



Ciencias Marinas

ISSN: 0185-3880

cmarinas@uabc.mx

Universidad Autónoma de Baja California  
México

Athié, G; Candela, J; Sheinbaum, J; Badan, A; Ochoa, J  
Yucatan Current variability through the Cozumel and Yucatan channels  
Ciencias Marinas, vol. 37, núm. 4A, diciembre, 2011, pp. 471-492  
Universidad Autónoma de Baja California  
Ensenada, México

Available in: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=48020747008>

- How to cite
- Complete issue
- More information about this article
- Journal's homepage in redalyc.org



Scientific Information System  
Network of Scientific Journals from Latin America, the Caribbean, Spain and Portugal  
Non-profit academic project, developed under the open access initiative

## Yucatan Current variability through the Cozumel and Yucatan channels

### Estructura de la corriente de Yucatán en los canales de Cozumel y Yucatán

G Athié\*, J Candela, J Sheinbaum, A Badan†, J Ochoa

Departamento de Oceanografía Física, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, Ensenada 22860, Baja California, México.

\* Corresponding author. E-mail: gathie@cicese.mx

**ABSTRACT.** A comparison based on eight months of simultaneous observations of the flow variability in the Yucatan and Cozumel channels shows that the portion of the Yucatan Current that crosses through Cozumel Channel is best correlated with the flow near the center of the Yucatan Channel within the core of the Yucatan Current (defined here as velocities in excess of  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ ). The core has a mean transport of 9 Sv, which is about 40% of that measured for the entire Yucatan Channel cross section. The position of maximum current velocity oscillates within the mean core position in the Yucatan Channel, shifting eastward when the current intensifies in Cozumel Channel and westward when it weakens, indicative of a current behavior dominated by inertia instead of topographic control. Mesoscale features, possibly eddies passing through the region, seem to couple the variability in both channels, giving a plausible explanation for the observed current patterns.

**Key words:** Yucatan Current, channel dynamics, Cozumel Channel, empirical orthogonal functions.

**RESUMEN.** Ocho meses de observaciones simultáneas de la variabilidad del flujo que atraviesa los canales de Yucatán y Cozumel revelaron que la parte de la corriente de Yucatán que cruza el canal de Cozumel está principalmente correlacionada con el flujo en la parte central del canal de Yucatán, dentro del núcleo de la corriente de Yucatán (definido en este estudio como velocidades mayores que  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ ). El transporte medio observado en el núcleo de la corriente fue de 9 Sv, que corresponde aproximadamente al 40% del transporte registrado para toda la sección a través del canal de Yucatán. La posición de máxima velocidad de la corriente se mantuvo oscilando dentro de la posición promedio del núcleo en el canal de Yucatán, moviéndose hacia el este cuando la corriente se intensificaba en el canal de Cozumel y hacia el oeste cuando ésta se debilitaba, indicativo de un comportamiento de la corriente dominado por inercia en lugar del control topográfico. Los fenómenos de mesoescala, tales como los remolinos que cruzan por la región, parecen estar asociados con la variabilidad en ambos canales, lo que proporciona una explicación coherente del comportamiento observado en la corriente.

**Palabras clave:** corriente de Yucatán, dinámica de canales, canal de Cozumel, funciones empíricas ortogonales.

## INTRODUCTION

The topography of the Mexican Caribbean (fig. 1) is characterized by two channels parallel to the coast: one is the 400-m-deep and 18-km-wide Cozumel Channel, and the other, to the east of Cozumel Island, is close to 1000 m deep. To the east of both channels, a 2040-m-deep sill forms the Yucatan Channel. This sill is the only connection between the Caribbean sea and the Gulf of Mexico, both basins more than 3500 m deep. The Yucatan Channel is 196 km wide from Cabo San Antonio, Cuba, to Isla Mujeres, Mexico. The swiftness and variability of the currents make it an especially challenging region of study.

The flow through the western Yucatan Channel is called the Yucatan Current, and has been known to be intense for over a century (Pillsbury 1890). Nonetheless, due to scant direct measurements (e.g., Pillsbury 1890, Hansen and Molinari 1979, Maul *et al.* 1985), the main features of the Yucatan Current were poorly known until recently, when a substantial observational program was carried out to measure the variability in the Yucatan Channel region (Ochoa *et al.* 2001, Sheinbaum *et al.* 2002). Two years of continuous

## INTRODUCCIÓN

La topografía del Caribe mexicano (fig. 1) se caracteriza por dos canales paralelos a la línea de costa: uno es el canal de Cozumel que tiene ~400 m de profundidad y 18 km de ancho, y el otro, ubicado al este de la isla Cozumel, tiene ~1000 m de profundidad. Hacia el este de ambos canales se encuentra un umbral de 2040 m de profundidad que forma el canal de Yucatán. Este umbral es la única conexión entre el mar Caribe y el golfo de México, ambas cuencas con profundidades mayores que 3500 m. El canal de Yucatán mide 196 km de ancho de cabo San Antonio, Cuba, a Isla Mujeres, México. La rapidez y variabilidad de sus corrientes lo hacen una región interesante para su estudio.

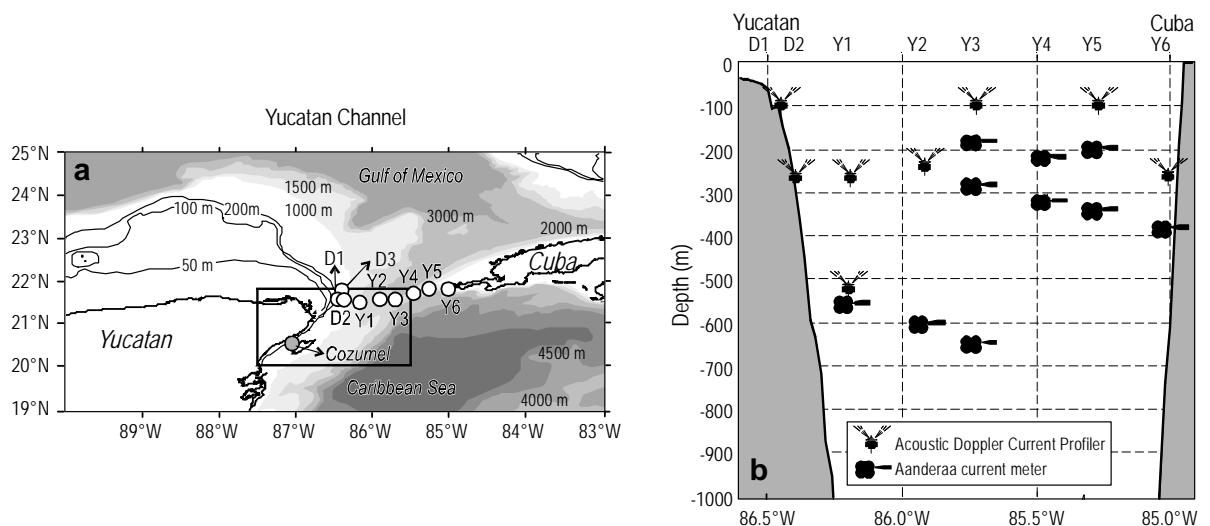
La corriente de Yucatán es un flujo ubicado en el lado oeste del canal de Yucatán y conocido como intenso desde hace más de un siglo (Pillsbury 1890). Sin embargo, las características principales de dicha corriente eran poco conocidas debido a que las mediciones directas en la zona eran limitadas (e.g., Pillsbury 1890, Hansen y Molinari 1979, Maul *et al.* 1985). Recientemente, se inició un programa observacional completo, con el objetivo de medir la

measurements across the Yucatan Channel revealed that its mean transport is 23 Sv ( $\pm 3$ , standard deviation) and has a mean velocity of  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  near the surface (Candela *et al.* 2003, Ochoa *et al.* 2003). The direction of the Yucatan Current fluctuates northeastward to northwestward reaching a maximum velocity of  $2.5 \text{ m s}^{-1}$  (see Abascal *et al.* 2003). This current is a strong jet without reversals, partially controlled by the region's topography (Maul 1977). The Yucatan Current flows from the south of Cozumel Island and across the western side of Yucatan Channel into the Gulf of Mexico, where it becomes the Loop Current. The core of the Yucatan Current, characterized by velocities in excess of  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  at any time, is approximately 50 to 100 km wide; its maximum velocity is intensified at the surface and decreases monotonically to about 800 m depth (Badan *et al.* 2005). On the eastern side of the channel, close to Cuba, there is an intermittent near-surface flow (300 m deep), with an average southward velocity of  $0.3 \text{ m s}^{-1}$ , known as the Cuban Countercurrent (e.g., Emilsson 1971, Sheinbaum *et al.* 2002, Badan *et al.* 2005).

The variability of the flow plays an important role in the characterization of the Yucatan Current. Part of the current variability has been attributed to mesoscale eddies. The origin of these eddies may be tracked to the eastern Caribbean basin, the Cayman Sea, and western Caribbean passages, particularly the Windward Passage. Eddies in the Caribbean have been studied from model simulations (Murphy *et al.* 1999), satellite data (Andrade and Barton 2000, Carton and Chao 1999), and drifter data (Richardson 2005). Although many eastern Caribbean eddies appear to

variabilidad en la región del canal de Yucatán (Ochoa *et al.* 2001, Sheinbaum *et al.* 2002). Dos años de mediciones continuas a lo ancho del canal de Yucatán revelaron que su transporte promedio es de 23 Sv ( $\pm 3$ , desviación estándar) y su velocidad promedio, de  $1.5 \text{ m s}^{-1}$  cerca de la superficie (Candela *et al.* 2003, Ochoa *et al.* 2003). La dirección de la corriente de Yucatán varía de noreste a noroeste y alcanza una velocidad máxima de  $2.5 \text{ m s}^{-1}$  (ver Abascal *et al.* 2003). Esta corriente intensa no presenta inversiones y es controlada parcialmente por la topografía de la zona (Maul 1977). La corriente de Yucatán fluye desde el sur de la isla Cozumel, atraviesa la parte oeste del canal de Yucatán y entra al golfo de México, donde posteriormente se convierte en la corriente del Lazo. El núcleo de la corriente de Yucatán se caracteriza por tener velocidades superiores a los  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  en todo momento y un ancho aproximadamente entre 50 y 100 km; su velocidad máxima se observa en la superficie y decrece paulatinamente hasta los 800 m de profundidad (Badan *et al.* 2005). Del lado este del canal, cerca de Cuba, se encuentra una corriente superficial intermitente (300 m de profundidad) con velocidad promedio de  $0.3 \text{ m s}^{-1}$  y dirección hacia el sur, y es conocida como la contracorriente Cubana (e.g., Emilsson 1971, Sheinbaum *et al.* 2002, Badan *et al.* 2005).

La variabilidad del flujo juega un papel importante en la caracterización de la corriente de Yucatán. Una parte de la variabilidad de esta corriente ha sido atribuida a remolinos de mesoescala. El origen de estos remolinos puede observarse desde el este de la cuenca caribeña, el mar de Caimán y los estrechos en el oeste del Caribe, particularmente en el paso



**Figure 1.** (a) Yucatan and Cozumel channels with the location (dark circles) of the nine moorings. Depth is shown by the isobaths and shades of gray. (b) Yucatan Channel section showing the vertical distribution of instruments above 700 m depth.

**Figure 1.** (a) Canales de Yucatán y Cozumel, y la posición (círculos negros) de los nueve anclajes. La profundidad se muestra por las isóbatas y las atenuaciones grises. (b) Sección del canal de Yucatán que muestra la distribución vertical de los instrumentos por encima de los 700 m de profundidad.

lose energy and disintegrate when they interact with the steep topography between Central America and Jamaica, some of them have been tracked up to the Yucatan region by Guerrero *et al.* (2004) and Richardson (2005), while Candela *et al.* (2003) and Domínguez-Guadarrama (2005) showed evidence of their crossing through the Yucatan Channel. There are some small-scale eddies that contribute to the vorticity transport through the Yucatan Channel (Simmons and Nof 2002, Candela *et al.* 2003). Eddies may also be formed due to local instabilities of the main currents or from patches of vorticity, called streamers, that separate from large eddies when they interact with the topography and grow thereafter due to merger events or interaction with the mean circulation (Murphy *et al.* 1999, Cenedese 2002, Candela *et al.* 2003, Richardson 2005, Cetina *et al.* 2006, Jouanno *et al.* 2008). Eddies, regardless of their origin, once merged with the Yucatan Current are able to (i) modulate the variability of the currents in the region (e.g., Andrade and Barton 2000, Carton and Chao 1999) and (ii) generate vorticity fluctuations that could modulate part of the Loop Current eddy-shedding process (Candela *et al.* 2002, Ezer *et al.* 2003).

Despite the relatively small dimensions of the Cozumel Channel (18 km wide and 400 m deep) in comparison to the rest of the northern Caribbean, the flow that passes through this channel is of particular importance since it is part of the Yucatan Current. Furthermore, the Yucatan Current intensifies after passing through Cozumel Channel, suggesting that Cozumel Island plays an important role in the development of this current (Centurioni and Niiler 2003, Cetina *et al.* 2006). Recent observations in Cozumel Channel (between December 1996 and May 1997) confirm a mainly along-channel current, with a mean surface velocity of  $1.1 \text{ m s}^{-1}$  at 30 m depth, and a transport of 5.1 Sv (Chávez *et al.* 2003), which represents about 20% of the transport observed in the Yucatan Channel. Cetina *et al.* (2006) analyzed current observations along the Mexican coast in the Caribbean (from south of Chinchorro Bank to Puerto Morelos, north of Cozumel Island) and compared them with model simulations. They found that the variability in the region is mainly controlled by the passing of eddies. These eddies modulate the intensity of the Yucatan Current, as well as convergence/divergence periods in the region where the Cayman Current approaches the coast. This variability is related to the two dominant modes of variance in the Yucatan Channel found by Abascal *et al.* (2003) from mooring observations and by Candela *et al.* (2003) from numerical models (see also Oey *et al.* 2004).

The relation between the currents observed in the Cozumel and Yucatan channels may help to understand the subsequent behavior of the Yucatan Current/Loop Current within the Gulf of Mexico. In this study, simultaneous observations in both channels were considered to determine how closely the current in the Cozumel Channel is related to that in the Yucatan Channel and to identify processes in the Yucatan Current that are common to both channels. The data

de los Vientos. Los remolinos en el mar Caribe han sido estudiados a partir de simulaciones numéricas (Murphy *et al.* 1999), datos de satélite (Andrade y Barton 2000, Carton y Chao 1999) y flotadores (Richardson 2005). A pesar de que varios de los remolinos provenientes del este del Caribe parecen perder energía y desintegrarse al interactuar con el escalón topográfico entre Centroamérica y Jamaica, algunos de ellos han sido rastreados hasta la región de Yucatán por Guerrero *et al.* (2004) y Richardson (2005), mientras que Candela *et al.* (2003) y Domínguez-Guadarrama (2005) presentaron evidencias de su cruce a través del canal de Yucatán. Algunos remolinos de menor escala contribuyen al transporte de vorticidad a través del canal de Yucatán (Simmons y Nof 2002, Candela *et al.* 2003). Estos remolinos también se pueden formar debido a inestabilidades locales de las corrientes principales o a partir de parches de vorticidad (*streamers* en inglés), que se separan de remolinos de mayor tamaño al interactuar con la topografía y, posteriormente, crecen debido a eventos de fusión o interacción con la corriente promedio (Murphy *et al.* 1999, Cenedese 2002, Candela *et al.* 2003, Richardson 2005, Cetina *et al.* 2006, Jouanno *et al.* 2008). Sin importar cual sea su origen, los remolinos una vez absorbidos por la corriente de Yucatán pueden (i) modular la variabilidad de las corrientes en la región (e.g., Andrade y Barton 2000, Carton y Chao 1999) y (ii) generar fluctuaciones de vorticidad que podrían modular parte del proceso de liberación de remolinos por la corriente de Lazo (Candela *et al.* 2002, Ezer *et al.* 2003).

A pesar de las dimensiones relativamente pequeñas del canal de Cozumel (18 km de ancho y 400 m de profundidad), en comparación con el resto del Caribe norte, el flujo que pasa por este canal es de particular importancia debido a que forma parte de la corriente de Yucatán. Además, la corriente de Yucatán se intensifica una vez que cruza el canal de Cozumel, lo que sugiere que la isla Cozumel juega un papel importante en el desarrollo de esta corriente (Centurioni y Niiler 2003, Cetina *et al.* 2006). Las observaciones recientes en el canal de Cozumel (entre diciembre de 1996 y mayo de 1997) confirman que dicha corriente presenta una dirección predominante a lo largo del canal, con una velocidad superficial promedio de  $1.1 \text{ m s}^{-1}$  a 30 m de profundidad, y un transporte de 5.1 Sv (Chávez *et al.* 2003), lo que representa alrededor del 20% del transporte observado en el canal de Yucatán. Cetina *et al.* (2006) analizaron observaciones de la corriente a lo largo de la costa mexicana en el Caribe (desde el sur del banco Chinchorro hasta Puerto Morelos, al norte de la isla Cozumel) y las compararon con simulaciones numéricas. Estos autores encontraron que la variabilidad en la región está controlada principalmente por el paso de remolinos. Estos remolinos regulan la intensidad de la corriente de Yucatán, así como los periodos de convergencia y divergencia en la región donde la corriente de Caimán se acerca a la costa. Esta variabilidad se relaciona con los dos modos de variabilidad dominantes en el canal de Yucatán registrados por Abascal *et al.* (2003) a partir de observaciones de

and methods are presented in the following section. The results section is divided into three parts: first, the current structure at each mooring and its individual relation to Cozumel Channel is analyzed; then a comparison between the flow in Cozumel Channel and broad-scale features of the flow in Yucatan Channel is performed using the Yucatan along-channel velocity profile; finally, we describe the time evolution of the transport in both channels as well as the propagation characteristics of significant common signals. The results are summarized and the conclusions presented in the last section.

## MATERIAL AND METHODS

Simultaneous current velocity measurements were carried out in the Yucatan and Cozumel channels from October 2000 to May 2001 as part of the CANEK project. Nine current-meter moorings, equipped with near-surface, upward-looking Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP) and Aanderaa current meters below them, were deployed across the Yucatan Channel (fig. 1). The deepest ADCP was near 500 m below the surface. As explained in Sheinbaum *et al.* (2002), the vertical positioning of instruments was chosen in relation to the known hydrographical distribution across the section. An upward-looking ADCP (RDI 300 kHz BroadBand Workhorse) located at 200 m depth was also deployed in the center of Cozumel Channel during the same period. This instrument profiled currents from 195 to 75 m depth with an 8-m vertical resolution. Previous moored and shipboard ADCP measurements in Cozumel Channel (Chávez *et al.* 2003, Ochoa *et al.* 2005) show that the currents across the channel and in the whole water column are very coherent, suggesting that these measurements, even though they are from a single central location, are quite representative of the current variability in the channel.

The ADCP low-passed hourly data records were used to compare the currents and their variability in the two channels. A Lanczos filter (Emery and Thomson 2004) with a cutoff frequency of  $1/48 \text{ h}^{-1}$  was used to eliminate high-frequency, including tidal and inertial fluctuations. Current observations shallower than 400 m were interpolated across the section of the Yucatan Channel using objective mapping as described in Roemmich (1983). This method considers large and small correlation scales. Large scales are used to estimate a mean background field from the observations in the absence of a better defined and specified mean background. Suitable functions may be either exponential or gaussian with three free parameters: the vertical decorrelation scale, the horizontal decorrelation scale, and the signal-to-noise ratio. Objective mapping is designed for anomalies (i.e., signals with zero mean). The practice of determining a mean or background field via objective mapping with large scales has been used in several studies in the past (Roemmich 1983) and a practice guidance is to choose scales that are larger than those of usual eddies in the region. As large

anclajes y por Candela *et al.* (2003) a partir de simulaciones numéricas (ver también Oey *et al.* 2004).

La relación entre las corrientes observadas en los canales de Cozumel y Yucatán puede ayudar a entender el comportamiento subsecuente de la corriente de Yucatán y la corriente del Lazo dentro del golfo de México. En el presente estudio se consideraron observaciones simultáneas para determinar que tan relacionada está la corriente en el canal de Cozumel con la observada en el canal de Yucatán e identificar los procesos de la corriente de Yucatán que son comunes en ambos canales. La descripción de los datos y métodos utilizados se presenta en la siguiente sección. La sección de resultados se divide en tres partes: primero, se analiza la estructura de la corriente de forma individual para cada anclaje y su respectiva conexión con el canal de Cozumel; después, se realiza una comparación entre el flujo en el canal de Cozumel y las características de mayor escala del flujo en el canal de Yucatán mediante el uso del perfil de velocidad a lo largo de este último canal; finalmente, se describe la evolución temporal del transporte en ambos canales, así como las características de propagación de las señales significativas que son comunes entre los canales. Un resumen de los resultados y las conclusiones se presentan en la última sección.

## MATERIALES Y MÉTODOS

Se llevaron a cabo mediciones simultáneas de la velocidad de la corriente en los canales de Yucatán y Cozumel entre octubre de 2000 y mayo de 2001, como parte del proyecto CANEK. Se instalaron nueve anclajes, a lo ancho del canal de Yucatán, equipados en la parte superior con Perfiladores Acústicos de Corriente por Efecto Doppler (ADCP, por sus siglas en inglés) midiendo hacia la superficie y correntómetros Aanderaa (fig. 1) en la parte inferior. El ADCP más profundo se encontraba cerca de los 500 m por debajo de la superficie. Tal como se especifica en Sheinbaum *et al.* (2002), la distribución de los anclajes fue diseñada con base en la distribución hidrográfica observada en el canal. También se instaló un ADCP (RDI 300 kHz BroadBand Work Horse) con dirección hacia la superficie a 200 m de profundidad en el centro del canal de Cozumel durante el mismo periodo. Este instrumento midió las corrientes entre los 195 y 75 m de profundidad con una resolución vertical de 8 m. Las mediciones previas hechas en el canal de Cozumel, a partir de anclajes y ADCP de barco (Chávez *et al.* 2003, Ochoa *et al.* 2005), muestran una coherencia significativa de la velocidad de la corriente a lo ancho del canal y en la columna de agua, lo que indica que la observación de la corriente a partir de un solo anclaje en el centro del canal, como es el caso en este estudio, es representativa de la variabilidad de la corriente en todo el canal de Cozumel.

Se utilizaron los registros de datos horarios pasa-baja provenientes de los ADCP para comparar las corrientes y su variabilidad en los dos canales. Se utilizó el filtro Lanczos (Emery y Thomson, 2004) con una frecuencia de

horizontal and vertical scales we used 150 km and 1.5 km, respectively. Small scales are the proper objective mapping scales. These scales are chosen by fitting exponential correlation functions to the known correlations that arise from the data in the Yucatan Channel (Ochoa *et al.* 2003). The small horizontal and vertical scales used were 70 km and 400 m, respectively; the interpolation grid had a horizontal resolution of 5.16 km (0.05 degrees longitude) and a vertical resolution of 20 m. The signal-to-noise ratio values were 0.1 for the large scales and 0.05 for the small scales, and the total area of the interpolation was from 85 °W to 86.5 °W longitude and from 30 to 410 m depth.

The Yucatan Channel was divided into three longitudinal sectors. The western sector included moorings D1, D2, and D3; the central sector included moorings Y1, Y2, and Y3; and the eastern sector included moorings Y5 and Y6 (see figs. 1, 2). From mooring Y4, only the instruments between 200 and 300 m depth were used.

## RESULTS

### Current profile behavior in the Cozumel and Yucatan channels

Figure 3a shows mean currents, vertically averaged from the surface to 250 m approximately (see also table 1). The highest current velocities, between 0.46 and 0.72 m s<sup>-1</sup>, were recorded in the central sector of the Yucatan Channel, with a NE direction. In the western sector, current velocities were between 0.28 and 0.50 m s<sup>-1</sup>, and the direction varied from N-NE in D1 and D2 to NW in D3. The eastern sector presented a mean current velocity of less than 0.06 m s<sup>-1</sup>. The mean current in Cozumel Channel showed comparable velocities to the central sector of the Yucatan Channel, although they were slightly higher in the former (around 0.74 m s<sup>-1</sup>, depth-averaged between 75 and 195 m). A detailed description of the mean distribution and statistics of the surface currents in the Yucatan Channel region, observed during the CANEK program, is given in Badan *et al.* (2005); they found the largest variability in current speed in the western sector and the largest variability in current direction in the eastern sector, the latter presumably due to the irregular presence of the Cuban Countercurrent in the Yucatan Channel.

Anomalies of the zonal and meridional components of velocity were obtained by removing the time mean profile of each mooring. From these anomalies, empirical orthogonal function (EOF) decompositions of the ADCP data were carried out between 20 and 250 m depth for each individual mooring. The first EOF mode (EOF1) represents more than 70% of the variance at all moorings except for Y1 and Y3, where it represents about 60%. The differences in the EOF1 spatial structure but particularly the disparities in the associated principal components suggest different flow characteristics in each of the three sectors (western, central, and eastern).

corte de 1/48 h<sup>-1</sup> para eliminar las frecuencias altas en las series, incluyendo las fluctuaciones por mareas e inerciales. Las velocidades de la corriente por encima de los 400 m de profundidad fueron interpoladas a lo ancho de la sección del canal de Yucatán según el método de mapeo objetivo descrito por Roemmich (1983). Este método considera escalas de correlación grandes y pequeñas. Las escalas grandes se usan para estimar un campo promedio a partir de las observaciones, a falta de un campo promedio de la velocidad mejor definido y más específico. Las funciones adecuadas pueden ser exponenciales o gaussianas con tres parámetros libres: la escala de decorrelación en la vertical, la escala de decorrelación en la horizontal y la relación señal-ruido. El mapeo objetivo está diseñado para anomalías (i.e., señales con promedio igual a cero). El uso de escalas grandes para la determinación de un campo promedio de fondo a través del mapeo objetivo se ha utilizado en varios estudios en el pasado (Roemmich 1983), y una orientación en la práctica es elegir escalas mayores que las de los remolinos comunes en la región. Las escalas grandes utilizadas en este estudio fueron 150 km en la horizontal y 1.5 km en la vertical. Las escalas pequeñas son las escalas propias del mapeo objetivo. Estas escalas se eligen ajustando funciones exponenciales de correlación a las correlaciones derivadas de los datos en el canal de Yucatán (Ochoa *et al.* 2003). Las escalas pequeñas utilizadas fueron 70 km en la horizontal y 400 m en la vertical; la malla de interpolación tenía una resolución de 5.16 km (0.05 grados de longitud) en la horizontal y 20 m en la vertical. Los valores de la relación señal-ruido fueron de 0.1 para las escalas grandes y 0.05 para las escalas pequeñas; el área total de interpolación comprendió de 85 °W a 86.5 °W de longitud y de 30 a 410 m de profundidad.

El canal de Yucatán se dividió en tres zonas con respecto a la longitud: la zona oeste, correspondiente a los anclajes D1, D2 y D3; la zona central, que incluye los anclajes Y1, Y2 y Y3; y la zona este, que comprende los anclajes Y5 y Y6 (ver figs. 1, 2). Del anclaje Y4, únicamente se utilizaron los instrumentos entre los 200 y 300 m de profundidad.

## RESULTADOS

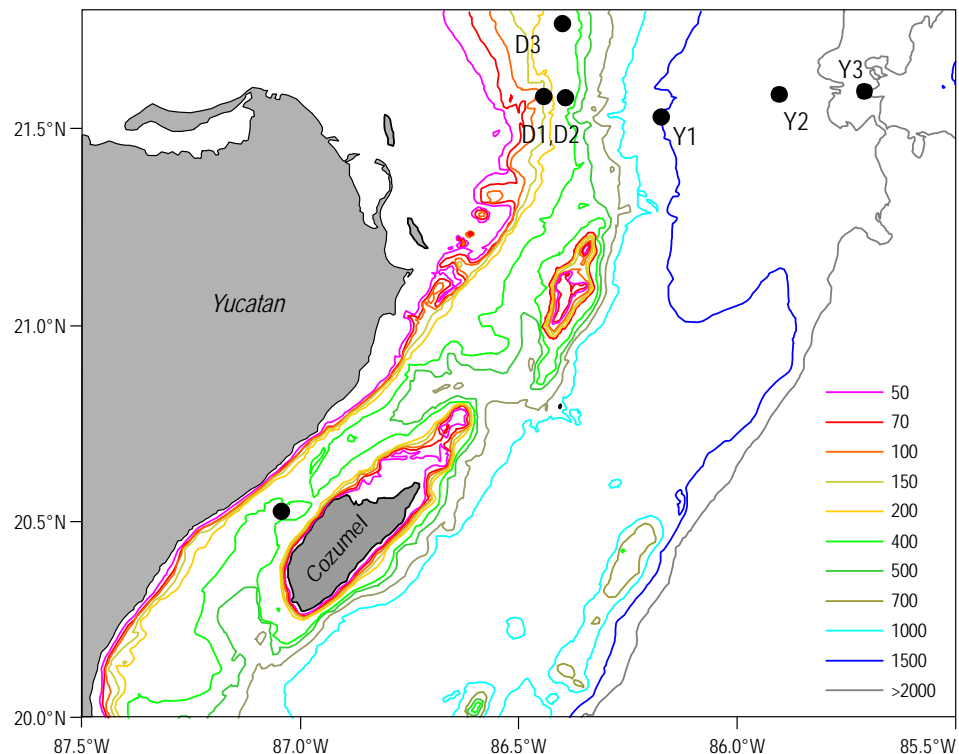
### Comportamiento del perfil de la corriente en los canales de Cozumel y Yucatán

La figura 3a muestra el promedio vertical de las corrientes entre la superficie y los 250 m aproximadamente (ver tabla 1). Las velocidades mayores (entre 0.46 y 0.72 m s<sup>-1</sup>) se observaron en la zona central del canal de Yucatán, con dirección noreste. En la zona oeste las velocidades registradas de la corriente fueron entre 0.28 y 0.50 m s<sup>-1</sup>, y la dirección varió de nor-noreste en D1 y D2 a noroeste en D3. En el sector este se presentó una velocidad promedio de la corriente menor que 0.06 m s<sup>-1</sup>. La corriente promedio en el canal de Cozumel mostró una velocidad comparable a la de la

Figure 3b shows the magnitude and main direction of the near-surface and sub-surface (100 m deep) current anomalies, represented by the vector of EOF1 at each level. The lower panels of figure 3(c-f) show the depth-variations of the current magnitude (left panels) for EOF1, as well as its corresponding principal component (right panels) for Cozumel Channel and moorings D2, Y2, and Y6 in Yucatan Channel, which characterize the current variability in the western, central, and eastern sectors, respectively. Figure 3(a, b) clearly shows that the mean current dominates over the variability (note the size of the vectors) both in Cozumel Channel and in the central sector of Yucatan Channel. In the western sector near the shelf edge in waters shallower than 500 m, the mean is about the same size as its standard deviation (SD), while in the eastern sector the variability dominates over the mean current. Although in the discussion that follows we refer to all the moorings located in each sector (table 1), the lower panels of figure 3 only show the results for the moorings mentioned above. Current variability in Cozumel Channel (fig. 3b, c) shows a NE-SW direction, with a depth-averaged speed of  $0.18 \text{ m s}^{-1}$ ; there were slight variations in vertical current anomalies, with maximum velocity about 150 m depth.

zona centro del canal de Yucatán, aunque fue ligeramente más rápida en Cozumel (aproximadamente  $0.74 \text{ m s}^{-1}$ , promedio entre 75 y 195 m de profundidad). Badan *et al.* (2005) describen en detalle la distribución promedio y la estadística de las corrientes superficiales, observadas durante el proyecto CANEK, en la región del canal de Yucatán. Estos autores observaron la mayor variabilidad en la intensidad de la corriente en la zona oeste y la mayor variabilidad con respecto a la dirección de la corriente en la zona este, está última debido a la intermitencia de la contracorriente Cubana en el canal de Yucatán.

Las anomalías de las componentes zonal y meridional de la velocidad se obtuvieron al restar el perfil temporal promedio de cada anclaje. A partir de estas anomalías, se realizó una descomposición en funciones empíricas ortogonales (FEO) de los datos de ADCP entre los 20 y los 250 m de profundidad para cada anclaje de forma individual. El primer modo de FEO (FEO1) representa más del 70% de la varianza en todos los anclajes a excepción de Y1 y Y3, donde representa alrededor del 60%. Las diferencias en la estructura espacial del FEO1, y en particular las discrepancias de sus componentes principales, sugieren diferentes características del flujo en cada una de las tres zonas (oeste, central y este).

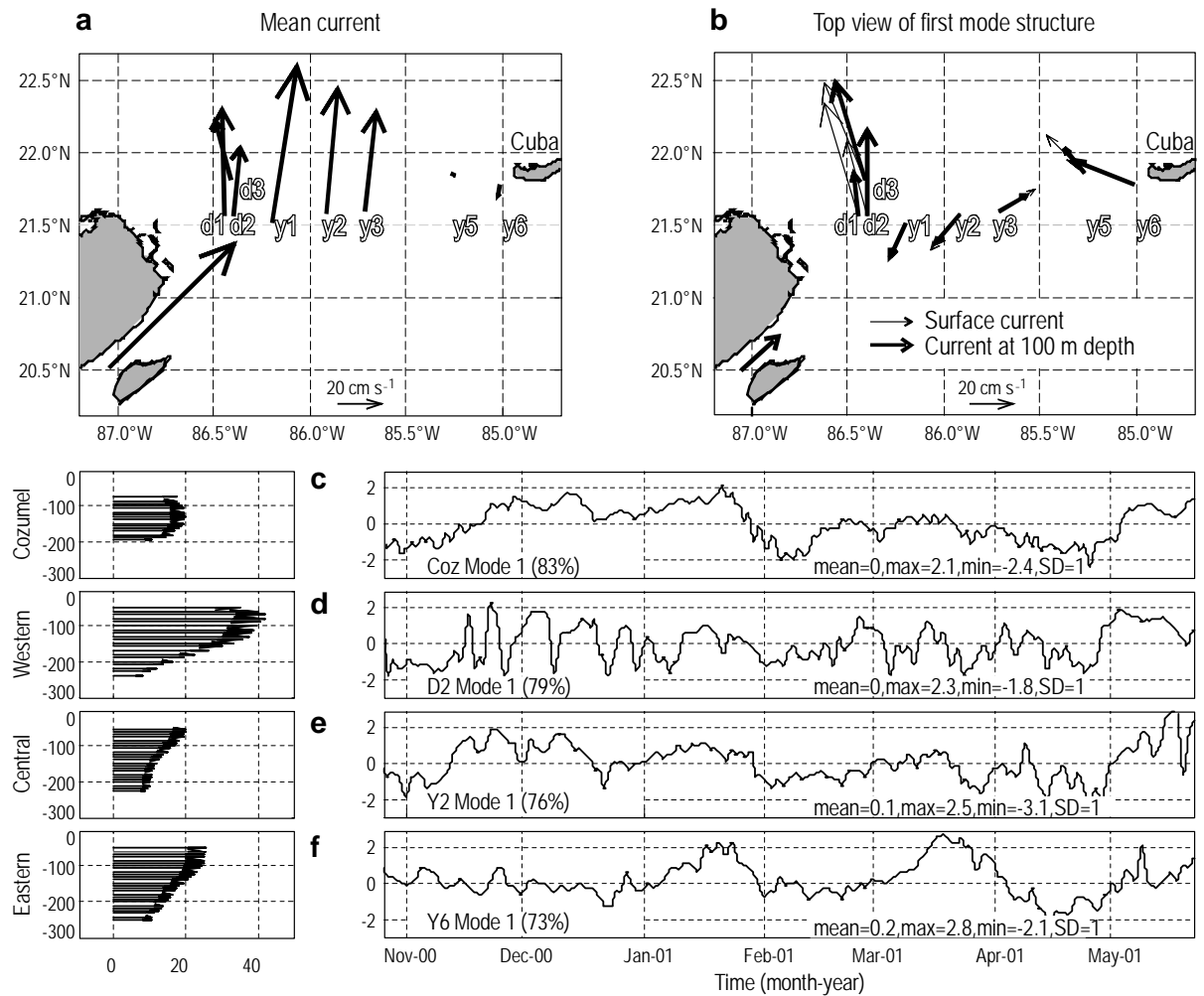


**Figure 2.** Close-up of figure 1, showing the bathymetry between the Cozumel and Yucatan channels; black dots indicate the location of the moorings in Cozumel Channel and the western and central sectors of Yucatan Channel.

**Figura 2.** Acercamiento de la figura 1 donde se muestra la batimetría entre los canales de Cozumel y Yucatán; los puntos negros indican la posición de los anclajes en el canal de Cozumel y los sectores oeste y central del canal de Yucatán.

In the Yucatan Channel, current fluctuations in the western sector occurred mainly in a SE-NW direction near the surface (fig. 3d), with a depth-averaged speed of  $0.44 \text{ m s}^{-1}$  for D1,  $0.29 \text{ m s}^{-1}$  for D2, and  $0.30 \text{ m s}^{-1}$  for D3. The maximum modal amplitude associated with the variability was observed at 80 m depth; at this depth, the current direction shifts slightly eastward (current fluctuations are in a S-N direction) when compared with the near-surface vector (15–40 m deep). In the central sector the current variations

La figura 3b muestra la magnitud y dirección principal de las anomalías de la corriente cerca de la superficie y alrededor de 100 m de profundidad, representadas por el vector del FEO1 para cada profundidad. Los paneles inferiores de la figura 3(c–f) muestran las variaciones en profundidad de la magnitud de la corriente (paneles de la izquierda) para el FEO1, así como la componente principal correspondiente (paneles de la derecha) para el canal de Cozumel y los anclajes D2, Y2 y Y6 en el canal de Yucatán, los cuales



**Figure 3.** (a) Depth-averaged mean currents at each mooring. (b) First mode spatial structure (in  $\text{cm s}^{-1}$ ) at the depth of the shallowest bin (between 15 and 50 m for Yucatan Channel and 75 m for Cozumel Channel, thin vectors) and of the nearest bin to 100 m depth (between 90 and 100 m, thick vectors) at each mooring. Magnitude (in  $\text{cm s}^{-1}$ ) of the spatial structure vectors (left panels) and principal components (right panels) for the first empirical orthogonal function mode of the current anomaly vertical profile in (c) Cozumel Channel and (d) the western, (e) central, and (f) eastern sectors of Yucatan Channel.

**Figura 3.** (a) Promedio en la vertical de las corrientes promedio para cada anclaje. (b) Estructura espacial del primer modo de la función empírica ortogonal (en  $\text{cm s}^{-1}$ ) a la profundidad de la sección más somera (entre 15 y 50 m para Yucatán y 75 m para Cozumel, vectores delgados) y de la sección más cercana a los 100 m de profundidad (entre 90 y 100 m, vectores gruesos) para cada anclaje. Magnitud (en  $\text{cm s}^{-1}$ ) de las estructuras espaciales (imágenes izquierdas) y componentes principales (paneles derechos) del primer modo de la función empírica ortogonal para el perfil vertical de las anomalías de la corriente en (c) el canal de Cozumel y las zonas (d) oeste, (e) central y (f) este del canal de Yucatán.



**Table 1.** Depth-averaged velocities between 15 and 250 m depth for each mooring, the nearest velocity to the surface and to 100 m depth for the first empirical orthogonal function (EOF) mode, and depth-averaged velocities corresponding to the first mode and their mean direction.

**Tabla 1.** Promedio en la vertical de las velocidades entre 15 y 250 m de profundidad para cada anclaje, velocidad más cercana a la superficie y a los 100 m de profundidad para el primer modo de la función empírica ortogonal (EOF) y promedio en la vertical de las velocidades correspondientes al primer modo y su dirección promedio.

Sector	Mooring	Depth-averaged velocity (m s <sup>-1</sup> )	Velocities for the first EOF mode					
			Surface		100 m depth		Depth-averaged velocity (m s <sup>-1</sup> )	Mean near-surface direction
			Z (m)	M (m s <sup>-1</sup> )	Z (m)	M (m s <sup>-1</sup> )		
Western	D1	0.50	16	0.53	88	0.19	0.44	S-N
	D2	0.32	49	0.35	99	0.40	0.29	S-N
	D3	0.28	47	0.47	97	0.46	0.30	SE-NW
Central	Y1	0.72	50	0.18	98	0.16	0.15	SW-NE
	Y2	0.57	52	0.20	100	0.17	0.14	SW-NE
	Y3	0.46	14	0.16	94	0.13	0.15	SW-NE
Eastern	Y5	0.02	18	0.22	90	0.14	0.19	SE-NW
	Y6	0.06	51	0.25	99	0.25	0.19	SE-NW
Cozumel Ch.	Coz	0.74	75	0.18	99	0.19	0.18	NE-SW

occurred along a SW-NE direction near the surface and at around 100 m depth, with depth-averaged speeds close to 0.15 m s<sup>-1</sup> at moorings Y1, Y2, and Y3; current variability diminished with depth and was smaller than in the western sector. The depth-averaged current anomalies from EOF1 in the central sector are relatively small and the average current is much larger than the anomalies (fig. 3a, b). For the eastern sector, current variability decreases with depth and is mainly in the SE-NW direction (fig. 3b, f). The depth-averaged speed for moorings Y5 and Y6 is 0.19 m s<sup>-1</sup>, which is higher than the mean current in this sector.

The correlation results were obtained using the principal components of the EOF1 modes at each mooring; each correlation coefficient was calculated between the principal component of Cozumel Channel and those of the moorings in Yucatan Channel. Correlations were considered significant at the 95% confidence level. This was obtained calculating the series' effective number of degrees of freedom using the method described by Chelton (1983), which considers the autocovariance of each series and the cross-covariance between them. Table 2 shows the results from this test.

It is important to note that the sign of the EOF modes was chosen such that positive values of the principal components indicate an increase above the mean profile (i.e., at each depth), whereas negative values show a decrease of the current below the mean. The first principal components in Cozumel Channel (PCcoz) and the western Yucatan Channel (PCw) are inversely correlated, with a correlation coefficient of -0.53 (fig. 3c, d). The principal components of EOF1 for each of the three moorings in the central part of Yucatan Channel (PCc) (fig. 3e) are highly correlated with PCcoz (fig. 3c), with a correlation coefficient of 0.77 (mooring

representan la variabilidad de la corriente en las zonas oeste, central y este, respectivamente. De la figura 3(a, b), se puede observar como la corriente promedio domina sobre la variabilidad (note la magnitud de los vectores), tanto en el canal de Cozumel, como en la zona central del canal de Yucatán. En la zona oeste cercana a la plataforma continental, en aguas superiores a los 500 m, el promedio y la desviación estándar (DE) de la corriente presentan magnitudes comparables, mientras que en la zona este la variabilidad domina sobre el promedio de la corriente. Aunque la siguiente discusión será referida a todos los anclajes correspondientes a cada zona (tabla 1), los paneles inferiores de la figura 3 sólo muestran los resultados de los anclajes descritos anteriormente. La variabilidad de la corriente en el canal de Cozumel (fig. 3b, c) presenta una dirección de noreste a suroeste, con una velocidad promedio en la vertical de 0.18 m s<sup>-1</sup>; se observan pequeñas variaciones en las anomalías de la corriente en la vertical, con una velocidad máxima alrededor de los 150 m de profundidad.

En el canal de Yucatán, las fluctuaciones de la corriente en la zona oeste fueron principalmente en dirección sureste a noroeste cerca de la superficie (fig. 3d), con una velocidad promedio en la vertical de 0.44 m s<sup>-1</sup> para D1, 0.29 m s<sup>-1</sup> para D2 y 0.30 m s<sup>-1</sup> para D3. La amplitud modal máxima asociada con la variabilidad se observó alrededor de los 80 m de profundidad; a esta profundidad, la dirección de la corriente gira ligeramente hacia el este (las fluctuaciones de la corriente son en la dirección de sur a norte), comparada con el vector más superficial (15–40 m de profundidad). En la zona central se observó una variabilidad de la corriente en la dirección de suroeste a noreste cerca de la superficie y alrededor de 100 m de profundidad, con una velocidad promedio en

**Table 2.** Effective number of degrees of freedom (EDF), significance level, and correlation coefficient calculated between Cozumel Channel and each principal component for Yucatan Channel.

**Tabla 2.** Grados de libertad verdaderos (EDF), nivel significativo y coeficiente de correlación calculados entre el canal de Cozumel y cada una de las componentes principales en el canal de Yucatán.

Mooring	EDF	95% significance level	Correlation coefficient
D1	19	0.43	−0.53
D2	23	0.40	−0.47
D3	16	0.47	−0.61
Y1	13	0.51	0.61
Y2	12	0.53	0.73
Y3	17	0.46	0.55
Y5	18	0.44	0.35
Y6	13	0.51	0.40

Y2 vs Cozumel). These results indicate that an increase in velocity of the Cozumel flow is related to an increase in velocity in the central part of Yucatan Channel, but to a decrease in the western part of this channel. The principal component of the eastern Yucatan sector is uncorrelated with PCcoz.

The mean current profile in the Yucatan Channel for several measurement periods of the CANEK program is shown in Sheinbaum *et al.* (2002), Abascal *et al.* (2003), Candela *et al.* (2003), and Badan *et al.* (2005). The highest average velocities (near  $1 \text{ m s}^{-1}$ ) are found over the western-central side of the channel, where the flow from the Caribbean into the Gulf of Mexico never reverses. For this study, we considered the core of the Yucatan Current as the region where along-channel speeds are greater than  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  for each time step. On the eastern side of the channel, a mean current flows towards the Caribbean in the top 200 m: the Cuban Countercurrent.

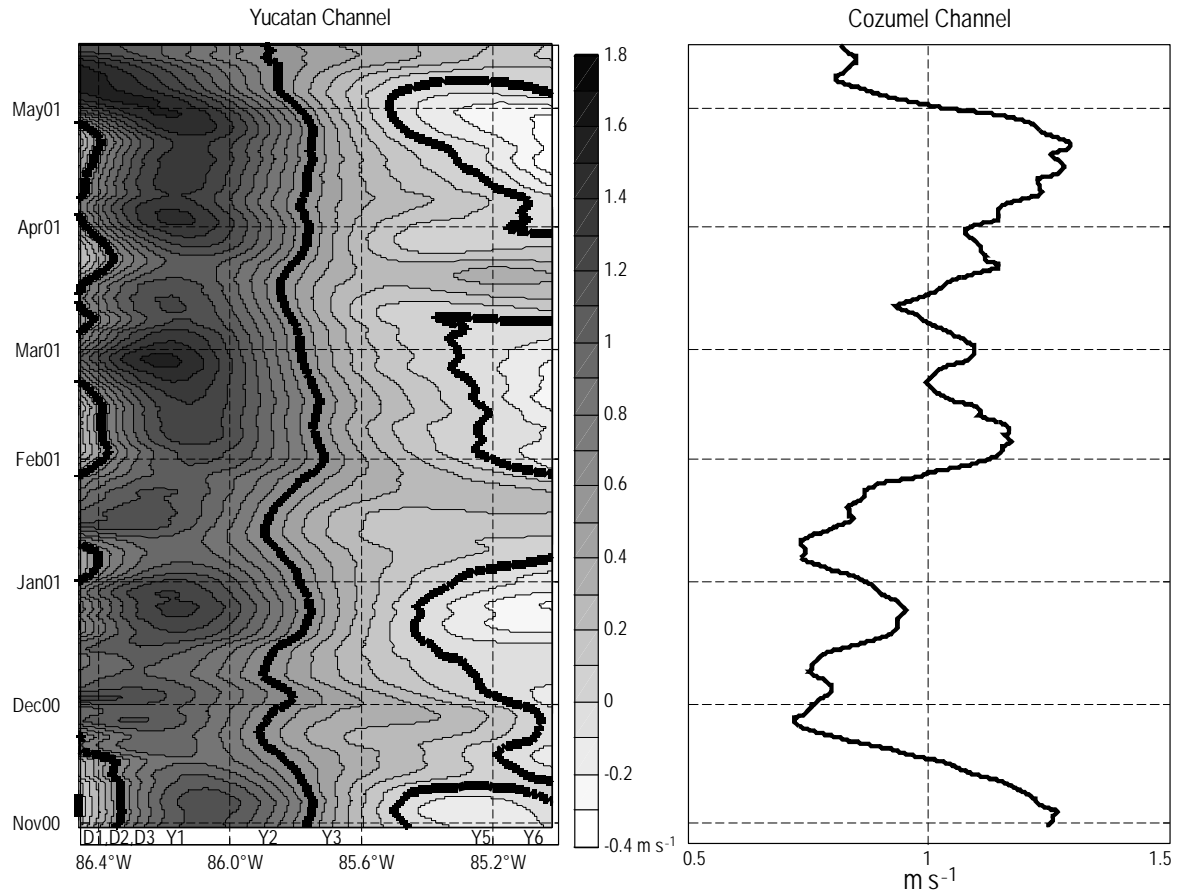
The longitude-time diagram of the surface current along the Yucatan Channel (fig. 4, left panel) corroborates that the Yucatan Current core remains for most of the study period in the central sector of this channel (between moorings Y1 and Y2). The surface flow along Cozumel Channel does not reverse throughout the study period (fig. 4, right panel), with speeds exceeding  $0.8 \text{ m s}^{-1}$ . There are some events, for instance in late December 2000, mid-January 2001, and May 2001, when the Yucatan Current core shifts to the west (at the position of moorings D1, D2, and D3) at the same time as the intensity of the Cozumel flow diminishes with values around  $0.7 \text{ m s}^{-1}$ . These results suggest that the flow passing through Cozumel Channel is part of the Yucatan Current core remaining in the central sector of the Yucatan Channel. This is quite interesting, since the central sector bottom depth is between two to four times deeper than that of Cozumel Channel (see

la vertical cercana a los  $0.15 \text{ m s}^{-1}$  para los anclajes Y1, Y2 y Y3; la variabilidad de la corriente disminuyó con la profundidad y fue menor que la de la zona oeste. El promedio en la vertical de las anomalías correspondientes al FEO1 fue relativamente pequeño en la zona central, y la corriente promedio fue mucho mayor que las anomalías (fig. 3a, b). En la zona este, la variabilidad de la corriente disminuyó en función de la profundidad y fue principalmente en dirección de sureste a noroeste (fig. 3b, f). La velocidad promedio en la vertical para los anclajes Y5 y Y6 fue de  $0.19 \text{ m s}^{-1}$ , que es mayor que la corriente promedio en esta zona.

A partir de las componentes principales de los modos FEO1, se obtuvieron las correlaciones para cada anclaje; se calculó el coeficiente de correlación entre el componente principal en el canal de Cozumel y el de cada uno de los anclajes en el canal de Yucatán. Las correlaciones obtenidas se consideraron significativas al 95% de confianza. Lo anterior se obtuvo a partir del cálculo de los grados de libertad verdaderos de las series con el método descrito por Chelton (1983), que considera la autocovarianza de cada serie y la covarianza cruzada entre ambas series. La tabla 2 muestra los resultados obtenidos a partir de este análisis.

Es importante notar que el signo de los modos de los FEO se eligió de forma que los valores positivos de las componentes principales indican un incremento sobre el perfil promedio (i.e., a cada profundidad), mientras que los valores negativos indican una disminución de la corriente con respecto al promedio. Las componentes principales del primer modo en el canal de Cozumel (CPcoz) y la zona oeste en el canal de Yucatán (CPo) están correlacionadas de forma inversa, con un coeficiente de correlación de  $-0.53$  (fig. 3c, d). Las componentes principales del FEO1 para cada uno de los tres anclajes en la zona central del canal de Yucatán (CPc) (fig. 3e) presentaron una correlación importante con CPcoz (fig. 3c), con un coeficiente de correlación de  $0.77$  (entre el anclaje Y2 y el de Cozumel). Este resultado indica que al incrementarse la velocidad del flujo en Cozumel, se observa también un incremento de la velocidad en la zona central del canal de Yucatán, y al mismo tiempo una disminución de la velocidad en la zona oeste del mismo. No se observó una correlación significativa entre las componentes principales en la zona este de Yucatán y CPcoz.

En Sheinbaum *et al.* (2002), Abascal *et al.* (2003), Candela *et al.* (2003) y Badan *et al.* (2005) se puede encontrar una descripción detallada del perfil promedio de la corriente en el canal de Yucatán, obtenido a partir de varios periodos de mediciones dentro del proyecto CANEK. Las velocidades promedio más intensas (cercanas a  $1 \text{ m s}^{-1}$ ) se observaron en la parte oeste y central del canal, donde la corriente que fluye siempre en el sentido del Caribe hacia el golfo de México nunca se invierte. En este artículo el núcleo de la corriente de Yucatán se consideró como la región donde las velocidades a través del canal son mayores que  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  para cada tiempo. En la parte este del canal, en los primeros



**Figure 4.** Longitude-time diagram of the velocity along the Yucatan Channel (left panel). Time evolution of the along-channel velocity at 75 m depth in Cozumel Channel (right panel). The first two thick isolines in the left panel indicate the  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  contour and the third thick isoline the zero contour. Contour interval is  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ .

**Figura 4.** Diagrama de longitud y tiempo de la velocidad a lo largo del canal de Yucatán (panel izquierdo). Evolución temporal de la velocidad a lo largo del canal de Cozumel (panel derecho). La dos primeras isolíneas gruesas en el panel izquierdo indican el contorno de  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  y la tercer isolínea gruesa el contorno de cero. El intervalo entre contornos es de  $0.1 \text{ m s}^{-1}$ .

fig. 2) and clearly not topographically connected to Cozumel Channel. This suggests a weakening of the topographic control of the flow that leaves Cozumel Channel.

#### Current variability relation between channels

Thus far we have concentrated in studying the current structure at each mooring and its individual relation to Cozumel Channel. To analyze the relation between the current in Cozumel Channel and the broad-scale features of the Yucatan Channel, an EOF analysis of the along-channel velocity was performed considering only the top 400 m, using data that correspond to similar mooring locations used by Abascal *et al.* (2003), but one year later. The first mode (EOF1) represents 45% of the variance (fig. 5a) and has a structure consisting of three vertical bands, called the tripole,

200 m, se observa una corriente promedio que fluye hacia el Caribe: la contracorriente Cubana.

El diagrama de longitud y tiempo de la corriente superficial a través del canal de Yucatán (fig. 4, panel izquierdo) confirma que el núcleo de la corriente permanece en la zona central del canal la mayor parte del periodo de estudio (entre los anclajes Y1 y Y2). La dirección del flujo superficial a lo largo del canal de Cozumel no se invirtió durante todo el periodo de estudio (fig. 4, panel derecho), con velocidades superiores a  $0.8 \text{ m s}^{-1}$ . Se observan algunos periodos, por ejemplo a finales de diciembre de 2000, a mediados de enero de 2001 y en mayo de 2001, en los que el núcleo de la corriente de Yucatán se desplaza hacia el oeste (hacia los anclajes D1, D2 y D3) al mismo tiempo que el flujo en el canal de Cozumel disminuye su intensidad a valores de  $0.7 \text{ m s}^{-1}$ , aproximadamente. Los resultados anteriores

with current anomalies in the central channel in one direction and in the opposite direction near the sides of the channel. A second mode (EOF2), called the dipole, represents 23% of the variability (fig. 5b); its structure shows currents flowing in opposite directions on both sides of the channel.

Equivalent modes (tripole and dipole) have been extracted from velocity observations (Abascal *et al.* 2003), satellite sea level anomalies (Marín *et al.* 2008), and numerical simulation results (Candela *et al.* 2003, Ezer *et al.* 2003, Oey *et al.* 2004) using information from the entire water column. Candela *et al.* (2003) suggest that the EOF structures are related to the passage of eddies or propagation of anomalies through the Yucatan Channel, while Ezer *et al.* (2003) found that the tripole mode (called the transport mode in their article) is correlated to the upstream transport of the Yucatan Channel and argue that it could be related to the eddy-shedding events of the Loop Current. It is interesting that the first two EOF modes of current anomalies from the top 400 m explain 68% of the variability, compared to 52% when the entire vertical section is included. This has to do with the fact that the most energetic currents in the channel section are concentrated at the surface and that the variability below 800 m appears to be disconnected from the upper layer, corresponding to higher modes of variability (Candela *et al.* 2003, Ezer *et al.* 2003).

A lagged correlation analysis (using a sliding window of 15 days) between the EOF1 principal component for Cozumel Channel and the principal component (EOF1) from each mooring in Yucatan Channel was conducted in order to observe the time evolution of the position of maximum correlation between both channels (not shown). The average position of this maximum correlation and its standard deviation are indicated on EOF1 (the tripole structure, fig. 5a), and are encompassed between the positions of moorings Y1 and Y3. From November 2000 to May 2001, the correlation values were higher than 0.5 with an average of 0.84 (SD = 0.10, not shown). The displacement range of the maximum correlation and the central region of the tripole have similar horizontal scales. The structure of EOF1 is in accordance with the result found in the previous subsection, which established a positive correlation between PCcoz and PCc and at the same time, a negative correlation between PCcoz and PCw. The principal components of EOF1 in Cozumel Channel (PCcoz) and of EOF1 in Yucatan Channel described above are shown in figure 6(a, b); the correlation coefficient between them (0.69) is significant at a 95% confidence level.

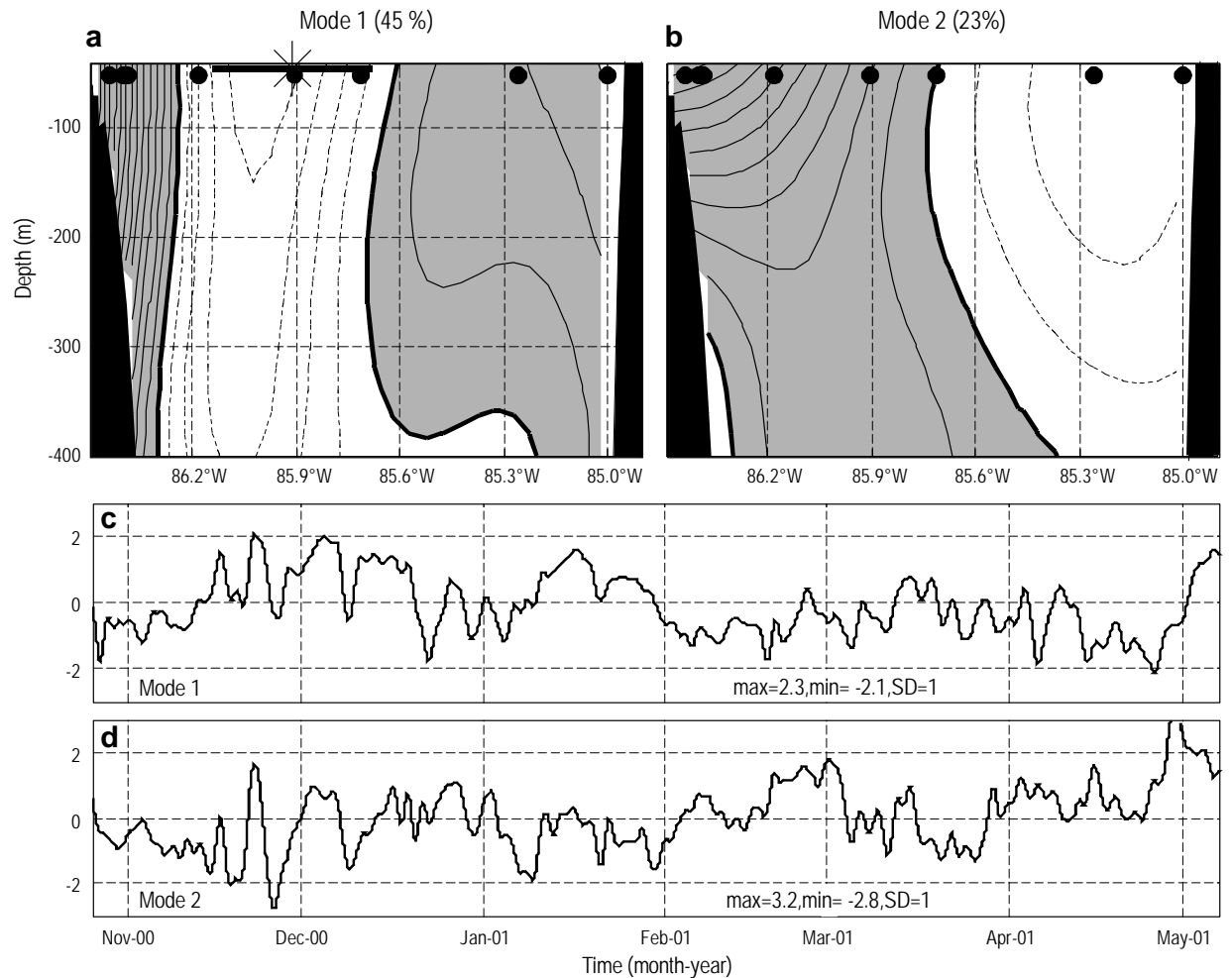
The position of the maximum current velocity in Yucatan Channel is shown in figure 6(c), which is related to the principal component of the tripole structure in the same channel with a correlation coefficient of 0.82 (fig. 6b), as described by Abascal *et al.* (2003). They explained that the evolution of the tripole may be related to current meanders. When the tripole has a sign in which the central core is positive, the largest current moves eastward to the central sector of Yucatan Channel; conversely, when the central core is negative,

sugieren que la corriente a través del canal de Cozumel forma parte del núcleo de la corriente de Yucatán, que tiende a permanecer en la zona central de este canal. Lo anterior resulta interesante, ya que la profundidad en la zona central del canal de Yucatán es entre dos y cuatro veces mayor que la del canal de Cozumel (ver fig. 2) y, claramente, ambas zonas no están topográficamente conectadas. Lo anterior sugiere un debilitamiento del control topográfico sobre el flujo, una vez que cruza el canal de Cozumel.

### Relación de la variabilidad de la corriente entre los canales

Hasta ahora nos hemos concentrado en estudiar la estructura de la corriente analizando cada anclaje de forma individual y su conexión con el flujo en Cozumel. Se analizó la relación entre la corriente en el canal de Cozumel y las características de gran escala en el canal de Yucatán a partir de una descomposición en FEO de la velocidad perpendicular al canal; se consideraron únicamente los primeros 400 m y la ubicación de los datos fue similar a las posiciones de los anclajes utilizados por Abascal *et al.* (2003), pero un año después. El primer modo (FEO1) representa el 45% de la variabilidad (fig. 5a) y tiene una estructura compuesta de tres bandas, llamada tripolo; en el centro del canal se observó una anomalía de la corriente en un sentido, mientras que en los extremos del canal fue en la dirección opuesta. El segundo modo (FEO2), llamado bipolo, representa el 23% de la variabilidad (fig. 5b); su estructura muestra corrientes con sentido opuesto en ambos lados del canal.

Estos dos modos de variabilidad en el canal de Yucatán (el tripolo y el bipolo) fueron obtenidos en estudios anteriores para toda la columna de agua a partir de observaciones de la velocidad (Abascal *et al.* 2003), de datos satelitales de anomalías del nivel del mar (Marín *et al.* 2008) y de simulaciones numéricas (Candela *et al.* 2003, Ezer *et al.* 2003, Oey *et al.* 2004). Candela *et al.* (2003) sugieren que las estructuras obtenidas a partir de las FEO están relacionadas con el paso de remolinos o la propagación de anomalías a través del canal de Yucatán, mientras que Ezer *et al.* (2003) encontraron que el modo correspondiente al tripolo (llamado el modo del transporte en su artículo) está correlacionado con el transporte hacia el golfo en el canal de Yucatán y explican que esto podría relacionarse con los eventos de liberación de remolinos de la corriente del Lazo. Es interesante mencionar que los dos primeros modos de las anomalías de la corriente en los primeros 400 m representan el 68% de la varianza, comparado con el 52% obtenido al incluir toda la sección en la vertical. Esto tiene que ver con el hecho de que las corrientes con mayor energía se encuentran concentradas en la parte superior del canal y que la variabilidad por debajo de los 800 m parece no estar relacionada con la de las capas superficiales, correspondiendo a modos de variabilidad superiores (Candela *et al.* 2003, Ezer *et al.* 2003).



**Figure 5.** First two empirical orthogonal function modes of the anomalies of the current along Yucatan Channel. The spatial structures show (a) the tripole for the first mode and (b) the dipole for the second mode. Their principal components are shown in the lower panels (c, d). The large dots in the top panels show the mooring positions; in the tripole one can also see the average position of the maximum correlation with the Cozumel flow (indicated by an asterisk) and its standard deviation (thick horizontal line). Positive (negative) values are in grey (white) and continuous (dashed) lines. Thick isolines indicate the zero contour. Contour interval is  $0.3 \text{ m s}^{-1}$ .

**Figura 5.** Primeros dos modos de la función empírica ortogonal de las anomalías de la corriente a lo largo del canal de Yucatán. Las estructuras espaciales muestran (a) el tripolo correspondiente al primer modo y (b) el dipolo correspondiente al segundo modo. Los paneles inferiores presentan sus componentes principales (c, d). Los puntos gruesos en los paneles superiores indican las posiciones de los anclajes; en el tripolo, se indican la posición promedio de la máxima correlación con el flujo en Cozumel (indicado por un asterisco) y su desviación estándar (línea horizontal gruesa). Los valores positivos (negativos) están en gris (blanco) y en línea continua (discontinua). Las isolíneas gruesas indican el contorno cero. El intervalo entre contornos es de  $0.3 \text{ m s}^{-1}$ .

positive current anomalies are found near the sides of the channel. In this study we also found a significant correlation between PCcoz (fig. 6a) and the position of maximum velocity (fig. 6c), with a significant correlation coefficient between them of 0.59.

### Transports

The transport through Cozumel Channel was computed using the procedure explained in Chávez *et al.* (2003), where

Se realizó un análisis de correlación desfasada (con el uso de una ventana corregida de 15 días) entre la componente principal del FEO1 para el canal de Cozumel y la componente principal (FEO1) de cada anclaje en el canal de Yucatán para observar la evolución temporal de la posición de correlación máxima entre ambos canales (no se muestra). La longitud promedio de dicha correlación máxima y su desviación estándar se indican en el FEO1 (la estructura del tripolo, fig. 5a), la cual abarca las longitudes de los anclajes Y1 y Y3. De noviembre de 2000 a mayo de 2001, la

across-channel current structure information obtained from ship-board ADCP surveys is used to realistically extrapolate the currents measured at the central mooring position to the whole cross section. The Yucatan Channel transport was calculated for the entire cross section from interpolated current data, but only to a depth of 410 m, the maximum depth in Cozumel Channel. The time evolution of the Yucatan current core transport was also calculated, taking as core the current in the western and central sectors with velocities in excess of  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ . The transport anomalies for Yucatan Channel, for the core of the Yucatan Current, and for Cozumel Channel are shown in figure 7.

The subsurface mean transport (between 30 to 410 m depth) in Yucatan Channel for the eight-month measuring period is 14 Sv (SD = 2); the transport anomaly time series is shown in figure 7a. The average transport calculated only for the current core is 9 Sv (SD = 3 Sv), which represents 69% of the transport for the cross section above 410 m depth and about 40% of the transport in the whole cross section. The time evolution of their anomalies is shown in figure 7b.

The Cozumel Channel transport is 3 Sv (SD = 1 Sv), with a minimum of 1.6 Sv in January and a maximum of 6 Sv by the end of April. The mean is lower than the 5 Sv reported by Chávez *et al.* (2003). Even though we only have eight months of data, the maximum found in winter and the minimum in spring coincides with that reported by Chávez *et al.* (2003) for a period three years before; however, extended flow measurements in the vicinity of Cozumel Island (Cetina *et al.* 2006) and in the Yucatan Channel (Candela *et al.* 2003) do not show a clear seasonal cycle.

The total transport time series for Cozumel Channel and above 410 m depth in Yucatan Channel show a non-significant correlation of 0.29 (see fig. 7a, c), but if only the current-core transport in Yucatan Channel is considered (see fig. 7b, c), there is a significant correlation of 0.68 between both transports. Recall that the current-core is defined as the portion of the flow with speeds over  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  and it changes in area, position, and transport at each time step. Hence, the flow through Cozumel Channel appears to be an important component of the Yucatan Current core.

Yucatan Current core transport was recalculated as described before, but considering a fixed cross-sectional area (the area enclosed by the  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  contour of the mean current distribution). These two transport estimates (i.e., considering a fixed or a variable cross-sectional area for the core) show a negligible difference between their time series, indicating that the current core in Yucatan Channel does not change in a significant way from its position. Thus, the maximum velocity oscillates inside a core that keeps its cross-sectional area more or less fixed.

Cross-spectrum analysis between the transport series for Cozumel Channel and the Yucatan Current core (fig. 8) revealed four significant coherence peaks (95% confidence level) at  $37^{-1}$ ,  $12^{-1}$ ,  $8^{-1}$ , and  $4^{-1}$  cycles per day (cpd). The highest energy peak occurred at  $37^{-1}$  cpd with two times more

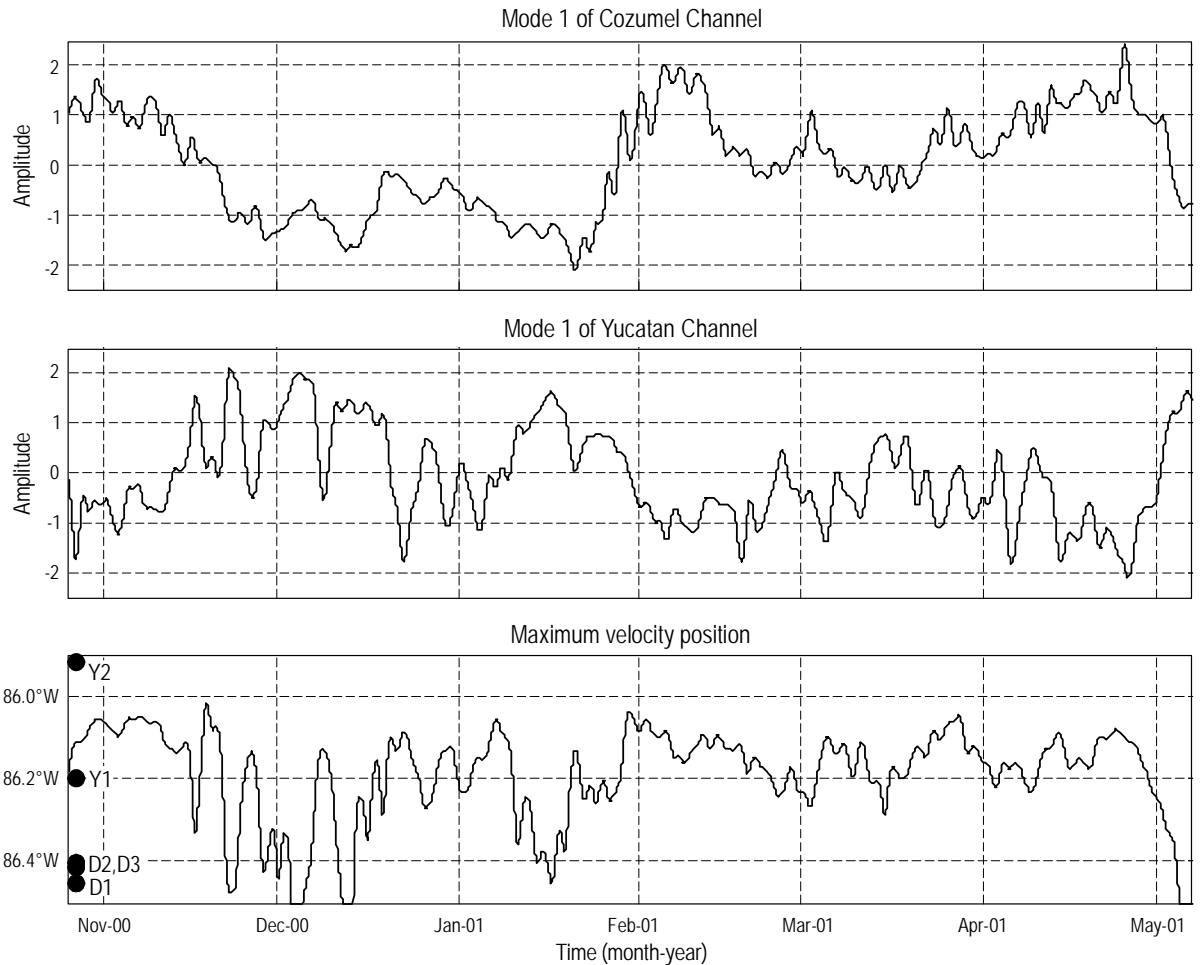
correlación fue mayor que 0.5 con un promedio de 0.84 (DE = 0.10, no se muestra). El intervalo de desplazamiento de la correlación máxima y la zona central del tripolo tienen escalas horizontales similares. La estructura del FEO1 concuerda con el resultado encontrado en la subsección anterior, que estableció una correlación positiva entre CPcoz y CPc y al mismo tiempo, una correlación negativa entre CPcoz y CPo. La figura 6(a, b) muestra las componentes principales del FEO1 en el canal de Cozumel (CPcoz) y el FEO1 descrito con anterioridad para el canal de Yucatán; el coeficiente de correlación entre ellas (0.69) es significativo al 95% de confianza.

La posición de la máxima velocidad de la corriente en el canal de Yucatán se muestra en la figura 6(c), y está correlacionada con la componente principal de la estructura correspondiente al tripolo en el mismo canal, con un coeficiente de correlación de 0.82 (fig. 6b), tal como lo describe Abascal *et al.* (2003). Estos autores argumentan que la evolución del tripolo podría relacionarse con los meandros de la corriente. Cuando el tripolo presenta un signo en el cual el núcleo central es positivo, la corriente más intensa se mueve hacia el este, es decir en la zona central del canal de Yucatán; en el caso opuesto, cuando el núcleo central es negativo, se observan anomalías positivas de la corriente en los extremos del canal. En este estudio, se encontró además una correlación significativa entre CPcoz (fig. 6a) y la posición de máxima velocidad (fig. 6c), con un coeficiente de correlación de 0.59.

## Transportes

Se calculó el transporte a través del canal de Cozumel siguiendo el método explicado en Chavéz *et al.* (2003), que consiste en utilizar la información de la corriente a través del canal, obtenida de varias campañas de ADCP de barco, para extrapolar la corriente medida en el centro del canal a toda la sección transversal. El transporte en el canal de Yucatán fue calculado para toda la sección transversal a partir de las velocidades interpoladas en los primeros 410 m, ya que es la máxima profundidad del canal de Cozumel. Adicionalmente, se calculó la evolución temporal del transporte para el núcleo de la corriente de Yucatán, considerando como núcleo el flujo en las zonas oeste y central con velocidades superiores a  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ . La figura 7 muestra las anomalías del transporte para el canal de Yucatán, para el núcleo de la corriente de Yucatán y para el canal de Cozumel.

El transporte promedio subsuperficial (entre 30 y 410 m de profundidad) para el canal de Yucatán durante el periodo de estudio (ocho meses) es de 14 Sv (DE = 2); la serie de tiempo de las anomalías de dicho transporte se presenta en la figura 7a. El transporte promedio calculado sólo para el núcleo de la corriente de Yucatán es de 9 Sv (DE = 3 Sv), que representa el 69% del transporte promedio para toda la sección por encima de los 410 m de profundidad y alrededor del 40% del transporte en toda la columna de agua. La



**Figure 6.** Comparison between the principal components of the first modes in (a) Cozumel Channel and (b) Yucatan Channel. (c) Position (longitude) of the maximum current in the Yucatan Current core in relation to the mooring positions (dark circles). Note that the three series have a significant correlation between them.

**Figura 6.** Comparación entre las componentes principales de los primeros modos para (a) el canal de Cozumel y (b) el canal de Yucatán. (c) Posición (longitud) del máximo de velocidad del núcleo de la corriente de Yucatán en relación con la posición de los anclajes (círculos negros). Nótese que las tres series se encuentran correlacionadas entre sí.

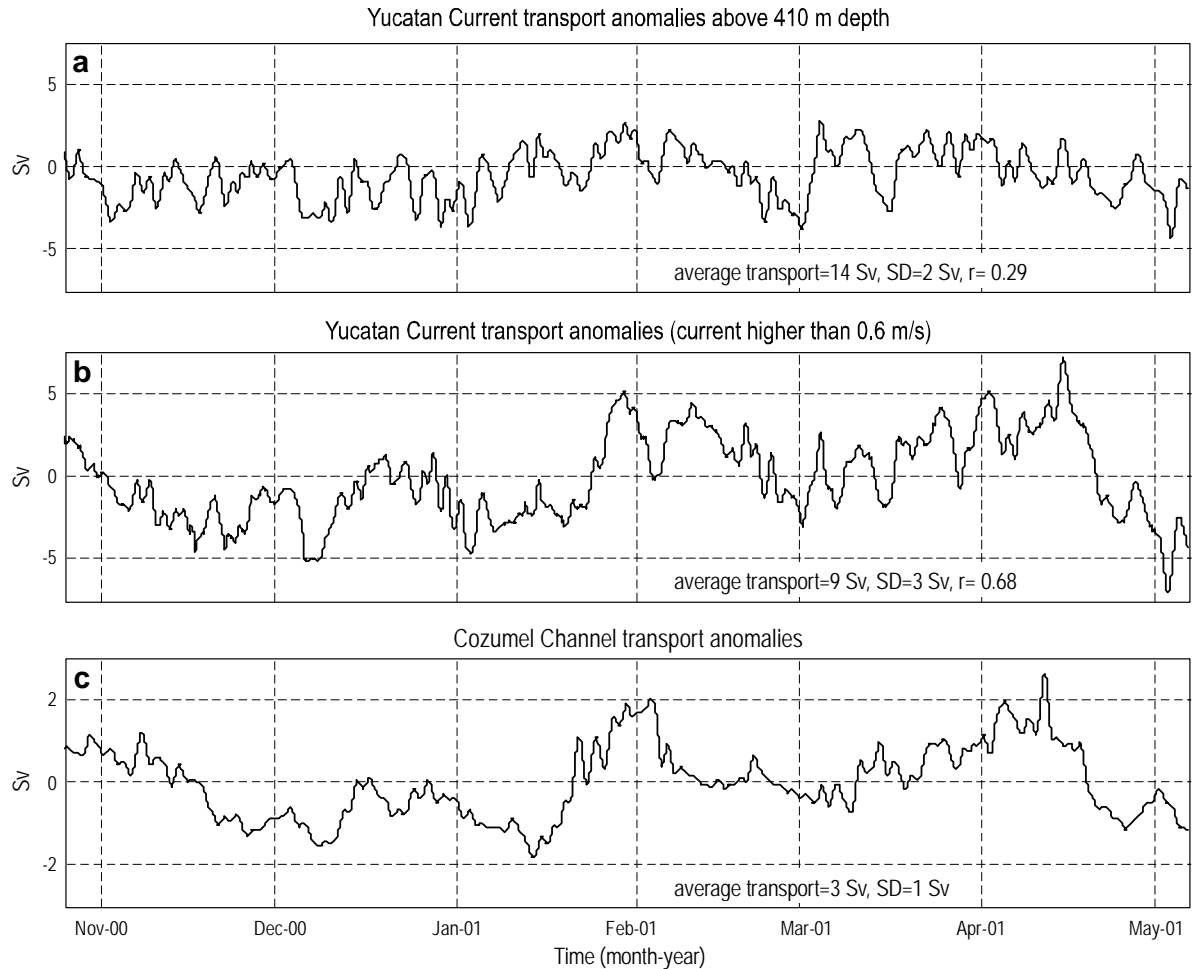
energy in Yucatan and a phase-lag of around 4 days in the upstream direction (from Yucatan to Cozumel). In Yucatan Channel, an energy peak between 20 and 40 days has been evidenced from observations (Abascal *et al.* 2003) and from modeling studies (Ezer *et al.* 2003). Abascal *et al.* (2003) also found energy at this frequency band in the northward wind stress, although they could not find further evidence of the connection between both variables.

The  $12^{-1}$ -cpd signal propagates from Cozumel Channel to Yucatan Channel (downstream) with a time lag of around 3.2 days, while the  $8^{-1}$ -cpd signal has a phase-lag of 2.8 days, indicative of signal propagating upstream from Yucatan to Cozumel. Cross-correlation calculations between Cozumel Channel transport and total transport in Yucatan Channel, as well as between the principal components from each mooring (not shown), are also consistent with a 7–9-day band signal

evolución temporal de las anomalías del transporte calculado para el núcleo se muestran en la figura 7b.

El transporte a través del canal de Cozumel es de 3 Sv (DE = 1 Sv), con un mínimo de 1.6 Sv en enero y un máximo de 6 Sv a finales de abril. Este promedio es menor que el observado por Chávez *et al.* (2003) de 5 Sv. Aunque en este estudio únicamente se cuenta con ocho meses de datos, el transporte máximo registrado en invierno y el mínimo en primavera coincide con lo observado tres años atrás por Chávez *et al.* (2003); sin embargo, las mediciones de la corriente realizadas en las proximidades de la isla de Cozumel (Cetina *et al.* 2006) y en el canal de Yucatán (Candela *et al.* 2003) no muestran un ciclo estacional bien definido.

La correlación entre la serie de tiempo del transporte total en el canal de Cozumel y en los primeros 410 m en el canal



**Figure 7.** Time evolution of the transport anomaly in the Yucatan and Cozumel channels. **(a)** Near-surface (30–410 m) Yucatan Channel with a total average of 14 Sv and standard deviation of 1.7 Sv; **(b)** Yucatan Current core with an average of 9.4 Sv and standard deviation of 2.9 Sv; and **(c)** total Cozumel Channel with an average of 3.4 Sv and standard deviation of 0.9 Sv. For clarity, the scales of **a** and **b** are different from **c**.

**Figura 7.** Evolución temporal de las anomalías del transporte en los canales de Yucatán y Cozumel. **(a)** La parte sub-superficial (30–410m) del canal de Yucatan con un promedio de 14 Sv y una desviación estándar de 1.7 Sv; **(b)** el núcleo de la corriente de Yucatan con un promedio de 9.4 Sv y desviación estándar de 2.9 Sv y **(c)** todo el canal de Cozumel con un promedio de 3.4 Sv y desviación estándar de 0.9 Sv. Nótese que la escala en **a** y **b** es diferente de la de **c**.

with similar phase propagation. Abascal *et al.* (2003) also found a Yucatan transport spectral peak in the 5–10-day band associated with the tripole mode variability.

## DISCUSSION

Simultaneous current measurements were carried out in the Cozumel and Yucatan channels for a period of eight months. Results indicate a strong relation between the flow in Cozumel Channel and the near-surface flow in the central sector of Yucatan Channel. A strengthening (weakening) of the flow in Cozumel Channel is related to a central (western) shift in the position of the Yucatan Current core. Those shifts in the Yucatan Current core position generate along-channel

de Yucatán es de 0.29 y no es significativa (ver fig. 7a, c), pero si solamente se considera el transporte del núcleo de la corriente en el canal de Yucatán (ver fig. 7b, c), la correlación entre ambos transportes es significativa con un coeficiente de 0.68. Es importante recordar que el núcleo de la corriente se define como la parte del flujo con velocidades superiores a  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  y que su área, posición y transporte cambian a cada paso de tiempo. Por lo tanto, el flujo que pasa por el canal de Cozumel parece ser una parte importante del núcleo de la corriente de Yucatán.

El transporte del núcleo de la corriente de Yucatán fue calculado nuevamente tal como se describió anteriormente, pero considerando un área fija de la sección (el área delimitada por la isotaca de  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  de la sección promedio de la



velocity anomalies that are characterized by EOF1, which we have called the tripole (fig. 5a).

At mooring Y1 (central sector), the flow from Cozumel Channel joins the flow to the east of Cozumel Island, which follows a deeper channel offshore forming the other branch of the Yucatan Current. This may explain the difference in mean current directions between Cozumel and moorings Y1, Y2, and Y3 (see fig. 3a). Moreover, figure 4 shows the position (i.e., the longitude) of the eastern  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  isotach or eastern edge of the core highly correlated with the speed of the current in Cozumel Channel, indicating a western (eastern) displacement of the core in Yucatan Channel when the flow in Cozumel Channel decreases (increases).

The bathymetry along the Yucatan coast is characterized by the 400-m-deep Cozumel Channel that suddenly becomes deeper at the latitude of Yucatan Channel; notice that moorings Y1 and Y2, which are situated following a straight line from Cozumel, are approximately at 1000 m depth (fig. 2). Figure 9 shows a schematic of a possible explanation for the connection between the Yucatan meanders considered by Abascal *et al.* (2003), and the relation between the velocity fluctuations in the Cozumel and Yucatan channels found in this study. Figure 9a depicts an example of a positive phase of EOF1 (the tripole) in Yucatan Channel, which has positive current anomalies in the center, and also a strong positive velocity anomaly in Cozumel Channel; hence, when the current in Cozumel Channel intensifies around  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  at 75 m depth, the maximum current in Yucatan (around  $1.6 \text{ m s}^{-1}$ ) shifts to the center of the channel (i.e., current anomalies in the central Yucatan Channel are positive). When the first mode is negative, as shown in figure 9b, there are negative velocity anomalies in the center of the tripole (equivalent to a near-surface current of around  $1.0 \text{ m s}^{-1}$ ) or a westward displacement of the maximum velocity, related to a weakening of the flow in Cozumel Channel (around  $0.2 \text{ m s}^{-1}$  at 75 m depth). The increase in transport from negative to positive sign of the tripole is around 2–3 Sv in Cozumel Channel and 5–10 Sv in Yucatan Channel (over 400 m depth). The core of the current that passes through Cozumel Channel is constrained by the topography but then follows an almost straight line towards the central Yucatan Channel instead of following the 400 m isobath. Separation of a western boundary current from the coast is a difficult problem that has received a great deal of attention (e.g., Ou and de Ruijter 1986, Klinger 1994, Garrett 1995, Pichevin and Nof 1997, Munday and Marshall 2005, van Leeuwen and de Ruijter 2009, among others). Curvature of the coast, adverse pressure gradients, and flow deceleration can be involved and control the separation process. All of them could explain the fact that the current core along Cozumel Channel requires a minimum speed to overcome the topographic control. Further studies must be carried out to determine which dynamical processes are important and when.

The connection between both channels can explain the western and central parts of the EOF1 (tripole) structure of

corriente a través del canal). Estas dos estimaciones del transporte (i.e., considerando el área de una sección fija o variable para el núcleo) presentan una diferencia insignificante entre sus series de tiempo, lo que indica que el núcleo de la corriente en el canal de Yucatán no cambia, significativamente, su posición en el tiempo. De esta forma, el máximo de la velocidad se mueve dentro del núcleo, que mantiene relativamente fija su área transversal.

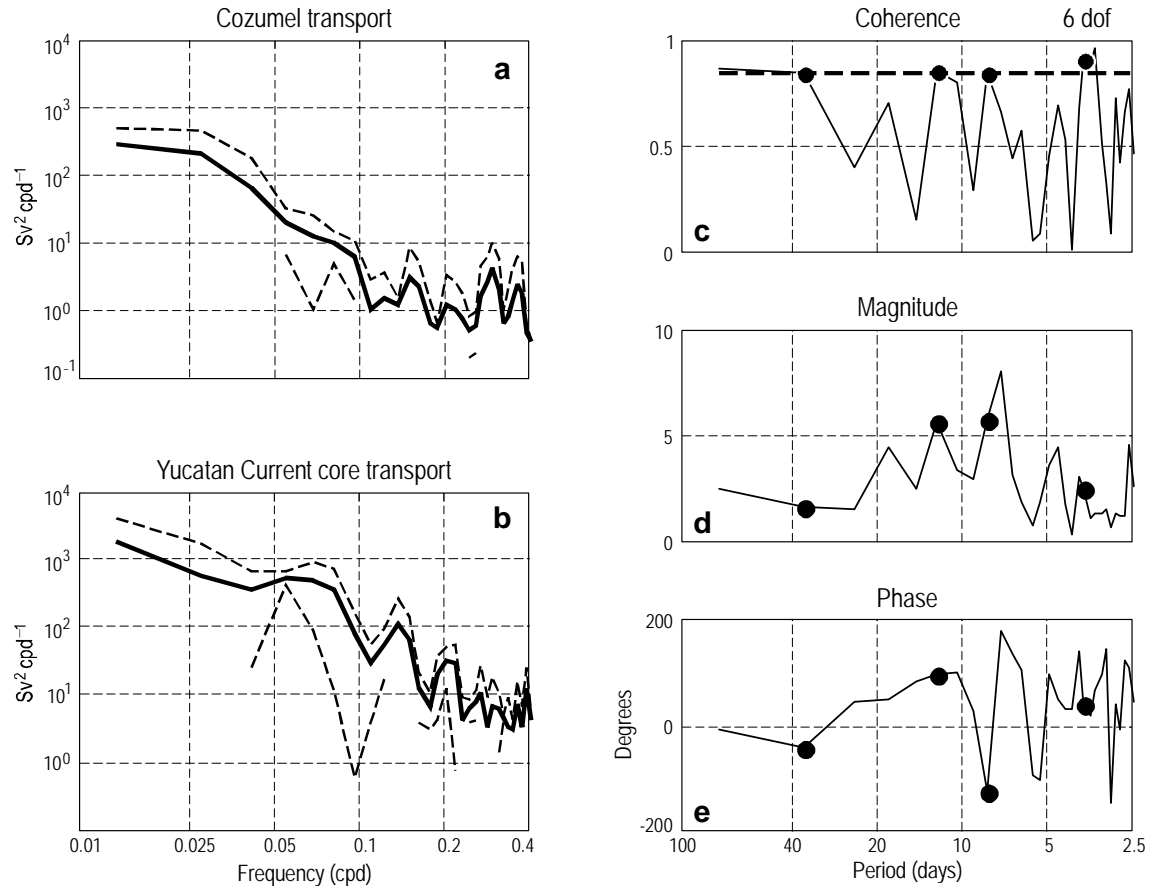
El análisis de espectros cruzados entre la evolución temporal de los transportes a través de Cozumel y del núcleo de la corriente de Yucatán (fig. 8) muestra cuatro picos de coherencia significativa (con un nivel de confianza del 95%) a  $37^{-1}$ ,  $12^{-1}$ ,  $8^{-1}$  y  $4^{-1}$  ciclos por día (cpd). El pico significativo con mayor energía se presentó a  $37^{-1}$  cpd, con el doble de energía en Yucatán y un desfase de alrededor de 4 días en dirección opuesta a la corriente (de Yucatán hacia Cozumel). En el canal de Yucatán se ha registrado un pico espectral entre los 20 y 40 días a partir de observaciones (Abascal *et al.* 2003) y simulaciones numéricas (Ezer *et al.* 2003). Abascal *et al.* (2003) encontraron un pico de energía para la misma banda de frecuencia en el esfuerzo del viento en la dirección norte, aunque no pudieron encontrar más evidencia de la conexión entre estas dos variables.

La señal a  $12^{-1}$  cpd se propaga del canal Cozumel hacia el canal de Yucatán (en la dirección de la corriente) con un desfase temporal de 3.2 días, mientras que la señal a  $8^{-1}$  cpd presenta un desfase de 2.8 días, lo que indica una señal que se propaga del canal de Yucatán hacia Cozumel. La señal entre 7 y 9 días también fue observada al calcular el espectro cruzado entre el transporte en el canal de Cozumel y el transporte total en el canal de Yucatán, así como entre las componentes principales de cada anclaje (no se muestra), con una propagación de la fase similar. Abascal *et al.* (2003) también encontraron un pico espectral entre 5 y 10 días en el transporte en Yucatán asociado con el modo de variabilidad correspondiente al tripolo.

## DISCUSIÓN

Se llevaron a cabo mediciones simultáneas de la corriente en los canales de Cozumel y Yucatán durante un periodo de ocho meses. Los resultados muestran una fuerte correlación entre el flujo en el canal de Cozumel y el flujo superficial en la zona central del canal de Yucatán. La intensificación (debilitamiento) de la corriente en el canal de Cozumel se relaciona con el movimiento hacia la zona central (oeste) del núcleo de la corriente de Yucatán. Estos movimientos longitudinales del núcleo de la corriente de Yucatán generan anomalías de la velocidad a todo lo ancho del canal de Yucatán asociadas con el FEO1, que en este artículo se le llamó el tripolo (fig. 5a).

En la posición del anclaje Y1 (zona central) se reúnen el flujo proveniente del canal de Cozumel y el flujo al este de la isla Cozumel, el cual sigue un canal más profundo localizado mar adentro y forma así la otra parte de la corriente de



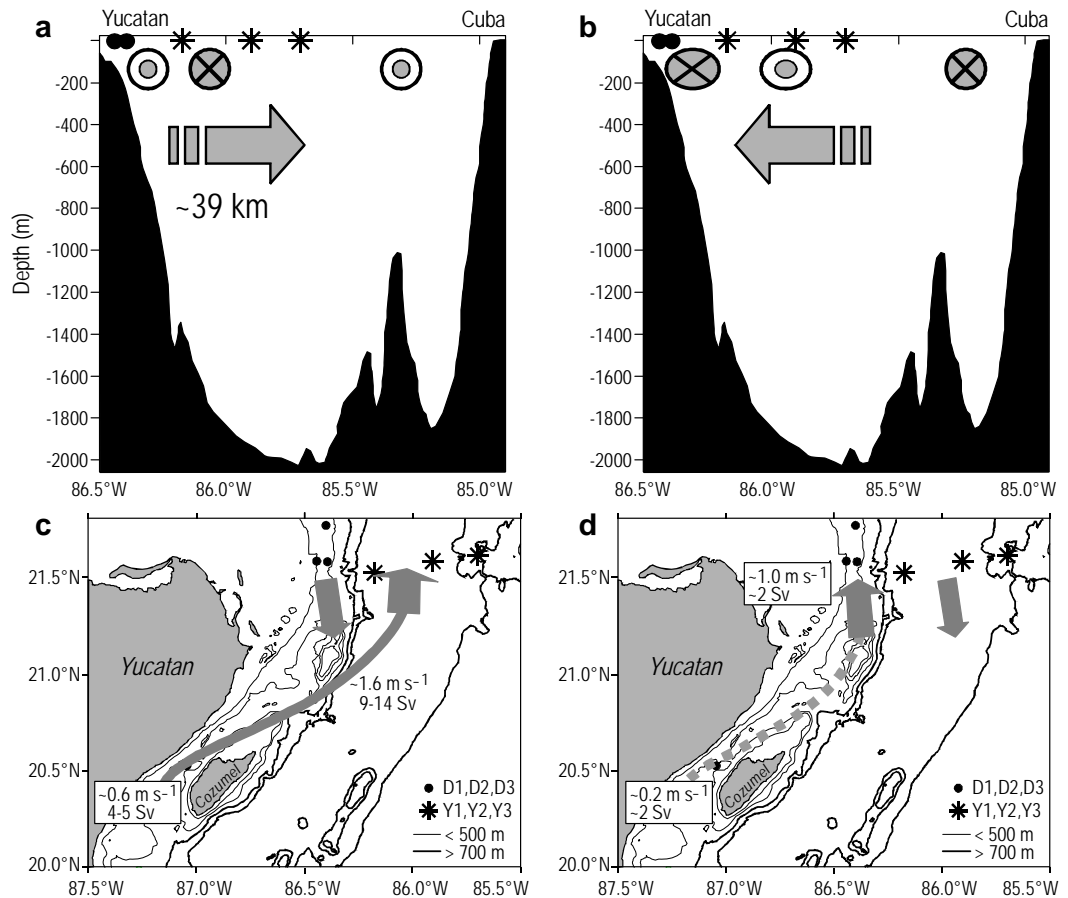
**Figure 8.** Cross-spectrum between the Cozumel and Yucatan transport series. (a) Cozumel Channel transport spectrum. (b) Yucatan Current core transport spectrum. (c) Coherence function; dashed line shows the 95% confidence level, and degrees of freedom are shown (dof). (d) Magnitude of the transfer function. (e) Phase of the transfer function; negative (positive) values indicate that the signal is first observed in the Yucatan (Cozumel) Channel. Frequency in panels a and b is given in cycles per day (cpd). The large dots in panels c, d, and e indicate the coherent frequency bands above the 95% confidence level.

**Figura 8.** Espectro cruzado entre la evolución temporal de los transportes en Cozumel y Yucatán. (a) Espectro del transporte en el canal de Cozumel. (b) Espectro del transporte del núcleo de la corriente en Yucatán. (c) Coherencia entre las series; la línea discontinua muestra el nivel de confianza al 95%, y se indican los grados de libertad (dof). (d) Magnitud de la función de transferencia. (e) Fase de la función de transferencia; los valores negativos (positivos) indican que la señal fue observada primero en el canal de Yucatán (Cozumel). La frecuencia en los paneles a y b está dada en ciclos por día (cpd). Los puntos gruesos en los paneles c, d y e indican las bandas de frecuencia con coherencia significativa al 95% de nivel de confianza.

the along-channel velocity variations, though an explanation for the eastern part, which has anomalies of the same sign as in the west, is not that obvious. Our results certainly show that the flow passing through Cozumel Channel is part of the Yucatan Current in the western Caribbean and Yucatan Channel is not unique for the eight months of observations in this study and one might expect to find similar correlation values between Cozumel and the Yucatan Current core for longer periods (see Cetina *et al.* 2006 for a description of the Yucatan Current in the rest of the Mexican Caribbean). This was corroborated by 15 months of simultaneous measurements from moorings in the Yucatan Channel and at Puerto

Yucatán. Esto podría explicar la diferencia en la dirección de las corrientes promedio entre Cozumel y los anclajes Y1, Y2 y Y3 (ver fig. 3). Por otra parte, la figura 4 muestra que la posición (i.e., la longitud) de la isotaca de  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  al este del núcleo, o bien, el borde este del núcleo en Yucatán, está altamente correlacionado con la velocidad de la corriente en el canal de Cozumel; esto implica un movimiento del núcleo de la corriente de Yucatán hacia el oeste (este) cuando el flujo en el canal de Cozumel decrece (incrementa).

La batimetría a lo largo de la costa de Yucatán se caracteriza por el canal de Cozumel de 400 m de profundidad, que se vuelve repentinamente más profundo a la latitud del canal de Yucatán; es importante notar que los anclajes Y1 y Y2,



**Figure 9.** Representation of a first mode empirical orthogonal function (EOF) structure of (a) positive and (b) negative forms, showing the location of maximum velocity (arrow) corresponding to the change of sign of the EOF principal component. The lower panels show a top view of the first mode, including the Cozumel flow for the (c) positive and (d) negative EOF forms. In c, the continuous line indicates a flow faster than the mean current. In d, the broken line shows a weakening of the flow with velocities below the average current. Mooring positions in the western sector of Yucatan Channel are indicated by black dots and mooring positions in the central sector are indicated by asterisks. In a and b the black cross indicates flow into the Gulf of Mexico and the gray dot indicates flow into the Caribbean sea.

**Figura 9.** Representación de la estructura vertical (a) positiva y (b) negativa del primer modo de la función empírica ortogonal (EOF). Se muestra la posición de la máxima velocidad (flecha) correspondiente al cambio de signo de la componente principal del EOF. Los paneles inferiores muestran el primer modo en la superficie, incluyendo el flujo en el canal de Cozumel para las formas (c) positiva y (d) negativa del EOF. En c, la línea continua indica un flujo más intenso que la corriente promedio. En d, la línea discontinua muestra un debilitamiento del flujo con velocidades inferiores a la corriente promedio. La posición de los anclajes en el sector oeste del canal de Yucatán se indica con puntos negros y la posición de los anclajes en el sector central se indica con asterisco. En a y b la cruz negra indica flujo hacia el golfo de México y el punto gris flujo hacia el mar Caribe.

Morelos, the latter measuring the flow just off Cozumel Channel, following the 400-m isobath. Correlations were calculated between the principal components of EOF1 at Puerto Morelos and at each mooring in Yucatan Channel, whose positions correspond to moorings D1, D2, Y1, Y2, and Y3, but between March 2008 and May 2009 (not shown). As expected, there was a negative correlation between the flow at Puerto Morelos and the western sector of Yucatan Channel and, therefore, the highest and positive correlations were observed in the central sector of the channel.

ubicados al noroeste de Cozumel en línea recta desde este canal, se instalaron a una profundidad de 1000 m (fig. 2). En la figura 9 se muestra el esquema de una posible explicación de la conexión entre los meandros del flujo en Yucatán considerados por Abascal *et al.* (2003), y la relación entre las anomalías de la velocidad en los canales de Cozumel y Yucatán encontrada en el presente estudio. En la figura 9a se observa un ejemplo de la fase positiva del FEO1 (el tripolo) en el canal de Yucatán, el cual consiste en anomalías positivas de la corriente en la parte central, y las anomalías

Since the correlation analysis suggests zero lag most of the time (not shown), the current in both channels could be related to a mesoscale phenomenon that affects them simultaneously, producing the two modes of variability previously detected from observational and model data (Abascal *et al.* 2003, Candela *et al.* 2003). As suggested by model simulations and drifter data, the behavior observed in both channels could be related to the passage of eddies through the Caribbean basin, some of them interacting with the Caribbean Current and influencing its circulation, and others arriving in the vicinity of the Yucatan Channel and interacting and merging with the Yucatan Current (Andrade and Barton 2000, Candela *et al.* 2003, Richardson 2005, Cetina *et al.* 2006).

Candela *et al.* (2003) compared numerical model results (from CLIPPER ATL6 and PAM configurations of the OPA French model) with observational data (from the CANEK program), and found that the model reproduced the EOF modal structures in Yucatan Channel obtained with observations, in both configurations, validating the model simulations and showing that the first two modes could be associated with surface currents representing different stages of the passage of eddies through the channel. In animations of satellite data produced by Guerrero *et al.* (2004, see <http://oceanografia.cicese.mx/julios>), eddies can be seen crossing the channel although perhaps not as clearly as the ones produced by models. These animations show that small-scale eddies often detach from Caribbean eddies arriving at Aves Ridge, between Central America and Jamaica, and interact with other vortices, some of them travelling to the Yucatan Channel region. Eddies off southwestern Cuba have been observed from drifter data (Richardson 2005); these eddies may interact with the flow in the Yucatan region where their signal weakens apparently because of current coalescing. Our data do not allow us to unambiguously identify eddies (of different sizes, signs, and origin) as the source of the observed variability in the region, but this hypothesis is plausible and consistent with other observations and numerical model results. Assuming that there are fairly sized eddies (100–200 km) traveling to the Yucatan region and impinging on the Yucatan Peninsula, one could then envisage a situation in which one of these eddies would interact with the Cozumel Channel flow.

This work corroborates, from observations, the strong relation between the northern Caribbean circulation and the variability modes of the current in Yucatan Channel already inferred from model studies (e.g., Cetina *et al.* 2006); however, the structure and variability of the Cayman Current and the origin of the Yucatan Current are still not well known and are the subject of intensive research.

Significant coherence between the Cozumel Channel and Yucatan Current core transports was found in the one-month and 7–9-day band. Both signals propagate from the Yucatan Channel to Cozumel Channel with a time lag of 2 to 4 days. The phase propagation of these signals agrees with the free

positivas de la corriente en el canal de Cozumel; esto es, cuando la corriente en Cozumel se intensifica alrededor de  $0.6 \text{ m s}^{-1}$  a 75 m de profundidad, el valor máximo de la velocidad de la corriente en Yucatán (alrededor de  $1.6 \text{ m s}^{-1}$ ) se mueve hacia el centro del canal (i.e., cuando las anomalías de la corriente en la zona central del canal de Yucatán son positivas). Cuando el primer modo es negativo, como se muestra en la figura 9b, las anomalías de la velocidad son negativas en el centro del tripolo (equivalentes a una corriente superficial de  $1.0 \text{ m s}^{-1}$  aproximadamente), o bien, cuando se observa un desplazamiento hacia el oeste del máximo de velocidad, se observa también un debilitamiento del flujo en el canal de Cozumel ( $0.2 \text{ m s}^{-1}$  a 75 m de profundidad). El incremento en el transporte entre el tripolo de signo negativo y el positivo es entre 2 y 3 Sv en el canal de Cozumel y entre 5 y 10 Sv en los primeros 400 m del canal de Yucatán. El núcleo de la corriente que cruza el canal de Cozumel está constreñido por la topografía, pero luego se dirige en línea recta hacia el centro del canal de Yucatán en lugar de seguir la isobata de 400 m. La separación de la costa de una corriente de frontera oeste es un problema difícil que ha recibido mucha atención (e.g., Ou y de Ruijter 1986, Klinger 1994, Garrett 1995, Pichevin y Nof 1997, Munday y Marshall 2005, van Leeuwen y de Ruijter 2009, entre otros). Los factores como la curvatura de la costa, gradientes de presión adversos y desaceleraciones del flujo, pueden estar involucrados y controlar el proceso de separación. Todos ellos podrían explicar el hecho de que el núcleo de la corriente a lo largo del canal de Cozumel requiera un incremento mínimo en su velocidad para perder el control topográfico. Se necesitan mas estudios para determinar cual es el proceso dinámico más importante y en que momento.

La conexión entre los dos canales explica las fluctuaciones en las zonas central y oeste de la estructura espacial del FEO1 (tripolo); sin embargo, si se parte únicamente de dicha conexión, no es tan sencillo explicar la variabilidad en la zona este, cuyas anomalías presentan el mismo signo que la zona oeste. De cualquier forma, los resultados de este estudio muestran claramente que el flujo que pasa a través del canal de Cozumel es parte del núcleo de la corriente de Yucatán. La conexión entre la corriente de Yucatán en el oeste del Caribe y el canal de Yucatán no es exclusiva para los ocho meses de observaciones analizados en este estudio, por lo que se podría esperar encontrar valores de correlación similares entre Cozumel y el núcleo de la corriente de Yucatán para periodos de tiempo más largos (ver Cetina *et al.* 2006 para obtener una descripción de la corriente de Yucatán en el resto del Caribe Mexicano). Lo anterior fue corroborado a partir de 15 meses de mediciones simultáneas del flujo en el canal de Yucatán y en Puerto Morelos, este último midió el flujo justo al norte del canal de Cozumel, siguiendo la isobata de 400 m. Se calcularon las correlaciones entre las componentes principales del FEO1 en Puerto Morelos y en cada uno de los anclajes en el canal de Yucatán, cuyas posiciones corresponden a los anclajes D1, D2, Y1, Y2 y Y3, pero entre marzo de 2008

propagation of coastally trapped waves (equatorward in the western boundaries), which have been observed in the western and southwestern Gulf of Mexico (e.g., Zavala-Hidalgo *et al.* 2003, Dubranna *et al.* 2011). Dubranna *et al.* (2011) reported coastally trapped waves from mooring observations shallower than 200 m depth. These waves have periods of around 6–10 days and wavelengths between 2300 and 2700 km for a phase speed of  $4 \text{ m s}^{-1}$ . They found a significant correlation between these oscillations and the remote wind over the continental shelf off Tamaulipas, around  $24^\circ\text{N}$  latitude. The time-lag observed for the 8- and 37-day oscillations in this study indicates lower phase speeds and wavelengths than those reported by Dubranna *et al.* (2011) in the Gulf of Mexico. On the other hand, ageostrophic oscillations with time scales between 3 and 8 days have been observed in Cozumel Channel (Chávez *et al.* 2003, Ochoa *et al.* 2005). These ageostrophic periods are suspected of becoming more active when an eddy crosses the region of Cozumel Channel (Cetina *et al.* 2006). More studies are needed to investigate the origin of this signal and its possible relation to remote wind forcing or eddy dynamics in the area.

The current core did not change its area significantly during the period of study, but the maximum velocity in the core did change its position within. Information on the Yucatan Current core position and strength can be used to understand, for example, the preconditioning of Loop Current eddy-shedding, which remains a matter for future research.

#### ACKNOWLEDGEMENTS

This study was supported by CICESE and by the Mexican Council for Science and Technology (CONACYT). We thank the captain and crew of the R/V *Justo Sierra* for their participation in the CANEK program.

#### REFERENCES

- Abascal AJ, Sheinbaum J, Candela J, Ochoa J, Badan A. 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel. *J. Geophys. Res.* 108(C12): 3381; doi:10.1029/2003JC001922.
- Andrade CA, Barton ED. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.* 105(C11): 26191–26201.
- Badan A, Candela J, Sheinbaum J, Ochoa J. 2005. Upper-layer circulation in the approaches to the Yucatan Channel. In: Sturges W, Lugo-Fernandez A (eds.), *Circulation in the Gulf of Mexico: Observations and Models*. Geophysical Monograph Series 161, American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 57–69.
- Candela J, Sheinbaum J, Ochoa J, Badan A. 2002. Potential vorticity flux through the Yucatan Channel and the Loop Current in the Gulf of Mexico. *Geophys. Res. Lett.* 29(22): 2059; doi:10.1029/2002GL015587.
- Candela J, Tanahara S, Crepon M, Barnier B, Sheinbaum J. 2003. Yucatan Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2003JC001961.
- Carton JA, Chao Y. 1999. Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and a 1/6 Atlantic Ocean model simulation. *J. Geophys. Res.* 104(C4): 7743–7752.
- y mayo de 2009 (no se muestran). Como se esperaba, la correlación entre el flujo en Puerto Morelos y en la zona oeste del canal de Yucatán fue negativa y, por consiguiente, los valores de correlación más altos y positivos se observaron en la zona central del canal.
- Como el análisis de correlación sugiere que no existe un desfase durante la mayor parte del periodo de estudio (no se muestra), la corriente en ambos canales podría relacionarse con un fenómeno de mesoescala que los afecta de forma simultánea, lo que genera los dos modos de variabilidad extraídos a partir de observaciones y de modelos (Abascal *et al.* 2003, Candela *et al.* 2003). Como se ha sugerido a partir de simulaciones numéricas y datos de boyas de deriva, el comportamiento observado en ambos canales podría relacionarse con el paso de remolinos a través de la cuenca del Caribe. Algunos de estos remolinos interactúan con la corriente en el Caribe e influyen en su circulación, y otros llegan hasta la zona del canal de Yucatán e interactúan y fusionan con la corriente de Yucatán (Andrade y Barton 2000, Candela *et al.* 2003, Richardson 2005, Cetina *et al.* 2006).
- Candela *et al.* (2003) compararon resultados de un modelo numérico (a partir de configuraciones CLIPPER ATL6 y PAM del modelo francés OPA) con datos observacionales (del proyecto CANEK) y encontraron que el modelo reproducía correctamente los modos de variabilidad de los FEO obtenidos a partir de mediciones directas en el canal de Yucatán, en ambas configuraciones. De esta forma, estos autores validaron las simulaciones numéricas y mostraron que los dos primeros modos podrían asociarse con las corrientes superficiales, representando diferentes etapas del paso de remolinos a través del canal. A partir de animaciones de datos de satélite realizadas por Guerrero *et al.* (2004, ver <http://oceanografia.cicese.mx/julios>) se pueden observar remolinos que cruzan el canal de Yucatán, aunque no tan claramente como los producidos por los modelos. Estas animaciones muestran que, en muchas ocasiones, los remolinos de pequeña escala se separan de los remolinos caribeños que llegan a la Elevación de las Aves, entre Centroamérica y Jamaica, e interactúan con otros vórtices, y algunos de ellos viajan hacia la región del canal de Yucatán. Se han observado remolinos al suroeste de Cuba a partir de boyas de deriva (Richardson 2005); estos remolinos llegan a interactuar con el flujo en la región de Yucatán, donde su señal se debilita aparentemente debido a su unión con la corriente. Nuestros datos no permiten identificar claramente a los remolinos (de diferentes tamaños, signos u origen) como el origen de la variabilidad en la región, pero tal hipótesis es realista y consistente con otras observaciones y resultados de modelos numéricos. Suponiendo que efectivamente hay remolinos de gran escala (100–200 km) que viajan hacia la región de Yucatán e inciden en la península de Yucatán, entonces se podría concebir una situación en la que uno de estos remolinos interactuaría con el flujo en el canal de Cozumel.

- Cenedese C. 2002. Laboratory experiments on mesoscale vortices colliding with a seamount. *J. Geophys. Res.* 107(C6): 3053; doi:10.1029/2000JC000599.
- Centurioni R, Niiler P. 2003. On the surface currents of the Caribbean Sea. *Geophys. Res. Lett.* 30(6): 1279; doi: 10.1029/2002GL016231.
- Cetina P, Candela J, Shienbaum J, Ochoa J, Badan A. 2006. Circulation along the Mexican Caribbean Coast. *J. Geophys. Res.* 111, C08021, doi:10.1029/2005JC003056.
- Chávez G, Candela J, Ochoa J. 2003. Subinertial flows and transports in Cozumel Channel. *J. Geophys. Res.* 108(C2): 3037; doi:10.1029/2002JC001456.
- Chelton DB. 1983. Effects of sampling errors in statistical estimation. *Deep-Sea Res.* 30: 1083–1101.
- Domínguez-Guadarrama A. 2005. Remolinos en el Canal de Yucatán. MSc thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México, 36 pp.
- Dubranna J, Pérez P, López M, Candela J. 2011. Circulation over the continental shelf of the western and southwestern Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2011JC007007 (in press).
- Emery WJ, Thomson RE. 2004. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. 2nd ed. Elsevier, Amsterdam.
- Emilsson I. 1971. Note on the countercurrent in the Yucatan Channel and the western Cayman Sea. *Geofis. Int.* 11: 139–149.
- Ezer T, Oey LY, Lee HC, Sturges W. 2003. The variability of currents in the Yucatan Channel: Analysis of results from a numerical ocean model. *J. Geophys. Res.* 108: 3012; doi: 10.1029/2002JC001509.
- Garrett C. 1995. Flow separation in the ocean. *Proceedings of the 8th 'Aha Huliko'a Hawaiian Winter Workshop*, pp. 119–124.
- Guerrero L, Sheinbaum J, Candela J. 2004. Tracking eddies in the Caribbean Sea using the AVISO altimetry analysis. *Western Pacific Geophysical Meeting*, Honolulu, abstract OS31B-42.
- Hansen DV, Molinari RL. 1979. Deep Current in the Yucatan Strait. *J. Geophys. Res.* 84: 350–362.
- Jouanno J, Sheinbaum J, Barnier B, Molines J, Debreu L, Lemaire F. 2008. The mesoscale variability in the Caribbean Sea. Part I. Simulations and characteristics with an embedded model. *Ocean Model.* 23(3–4), doi:10.1016/j.ocemod.2008.04.002.
- Klinger BA. 1994. Inviscid current separation from rounded capes. *J. Phys. Oceanogr.* 24(8): 1805–1811; doi:10.1175/1520-0485(1994)024<1805:ICSFRC>2.0.CO;2.
- Van Leeuwen PJ, de Ruijter WPM. 2009. On the steadiness of separating meandering currents. *J. Phys. Oceanogr.* 39(2), 437–448. doi:10.1175/2008JPO3869.1.
- Marín M, Candela J, Sheinbaum J, Ochoa J, Badan A. 2008. On the near surface momentum balance in the Yucatan Channel. *Geofis. Int.* 47(1): 57–75.
- Maul G. 1977. The annual cycle of the Loop Current. I. Observations during a one-year time series. *J. Mar. Res.* 35: 27–47.
- Maul GA, Mayer DA, Baig SR. 1985. Comparisons between a continuous 3-year current meter observation at the sill of the Yucatan Strait, satellite measurements of Loop Current area, and regional sea level. *J. Geophys. Res.* 90: 9089–9096.
- Munday DR, Marshall DP. 2005. On the separation of a barotropic western boundary current from a cape. *J. Phys. Oceanogr.* 35 (10): 1726–1743; doi:10.1175/JPO2783.1.
- Murphy SJ, Hulburt HE, O'Brien JJ. 1999. The connectivity of eddy variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico and the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 98: 1431–1453.
- Ochoa J, Sheinbaum J, Badan A, Candela J, Wilson ZD. 2001. Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel. *J. Mar. Res.* 59: 725–747.

En este trabajo se demuestra, a partir de observaciones, la conexión fuerte entre la circulación del norte del Caribe y los modos de variabilidad de la corriente en el canal de Yucatán deducidos con anterioridad a partir de simulaciones numéricas (e.g., Cetina *et al.* 2006). No obstante, la estructura y variabilidad de la corriente de Caimán, así como el origen de la corriente de Yucatán, no son bien conocidos aún y son el objeto de una investigación intensiva.

Se encontró coherencia significativa entre los transportes de Cozumel y del núcleo de la corriente de Yucatán con periodos de un mes y 7–9 días. Ambas señales se propagan de Yucatán hacia Cozumel con un desfase temporal entre 2 y 4 días. La propagación de fase de estas señales coincide con la propagación libre de ondas atrapadas a la costa (hacia el ecuador en la frontera oeste), las cuales han sido observadas en el oeste y suroeste del golfo de México (e.g., Zavala-Hidalgo *et al.* 2003, Dubranna *et al.* 2011). Dubranna *et al.* (2011) registraron la presencia de ondas atrapadas a la costa a partir de mediciones de anclajes por encima de los 200 m de profundidad. Estas ondas presentan periodos de entre 6 y 10 días y longitudes de onda entre 2300 y 2700 km, para una velocidad de fase de 4 m s<sup>-1</sup>. Estos autores encontraron una correlación significativa entre estas oscilaciones y el viento en la plataforma frente a Tamaulipas, a una latitud de 24 °N. El desfase temporal observado en el presente estudio para las señales de 8 y 37 días corresponde a velocidades de fase y longitudes de onda menores que las documentadas por Dubranna *et al.* (2011) en el golfo de México. Por otro lado, se han observado oscilaciones ageostroficas de entre 3 y 8 días en el canal de Cozumel (Chávez *et al.* 2003, Ochoa *et al.* 2005). Se piensa que estos periodos de ageostrofia se vuelven más activos cuando un remolino cruza por la región del canal de Cozumel (Cetina *et al.* 2006). Son necesarios más estudios para investigar el origen de esta señal y su posible relación con el forzamiento del viento remoto o la dinámica de remolinos en la zona.

El núcleo de la corriente no cambió significativamente su área durante el periodo de estudio, pero la velocidad máxima dentro del núcleo sí cambió su posición dentro del mismo. La información sobre la posición e intensidad del núcleo de la corriente de Yucatán podría ser útil para entender, por ejemplo, los factores que influyen en la liberación de remolinos en la corriente del Lazo, que continúa siendo un tema interesante de abordar en investigaciones futuras.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por CICESE y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT). Se agradece al capitán y a la tripulación del B/O *Justo Sierra* su participación en el proyecto CANEK.

- Ochoa J, Badan A, Sheinbaum J, Candela J. 2003. CANEK: Measuring transport in the Yucatan Channel. In: Velasco OU, Sheinbaum J, Ochoa J (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 275–286.
- Ochoa J, Candela J, Sheinbaum J, Badan A. 2005. Ageostrophic fluctuations in Cozumel Channel. *J. Geophys. Res.* 110, C02004; doi:10.1029/2004JC002408.
- Oey LY, Ezer T, Sturges W. 2004. Modeled and observed empirical orthogonal functions of currents in the Yucatan Channel, Gulf of Mexico. *J. Geophys. Res.* 109, C08011; doi:10.1029/2004JC002345.
- Ou HW, de Ruijter WPM. 1986. Separation of an inertial boundary current from a curved coastline. *J. Phys. Oceanogr.* 16(2): 280–289; doi:10.1175/1520-0485(1986)016<0280:SOAIBC>2.0.CO;2.
- Pillsbury JE. 1890. The Gulf Stream-A description of the methods employed in the investigation, and the results of the research. USCC-Geodetic Survey, Silver Spring, MD, pp. 461–620 (<http://docs.lib.noaa.gov/rescue/oceanheritage/Gc296g9p541891.pdf>).
- Pichevin T, Nof D. 1997. The momentum imbalance paradox. *Tellus A* 49(2): 298–319; doi:10.1034/j.1600-0870.1997.t01-1-00009.x.
- Richardson PL. 2005. Caribbean Current and eddies as observed by surface drifters. *Deep-Sea Res II* 52: 429–463; doi:10.1016/J.DSR2.2004.11.001.
- Roemmich D. 1983. Optimal estimation of hydrographic station data and derived fields. *J. Phys. Oceanogr.* 13: 1544–1549.
- Sheinbaum J, Candela J, Badan A, Ochoa J. 2002. Flow structure and transport in the Yucatan Channel. *Geophys. Res. Lett.* 29(3), doi:10.1029/2001GL013990.
- Simmons HL, Nof D. 2002. The squeezing of eddies through gaps. *J. Phys. Oceanogr.* 32: 314–333.
- Zavala-Hidalgo J, Morey SL, O'Brien JJ. 2003. Seasonal circulation on the western shelf of the Gulf of Mexico using a high-resolution numerical model. *J. Geophys. Res.* 108(C12), doi:10.1029/2003JC001879.

*Received June 2010,  
accepted August 2011.*