste a lo largo de la costa, con la isóbata de $\approx 100 \text{ m}$ como su límite norte (fig. 6b), y salió (o se disipó) del área de cobertura de los HFR en ≈ 2 días, en contraste con la estructura ciclónica medida en primavera, la cual se desplazó hacia el suroeste y salió del área de cobertura en ≈ 6 días (e.g., fig. 5a).

Durante el verano las corrientes costeras ($\approx 50 \text{ km}$ de la costa) fueron de menor intensidad ($\approx 20 \text{ cm s}^{-1}$) y, al sur de 15.5°N , la CCO fue más intensa ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$) que a lo largo de la costa (figs. 5b; 6c, d, f). Esto último desarrolló una contracorriente hacia el este cerca de la costa (figs. 5b; 6d, f) y dio lugar a una circulación anticiclónica después del 26 de julio, en contraste con la circulación ciclónica de primavera. La figura 5b, muestra dos pulsos de agua relativamente cálida, asociados únicamente con la intensificación en la circulación anticiclónica del 29 de julio y del 3 de agosto.

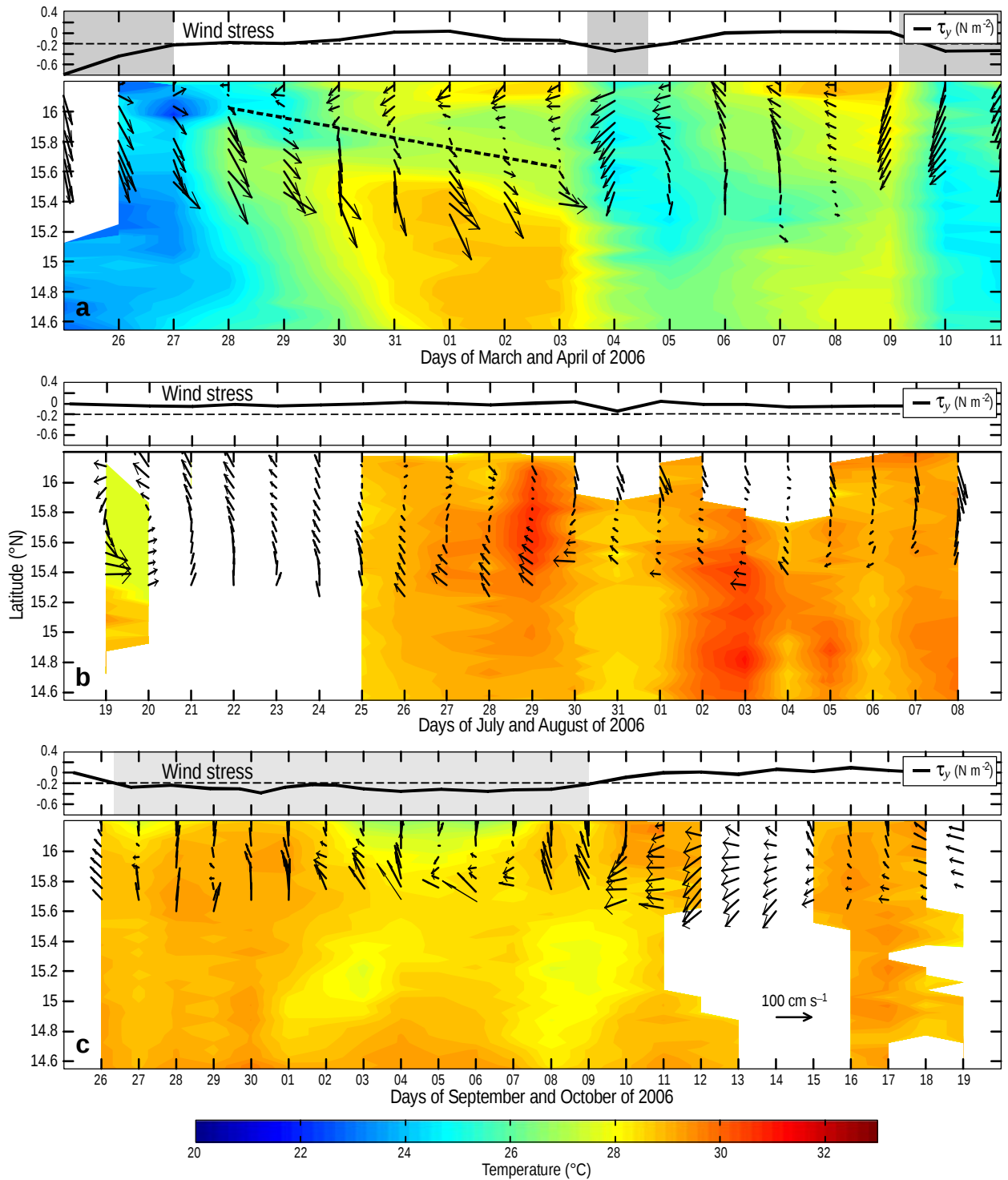


Figure 5. Meridional transect at 94.8° W, slightly to the east of the Tehuano wind jet axis. Surface currents and temperature after applying a low-pass Lanczos filter (frequency cutoff = 72 h) are shown for (a) spring, (b) summer, and (c) autumn 2006. The wind stress associated with each period is shown as reference. Shaded areas indicate the Tehuano events. The black-broken line shows the southward propagation of the cold-water core in the cyclonic circulation.

Figura 5. Transecto meridional en 94.8° W, ligeramente al este del eje del chorro de viento tehuano. Se muestra la temperatura y las corrientes superficiales después de aplicar un filtro de Lanczos pasa-bajas (frecuencia de corte = 72 h) para (a) primavera, (b) verano y (c) otoño de 2006. Como referencia, se muestra el esfuerzo del viento asociado a cada periodo. Las áreas sombreadas indican los eventos tehuanos. La línea negra discontinúa muestra la propagación hacia el sur del núcleo de agua fría de la circulación ciclónica.

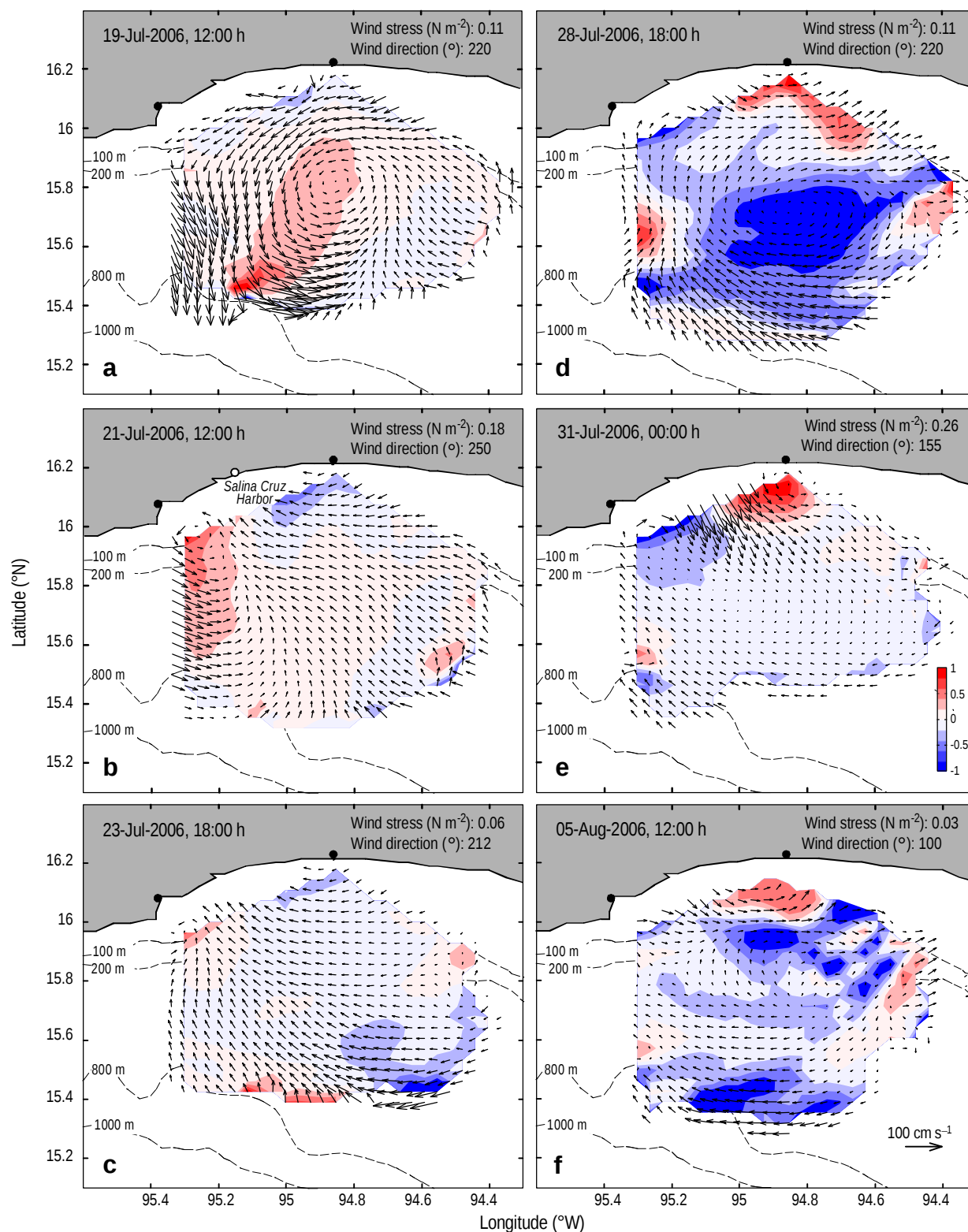


Figure 6. Summer surface velocity snapshots. See figure 3 caption for details.

Figura 6. Mapas de velocidad superficial durante el verano. Ver figura 3 para los detalles.

which can be described as topographically-generated waves. These oscillations may play an important role in the generation of the warm-water pulses associated with the anticyclonic circulation observed in figures 5b and 6d.

Under these conditions of the WCC ($\approx 25 \text{ cm s}^{-1}$), a short wind event (one day), with $\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$, was able to generate a small anticyclonic eddy ($\approx 10 \text{ km}$ in diameter) in the western part of the GT (fig. 6e), indicating the weak and unstable conditions of the WCC in summer. Trasviña and Barton (2008) also reported the absence of the WCC and the presence of eddies generated by weak ($\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$) but persistent winds in summer.

The autumn 2006 circulation is shown in figure 7. During this period, steady winds of $\approx 12 \text{ m s}^{-1}$ ($\tau_y \approx 0.35 \text{ N m}^{-2}$) occurred for almost 15 days (see fig. 2c). The response of the surface current field shows, on the one hand, how the surface currents to the west of $\approx 95^\circ \text{ W}$ reorganize as a near-shore, southwestward flow (fig. 7a) in response to Tehuano wind forcing and, on the other, how the WCC seems to dominate the dynamics when the winds weaken nearing the threshold value of $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ (fig. 7b). The WCC intensified ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$) at the east of $\approx 95^\circ \text{ W}$ (compared to spring and summer), and directly influenced the wind-driven circulation (figs. 4d; 7a, c). A cyclonic (cold) eddy formed precisely in the area where the WCC and the wind-driven southward currents converge (figs. 4d, 7c). When the winds weakened after 10 October (fig. 5c), the WCC once again intensified ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$) and reached the western limit of the HFR coverage area (fig. 7d–f). The WCC described herein (i.e., a flow of warm coastal water that weakens and moves offshore 15.5° N in summer but intensifies and extends to the northern limit of the GT in spring and autumn) is consistent with previous studies (Barton *et al.* 2009), suggesting that it could be a characteristic and possibly permanent feature of the GT.

Mean flow and variability (95% confidence level) in spring, summer, and autumn 2006 are shown in figure 8. Mean spring flow (fig. 8a) revealed three interesting features controlled by different dynamics: the westward excursion near the head of the GT of a moderate flow ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$), which seems to be the WCC; a wind-induced southwestward current in the western part of the GT; and a northeastward recirculation in the southeastern part of the GT. This recirculation converges with the WCC at the head of the GT and generates a cyclonic circulation in the eastern part of the GT. The central part of the GT (15.5° N , 94.8° W) seems to be the area where the WCC impinges the wind-influenced area (western part of the GT), producing an anticyclonic rotation of the variability ellipses. The effect of the convergence of the WCC with the wind-induced jet streams produces an average current vector that is not significant for the variance observed, but that describes a rotation of the variability ellipses in an opposite direction to the rest of the system.

In summer (fig. 8b), the effects of the wind (near the coast) and of the WCC (offshore $\approx 15.5^\circ \text{ N}$) can be inferred by

Estos pulsos se observaron con un intervalo de ~ 5 días y sin evidencia de algún forzamiento externo. En una investigación en proceso se muestran evidencias acerca de la existencia de oscilaciones con periodos cercanos a 5 días, que se podrían describir como ondas generadas topográficamente. Dichas oscilaciones podrían jugar un papel importante en la generación de los pulsos de agua cálida asociados con la circulación anticiclónica observada en las figuras 5b y 6d.

Es importante notar que, bajo estas condiciones de la CCO ($\approx 25 \text{ cm s}^{-1}$), un evento de viento de corta duración (un día), con $\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$, fue capaz de generar un pequeño remolino anticiclónico ($\approx 10 \text{ km}$ de diámetro) en la porción oeste del GT (fig. 6e), lo que muestra las condiciones débiles e inestables de la CCO durante el verano. Trasviña y Barton (2008) también registraron la ausencia de la CCO y la presencia de remolinos generados por un viento débil ($\tau_y \approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$) pero persistente en verano.

La circulación de otoño de 2006 se presenta en la figura 7. En esta época, un viento persistente de $\approx 12 \text{ m s}^{-1}$ ($\tau_y \approx 0.35 \text{ N m}^{-2}$) se observó por casi 15 días (ver fig. 2c). La respuesta del campo de corrientes ilustra, por un lado, como las corrientes superficiales al oeste de $\approx 95^\circ \text{ W}$ se reorganizaron como un flujo hacia el suroeste cerca de la costa (fig. 7a) en respuesta al forzamiento del chorro de viento tehuano y, por otro, como la CCO parece dominar totalmente la dinámica cuando el viento se debilita hacia el valor umbral de $\tau_y \approx 0.25 \text{ N m}^{-2}$ (fig. 7b). La CCO se intensificó ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$) al este de $\approx 95^\circ \text{ W}$ (en comparación con el verano y la primavera) e incidió directamente sobre la circulación generada por el viento (figs. 4d, 7a, c). Esta convergencia propicia la formación de un remolino ciclónico (frío) justo en la zona de incidencia entre la CCO y las corrientes hacia el sur originadas por el viento (figs. 4d, 7c). Ante el debilitamiento del viento, después del 10 de octubre (fig. 5c), la CCO se intensificó de nuevo ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$) e incursionó hasta la frontera oeste de la cobertura de los HFR (fig. 7d–f). La CCO observada en el presente trabajo (i.e., un flujo de agua cálida costera que se debilita y desplaza hacia el sur de 15.5° N durante el verano, pero se intensifica e incursiona hasta la frontera norte del GT durante la primavera y el otoño) es consistente con estudios previos (Barton *et al.* 2009); esto sugiere que puede ser un rasgo característico y tal vez permanente del GT.

La figura 8 muestra el flujo medio de primavera, verano y otoño de 2006, y sus respectivas elipses de variabilidad al 95% de confianza. La circulación promedio de la primavera (fig. 8a) mostró tres rasgos interesantes controlados por dinámicas diferentes: la incursión hacia el oeste cerca de la cabeza del GT de un flujo moderado ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$), que parece ser la CCO; una corriente hacia el suroeste en la porción occidental del GT generada por el esfuerzo del viento; y una recirculación hacia el noreste en la porción suroriental del GT. Esta recirculación converge con el flujo costero hacia el oeste en la cabeza del GT y genera una circulación ciclónica en la región oriental del GT. La región central del GT

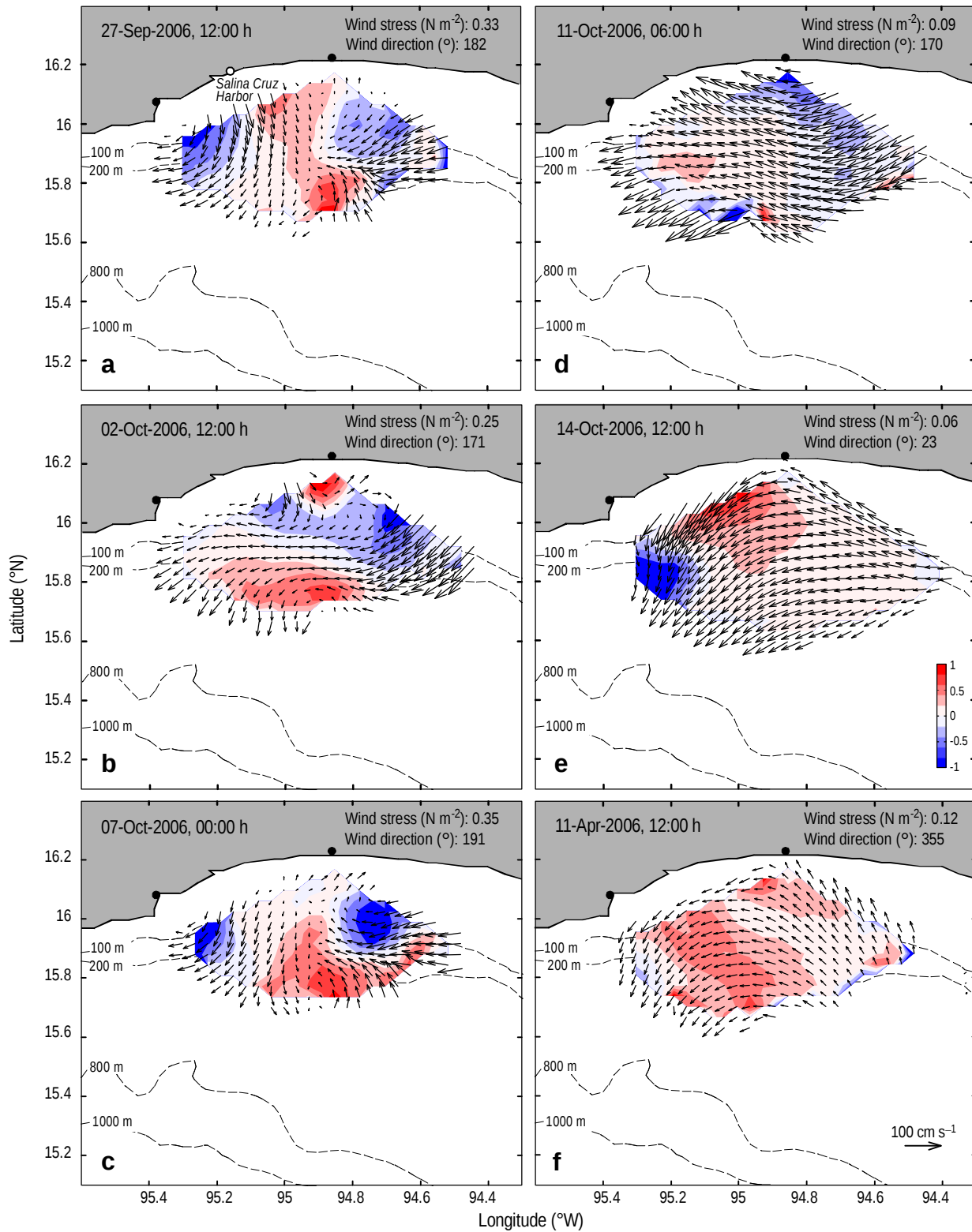


Figure 7. Autumn surface velocity snapshots. See figure 3 caption for details.

Figura 7. Mapas de velocidad superficial durante el otoño. Ver figura 3 para los detalles.

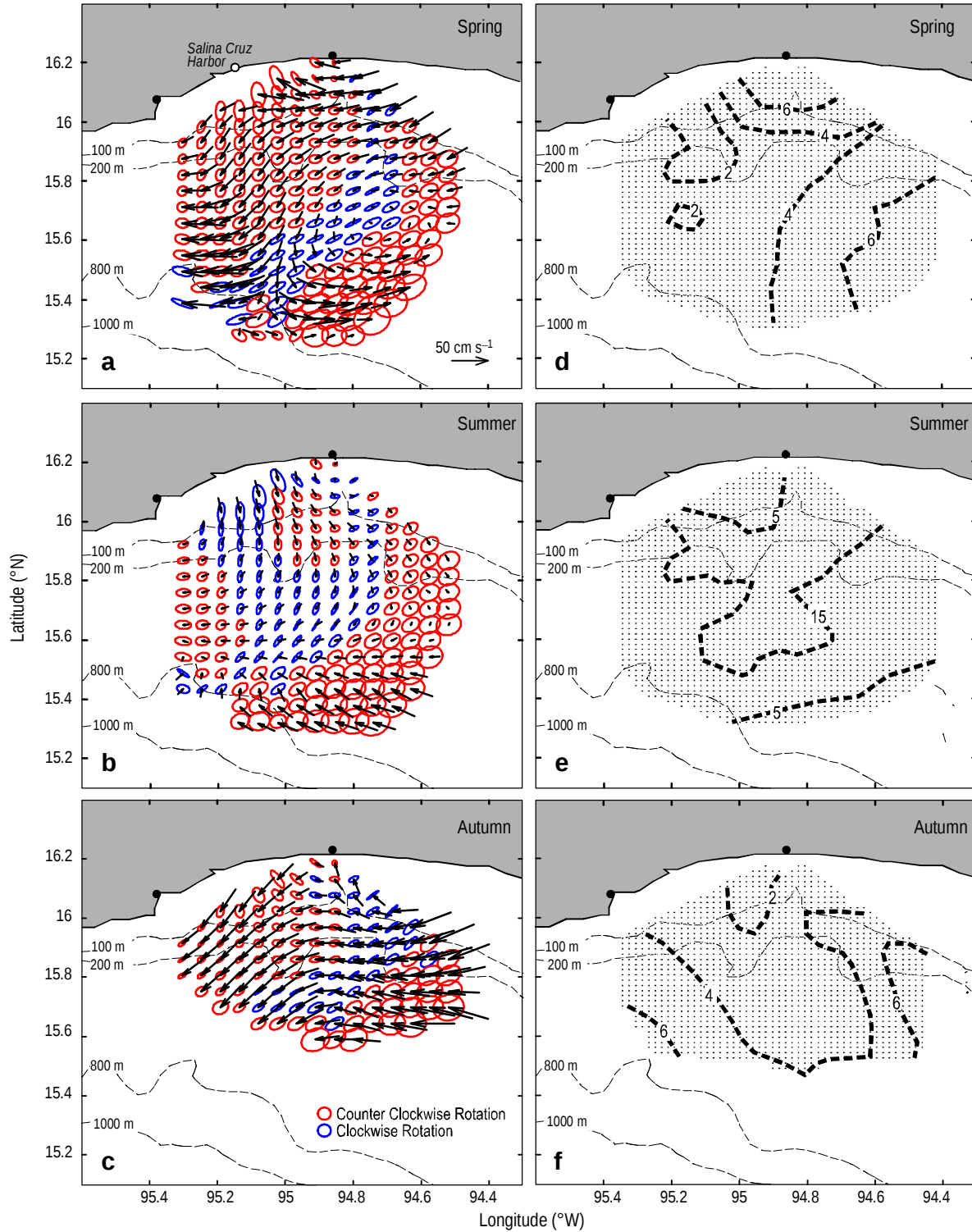


Figure 8. Mean flow (vectors) and current variability ellipses at 95% confidence level: (a) spring, (b) summer, and (c) autumn 2006; red ellipses indicate cyclonic rotation and blue ellipses, anticyclonic rotation. Percentage of variability explained by the tide and calculated by harmonic analysis applied to each node (grey points) or time series of the high-frequency radar coverage grid: (d) spring, (e) summer, and (f) autumn. The two black dots indicate the high frequency radar sites.

Figura 8. Flujo medio (vectores) sobre elipses de variabilidad de la corriente al 95% de confianza: (a) primavera, (b) verano y (c) otoño de 2006; las elipses rojas indican rotación ciclónica y las azules, rotación anticiclónica. Porcentaje de variabilidad explicada por la marea y calculado mediante un análisis armónico aplicado en cada nodo (puntos grises) o serie de tiempo dentro de la malla de cobertura de los radares de alta frecuencia: (d) primavera, (e) verano y (f) otoño. Los dos puntos negros en la costa indican la ubicación de los dos sistemas de radar de alta frecuencia.

observing the areas where the mean current vector is greater than the variance. The areas where the mean current vector was not significant and where the variability ellipses presented anticyclonic rotation were more extensive. Hence, in summer, the wind-induced circulation at the head of the GT and the WCC offshore $\approx 15.5^\circ \text{N}$ may be disconnected, which could suggest different dynamics or a third forcing mechanism in the center of the GT. Finally, although the mean flow during autumn (fig. 8c) shows that the WCC is the dominant process throughout the GT, with mean speeds of $>50 \text{ cm s}^{-1}$, the change in the direction of rotation of the ellipses in the same area as in spring and summer (fig. 8a, b) reveals the area where the wind-induced currents (to the southwest) and WCC converge.

The wind and WCC have thus far proven to be the mechanisms dominating the circulation at the inner GT; however, there are periods when both forcing mechanisms are weak or nonexistent (fig. 8b) and it is precisely during these periods that it is possible to observe other processes within the GT. For example, tide-induced currents are assumed to have little relevance in the area and have not been quantified to date. Harmonic analysis of the time series of surface current velocity (Emery and Thomson 2001) for each season (fig. 8d–f) showed that the percentage of variance explained by the tide was relatively low for all three seasons, summer (fig. 8e) having the highest percentage ($\approx 15\%$). Despite the low percentage of variance explained by the tide obtained for all three seasons, the increase observed in summer in the central part of the GT, when the two main forcing mechanisms (wind and WCC) are weak, indicates the existence of a third dynamic in the area: the tide. The mean amplitude of the K_1 tidal constituent in summer was $\approx 10 \text{ cm s}^{-1}$, whereas in spring and autumn it was $\approx 5 \text{ cm s}^{-1}$. The mean amplitude of M_2 was $\approx 3 \text{ cm s}^{-1}$ and showed no significant differences between seasons. Assuming that tidal flow over a significant change in bathymetry produces high-amplitude internal waves that manifest themselves by the vertical displacement of the thermocline, and that in summer the conditions in the GT are more stratified because of low wind-induced mixing, it could be argued that figures 5b and 8e are evidence of the intensification of the currents due to tide-related processes, the abrupt step in the topography, and the stratification of the GT; however, to formally describe and quantify the small contribution of the tide requires longer and continuous time series.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In winter, coastal circulation in the GT is strongly influenced by the Tehuano winds that cause a decrease in sea level, a rising of the thermocline, and, therefore, considerable mixing and upwelling in the area. The modification of the sea surface is compensated by currents that converge in the area

(15.5°N , 94.8°W) parece ser el área donde la CCO incide sobre la zona influenciada por el viento (porción oeste del GT), que da lugar a una rotación anticiclónica de las elipses de variabilidad. El efecto de convergencia de la CCO con las corrientes en chorro generadas por el viento produce un vector de corriente promedio que no es significativo para la varianza observada, pero que describe una rotación de las elipses de variabilidad en sentido contrario al resto del sistema.

Durante el verano (fig. 8b), los efectos del viento (en la costa) y de la CCO (al sur de 15.5°N) se pueden inferir al observar las zonas donde el vector de corriente promedio es mayor que la elipse de varianza. Las zonas donde el vector corriente promedio no fue significativo y donde las elipses de variabilidad presentaron rotación anticiclónica fueron más extensas. Esto sugiere que, en verano, la circulación por viento en la cabeza del GT y la CCO al sur de 15.5°N podrían estar desconectadas, lo que podría implicar una dinámica distinta o un tercer forzamiento en el centro del GT. Por último, aunque el flujo medio de otoño (fig. 8c) muestra a la CCO como el proceso dominante en todo el GT, con velocidades medias $>50 \text{ cm s}^{-1}$, el cambio en el sentido de rotación de las elipses en la misma zona que en primavera y verano (fig. 8a, b) muestra la región donde las corrientes inducidas por el viento (hacia el suroeste) y la CCO convergen.

Hasta ahora, se ha mostrado al viento y a la CCO como los mecanismos que dominan la circulación en el interior del GT; sin embargo, existen periodos cuando ambos forzamientos son débiles o inexistentes (fig. 8b) y es precisamente bajo estas condiciones cuando es posible observar otros procesos que ocurren dentro del GT. Tal es el caso de las corrientes producidas por la marea, un mecanismo que se supone es de poca relevancia y que no se ha cuantificado hasta el momento por la fuerte dinámica producida por el viento. El análisis armónico de las series de tiempo de velocidad de la corriente (Emery y Thomson 2001) para cada estación del año (fig. 8d–f) muestra que el porcentaje de varianza explicada por la marea es relativamente bajo para las tres épocas, y que el mayor porcentaje ($\approx 15\%$) se observó en verano (fig. 8e). Aunque el porcentaje de varianza explicada por la marea es relativamente pequeño durante los tres periodos, el incremento que se observa durante el verano en la porción central del GT, cuando los dos forzamientos principales (viento y CCO) son débiles, sugiere la existencia de una tercera dinámica en la zona: la marea. La amplitud promedio de la constituyente de marea K_1 para el verano fue de $\approx 10 \text{ cm s}^{-1}$, mientras que para primavera y otoño fue de $\approx 5 \text{ cm s}^{-1}$. La amplitud promedio de M_2 fue de $\approx 3 \text{ cm s}^{-1}$, sin presentar una diferencia importante entre los tres periodos. Si se supone que el movimiento de la marea sobre un cambio significativo en la batimetría produce ondas internas de gran amplitud que se manifiestan por el desplazamiento vertical de la termoclina, y que durante el verano las condiciones del GT son más estratificadas debido a la época de mezcla inducida por el

as the wind weakens. This process produces a cyclonic eddy on the eastern side of the wind jet axis and its anticyclonic counterpart on the western side (McCreary *et al.* 1989; Barton *et al.* 1993, 2009; Trasviña *et al.* 1995, 2003; Trasviña and Barton 2008). The anticyclonic eddy lasts longer (weeks–months) and tends to travel long distances towards the southwest (Palacios and Bograd 2005, Trasviña and Barton 2008). Its cyclonic counterpart has been less studied because of its apparently unstable structure (Barton *et al.* 1993, 2009; Trasviña *et al.* 1995, 2003; Trasviña and Barton 2008). Studies addressing the variability of coastal currents (<50 km offshore) not associated with the wind are scarce. Barton *et al.* (2009) documented evidence of a coastal current (≈ 50 km offshore) that flows northwestward without extending beyond 96° W.

In this study we used HFR current data obtained in spring, summer, and autumn 2006 to study the dynamics of the GT under the influence of typical northerly wind pulses and during prolonged periods in the absence of the wind forcing. We observed that the Tehuano winds redirected the coastal currents (0–100 km offshore) towards the south when τ_y exceeded $\approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$) on the sea surface. As the Tehuano event persisted and intensified, the currents veered westward (to the right of the wind). As the event weakened, the southwestward-flowing current evolved on an anticyclonic eddy in the western part of the GT ($>95^\circ$ W), whereas the eastern part ($<95^\circ$ W) seemed to be fed by the warm WCC. Velázquez *et al.* (2011) obtained similar results using the same HFR systems during a winter campaign, which indicates that oceanic variability and response to Tehuanos may be persistent throughout winter and spring.

When wind was absent, the WCC was persistently observed in the GT. This flow of warm water that comes from the southeast and moves poleward may generate baroclinic instabilities that could produce eddies (not related to the wind) such as those observed in figures 4c, 5b, and 6(a, d). The WCC likely modifies the depth and inclination of the thermocline (pycnocline), making it deeper close to shore and shallower offshore (fig. 5a, b). The dynamics associated with these offshore pressure gradients and the abrupt step between the continental shelf and the deep ocean (100–1000 m depth around 100 km offshore, see fig. 1) may generate coastal-trapped waves and eddies due to the conservation of potential vorticity. A similar hypothesis was proposed by Zamudio *et al.* (2006) to explain the presence of numerically-simulated eddies in the absence of wind forcing.

An additional mechanism generating cyclonic eddies may be the simple increase in latitude of a volume of water from tropical latitudes (warmer and less saline surface water, i.e., the WCC), involving a lengthening of the water column and a source of cyclonic rotation when it reaches its northernmost position in the GT ($\approx 16^\circ$ N). The horizontal shear of the WCC may also explain the cyclonic eddies not associated with the wind. Assuming that the WCC comprises a flow of lesser density water restricted to ≈ 50 km from the coast, it

viento, se podría argumentar que las figuras 8e y 5b podrían ser evidencia de la intensificación de las corrientes debidas a procesos relacionados con la marea, el escalón abrupto en la topografía y la estratificación del GT. Sin embargo, el describir y cuantificar de manera formal el pequeño aporte de la marea requiere series de tiempo más largas y continuas.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Durante el invierno la circulación costera en el GT está fuertemente influenciada por los vientos tehuano que causan un descenso en el nivel de la superficie oceánica, un ascenso de la termoclina y, por lo tanto, mezcla y surgencias importantes en la zona. La modificación de la superficie oceánica se compensa por corrientes que convergen en la región al debilitarse el viento. Este proceso da lugar a un remolino ciclónico en el flanco este del eje del chorro de viento y su contraparte anticiclónica en el flanco oeste (McCreary *et al.* 1989; Barton *et al.* 1993, 2009; Trasviña *et al.* 1995, 2003; Trasviña y Barton 2008). El remolino anticiclónico es más longevo (de semanas a meses) y tiende a viajar grandes distancias hacia el suroeste (Palacios y Bograd 2005, Trasviña y Barton 2008). Su contraparte ciclónica ha sido menos estudiada debido a su estructura aparentemente débil e inestable (Barton *et al.* 1993, 2009; Trasviña *et al.* 1995, 2003; Trasviña y Barton 2008). Los trabajos que estudian la variabilidad de las corrientes costeras (<50 km de la costa) no asociadas al viento son escasos. Barton *et al.* (2009) documentaron indicios de una corriente costera (≈ 50 km mar adentro) que viaja hacia el noroeste sin llegar más allá de 96° W.

En el presente trabajo se utilizaron datos de corrientes obtenidos con HFR durante la primavera, el verano y el otoño de 2006 para estudiar la dinámica del GT bajo la influencia de los típicos pulsos de viento del norte y durante periodos prolongados en ausencia de los mismos. Se encontró que los vientos tehuano redireccionaron las corrientes costeras (0–100 km mar adentro) hacia el sur cuando τ_y superó los $\approx 0.2 \text{ N m}^{-2}$ ($\approx 8 \text{ m s}^{-1}$) sobre la superficie oceánica. Conforme el tehuano persistió y se intensificó, las corrientes tomaron una trayectoria hacia el oeste (a la derecha del viento). Al debilitarse el viento, la corriente hacia el suroeste desarrolló un remolino anticiclónico en la porción oeste del GT ($>95^\circ$ W), mientras que la porción este ($<95^\circ$ W) pareció estar alimentada por una CCO relativamente cálida. Velázquez *et al.* (2011) obtuvieron resultados similares durante una campaña de invierno, lo que muestra que la variabilidad y respuesta oceánica a los tehuano podría ser persistente durante el invierno y la primavera.

En ausencia de viento la CCO incursionó al GT de manera persistente. Este flujo de agua cálida que proviene del sureste y viaja hacia el polo, podría generar inestabilidades baroclinicas que podrían ocasionar remolinos (no relacionados con el viento) como los observados en las figuras 4c, 5b, 6(a, d). La CCO seguramente modifica la profundidad e

would be capable of generating a horizontal velocity shear with offshore waters and of generating a cyclonic circulation (figs. 3e, 5, 6a, 7f). Positive vorticity (cyclonic circulation) implies a rising of the thermocline, which causes a decrease in its relative vorticity and forces these structures to move northward to conserve their potential vorticity (fig. 6a, b). Due to the presence of the coast in the northern gulf, cyclonic eddies are likely restricted to the latitude at which they formed. Moreover, because of the shallow depth of the thermocline in the GT (30–50 m), it is pumped up to the surface in a few days by the cyclonic eddy, which confines them to be short-lived inside the GT.

On the other hand, anticyclonic eddies obey different dynamics, as they tend to increase the thermocline depth (subduction), which in turn produces an increase in the relative vorticity; to conserve their potential vorticity, they have to move southwards. After leaving the area influenced by the wind, and because of the vorticity values scaled by the Coriolis parameter ($\zeta/f = Ro$, Rossby number < 1) and their dimensions (≈ 50 – 200 km), these structures may achieve a solid body rotation and travel as typical mid-latitude Rossby waves. Palacios and Bograd (2005) and Trasviña and Barton (2008) show some trajectories of these anticyclonic eddies moving near $10^\circ N$ to the southwest for several hundred kilometers.

As already mentioned, a WCC is persistently observed in the GT both in the presence and absence of Tehuano winds. In spring, the WCC seemed to weaken during Tehuanos with $\tau_y > 0.25 \text{ N m}^{-2}$, but reappeared when the winds ceased. In summer, the WCC weakened ($\approx 25 \text{ cm s}^{-1}$) in the GT, but intensified ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$) offshore $\approx 15.5^\circ N$. In a summer campaign, Trasviña and Barton (2008) also identified the weak structure of the coastal current and noted that, under these conditions, a weak but persistent Tehuano event was able to trigger an anticyclonic eddy that propagated to the southwest. In autumn and in the absence of wind, the WCC occupied the entire front print of the HFR (0–100 km offshore) and maximum mean speeds were recorded ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$). It is possible that during very intense or prolonged northerly wind events, the WCC is displaced southward or sinks; however, data of the vertical density structure during a Tehuano event are required to determine the deepening of the WCC.

Assuming that the WCC observed in this study is the same as that identified as a component of the Costa Rica Current by Barton *et al.* (2009), this could represent evidence of the persistent incursion of the latter current in the GT and of its relationship with the generation of eddies in the absence of wind. The passage or generation of coastal-trapped waves, resulting from the steep step in the topography between the GT and deep ocean floor, has become now a future line of research. If the passage of westward-moving cyclonic eddies, between the 100- and 1000-m isobaths (figs. 5b, 6a), is related to coastally-trapped baroclinic waves that propagate poleward, some of the anticyclonic eddies observed in the GT moving toward the west near $10^\circ N$ (Palacios and Bograd

inclinación de la termoclina (picnoclina), haciéndola más profunda cerca de la costa y más somera mar adentro (fig. 5a, b). La dinámica asociada a estos gradientes de presión de la costa hacia el océano y al escalón abrupto entre la plataforma continental y el océano profundo (de 100 a 1000 m de profundidad a los ≈ 100 km mar adentro, ver fig. 1), podrían generar ondas atrapadas a la costa y remolinos positivos debido a la conservación de vorticidad potencial. Una hipótesis similar fue propuesta por Zamudio *et al.* (2006) para explicar la presencia de remolinos simulados numéricamente en ausencia del forzamiento de viento.

Otro mecanismo adicional para la generación de remolinos ciclónicos podría ser el simple incremento en la latitud de un volumen de agua que proviene de latitudes tropicales (flujo superficial de agua cálida y menos salada, i.e., la CCO), que involucra un alargamiento de la columna de agua y una fuente de rotación ciclónica justo al alcanzar su posición más al norte en el GT ($\approx 16^\circ N$). El cizallamiento horizontal de la CCO pudiera explicar también los remolinos ciclónicos no asociados al viento. Si se supone que la CCO está compuesta por un flujo de agua de menor densidad restringido a ≈ 50 km de la costa frente al GT, entonces sería capaz de generar un corte horizontal de la velocidad con las aguas mar adentro (al sur) y generar una circulación ciclónica (figs. 3e, 5, 6a, 7f). La vorticidad positiva (circulación ciclónica) implica un levantamiento de la termoclina que origina una disminución de su vorticidad relativa y obliga a estas estructuras a moverse hacia el norte para conservar su vorticidad potencial (fig. 6a, b). Debido a la presencia de la costa en el norte del GT, la migración de los remolinos ciclónicos dentro del GT no sucede, por lo que éstos podrían quedar restringidos a su latitud de formación. Adicionalmente, debido a la poca profundidad de la termoclina dentro del GT (30–50 m), ésta se expone a la superficie en el orden de un par de días dentro de un remolino ciclónico, lo que seguramente condiciona también la vida corta de los remolinos y los confina dentro del GT.

Los remolinos anticiclónicos, por su parte, obedecen una dinámica distinta, ya que tienden a aumentar la profundidad de su termoclina (subducción), lo que produce a su vez un incremento en su vorticidad relativa; para que su vorticidad potencial se conserve éstos deben desplazarse hacia el sur. Una vez que salen de la zona de influencia del viento, y debido a los valores de vorticidad escalada con el parámetro de Coriolis ($\zeta/f = Ro$, Numero de Rossby < 1) y a sus dimensiones (≈ 50 – 200 km), estas estructuras podrían alcanzar una rotación de cuerpo sólido y viajar como ondas de Rossby, típicas de latitudes medias. Palacios y Bograd (2005) y Trasviña y Barton (2008) muestran algunas trayectorias de estos remolinos anticiclónicos que se desplazan cerca de los $10^\circ N$ hacia el suroeste por varios cientos de kilómetros.

Como ya se ha mencionado, se observó de manera persistente una CCO dentro del GT tanto durante eventos tehuano como en ausencia de ellos. En primavera la CCO pareció atenuarse durante los tehuano con $\tau_y > 0.25 \text{ N m}^{-2}$, pero

2005, Trasviña and Barton 2008) may propagate as Rossby waves that became detached from the coastally-trapped waves. To be able to corroborate this speculation, long (>1 year) and continuous time series of oceanic variables are required. Finally, it is important to point out the need for more information between GT and Cabo Corrientes (20° N), in order to study the northward excursion of the WCC observed in this study. This could lead to a more integral understanding of the patterns and processes resulting from the dynamics of eastern equatorial systems (i.e., Costa Rica Current, North Equatorial Countercurrent, and North Equatorial Current) and from the dynamics of eastern boundary upwelling systems (California Current) and of marginal seas such as the Gulf of California.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was funded by the Mexican Council for Science and Technology (CONACYT projects U40822-F and 85108) and by the Autonomous University of Baja California (projects 323, 341, and 361). The first author was supported by a PhD scholarship from CONACYT (2006–2010), and by the CONACYT mixed-funding program (2007) and the POGO International Fellowship Program (2008) during a research stay at the University of Hawaii. Special thanks to the staff and students of Universidad del Mar at Puerto Ángel (Oaxaca) for their collaboration during the installation and operation of the radar systems; their help was crucial for the successful outcome of field operations. The logistical support provided by staff of the Oceanographic Research Station (Mexican Navy Ministry) at Salina Cruz (Oaxaca) is greatly appreciated. The valuable comments made by the anonymous reviewers helped to significantly improve this paper.

REFERENCES

- Ballesterio D, Coen JE. 2004. Generation and propagation of anticyclonic rings in the Gulf of Papagayo. *Int. J. Remote Sens.* 25: 2217–2224.
- Barton E, Argote ML, Brown J, Kosro PM, Lavín M, Robles JM, Smith RM, Trasviña A, Vélez HS. 1993. Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Oceanography* 6: 23–30.
- Barton E, Lavín M, Trasviña A. 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, Mexico, during winter. *Cont. Shelf Res.* 29: 485–500.
- Blackburn M. 1962. An oceanography study of the Gulf of Tehuantepec. *US Fish Wildl. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish.* 404, 28 pp.
- Brandhors W. 1958. Thermocline topography, zooplankton standing crop, and mechanisms of fertilization in the eastern tropical Pacific. *J. Cons. Int. Explor. Mer* 24: 16–31.
- Chapman R, Shay L, Graber H, Edson J, Karachintsev A, Trump C, Ross D. 1997. On the accuracy of HF radar surface current measurements: Intercomparisons with ship-based sensors. *J. Geophys. Res.* 102: 18737–18748.
- Chavanne C, Janekovic I, Flament P, Poulain PM, Kuzmic M, Gurgel KW. 2007. Tidal currents in the northwestern Adriatic: High-frequency radio observations and numerical model predictions. *J. Geophys. Res.* 112: 148–166.

reapareció al cesar el viento. Durante el verano, la CCO se debilitó ($\approx 25 \text{ cm s}^{-1}$) dentro del GT, pero se intensificó ($\approx 50 \text{ cm s}^{-1}$) al sur de 15.5° N. En una campaña durante el verano, Trasviña y Barton (2008) también identificaron la débil estructura de la corriente costera y sugirieron que, bajo esas condiciones, un evento tehuano débil, pero persistente, fue capaz de generar un remolino anticiclónico que se propagó hacia el suroeste. En otoño y en ausencia de viento, la CCO ocupó toda el área de cobertura de los HFR (0–100 km de la costa) y exhibió sus velocidades máximas medidas ($\approx 100 \text{ cm s}^{-1}$). Es posible que durante eventos de viento del norte muy intensos o muy prolongados, la CCO sea desplazada hacia el sur o a mayores profundidades; sin embargo, se requieren datos de la estructura vertical de densidad durante el desarrollo de un tehuano que brinden evidencia del hundimiento de la CCO.

Si se supone que la CCO observada en este trabajo es la misma identificada como una componente de la Corriente de Costa Rica por Barton *et al.* (2009), esto pudiera representar evidencia de la incursión persistente de la Corriente de Costa Rica en el GT y de su relación con la generación de remolinos en ausencia de viento. El paso o generación de ondas atrapadas a la costa, resultado del escalón abrupto en la topografía entre el GT y el océano profundo, queda ahora como una futura línea de investigación. Si el paso de remolinos ciclónicos que viajan hacia el oeste, justo entre las isóbatas de 100 y 1000 m (figs. 5b, 6a), está relacionado con ondas baroclínicas atrapadas a la costa que se propagan hacia el polo, se podría pensar que algunos de los remolinos anticiclónicos observados en la zona del GT y que viajan al oeste cercanos a 10° N (Palacios y Bograd 2005, Trasviña y Barton 2008) se podrían propagar como ondas de Rossby que se desprenden de la onda atrapada a la costa. Corroborar la aseveración anterior requiere series de tiempo largas (>1 año) y continuas, de variables oceánicas que coadyuven a la identificación de ondas atrapadas a la costa que viajan hacia el polo. Por último, es importante resaltar la necesidad de contar con mayor información sobre los patrones de corrientes entre el GT y Cabo Corrientes (20° N), de tal forma que se logre estudiar la incursión al norte de la CCO observada en este trabajo. Esto podría permitir conectar de una manera integral los patrones y procesos producto de la dinámica ecuatorial oriental (i.e., Corriente de Costa Rica, Contra Corriente Norecuatorial y Corriente Norecuatorial) con los patrones y procesos producto de la dinámica de sistemas de surgencia de frontera oriental (Corriente de California) y de mares marginales como el Golfo de California.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio fue financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, proyectos U40822-F y 85108) y por la Universidad Autónoma de California (proyectos 323, 341 y 361). El primer autor contó con el apoyo del CONACYT para una beca de posgrado

- Emery W, Thomson R. 2001. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. 2nd ed. Elsevier, Amsterdam, 638 pp.
- Gurgel K, Antonischki G, Enssen H, Schlick T. 1999. Wellen Radar (WERA): A new ground-wave HF radar for ocean remote sensing. *Coast. Eng.* 37: 219–234.
- Lipa B, Barrick D. 1983. Least-squares methods for the extraction of surface currents from CODAR crossed-loop data. *IEEE J. Oceanic Eng.* 8: 226–253.
- McCreary J, Lee S, Enfield B. 1989. The response of the coastal ocean to strong offshore winds: With application to circulations in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J. Mar. Res.* 47: 81–109.
- Palacios D, Bograd S. 2005. A census of Tehuantepec and Papagayo eddies in the northeastern tropical Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 32, L23606, doi:10.1029/2005GL024324.
- Roden G. 1961. On the wind-driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon the surface temperatures. *Geophys. Int.* 1: 55–72.
- Romero-Centeno R, Zavala J, Gallegos A, O'Brien J. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *J. Clim.* 16: 2628–2639.
- Steenburgh W, Schultz DM, Colle BA. 1998. The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Mon. Weather Rev.* 126: 2673–2691.
- Trasviña A, Barton E. 2008. Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep-Sea Res. I* 55: 587–607.
- Trasviña A, Barton E, Brown J, Vélez H, Smith R. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Asymmetric circulation. *J. Geophys. Res.* 100: 20649–20663.
- (2006–2010) y de los programas Beca Mixta 2007 del CONACYT y *POGO International Fellowship 2008* para una estancia de investigación en la Universidad de Hawaii. De manera especial se agradece la colaboración y participación del personal académico y estudiantes de la Universidad del Mar, en Puerto Ángel (Oaxaca), en las labores de instalación y operación de los radares de alta frecuencia. Su ayuda fue crucial en el éxito de las operaciones de campo. Agradecemos el apoyo logístico del personal adscrito a la Estación de Investigación Oceanográfica (Secretaría de Marina) en Salina Cruz (Oaxaca). Las sugerencias de los revisores anónimos mejoraron significativamente la calidad de este trabajo.
-
- Trasviña A, Barton E, Vélez H, Brown J. 2003. Frontal subduction of a cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geofis. Int.* 42: 101–114.
- Velázquez-Muñoz FA, Martínez JA, Chavanne C, Durazo R, Flament P. 2011. Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Cienc. Mar.* 37(4A): 443–456.
- Zamudio L, Leonardi AP, Meyers SD, O'Brien JJ. 2001. ENSO and eddies on the southwest coast of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 28(1): 13–16, doi:10.1029/2000GL011814.
- Zamudio L, Hurlburt H, Metzger E, Morey S, O'Brien J, Tilburg C, Zavala J. 2006. Interannual variability of the Tehuantepec eddies. *J. Geophys. Res.* 111, doi:10.1029/2005JC003182.

Received November 2010;
accepted May 2011.