

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA



PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA

CIRCULACIÓN A LO LARGO DEL CARIBE MEXICANO

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS

Presenta

Paulina Cetina Heredia

Ensenada, Baja California, México, Marzo del 2004.

RESUMEN de la tesis que presenta **Paulina Cetina Heredia**, como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California. Diciembre 2004.

CIRCULACIÓN A LO LARGO DEL CARIBE MEXICANO

Resumen aprobado por:

Dr. Julio Candela López
Director de Tesis

La Circulación del Mar Caribe es parte integral del Giro Subtropical del Noratlántico. En la región noroeste alberga el segundo arrecife de barrera más grande del mundo, a lo largo de una región que actualmente tiene un gran desarrollo por sus recursos naturales y turísticos.

Como parte del proyecto Canek un estudio detallado de la circulación en esta región se llevó a cabo para tener información necesaria para la planeación de manejo de los recursos.

La dinámica de la región está dominada por la advección debida a la rama oeste del Giro Subtropical pero esta fuertemente modulada por el constante paso de remolinos, algunos de los cuales se generan corriente arriba en la retroflexión de la Corriente de Brasil.

Los datos obtenidos de Agosto 2002- Agosto 2003 con un arreglo de siete ADCP (Acoustic Current Doppler Profiler) y cuatro sensores de presión subsuperficial a lo largo del Caribe Mexicano se utilizó para investigar la circulación en la región.

Las corrientes en la región tienen una dirección noreste predominante, son coherentes en la vertical y horizontal y tienen una tendencia general a aumentar su magnitud conforme viajan hacia el norte alcanzando velocidades de 2.4m/s al norte de Cozumel, sin embargo, alrededor de Banco Chinchorro existen periodos en los que el flujo se invierte y va hacia el sur

El análisis de Funciones Empíricas Ortogonales (FEO's) del perfil vertical de velocidades muestra coherencia en toda la región; el primer modo muestra la circulación alineada a la costa. Un segundo análisis de FEO's del campo horizontal de velocidad muestra un primer modo que tiene una periodicidad alrededor de los 3 meses lo cual parece estar relacionado con el paso de remolinos como muestra la comparación entre los resultados de un Análisis Singular Espectral (ASE) y los índices de variabilidad de diferencias de presión y de variabilidad de corriente.

El flujo a lo largo de los canales de Cozumel y Chinchorro está en balance geostrófico la mayor parte del tiempo, sin embargo, presenta periodos de

ageostrofia relacionados con un término advectivo que puede ser interpretado como el paso de un remolino o curvatura del flujo.

Palabras clave: Mar Caribe, Corriente de Yucatán, Corriente Caimán, Remolinos

ABSTRACT of the thesis presented by **Paulina Cetine Heredia** as a partial requirement to obtain the MASTER OF SCIENCE degree in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, Mexico. August 2002.

CIRCULATION ALONG THE MEXICAN CARIBBEAN

The circulation of the Caribbean Sea is an integral part of the North Atlantic Subtropical Gyre giving origin to the Yucatan Current as the through-flow enters into the Gulf of Mexico. On the northwestern part of the Sea, along the coast of the Yucatan Peninsula, lies the second largest barrier reef in the World (after the one in Australia) within a region that is presently being intensively developed because of its natural and tourist resources. As part of the CANEK Program a detailed study of the circulation patterns in the region is underway in order to achieve a well-designed management for preservation of natural resources and revenue. The region's dynamics is dominated by the advection due to the western branch of the Subtropical Gyre, but is strongly modulated by the constant passage of mesoscale eddies, some of which generate as far as in the North Brazil Current retroflexion region in the Equatorial Atlantic.

An array of seven subsurface upward-looking moored Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP's) and four subsurface pressure sensors deployed from August 2002 to August 2003 along the Caribbean coast of Mexico are analyzed to investigate the circulation in the region. The currents in the area have a predominant northeastward direction along the coast, are coherent with depth and have a general tendency to increase northward reaching magnitudes of 2.4 m/s north of Cozumel, however, important weeklong reversal periods (southward flows) are observed around Chinchorro Bank. The structure of the first two EOF's of the horizontal velocity field are related with the structure of the EOF's across Yucatan Channel and can be explained with eddy trains traversing the region.

A vertical current profile EOF analysis for each station indicates high coherence within the study area; the first mode which explained 69% of variance as minimum showed current vectors aligned with the coast. A second EOF analysis done with currents from all stations shows coherence with depth. The first mode explains 59% of the variance and has a dominant 3 month-long variability which might be strongly related with eddy trains passing through the region as the Singular Spectral Analysis (SSA) comparison with intensity pressure index across the channels and intensity velocity index suggest. The flow along Chinchorro and Cozumel channels is in geostrophic balance for most of the observation time, but there are also week-long ageostrophic periods of greater intensity in Cozumel; in both channels these periods relate with an advective term that contributes appreciably in the across-channel momentum balance and can be interpreted as an eddy or flow curvature.

Keywords: Caribbean Sea, Yucatan Current, Cayman Current, Eddies.

Dedicatoria

Para mamá, papá, Marita y Camilita.

Para Javier Moch Martínez. Eres la persona mas especial en mi vida, mi mar.

Agradecimientos

A Julio Candela López por su asesoramiento y apoyo, fue inmensamente grato trabajar en conjunto y aprender de ti.

A Julio Sheinbaum por estar siempre allí, y por todos sus comentarios que me ayudaron a consolidar este trabajo.

A Manuel López y Rubén Castro por su participación y apoyo en todas ocasiones.

A Jose Luis Ochoa y Antonio Badan por sus opiniones.

A todos mis maestros de la maestria, por compartir sus conocimientos conmigo de manera didáctica, disfrute mucho tomar sus clases.

A mis companeros, Ruth, Maru, Edgar, Efrain, Julio, Lorena. Sin ellos esto no hubiese sido tan emocionante, divertido, ameno..... Comparti con ustedes una parte importante y muy aventurada de mi vida.

A todos aquellos que compartieron conmigo esos dias de crucero y los hicieron tan maravillosos.

A todos los que compartieron conmigo el proceso de este trabajo: Daniel, Antonio, Ana Elena, Ximena, Claudia, Renata.....

ÍNDICE	página
I. Introducción.....	1
1.1 Mar Caribe: su importancia.....	1
1.2 Influencia en la dinámica del sistema de circulación Mar Caribe-Golfo de México.....	4
1.3 Remolinos en el Caribe.....	6
1.4 Aspectos de Circulación en la región noroeste.....	9
1.5 Justificación y Área de Estudio.....	13
II. Objetivo.....	15
2.1 General.....	15
2.2 Particulares.....	15
III. Datos.....	16
IV. Método y Resultados.....	20
4.1 Análisis de los datos de presión.....	20
4.1.1 Análisis armónico.....	20
4.1.2 Balance geostrófico a través de los canales.....	21
4.2 Estadística de corrientes y descripción.....	30
4.2.1 Análisis armónico.....	30
4.2.2 Análisis de varianza: Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs).....	31
4.2.2.1 Componentes principales y Elipses de variación.....	32
4.2.2.2 FEOs de perfiles verticales de velocidad.....	39
4.2.2.3 FEOs del campo horizontal de velocidad.....	42
4.2.2.4 Comparación de las FEOs observadas y modeladas (OPA).....	47
4.3 Mecanismos relacionados con la varianza.....	52
4.3.1 Análisis Singular Espectral (ASE).....	52
4.3.2 Correlaciones cruzadas de las series del ASE.....	57
4.3.3 Índice de variabilidad de diferencias de presión.....	59
4.3.4 Índice de variabilidad de corrientes.....	62
V. Discusión.....	75
VI. Conclusiones.....	79
VII. Referencias.....	83

LISTA DE FIGURAS

página

- Figura 1. Localización del Mar Caribe fisiografía y su comunicación con el Océano Atlántico 1
- Figura 2. a) Giro Subtropical del Noratlántico tomada de Schmitz (1993), los valores indican transporte en Sv por encima de la isoterma de 7°C. El recuadro encierra el área mostrada en la figura b. b) Corriente media superficial en el Mar Caribe-Golfo de México obtenida de 5 años de simulación del modelo OPA configuración CLIPPER ATL6..... 3
- Figura 3. Trayectorias de derrelictos satelitales liberados en la región noroeste del Caribe durante Canek4 y por el R/V GYRE de la Universidad de Texas A&M. Tomada de protocolo de proyecto DG/2001-575 Sheinbaum et al., 2001..... 11
- Figura 4. a) señalización del área de estudio; el recuadro enmarca el área que se muestra en la figura b) Localización de los instrumentos de medición colocados durante la campaña CANEK7. La localización de los anclajes con ADCP de norte a sur son: Puerto Morelos (pm), Cozumel Exterior (cze), Tulum (tu), Pulticub (pu), Canal de Chinchorro (ch), Chinchorro Exterior (che) y Boca Bacalar (bb). Los sensores de presión a través del Canal de Cozumel se denominan Calica y Cozumel y los que están a través del Canal Chinchorro son Xocoxh y Chinchorro. 16
- Figura 5. Series de presión en Calica (panel superior), Cozumel (panel central) y de diferencias de presión entre estas dos series (panel inferior). La serie original es de color azul, la predicha a partir del análisis armónico (verde) y la residual (rojo). 23
- Figura 6. Series de presión en Xocoxh (panel superior), Chinchorro (panel central) y de diferencias de presión entre estas dos series (panel inferior). La serie original es de color azul, la predicha a partir del análisis armónico (verde) y la residual (rojo). 24
- Figura 7. El panel superior muestra la serie temporal original de la componente principal (anomalía) del Canal de Cozumel correspondiente al periodo de Junio del 2001 a marzo 2002 (línea delgada) y la serie reconstruida a partir los coeficientes de regresión y datos simultáneos de Puerto Morelos y Cozumel Exterior (línea intermitente gruesa). El panel inferior muestra los residuos del ajuste por mínimos cuadrados. 27

- Figura 8. Comparación entre la componente principal superficial (33m) medida con los ADCPs y la velocidad geostrófica calculada a partir de las diferencias de presión a través de cada canal. El panel superior muestra la comparación de estos términos para el Canal de Cozumel; las partes sombreadas corresponden a los eventos ageostróficos. El panel inferior corresponde al Canal de Chinchorro 29
- Figura 9. Componentes principales de las corrientes (vectores de velocidad rotados al eje de máxima variabilidad); cada panel corresponde a una estación cuyo nombre se indica en la parte superior de manera abreviada (por ejemplo el primero pm corresponde a Puerto Morelos). Los valores de orientación corresponden al ángulo al que esta orientado el eje de máxima variabilidad con respecto al este avanzando contra las manecillas del reloj; los valores de desviación estándar indican como varía el ángulo de orientación con la profundidad..... 34
- Figura 10. Elipses de variabilidad y vector de velocidad media a (a) 33 metros de profundidad, (b) 73 metros de profundidad y (c) 121 metros de profundidad. La figura plasma la coherencia vertical en la variabilidad de las corrientes.... 38
- Figura 11. Funciones empíricas ortogonales para el perfil vertical de anomalías de velocidad de Puerto Morelos. Los paneles superiores muestran la estructura espacial de los primeros tres modos y los paneles inferiores corresponden a la evolución temporal de cada modo..... 41
- Figura 12. Funciones empíricas ortogonales de anomalías de velocidad de corriente a los 33 metros de profundidad. Los 3 paneles superiores muestran la estructura espacial y los 2 paneles inferiores muestran la evolución temporal. Las graficas en rojo corresponden al primer modo y las gráficas en azul al segundo modo. b) representa la estructura espacial del modo 2 al tiempo señalado con un círculo en la serie temporal ($t > 0$) y c) representa la estructura espacial del modo 2 al tiempo señalado con un asterisco en la serie temporal ($t < 0$)..... 43
- Figura 13. Funciones empíricas ortogonales de las anomalías de velocidad superficial simuladas con el modelo OPA configuración CLIPPER ATL6 para la región de estudio incluyendo el Canal de Yucatán. Los paneles superiores muestran las estructuras espaciales de los modos 1 y 2 y los paneles inferiores sus respectivas estructuras temporales..... 49

- Figura 14. Esquema de interpretación de la estructura espacial de los primeros 2 modos de las FEOs encontrados en el Canal de Yucatán y su relación con la estructura espacial de los primeros dos modos de las FEOs obtenidas a lo largo del caribe mexicano. Los paneles de arriba representan el modo 1 (a) cuando la serie temporal es positiva y (b) cuando es negativa; los paneles de abajo representan el modo 2 (c) cuando la serie temporal es positiva y (d) cuando es negativa..... 51
- Figura 15. Los paneles de lado izquierdo muestran los primeros cuatro modos que se obtuvieron al aplicar el ASE a la primer componente principal (serie temporal de la primer FEO) del perfil vertical de anomalías de velocidad de cada estación. Los paneles de lado derecho muestran la reconstrucción de las serie de componentes principales (línea negra) a partir de los modos obtenidos con el ASE y su comparación con la serie original (línea roja). Esta figura contiene los resultados para las estaciones localizadas alrededor de Isla Cozumel; en la parte superior de los paneles de la derecha se indica el nombre de la estación a la que corresponden las graficas..... 56
- Figura 16. Idem pero para las estaciones localizadas alrededor de Banco Chinchorro..... 56
- Figura 17. Series de tiempo de la primer componente principal de anomalías de velocidad del perfil vertical reconstruidas con los primeros dos modos obtenidos con el ASE para cada estación. Las partes sombreadas indican eventos durante los cuales ocurren máximos. 57
- Figura 18. Esquema del orden de ocurrencia de los máximos de los eventos analizados de las series obtenidas con el ASE. Las flechas representan la escala y dirección con la que ocurre la propagación las líneas negras representan la llegada de la señal y los números clarifican el orden de ocurrencia. (a) representa el primer y tercer evento. (b) representa el segundo evento y (c) representa el cuarto evento..... 59
- Figura 19. Comparación entre el índice de variabilidad de diferencias presión y las series reconstruidas con el ASE. El panel superior muestra las series del ASE de las estaciones alrededor de Isla Cozumel y el índice de variabilidad de diferencias de presión a través del Canal de Cozumel (Δp_{coz}). El panel inferior muestra las series del ASE de las estaciones alrededor de Banco Chinchorro y el índice de variabilidad de diferencias de presión a través del Canal de Chinchorro (Δp_{chi}). Los índices de variabilidad de presión están escalados para claridad de la figura utilizando un $\alpha=0.08$ para el índice de Cozumel y $\alpha=0.6$ para el índice de Chinchorro..... 61

LISTA DE FIGURAS (continuación)

página

Figura 20. Campo superficial de velocidad (panel superior) y series temporales del índice de variabilidad de corriente (panel inferior) de datos obtenidos con el modelo OPA configuración CLIPPER ATL6. La línea vertical en el panel inferior indica el tiempo que le corresponde a la imagen del panel superior mostrando los índices de variabilidad de corriente para cada estación.....	63
Figura 21. Idem pero para otro tiempo (señalado por la línea vertical en el panel inferior).....	64
Figura 22. Idem pero para otro tiempo (señalado por la línea vertical en el panel inferior).....	65
Figura 23. Índices de variabilidad de corriente sin filtrar (líneas delgadas) comparadas con series obtenidas a partir del ASE (líneas gruesas) para cada estación.....	66
Figura 24. series del índice de variabilidad de corriente para cada nivel de profundidad en Pulticub.....	68
Figura 25. Comparación de los índices de variabilidad de corriente sin filtrar y la componente principal reconstruida con los modos 5 y 6 obtenidos con el ASE de la serie de corrientes sin filtrar. El panel superior corresponde a la estación de Tulum y el inferior a la estación de Cozumel Exterior.	69
Figura 26. Espectros rotacionales para las estaciones alrededor de Cozumel; se señala con líneas picos energéticos de las bajas frecuencias. La línea delgada representa la componente negativa (anticiclónica) y la gruesa la positiva (cyclónica).....	72
Figura 27. Espectros rotacionales para las estaciones alrededor de Chinchorro; se señala con líneas picos energéticos de las bajas frecuencias. La línea delgada representa la componente negativa (anticiclónica) y la gruesa la positiva (cyclónica).....	72
Figura 28. Espectros rotacionales (mostrando solamente las frecuencias altas (1-1/10 cpd)) se señala con líneas picos energéticos de las bajas frecuencias. La línea delgada representa la componente negativa (anticiclónica) y la gruesa la positiva (cyclónica).....	74

LISTA DE TABLAS

página

Tabla I. Descripción de los ADCP	17
Tabla II. Localización de los sensores de presión	18
Tabla III. Amplitud de las principales componentes de marea para cada estación y para las series de diferencias a través del canal de Cozumel (Δ_{coz}) y a través del canal de Chinchorro (Δ_{ch})	21
Tabla IV. Porcentajes de contribución de las mareas a las corrientes.....	30
Tabla V. Valores estadísticos del análisis de componentes principales de la corriente	36
Tabla VI. Datos de elipses de variación de las corrientes.....	39
Tabla VII. Porcentaje de varianza explicado por cada modo de las feos de perfil vertical de anomalías de velocidad.	41
Tabla VIII. Porcentaje de varianza explicado por cada modo de las FEO's del campo horizontal de anomalías de velocidad.	42
Tabla IX. Periodos de los modos del ASE de la serie de corriente sin filtrar que presentaron fluctuaciones intensas en cada máximo o evento para cada estación.....	70

I. Introducción

1.1 Mar Caribe: su importancia

El Caribe es un mar semicerrado delimitado al este por una cadena de islas denominada Antillas Menores, al norte-noreste por las Antillas Mayores y al oeste y sur por las masas continentales de Centroamérica y Sudamérica. Su conexión con el Océano Atlántico Norte ocurre a través de los canales que se forman en el Arco Antillano y con el Golfo de México a través del Canal de Yucatán (e.g. Murphy *et al.*, 1999) (figura 1).

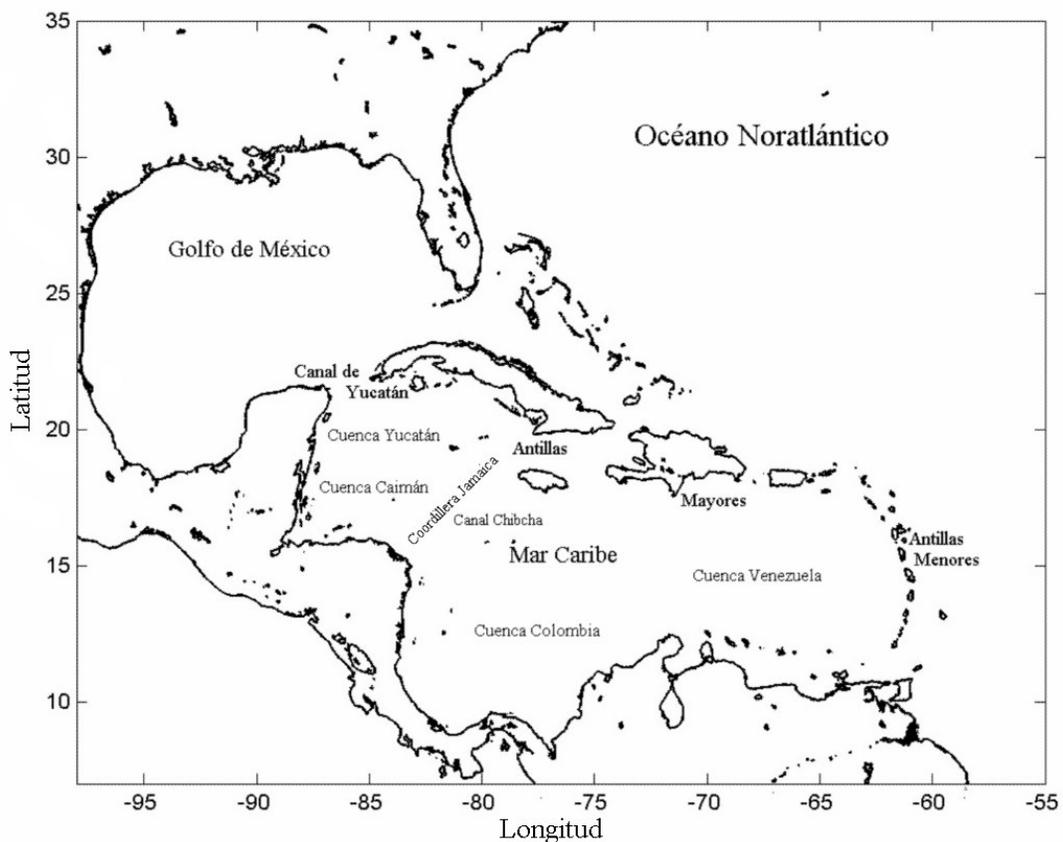


Figura 1. Localización del Mar Caribe fisiografía y su comunicación con el Océano Atlántico

Carton y Chao (1999) mencionan que juega un papel importante para cerrar el balance de masas de agua del Océano Atlántico. Johns *et al.*, (1999) calcularon los transportes en los 200m superficiales de los diversos pasajes que mantienen comunicados al Mar Caribe con el Atlántico encontrando que existen varias entradas de agua del Atlántico al Caribe siendo el canal de Grenada (pasaje localizado entre la Isla de Grenada y Sudamérica) el de mayor aporte.

A partir de la topografía del fondo marino el Caribe se ha dividido en 5 cuencas que de sur a norte se denominan: Grenada, Venezuela, Colombia, Caimán y Yucatán (e.g. Andrade y Barton 2000, Sheng y Tang 2003). Esta clasificación resulta importante debido a que existe influencia de cordilleras y umbrales en la circulación de la región; un ejemplo es dado por Fu y Holt (1983) quienes a partir de imágenes de radar de apertura sintética lograron identificar la formación de un remolino por la presencia de un banco somero al sur de la Cuenca de Caimán.

El estudio de la oceanografía física y en particular de la circulación del Mar Caribe es importante debido a que es uno de los mayores mares marginales del Océano Atlántico. La Corriente del Caribe, identificada como la característica dominante de la circulación en la región (e.g. Sheng y Tang 2003, Oey *et al.*, 2003), forma parte integral del Giro Subtropical del Noratlántico (e.g. Schmitz y Richardson 1991, Schmitz 1995, Carton y Chao, 1999, Sheinbaum *et al.*, 2002) (Figura 2a).

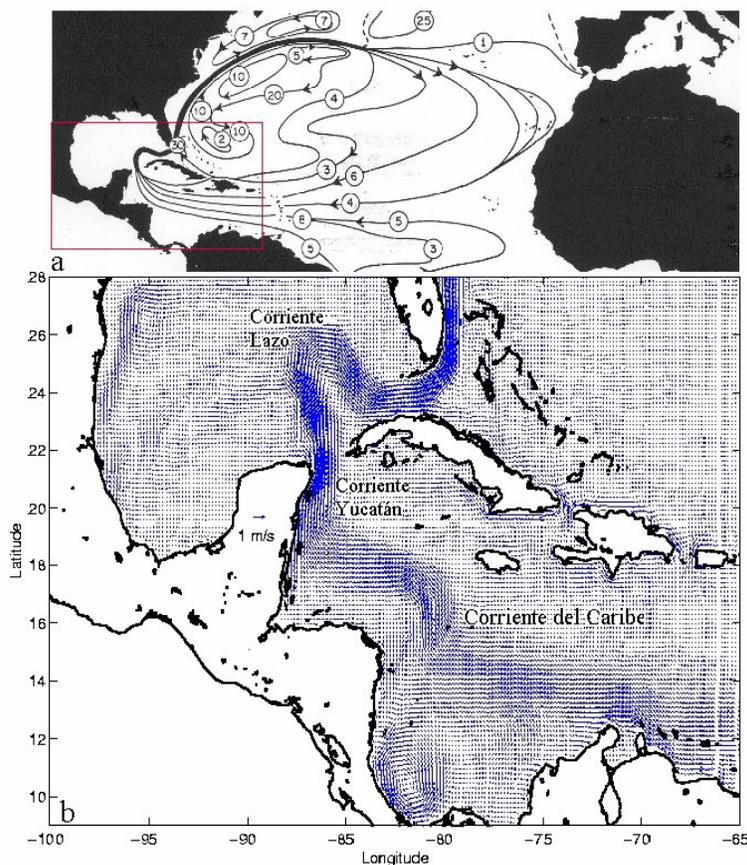


Figura 2. a) Giro Subtropical del Noratlántico tomada de Schmitz (1993), los valores indican transporte en Sv por encima de la isoterma de 7°C. El recuadro encierra el área mostrada en la figura b. b) Corriente media superficial en el Mar Caribe-Golfo de México obtenida de 5 años de simulación del modelo OPA configuración CLIPPER ATL6.

Esta corriente es un flujo potente y persistente de agua relativamente cálida orientado de este a noroeste, cuya velocidad se incrementa gradualmente a medida que avanza desde el Arco Antillano hasta el Canal de Yucatán. El eje de esta corriente, que tiene unos 20 km de ancho, se extiende desde la superficie hasta una profundidad de 150 m; mantiene una velocidad promedio anual de 0.5 m/s. (Gordon, 1966).

Gallegos y Czitrom (1997) la describen como una continuación de la corriente Norecuatorial y de Guinea y como principal contribuyente de transporte de masas de agua en la región; Schmitz y McCartney (1993) mencionan que favorece de manera significativa al flujo de calor oceánico del trópico a latitudes medias y como consecuencia influye en la modulación del clima atmosférico en el Océano Atlántico.

1.2 Influencia en la dinámica del sistema Caribe-Golfo de México

En la región noroccidental, donde la Corriente del Caribe se convierte en la Corriente de Yucatán, la circulación juega un papel primordial en el sistema de circulación Mar Caribe-Golfo de México (figura 2b). Diversos autores mencionan la fuerte influencia que tiene la Corriente de Yucatán en la circulación dentro del Golfo. Donald y Molinari (1979) explican que el flujo que alimenta el Golfo de México a través del Canal de Yucatán es el principal mecanismo de forzamiento de su circulación.

Sheinbaum *et al.*, (2002) basándose en un estudio con datos observados mencionan que la variabilidad de las corrientes profundas en el Canal de Yucatán aparentemente está relacionada con la dinámica de las capas superficiales del Golfo de México, específicamente con eventos energéticos; también encuentran que hay una respuesta diferente de la estructura interna del Golfo de México a eventos ciclónicos o anticiclónicos.

A partir de los resultados de un estudio realizado con anclajes en el umbral del Canal de Yucatán y con secciones hidrográficas Maul *et al.*, (1985) sugirió que la

existencia de flujos profundos hacia el sur a través de este Canal se debe a un proceso de ajuste asociado a la formación de remolinos. Un exceso de entrada de flujo en la capa superficial, necesario para la formación de remolinos, es parcialmente compensado por el flujo de salida en la capa profunda.

Bunge *et al.*, (2002) a partir de altimetría y datos observados de corriente documentan que existe una correlación significativa con un desfase de 8.5 días entre la evolución temporal de los cambios de volumen de la Corriente de Lazo y el transporte de flujos profundos a través del Canal de Yucatán.

Uno de los fenómenos más característicos en esta región oceánica es el desprendimiento intermitente de remolinos de la Corriente de Lazo en el Golfo de México (Maul y Vukovich, 1993, Vukovich, 1995). Existen estudios de diversos autores tanto con datos observados como con simulaciones numéricas que indican como la formación de estos remolinos está relacionada con la estructura de la Corriente de Yucatán.

Candela *et al.*, (2002) a partir de datos observados de velocidad de corriente a lo largo del Canal de Yucatán y de observaciones altimétricas en el Golfo de México encuentran que el flujo de vorticidad de la corriente de Yucatán influye en la liberación de giros de la Corriente de Lazo; los periodos de vorticidad negativa están relacionados con una mayor extensión de esta Corriente mientras que periodos de vorticidad positiva están relacionados con una retracción de la misma.

Oey *et al.*, (2003), a partir de una simulación numérica en el Atlántico Norte, sugieren que la conservación de vorticidad potencial indica que los remolinos del Caribe inhiben la extensión de la Corriente de Lazo hacia el Golfo causando que

los periodos de liberación de remolinos de la Corriente de Lazo sean mayores (14-16 meses). También mencionan que las fluctuaciones del transporte inducido por el viento por los pasos de las Antillas Mayores causan liberación de remolinos a intervalos más pequeños 3-7 meses.

Murphy *et al.*, (1999) utilizan un conjunto de simulaciones numéricas para investigar la conexión entre la variabilidad de mesoescala en el Océano Atlántico, en el Caribe y en el Golfo de México. Mostraron que los remolinos del Caribe que pasan a través del Canal de Yucatán pueden afectar el momento de liberación de giros de la Corriente de Lazo.

Hurlburt y Thompson (1980) estudian la dinámica de remolinos liberados por la Corriente de Lazo en el Golfo de México utilizando tres modelos numéricos no lineales: de 2 capas, barotrópico, y de gravedad reducida. La hipótesis que comprueban es que la Corriente de Lazo libera remolinos en respuesta de una variación quasi-anual del flujo de entrada. Encuentran una correlación significativa entre el ángulo de aproximación de la Corriente de Yucatán y la extensión de la Corriente de Lazo.

1.3 Remolinos en el Caribe

La circulación en el Mar Caribe está dominada por la rama oeste del Giro Subtropical del Noratlántico, sin embargo está fuertemente modulada por el paso constante de remolinos de mesoescala que se generan corriente arriba, algunos en la región ecuatorial del Atlántico donde ocurre la retroflexión de la Corriente Norte de Brasil (e.g. Fratantoni *et al.*, 1995, Candela *et al.*, 2002, Centurioni y Niiler

2003). Wilson *et al.*, (2002) explican como la Corriente Norte de Brasil, durante la fase de retroflexión, libera varios remolinos anticiclónicos que después, se estima que viajan a lo largo del Mar Caribe.

Varios autores han reportado la formación, presencia e influencia de los remolinos tanto ciclónicos como anticiclónicos en todas las cuencas del Mar Caribe. Molinari *et al.*, (1981) encuentran que la trayectoria de boyas a la deriva en el Mar Caribe es en promedio hacia el oeste pero presenta mucha variabilidad en forma de meandros y remolinos; debido a la distribución de las zonas donde se generan dichos flujos turbulentos, argumenta que la existencia de umbrales y cordilleras en el fondo oceánico del Caribe es la causa de su formación.

Kinder (1983) reporta que derivadores rastreados con satélite muestran variabilidad en el flujo y la existencia de movimientos turbulentos o remolinos con escalas de 200 - 500km.

De acuerdo con Fu y Holt (1983) estos remolinos de mesoescala viajan a lo largo del eje principal de la Corriente del Caribe. Johns *et al.*, (1990) menciona que la variabilidad de mesoescala del Caribe ha sido relacionada con inestabilidades o perturbaciones en forma de ondas y/o remolinos.

Andrade y Barton (2000) observan remolinos ciclónicos y anticiclónicos en datos de TOPEX/Poseidon como anomalías del nivel de mar originadas en la cuenca de Venezuela que penetran al Caribe a través de los pasajes entre las Antillas Menores; el diámetro de los remolinos que reportan es variable con un intervalo de decenas a cientos de km con tiempos de vida entre 3-4 meses. Encontraron que la mayoría de la actividad de los remolinos era erosionada y desaparecían en la

región de la Cordillera Central de América, en las costas de Nicaragua y Costa Rica y en la barrera topográfica que separa a la Cuenca de Colombia de la Cuenca de Jamaica (Caimán), sin embargo observaron que algunos remolinos cruzaron a la cuenca Caimán a través del canal Chibcha (pasaje que conecta la cuenca de Colombia con la de Caimán a través de la Cordillera Central de América) y otros la penetraron entre las Islas de las Antillas Menores.

Guerrero *et al.*, (2004) utilizaron datos altimétricos para detectar y seguir núcleos de vórtices en el Mar Caribe y Golfo de México encontrando que algunos remolinos se forman dentro de las cuencas de Grenada y Venezuela, otros lo penetran por los pasajes de las Antillas y vórtices de menor escala se desprenden de los remolinos mayores y cruzan a la Cuenca Caimán donde, en ocasiones, regeneran anomalías de mayor escala después de interactuar.

Utilizando también datos de nivel del mar de la altimetría de TOPEX/Poseidon Carton y Chao (1999) encuentran remolinos anticiclónicos y ciclónicos en el Mar Caribe; para complementar su investigación utilizaron un modelo de circulación general del Atlántico con lo que lograron reproducir las características del ciclo de vida de los remolinos, incluyendo sus amplitudes, escalas temporales y velocidad de propagación. Describen que los remolinos aparecen de manera regular a intervalos de 3 meses al oeste de las Antillas Menores y progresan hacia el oeste a velocidades promedio de 0.12m/s. Sugieren que los remolinos están limitados a la termoclina con poco desfase vertical y que tienen corrientes suficientemente fuertes como para que el gradiente horizontal de

vorticidad total cambie de signo, esto sugiere que la transferencia de potencial del flujo medio a energía cinética es lo que contribuye a su crecimiento.

Existen otros estudios a partir de modelos numéricos aplicados al Mar Caribe para el estudio de su circulación. Kinder *et al.*, (1985) utilizaron un modelo de gravedad reducida para estudiar la formación y propagación de remolinos de mesoescala en la capa superficial del sureste del Caribe.

Sheng y Tang (2003) utilizaron un modelo de circulación oceánica de tres dimensiones para examinar la respuesta del Oeste del Mar Caribe al esfuerzo local del viento, a los flujos de calor y salinidad y flujos generados remotamente que entran a la región de estudio a través de los pasajes de las Antillas; observaron el desarrollo de núcleos cálidos intensos de anticiclones sobre el este de la Cuenca Caimán y su traslado gradual en dirección noroeste hacia el canal de Yucatán.

Candela *et al.*, (2003) utilizaron el modelo OPA con las configuraciones CLIPPER-ATL6 y MERCATOR-PAM para investigar la dinámica en el Canal de Yucatán y probar si el modelo refleja los fenómenos observados en dicha región. Encontraron ciertas discrepancias en los valores de transporte a través del Canal, sin embargo se reprodujo exitosamente en estructura y magnitud los detalles de la corriente media y su variabilidad.

1.4 Aspectos de la circulación en la región noroeste

En la parte noroeste del Mar Caribe una corriente zonal denominada Corriente de Caimán fluye de este a oeste aproximadamente a lo largo de los 19° latitud

norte; al aproximarse a la plataforma continental gira hacia el norte dando origen a la Corriente de Yucatán (Badán *et al.*, 2001), una de las corrientes de frontera oeste más intensas del mundo (Sheinbaum *et al.*, 2002) la cual tiene una velocidad media de 1.5m/s, alcanza magnitudes de 3 m/s y aporta la mayor parte el transporte del Mar Caribe hacia el Golfo de México al atravesar el Canal de Yucatán (Ochoa *et al.*; 2001 Sheinbaum *et al.*, 2002).

La corriente Caimán también ha sido descrita en otro estudio hecho por Centurioni y Niiler (2003), en el cual boyas a la deriva fueron utilizadas para construir mapas de circulación superficial del Mar del Caribe, encontrando que esta corriente es alimentada por dos chorros que cruzan por la cordillera de Jamaica (conocida también como la Cordillera Central de América) y viajan hacia el noroeste.

La Corriente de Caimán ha sido descrita a grandes rasgos, sin embargo, la dinámica de la zona no resulta tan sencilla; Molinari *et al.*, (1981) explican que algunos cuerpos a la deriva en la zona describen trayectorias suaves y uniformes (hacia el oeste) y otros muestran trayectorias sinuosas e irregulares exhibiendo cambios abruptos de dirección en su desplazamiento. Un estudio posterior de boyas liberadas a la latitud donde inicia la Corriente Caimán mostró que algunas de éstas derivaron hacia el sur en la región cercana al continente (comunicación personal de Julio Candela) (figura 3); por lo tanto, uno de los objetivos de este trabajo será llevar a cabo una descripción detallada de la circulación entre la Península de Yucatán y el Banco Chinchorro para así poder dilucidar si la

corriente Caimán, al chocar con la costa continental, tiene algún ramal que se desprende hacia el sur.

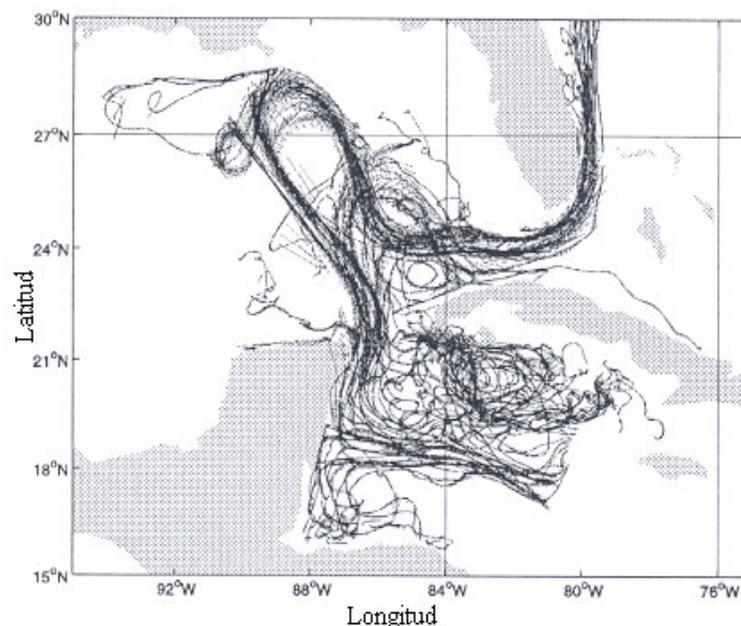


Figura 3. Trayectorias de derelictos satelitales liberados en la región noroeste del Caribe durante Canek4 y por el R/V GYRE de la Universidad de Texas A&M. Tomada de protocolo de proyecto DG/2001-575 Sheinbaum et al., 2001

La circulación en esta zona sólo ha sido descrita de manera cualitativa mediante un estudio realizado por Ibarra (1986). Chávez *et al.*, 2003 realizan un estudio de la dinámica de la circulación en las inmediaciones de Cozumel, específicamente en el canal que se forma entre la Península y la Isla. Athié *et al.*, 2003 investigaron la relación del flujo entre los canales de Cozumel y Yucatán.

Con el uso de trazadores lagrangeanos (tarjetas) arrojados a lo largo del margen oriental de la Península de Yucatán y las trayectorias observadas Ibarra (1986) describe tres patrones de circulación; uno que se mantiene siguiendo la línea de costa que ocurre en el sur de la Península y en la zona costera en toda la

extensión de la misma, otra que fluye a través del canal de Yucatán, entra al Golfo de México y cruza el estrecho de Florida siguiendo el patrón de circulación oceánica asociado a la región cercana a Isla Cozumel y finalmente un flujo que forma parte de la corriente de Lazo o de alguno de sus remolinos cuando parte del centro del Canal de Yucatán.

El estudio sobre flujos subinerciales en el Canal de Cozumel realizado por Chávez *et al.*, (2003) determina que el balance de momentum dentro del canal es geostrófico la mayor parte de los siete meses de observaciones analizados, sin embargo, existen también eventos ageostróficos significativos con duración del orden de semanas durante los cuales un término de advección domina sobre el esfuerzo del viento y sobre términos de aceleración local; lo anterior ha sido corroborado por Ochoa *et al.*, (2004 sometido para su publicación).

Chávez *et al.*, (2003) también reporta que a través del Canal de Cozumel viaja el 20% del volumen de la Corriente de Yucatán y el 80% restante sigue su camino hacia el norte por el lado este de esta Isla; el transporte medio a través del Canal de Cozumel es de 5 Sv con una tendencia a incrementar de invierno a verano.

Athié *et al.*, (2004, sometido a JGR) han investigado la relación existente entre el flujo en el Canal de Cozumel y el Canal de Yucatán encontrando que las fluctuaciones de la Corriente de Yucatán en el Canal de Cozumel se relacionan principalmente con la parte central del Canal de Yucatán y que los fenómenos de mesoescala afectan la señal en ambos canales.

1.5 Justificación y Área de Estudio

El Mar Caribe además de ser una región interesante desde el punto de vista de la oceanografía física es una zona de gran importancia ecológica y económica debido a que la región noroeste alberga la segunda barrera arrecifal más grande del mundo; tiene zonas que han sido decretadas parques marinos o reservas ecológicas y muchas resultan un atractivo turístico para el buceo recreativo.

Los ecosistemas tropicales de aguas someras que consisten de arrecifes coralinos, manglares, estuarios y camas de pastos marinos son recursos naturales importantes en la región; son hábitat de diversos organismos; algunos tienen un alto valor comercial como la langosta espinosa (Lozano 1983 en Ibarra 1986), y otros son fuente de fármacos como los octocorales (Moreno *et al.*, 1980 en Ibarra 1986)

El conocimiento de la circulación oceánica en la región es importante para entender cuales son los procesos físicos que rigen el aporte y renovación de las aguas frente a las costas caribeñas de la Península de Yucatán ya que sus aguas son transportadas al arrecife ya sea por corrientes de marea, efecto del viento oleaje o meandros y remolinos que logran penetrar a la zona costera, sobre la plataforma (Sheinbaum, *et al.*, 2001 protocolo de proyecto de grupo DG/2001-575).

Johnson y Brinton (1963) mencionan que la importancia del conocimiento de los patrones de circulación costera en esta región reside en la dispersión y distribución de larvas planctónicas de organismos.

De acuerdo a Andrade (1996) la existencia de remolinos en la zona y su interacción con los bancos tiene una importancia en los mecanismos de retención y expulsión de larvas y huevos.

El conocimiento detallado de los patrones de circulación alrededor de Isla Cozumel y Banco Chinchorro resulta una herramienta básica para comprender mejor la dinámica de la circulación a mesoescala, es decir, la dinámica del sistema Mar Caribe – Golfo de México y a gran escala (corriente oeste del Giro Noratlántico Subtropical) además de ser necesario para la planeación del desarrollo sustentable de recursos marinos de la región ya que las costas de Yucatán y Quintana Roo son zonas con alto potencial para el desarrollo urbano.

El presente estudio es parte del proyecto CANEK “Intercambio a través del Canal de Yucatán” el cual surgió con el propósito de investigar con detalle el intercambio entre el Mar Caribe y el Golfo de México y aspectos de la circulación dentro de esta región (Sheinbaum *et al.*, 2002). En esta tesis se analiza la estructura y dinámica de las corrientes a lo largo del caribe mexicano, dentro de las Cuencas de Yucatán y Caimán específicamente alrededor de Isla Cozumel y del atolón denominado Banco Chinchorro (figura 4). Dichas Cuencas tienen profundidades máximas de 6100 y 5000m respectivamente; tienen intercambio de agua desde la superficie hasta un umbral de 4000m de profundidad. Isla Cozumel tiene una extensión de 47km de largo y 16km de ancho, 166km al sur está localizado Banco Chinchorro con una extensión de 45km de largo y 18km de ancho (INEGI) (Figura 4b).

II. Objetivo

2.1 General

Describir los patrones de circulación en la región noroeste del Mar Caribe, específicamente alrededor de Isla Cozumel y Banco Chinchorro

2.2 Particulares

- Efectuar un análisis estadístico de los datos de corriente y presión sub-superficial
- Investigar el balance de momentum transversal en el Canal de Cozumel y entre la Península de Yucatán y Banco Chinchorro.
- Analizar la estructura espacio-temporal de los patrones de circulación alrededor de
Isla Cozumel y Banco Chinchorro
- Investigar el grado de coherencia entre las señales registradas en cada punto de medición
- Investigar la relación de los patrones de circulación en Isla Cozumel y Banco –
Chinchorro con la actividad de mesoescala presente en la zona

III. Datos

Durante la séptima campaña del proyecto CANEK (Agosto 2002) se instaló un arreglo de anclajes equipados con corrientímetros ADCP's (Acoustic Doppler Current Profilers) a lo largo del Caribe mexicano; 3 alrededor de Isla Cozumel (norte, este y oeste) y 4 alrededor de Banco Chinchorro (norte, sur, este y oeste). Para completar el conjunto de datos se instalaron sensores de presión subsuperficial (Sea-b\Bird) en cuatro localidades; en la figura 4b podemos observar la localización de los instrumentos y en la Tabla I sus características

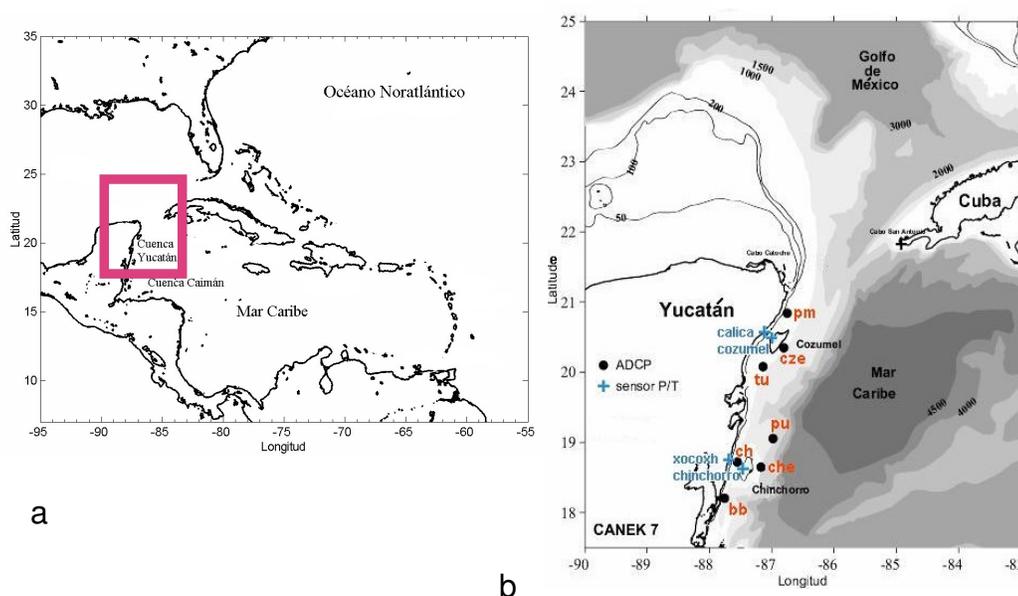


Figura 4. a) señalización del área de estudio; el recuadro enmarca el área que se muestra en la figura b) Localización de los instrumentos de medición colocados durante la campaña CANEK7. La localización de los anclajes con ADCP de norte a sur son: Puerto Morelos (pm), Cozumel Exterior (cze), Tulum (tu), Pulticub (pu), Canal de Chinchorro (ch), Chinchorro Exterior (che) y Boca Bacalar (bb). Los sensores de presión a través del Canal de Cozumel se denominan Calica y Cozumel y los que están a través del Canal Chinchorro son Xocoxh y Chinchorro.

Tabla I. Descripción de los ADCP

Denominación	Localización		Profundidad máxima del sitio de anclaje	Profundidad de la boya con ADCP
	Latitud N	Longitud W		
Punta Pulticub	19° 03.272´	86° 58.677´	327	130
Tulum	20° 04.751´	87° 08.300´	604	135
Puerto Morelos	20° 50.437´	86° 45.081´	501	135
Canal Chinchorro	18° 43.294´	87° 33.082´	665	110
Boca Bacalar	18° 12.272´	87° 45.421´	862	138
Chinchorro Exterior	18° 38.878´	87° 10.236´	702	147
Cozumel exterior	20° 20.891´	86° 48.220´	600	135

Los instrumentos fueron recuperados en la octava campaña (Agosto 2003) obteniendo así series temporales de un año de corrientes y presión utilizadas para este estudio.

Los ADCP perfilaron las corrientes desde los 121m de profundidad hasta la superficie cada 8 metros; sin embargo se analizaron sólo datos entre 121 y 33 metros debido a la calidad de las mediciones. Las componentes este-oeste y norte-sur de velocidad fueron registradas cada 30 minutos.

Los ADCP's utilizados para las mediciones son de banda ancha, el mecanismo para medir la velocidad de las corrientes que utilizan estos instrumentos consiste en enviar pulsos acústicos y obtener la diferencia en frecuencia de la señal que regresa al emisor después de ser reflejado por partículas en suspensión; dicha diferencia es denominada Doppler shift o desplazamiento Doppler y se utiliza, junto con la rapidez del sonido, para calcular la velocidad a la que las partículas en el medio (que reflejan la señal) se

desplazan. La ecuación que se utiliza para el cálculo es: $F_d = F_s \left(\frac{V}{C} \right)$; donde F_d es la frecuencia con la que regresa la señal, F_s es la frecuencia de la señal emitida por el ADCP, V es la velocidad relativa entre la partícula que refleja la señal y el aparato y C es la rapidez del sonido.

Los ADCP's cuentan con 4 transductores alineados a 90° entre si y orientados a 20° de la vertical, a partir de la combinación de los vectores de velocidad obtenidos por cada transductor se pueden calcular las componentes este-oeste, norte-sur y la vertical pues cada emisor obtiene la componente de velocidad paralela al pulso enviado.

Los sensores de presión fueron instalados aproximadamente a 10 metros de profundidad y tomaron mediciones cada 10 minutos. Estos instrumentos miden la frecuencia de oscilación de un cristal de cuarzo sensible a pequeños cambios de presión; su localización precisa se menciona en la Tabla II.

Tabla II. Localización de los sensores de presión

Denominación	Localización	
	Latitud N	Longitud W
Cozumel	20° 28.79´	86° 58.52´
Calica	20° 34.21´	87° 07.029´
Punta Xocoxh	18° 44.48´	87° 40.829´
Chinchorro	18° 38.305´	87° 24.704´

El ADCP localizado en el Canal de Banco Chinchorro se colocó de manera que quedara alineado con los sensores de presión localizados en la Península de Yucatán en Punta Xocoxh y al oeste de Banco Chinchorro ,cada uno en uno de los extremos del canal para evaluar el gradiente de presión a través de dicho Canal.

Del mismo modo los sensores localizados en la Península de Yucatán en Calica y al oeste de Cozumel estaban alineados para evaluar el gradiente de presión a través del Canal de Cozumel. Esto se hizo con el propósito de resolver si la mayor parte del tiempo se mantiene un balance geostrofico en el Canal de Chinchorro así como se ha reportado que ocurre en el Canal de Cozumel (Chávez *et al.*, 2003) y si los periodos ageostroficos que existen en el Canal de Cozumel también pueden ser detectados en este otro canal.

El arreglo de los anclajes utilizados para este trabajo, con ADCP's al norte de Banco Chinchorro y sur de Cozumel fue diseñado para conocer la estructura, dinámica y variabilidad de la Corriente Caimán cerca de la península de Yucatán y deducir donde da origen la Corriente de Yucatán.

IV. Método y Resultados

4.1 Análisis de los datos de presión

4.1.1 Análisis armónico

Las series temporales de presión originalmente muestreadas cada diez minutos se suavizaron y se diezmaron a un dato por hora; posteriormente se realizó un análisis armónico utilizando los programas realizados por Pawlowicz *et al.*, (2002) en MatLab para conocer la contribución porcentual de las mareas a la variabilidad de la presión en cada estación siendo de 73.3%, 69.3%, 52.6% y 52.4% para Calica, Cozumel, Xocoxh y Chinchorro respectivamente (ver figura 4b para la localización de los sensores de presión y figuras 5 y 6 para los resultados del análisis armónico). Un estudio previo realizado por Ochoa *et al.*, 2004 utilizando 7 años de datos para las estaciones de Calica y Cozumel dan resultados similares de la contribución porcentual de la marea (64% para Calica y 58% para Cozumel).

En todas las estaciones las componentes de marea dominantes o que mostraron razones de señal a ruido mayores a 100 son: K1, O1, N2, M2 y S2 (Tabla III), sin embargo la razón de señal a ruido de dichas componentes disminuye notoriamente para las series de diferencias de presión.

Tabla III. Amplitud de las principales componentes de marea para cada estación y para las series de diferencias a través del canal de Cozumel (Δ_{coz}) y a través del canal de Chinchorro (Δ_{ch})

Componente de marea	Amplitud (mm)						SNR	
	Estación						Estación	
	Calica	Cozumel	Δ_{coz}	Xocoxh	Chinchorro	Δ_{ch}	Δ_{coz}	Δ_{ch}
K1	1.0	1.3	0.34	2.0	2.1	0.20	8	4.8
O1	2.7	2.9	0.21	2.7	2.6	0.21	3.3	8.9
N2	2.2	2.3	0.04	2.2	2.3	0.03	0.47	0.62
M2	7.1	7.2	0.06	6.6	6.8	0.16	0.8	7.9
S2	3.1	3.2	0.12	2.9	3.1	0.13	2.8	5.2

Para saber que régimen de marea existe en la zona se calculó el número de forma expresado como: $F = \frac{\eta_{O1} + \eta_{K1}}{\eta_{M2} + \eta_{S2}}$ utilizando el criterio de Dietrich (en Morales y Gutiérrez (1989)); se encontró que el régimen es mixto para todas las estaciones; solamente la serie de diferencias de presión a través del Canal de Cozumel presenta un régimen diurno.

4.1.2 Balance geostrófico a través de los Canales

Con las series originales de presión (dt=10min) obtenidas con los sensores se calcularon las diferencias de presión Δp a través de los canales de Cozumel y Chinchorro obteniendo así una primera aproximación del término de gradiente de presión a través de cada canal. Para lograr esto se sustrajo la media temporal anual a cada serie ya que los sensores de presión no estaban referidos a un nivel geodésico, de aquí en adelante se trabajó con las anomalías de presión.

Se calculó la diferencia entre las series de Cozumel y Calica (Δp_{coz}) para obtener el gradiente a través del Canal de Cozumel y la diferencia entre las series

de Chinchorro y Xocoxh (Δp_{chi}) para obtener el gradiente a través del Canal de Chinchorro. La contribución de la marea a la variabilidad de las diferencias de presión también se calculó con los programas de Pawlowicz *et al.*, 2002 siendo de 24.3% y 4.5% respectivamente (figuras 5 y 6).

La razón por la que estos porcentajes disminuyen con respecto a aquellos correspondientes a los de las series originales de cada estación se debe a la similitud de las señales de presión a cada lado de los canales; cabe resaltar que la disminución es 1.5 veces mayor en las estaciones del Canal de Chinchorro lo cual implica una similitud aún mayor entre las series de presión a través de este.

Ochoa *et al.*, 2004 también reporta este comportamiento para datos a través del Canal de Cozumel encontrando que la desviación estándar de los datos de diferencia de presión no cambia significativamente al eliminar la contribución de las mareas. Lo anterior es indicativo de una contribución irrelevante de las corrientes de marea a la variabilidad de las diferencias de presión y como consecuencia al flujo a lo largo del canal cuando este se encuentra en balance geostrofico; esto se confirma posteriormente con los análisis armónicos de las series de corriente.

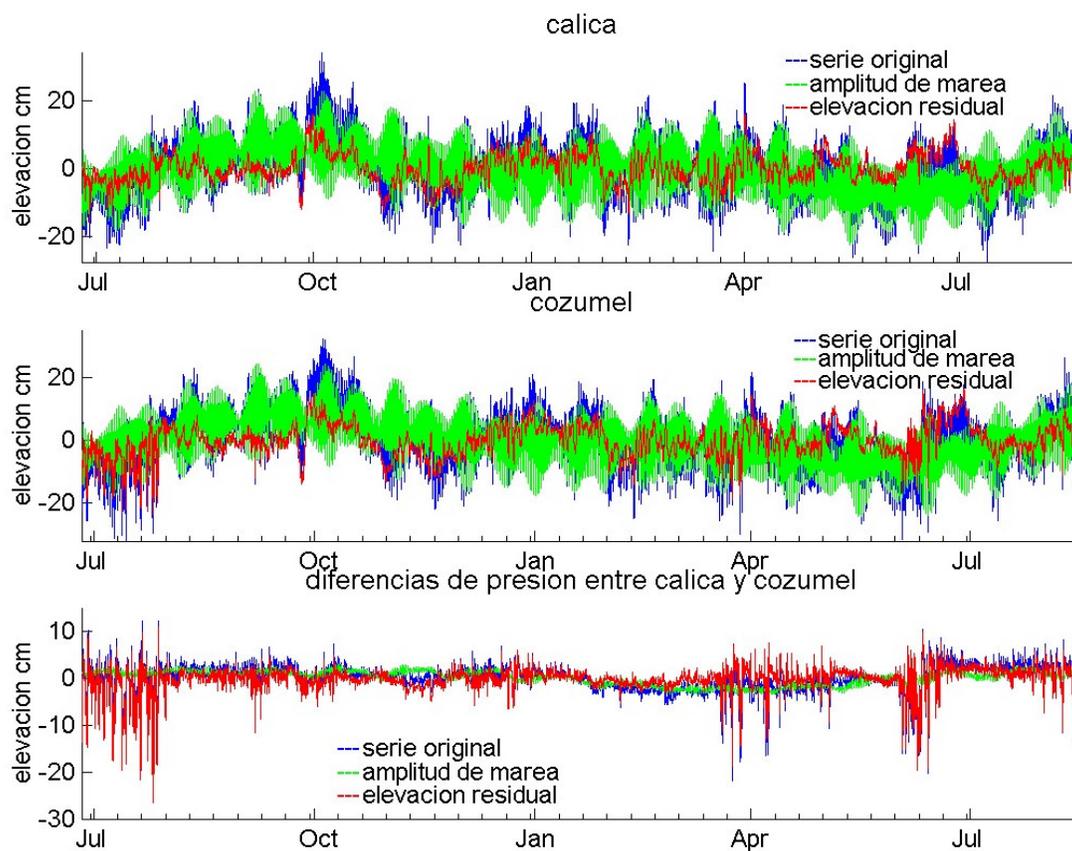


Figura 5. Series de presión en Calica (panel superior), Cozumel (panel central) y de diferencias de presión entre estas dos series (panel inferior). La serie original es de color azul, la predicha a partir del análisis armónico (verde) y la residual (rojo).

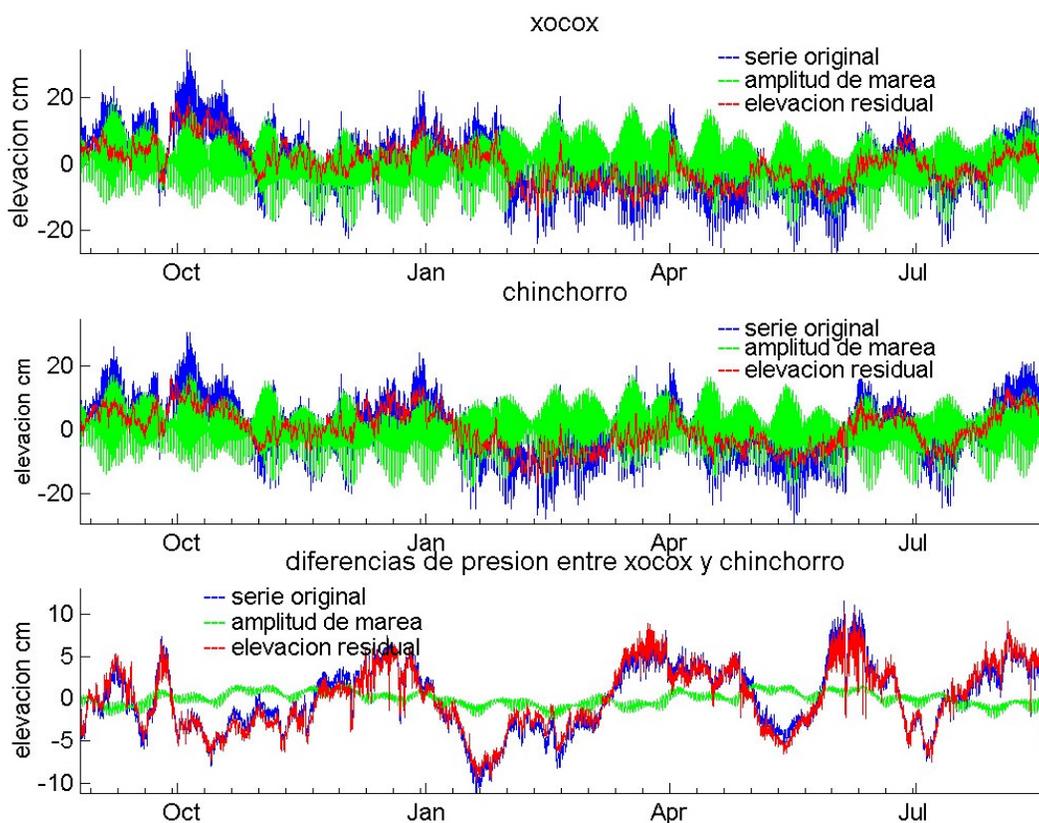


Figura 6. Series de presión en Xocoxh (panel superior), Chinchorro (panel central) y de diferencias de presión entre estas dos series (panel inferior). La serie original es de color azul, la predicha a partir del análisis armónico (verde) y la residual (rojo).

En la figura 5 es posible observar que la serie de presión en Cozumel es la que contribuye más a las fluctuaciones de alta frecuencia de las series de diferencias de presión a través del Canal de Cozumel; dicho comportamiento está relacionado con periodos ageostróficos, lo cual se describe mejor a continuación.

A partir de la ecuación de balance geostrófico se calculó una aproximación a la velocidad geostrófica de superficie (10 metros) a través de los dos canales de la siguiente manera:

$$v_{gcoz} = \frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p_{coz}}{\Delta x_{coz}} \quad \text{para el Canal de Cozumel (1)}$$

$$v_{gchi} = \frac{1}{f\rho} \frac{\Delta p_{chi}}{\Delta x_{chi}} \quad \text{para el Canal de Chinchorro (2)}$$

v_{gchi} fue comparada con la componente principal de la velocidad a los 33 metros de profundidad, medida directamente con el ADCP localizado en el centro del Canal de Chinchorro (figura 8).

La comparación de v_{gcoz} con datos de velocidad de corriente medidos requirió de otro método debido a que no se logró la recuperación del anclaje con el ADCP localizado en el Canal de Cozumel.

Debido a lo anterior se reconstruyó una serie sintética de la componente principal (vectores de velocidad a lo largo del eje de máxima variabilidad) de la corriente a 33metros de profundidad para esta región (centro del Canal de Cozumel) a partir de datos de ADCP's localizados en Puerto Morelos y Cozumel Exterior (ver figura 4b) utilizando el siguiente método.

Primero se utilizaron datos de velocidad medidos con ADCP's localizados en Puerto Morelos, Cozumel Exterior y en el Canal de Cozumel para el periodo de Junio 2001 a Marzo 2002, periodo durante el cual todos los datos estaban disponibles; se calcularon las series de componentes principales de la corriente a los 33m para finalmente obtener coeficientes de regresión que relacionan el flujo en el Canal de Cozumel con el flujo en la región donde se localizaron los otros dos sensores (Puerto Morelos y Cozumel Exterior) resolviendo el siguiente sistema de ecuaciones lineales:

$$\begin{bmatrix} pc_{(1,1)} & \dots & pc_{(1,6)} \\ \mathbf{M} & \dots & \mathbf{M} \\ pc_{(t=n-2,1)} & \dots & pc_{(t=n-2,6)} \end{bmatrix} \begin{pmatrix} c_1 \\ \mathbf{M} \\ c_6 \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} Rpc_1 \\ \mathbf{M} \\ Rpc_{t=n-2} \end{bmatrix} \quad (3)$$

La matriz de la izquierda en la ecuación (3) se forma con las componentes principales (componente a lo largo del eje de máxima varianza) de velocidad de Puerto Morelos y Cozumel Exterior (pc), con el tiempo (t) en los renglones y n representando el número de datos. Para elegir cómo se construiría esta matriz, se calculó el desfase temporal en el que ocurre el máximo de correlación entre la serie del Canal de Cozumel y las series de Puerto Morelos y Cozumel Exterior; dicho máximo ocurre cuando no hay desfase en ambos casos, por lo que la matriz consta de las series de estas dos localidades a desfase cero, desfasadas un dt hacia adelante y desfasadas un dt hacia atrás, donde $dt=30$ minutos. En total son 6 columnas, el primer par son las series sin desfase, el segundo son las series desplazadas en $t+1$ y el tercero son las series desplazadas en $t-1$.

Se probó que el ajuste a la serie original no era más preciso al agregar más columnas a esta primer matriz ya que la desviación estándar de los residuos no disminuía.

El vector $c_1 \dots c_6$ son los coeficientes de regresión desconocidos y la matriz que aparece de lado derecho en la ecuación (3) está compuesta por la serie de componentes principales de la corriente en el Canal de Cozumel.

Los coeficientes de regresión se obtuvieron con un ajuste mediante cuadrados mínimos; la serie ajustada tiene una correlación con la original de 0.94 y la desviación estándar de los residuos es de 0.105 m/s (figura 7).

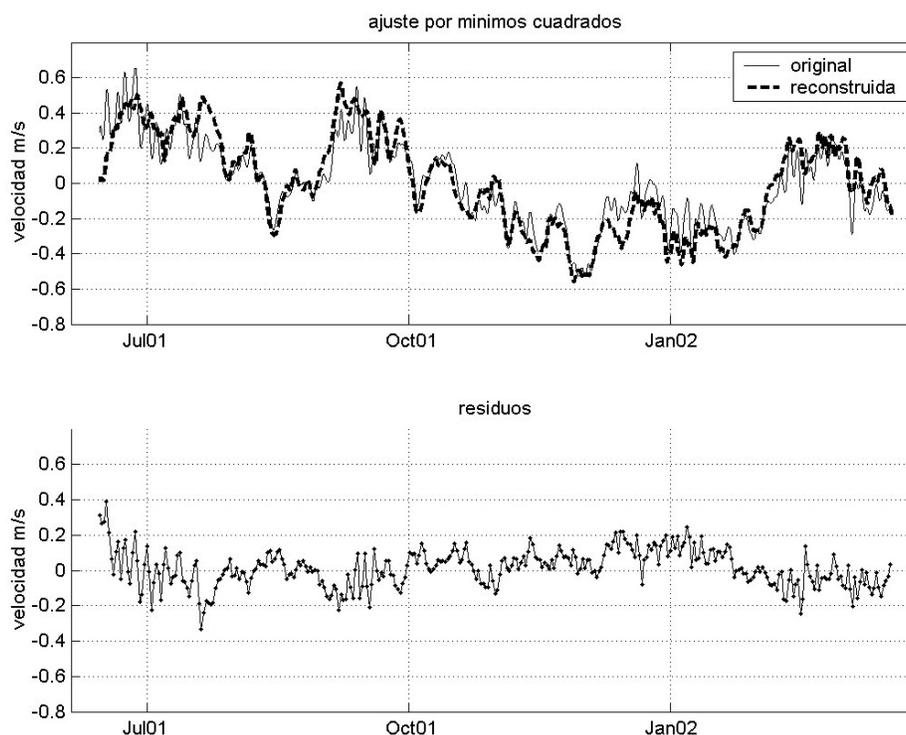


Figura 7. El panel superior muestra la serie temporal original de la componente principal (anomalía) del Canal de Cozumel correspondiente al periodo de Junio del 2001 a marzo 2002 (línea delgada) y la serie reconstruida a partir los coeficientes de regresión y datos simultáneos de Puerto Morelos y Cozumel Exterior (línea intermitente gruesa). El panel inferior muestra los residuos del ajuste por mínimos cuadrados.

Para obtener la serie del Canal de Cozumel para el periodo de observaciones de Agosto 2002 a Agosto 2003 se utilizaron los coeficientes de regresión obtenidos con anterioridad y las series de componentes principales de las corrientes en Puerto Morelos y Cozumel Exterior de este periodo.

Una vez obtenida la serie se realizó la comparación de la misma con la velocidad geostrófica a lo largo del Canal de Cozumel (v_{gcoz}) obtenida a partir de los datos de sensores de presión (figura 8). La similitud de la estructura entre las series indica un flujo balanceado geostróficamente; esto ocurre aproximadamente el 40% del tiempo de observaciones a lo largo del Canal de Cozumel; sin embargo existen eventos en los cuales el balance geostrófico se interrumpe; la duración de estos eventos varía entre los 10-47 días. Los eventos ageostróficos coinciden con intensas fluctuaciones de la serie de velocidad geostrófica que a su vez se deben primordialmente a fluctuaciones de presión del lado este del Canal de Cozumel.

Aún filtrando las series de diferencias de presión utilizando un filtro Lanczos pasa-bajo con frecuencia de corte $f_c=1/5$ días, las diferencias en estructura entre las series de velocidad geostrófica (calculada con las series filtradas) y la componente principal suceden en los mismos periodos. Esto sugiere que los eventos ageostróficos no solo se expresan en frecuencias muy altas, también se expresan en frecuencias menores a $1/5$ cpd.

Lo anterior concuerda con los resultados reportados por Chávez *et al*; 2003 y Ochoa *et al*; 2004 quienes mencionan la existencia de periodos ageostróficos en el Canal de Cozumel con duraciones hasta de un mes.

Tales eventos ageostróficos no se observan con claridad en el Canal de Chinchorro; en esta estación el balance geostrófico parece permanecer todo el periodo de mediciones, sin embargo se pueden observar fluctuaciones intensas en

la serie de velocidad geostrofica como se puede observar en la figura 8, con análisis posteriores tales periodos ageostroficicos se hacen más evidentes.

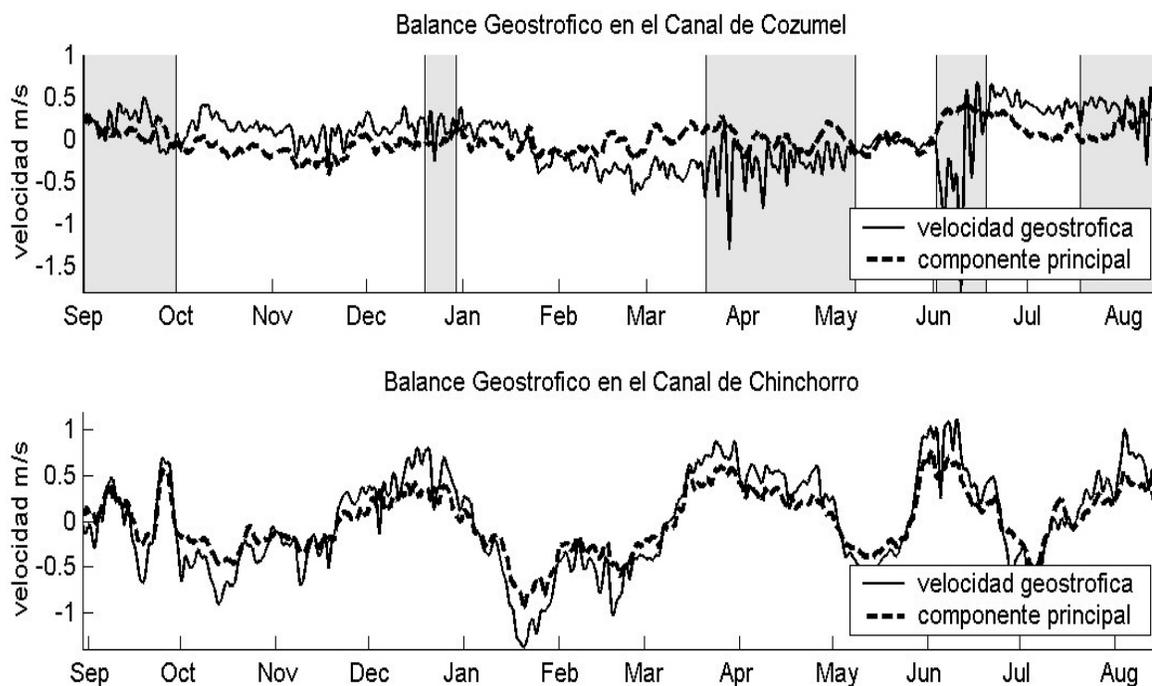


Figura 8. Comparación entre la componente principal superficial (33m) medida con los ADCPs y la velocidad geostrofica calculada a partir de las diferencias de presión a través de cada canal. El panel superior muestra la comparación de estos términos para el Canal de Cozumel; las partes sombreadas corresponden a los eventos ageostroficicos. El panel inferior corresponde al Canal de Chinchorro.

4.2 Estadística de corrientes y descripción

4.2.1 Análisis armónico

Se llevó a cabo un análisis armónico de las series de corrientes de cada estación para calcular el porcentaje de variabilidad de la componente principal de la corriente explicado por las mareas. El máximo valor encontrado es 12.9% y corresponde a Boca Bacalar mientras que el mínimo es 3.3% y corresponde a Canal de Chinchorro (ver Tabla IV) para los resultados del análisis armónico y figura 2b para la localización de las estaciones).

Tabla IV. Porcentajes de contribución de las mareas a las corrientes

Estación	% de la componente explicada por marea	% de la componente explicada por marea	% de la componente principal explicado por marea
Pm7	7.8	11.5	9.6
Cze7	12	11.5	12.4
Tu7	6.3	7.3	7.5
Pu7	9.5	9.4	10.7
Che7	6.9	6.3	6.1
Ch7	2.5	3.6	3.3
Bb7	8.6	12.8	12.9

Debido a que la contribución de las corrientes de marea es pequeña en todas las estaciones y no relevante para este estudio las series de corriente fueron filtradas para eliminar las señales de alta frecuencia, específicamente aquellas con periodos de dos días o menos, para ello se utilizó un filtro Lanczos pasa-bajo con una frecuencia de corte de 1/2 días. El procedimiento de filtrado elimina efectivamente las componentes debidas a la marea y a los movimientos inerciales ya que en esta región el periodo inercial es de 34-39 horas.

El rango del periodo inercial p en la zona fue calculado a partir de la siguiente expresión:

$$T_i = \frac{2\pi}{f} \quad (4)$$

Donde f es el parámetro de Coriolis dado por: $f = 2\Omega \text{sen}(\theta)$ donde Ω es la frecuencia de rotación de la Tierra y θ es la latitud. Utilizando como latitudes las correspondientes a la estación localizada más al sur y la estación localizada más al norte.

4.2.2 Análisis de varianza: Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs)

Una forma útil para analizar series temporales en diversas localidades espaciales $\psi(x_m, t_n)$ es descomponiéndolas en funciones espaciales independientes y componentes principales, es decir, expresándola como la combinación lineal de funciones espaciales ortogonales entre sí ϕ_k cuyas amplitudes están pesadas por las componentes principales temporales α_k .

$$\psi(x_m, t) = \psi_m(t) = \sum_{k=1}^m (\alpha_k(t) \phi_k) \quad (5)$$

Para obtener la varianza total del conjunto original de datos o series a partir de la combinación lineal de las funciones empíricas y las componentes principales, es necesario utilizar el mismo número de modos ortogonales que de series ($k=m$).

Este análisis provee una descripción compacta de la variabilidad temporal y espacial en términos de funciones ortogonales cuyos patrones pueden, en principio, estar relacionados a mecanismos dinámicos. Es una forma eficiente de

representación de las series debido a que para un número fijo de funciones ninguna otra expansión del campo de datos en términos de $k < m$ funciones puede producir un error menor (Emery y Thomson, 2001).

El análisis descrito con anterioridad se utilizó para investigar la circulación a lo largo del caribe mexicano a partir del método de descomposición en valores singulares descrito por Emery y Thompson (2001).

El método utilizado consiste en expresar la matriz de datos originales ($W(n \times m)$) como el producto de tres matrices $T(n \times n)$ $L(n \times m)$ y $E'(m \times m)$ que reorganizan la varianza de la serie original de manera coherente y ortogonal.

$$W = TLE' \quad (6)$$

La matriz E es ortogonal y contiene en sus columnas una base ortogonal para el espacio renglón de W ; esto implica que cada vector expresa la variabilidad espacial de cada modo. La matriz L contiene los valores singulares en su diagonal, estos expresan el porcentaje de la variabilidad explicado por cada modo y dan las unidades físicas. La matriz T contiene en sus columnas las componentes principales, cada vector expresa la variabilidad temporal de cada modo.

4.2.2.1 Componentes Principales y Elipses de variación

Primero investigamos las estructuras que caracterizan al flujo medio y las fluctuaciones obteniendo las componentes principales. Los resultados son más fáciles de interpretar graficando los vectores rotados a lo largo del eje de máxima variabilidad de las series temporales de velocidad de corriente. Dicho análisis nos permite conocer la orientación principal del flujo.

Para esto se realizó la descomposición en valores singulares de series vectoriales W formadas con las series temporales de las componentes de velocidad este-oeste u y norte-sur v . Se construyó un vector para cada profundidad en cada estación; así la matriz W para la serie temporal de la velocidad de corriente a la profundidad de 33 metros se puede expresar como: $W = [u(t, z_1), v(t, z_1)]$ donde z es la profundidad, z_1 corresponde a los 33m y t es el tiempo.

Las componentes principales contienen las unidades físicas y se obtienen a partir de la siguiente expresión:

$$\alpha_k(t) = L_{kk} T_k(t) \quad (7)$$

cuando $k=1$ obtenemos los vectores de velocidad rotados a lo largo del eje de máxima variabilidad, cuando $k=2$ obtenemos los vectores rotados a lo largo del eje de mínima variabilidad.

El ángulo de orientación de dichas componentes se obtiene a partir de la siguiente expresión:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{E_{1,2}}{E_{1,1}} \right) \quad (8)$$

Con este análisis se obtuvo la magnitud de las componentes principales a cada profundidad y la dirección de las mismas. Los resultados de dicho análisis se pueden observar en la figura 9.

La orientación está dada en grados en contra de las manecillas del reloj a partir del este. Se encontró que las corrientes están orientadas a lo largo de la costa; Para Puerto Morelos y Cozumel Exterior los valores obtenidos concuerdan con las reportadas por Chávez *et al.*, 2003 en el Canal de Cozumel.

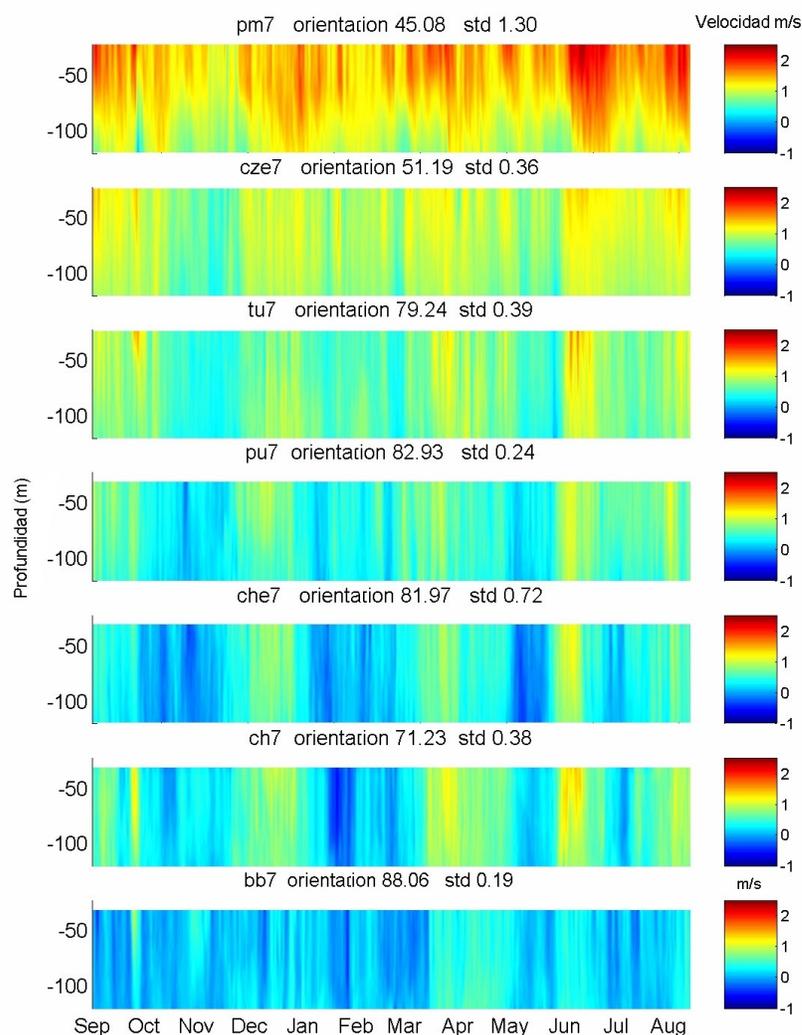


Figura 9. Componentes principales de las corrientes (vectores de velocidad rotados al eje de máxima variabilidad); cada panel corresponde a una estación cuyo nombre se indica en la parte superior de manera abreviada (por ejemplo el primero pm corresponde a Puerto Morelos). Los valores de orientación corresponden al ángulo al que está orientado el eje de máxima variabilidad con respecto al este avanzando contra las manecillas del reloj; los valores de desviación estándar indican como varía el ángulo de orientación con la profundidad.

Las corrientes tienen una tendencia general a incrementar hacia el norte alcanzando magnitudes de 2.4 m/s al norte de Cozumel. Existen, no menos importantes, periodos de flujo hacia el sur observados alrededor de Chinchorro con magnitudes entre -0.2 m/s en Pulticub y -0.57 en el Canal de Chinchorro (figura 9 y figura 4 para su localización)

La tabla V sintetiza los valores estadísticos de las corrientes para cada estación. La velocidad media del flujo en la región esta dentro del rango de los 0.16 m/s en Boca Bacalar a 1.29 m/s en Puerto Morelos. Las desviaciones estándar solamente son mayores que la media en Boca Bacalar, de magnitud similar en el Canal de Chinchorro y menores en Puerto Morelos y Cozumel Exterior.

Abascal et al., (2003) analiza el flujo medio y las fluctuaciones en el Canal de Yucatán encontrando que las desviaciones estándar no superan la magnitud del flujo medio donde se localiza el núcleo de la Corriente de Yucatán. A partir de lo mencionado y los valores encontrados a lo largo del Caribe Mexicano que muestran desviaciones estándar mayores o del mismo orden que el flujo medio en las estaciones del sur y una disminución progresiva de las mismas en las estaciones del norte, suponemos que la Corriente de Yucatán se desarrolla conforme viaja hacia el norte.

Tabla V. Valores estadísticos del análisis de componentes principales de la corriente

Estación	Media	Máximo	Mínimo	Desviación estándar
Pm	1.293	2.413	0.065	0.289
Cze	0.911	1.468	0.272	0.191
Tu	0.694	1.680	0.073	0.224
Pu	0.497	1.154	-0.205	0.234
Che	0.320	1.207	-0.384	0.302
Ch	0.465	1.431	-0.577	0.339
Bb	0.161	1.040	-0.480	0.186

La señal de la velocidad es coherente en la vertical a pesar de que la magnitud decrece con la profundidad; los porcentajes de disminución de la superficie (33m) a los 121 metros son: En la estación localizada más al norte (Puerto Morelos) 16%, en Cozumel y Tulum alrededor del 30%, en Pulticub y Chinchorro Exterior menos del 10% y solamente en el Canal de Chinchorro y Boca Bacalar tiene una disminución más abrupta de 43 y 67% respectivamente.

En la figura 9 podemos observar que en todas las estaciones ocurre una intensificación de la corriente durante los meses de Junio-Julio; dicha intensificación presenta un desfase entre estaciones ocurriendo primero en la estación localizada más al sur y propagándose hacia el norte. Suponemos que parte de dicha intensificación se relaciona con la presencia de la tormenta tropical Claudette que penetró el Mar Caribe en la parte sur, se desplazó hacia la Península de Yucatán a una velocidad aproximada de 26km/hora y alcanzó una posición 32 km al sureste de la Isla Cozumel en Julio 11 (NOAA, 2003).

Como se mencionó anteriormente, los flujos hacia el sur sólo ocurren alrededor de Chinchorro siendo de mayor magnitud dentro del Canal de Chinchorro (-0.57 m/s), sin embargo, el flujo hacia el norte es de 2 a 5 veces

mayor. En la figura 9 es posible distinguir que en Pulticub y Chinchorro Exterior estos flujos hacia el sur ocurren con mayor intensidad en Octubre (25 y 26 respectivamente) y Mayo mientras que en el Canal de Chinchorro y Boca Bacalar son más intensos en Enero (20 y 26 respectivamente), sin embargo, cambios importantes en la magnitud de la velocidad ocurren en todas las estaciones en los mismos periodos.

Se obtuvieron elipses de variabilidad para cada estación a cada profundidad aplicando también el método de descomposición de valores singulares a las series temporales de anomalías de velocidad con las series temporales de las anomalías de las componentes de velocidad este-oeste, $u' = u - \bar{u}$ y norte-sur, $v' = v - \bar{v}$. Se construyó un vector para cada profundidad en cada estación; así la matriz W para la serie temporal de la velocidad de corriente a la profundidad de 33 metros se puede expresar como: $W = [u'(t, z_1), v'(t, z_1)]$ donde z es la profundidad, z_1 corresponde a los 33m y t es el tiempo. La magnitud del eje de máxima variabilidad o semieje mayor (M) es el primer valor singular ($L_{kk=1,1}$) y la magnitud del eje de mínima variabilidad o semieje menor (m) es el segundo valor singular ($L_{kk=2,2}$).

Los resultados mostraron coherencia del flujo de los 33 a los 121 metros de profundidad (mostradas en la figura 10).

La orientación de las elipses es similar a la de la costa de la Península de Yucatán, generalmente la orientación de la media del vector de corriente concuerda con la orientación del semieje mayor de la elipse, sin embargo, esto no

ocurre en Pulticub, Chinchorro y Boca Bacalar probablemente como consecuencia de la irregularidad de la topografía en el área (existencia de un monte marino).

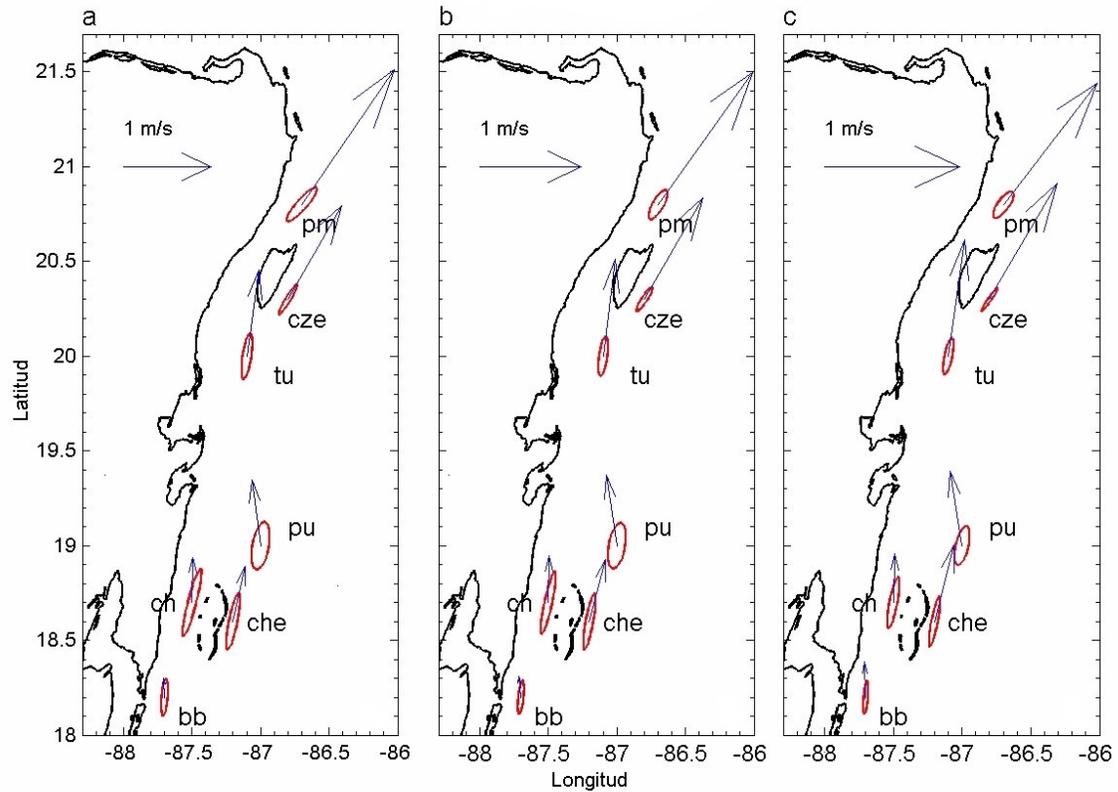


Figura 10. Elipses de variabilidad y vector de velocidad media a (a) 33 metros de profundidad, (b) 73 metros de profundidad y (c) 121 metros de profundidad. La figura plasma la coherencia vertical en la variabilidad de las corrientes.

La excentricidad (ec) de las elipses es un parámetro utilizado para medir la variabilidad de la orientación de las corrientes Weisstein (1999), se expresa:

$$ec = \sqrt{1 - \left(\frac{m^2}{M^2} \right)} \quad (9)$$

donde M y m son el semieje mayor y el semieje menor respectivamente.

Valores de excentricidad cercanos a 1 implican una variabilidad de la orientación del flujo casi rectilínea mientras que valores cercanos a cero implican una alta variabilidad en la orientación del flujo. Los resultados de este análisis se resumen en la Tabla VI y muestran que las corrientes en toda la región varían a lo largo de una dirección principal (rectilínea). Los valores de desviación estándar de los semiejes dan idea de que la variabilidad de la magnitud es mayor en Pulticub.

Tabla VI. Datos de elipses de variación de las corrientes

Estación	Orientación (grados)	desviación estándar	Semieje mayor	desviación estándar	Semieje menor	desviación estándar	Ec
Pm7	45.08	1.30	0.22	0.03	0.07	0.004	0.948
Cze	51.19	0.36	0.18	0.02	0.03	0.004	0.986
Tu	79.24	0.39	0.22	0.02	0.06	0.015	0.962
Pu	82.93	0.24	0.23	0.06	0.11	0.010	0.878
Che	81.97	0.72	0.30	0.01	0.056	0.006	0.983
Ch	71.22.	0.38	0.34	0.03	0.060	0.002	0.984
Bb	88.06	0.19	0.17	0.05	0.04	0.004	0.972

4.2.2.2 FEO's de perfiles verticales de velocidad

Se obtuvieron las funciones empíricas ortogonales ($E_k(m)$) y correspondientes componentes principales ($\alpha_k(t)$) de los perfiles verticales de anomalías de velocidad para cada estación, para ello se construyeron matrices $W(u'(t, z_m), v'(t, z_m))$ donde x es el vector de m profundidades (33, 41, 49, 57, 65, 73, 81, 89, 97, 105, 113 y 121 metros) y t es el tiempo. Posteriormente se eliminó el promedio, se normalizó y se llevó a cabo su descomposición en valores singulares como se describe en la sección 4.2.2.1; los porcentajes de varianza p_v que explica

cada modo se obtuvieron a partir de los valores singulares de la matriz L con la siguiente expresión:

$$pv_k = \frac{(L_{kk})^2}{\left(\frac{L_{kk}}{\sum L_k} \right)^2} * 100 \quad (10)$$

En este caso las unidades físicas están incluidas en las funciones empíricas y no en las componentes principales por lo que $E_k(m) = L_{kk} * E_k$. Los vectores de variabilidad espacial (a cada profundidad) se construyeron con las funciones empíricas obtenidas con ambas componentes (u' y v').

Los resultados fueron muy similares para todas las estaciones; la figura 11 plasma los modos obtenidos en la estación de Puerto Morelos para ejemplificar los resultados. El primer modo explica del 69-95% de la varianza (ver Tabla VII); tiene una dirección suroeste-noreste y coherencia vertical con la profundidad como era de esperarse por los resultados observados de la orientación del eje principal de las elipses de variabilidad (sección 4.2.2.1) y su estructura vertical refleja un primer modo con poca variación vertical. Los periodos en los que la serie temporal tiene valores negativos indican un debilitamiento de la corriente. El segundo modo explica entre el 2-20% de la varianza total dependiendo de la estación (ver Tabla VII) pero se debe ser cuidadoso al darle una interpretación física a la estructura espacial de este modo porque, al no considerar corrientes en toda la columna de agua, puede ser solo consecuencia de la ortogonalidad de los modos.

Tabla VII. Porcentaje de varianza explicado por cada modo de las feos de perfil vertical de anomalías de velocidad.

Estación	% explicado por el modo 1	% explicado por el modo 2
Pm	69	20
Cze	90	5
Tu	85	7
Pu	80	16
Che	95	2
Ch	95	2
Bb	86	6

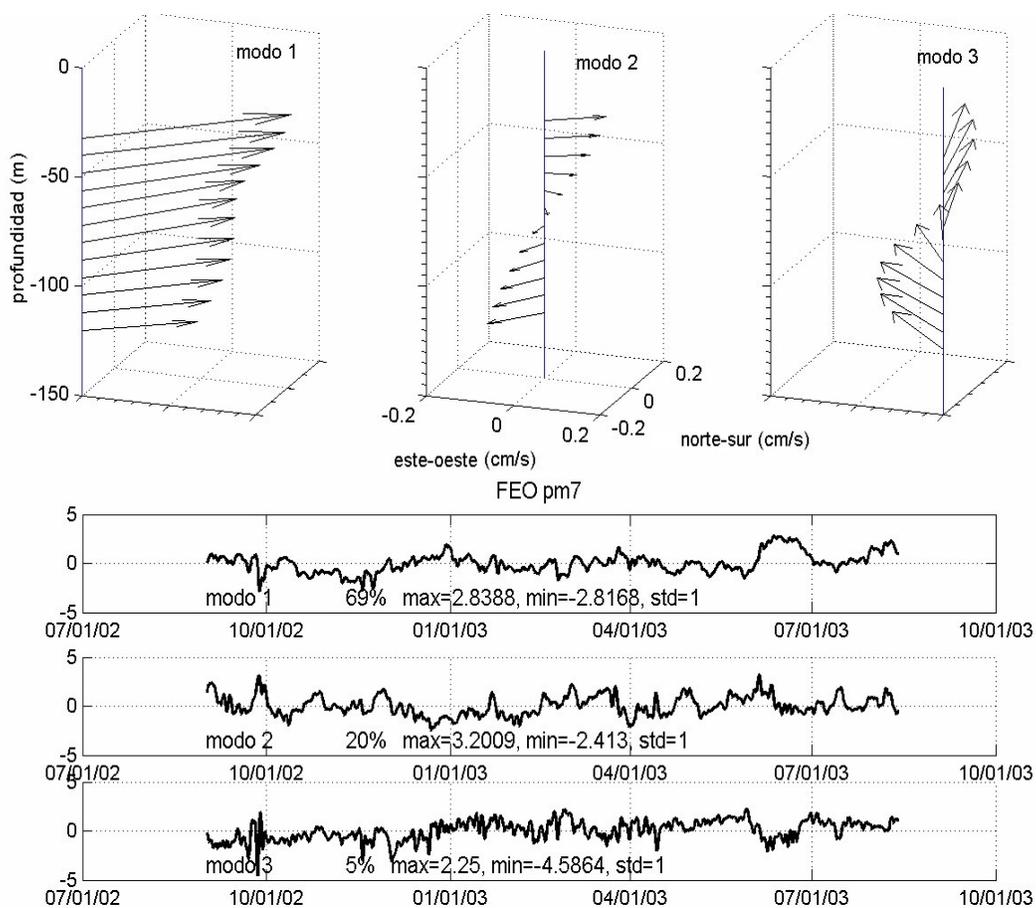


Figura 11. Funciones empíricas ortogonales para el perfil vertical de anomalías de velocidad de Puerto Morelos. Los paneles superiores muestran la estructura espacial de los primeros tres modos y los paneles inferiores corresponden a la evolución temporal de cada modo.

4.2.2.3 FEO's del campo horizontal de velocidad

Para analizar la estructura de la variabilidad horizontal en la región se obtuvieron las funciones empíricas ($E_k(m)$) ortogonales y correspondientes componentes principales ($\alpha_k(t)$) de los campos horizontales de anomalías de velocidad (a cada profundidad); para ello se construyeron matrices $W(u'(t, x_m), v'(t, x_m))$ donde x es el vector de las m estaciones (pm, cze, tu, pu, che, ch, bb) y t es el tiempo. Posteriormente se realizó una descomposición en valores singulares.

En este caso las unidades físicas también están incluidas en las funciones empíricas y no en las componentes principales. Los vectores de variabilidad espacial (en cada estación) se construyeron a partir de las funciones empíricas obtenidas con ambas componentes (u' y v').

Tabla VIII. Porcentaje de varianza explicado por cada modo de las FEO's del campo horizontal de anomalías de velocidad.

Profundidad	% explicado por el modo 1	% explicado por el modo 2
33	61	16
41	72	15
49	61	15
57	61	14
65	62	13
73	62	14
81	74	13
89	75	14
97	75	12
105	60	15
113	59	1
121	59	15

La figura 12 muestra la variabilidad espacial y temporal de los modos. La estructura temporal del primer modo (61% de la varianza) muestra una variabilidad dominante con una periodicidad alrededor de 3 meses que puede estar relacionada con la ocurrencia de los flujos hacia el sur cerca de Chinchorro que ocurren a finales de Octubre/2002, Enero/2003 y principios de Mayo/2003, los que a su vez parecen estar relacionados con el paso de remolinos de mesoescala en la región de medición como se discute más adelante.

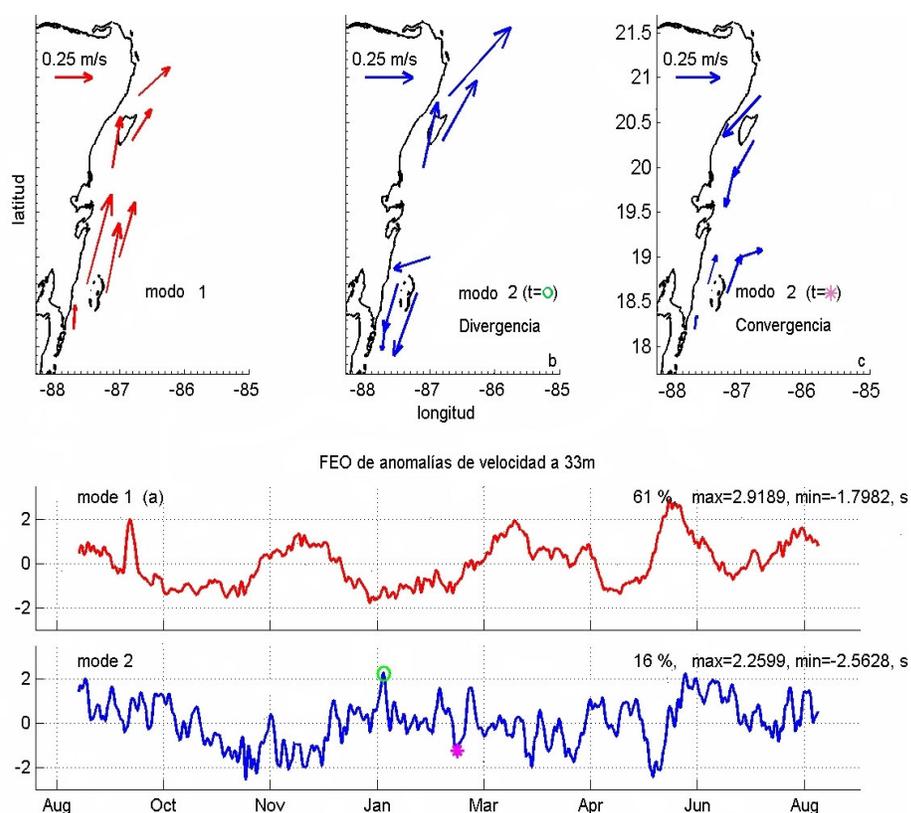


Figura 12.

Funciones empíricas ortogonales de anomalías de velocidad de corriente a los 33 metros de profundidad. Los 3 paneles superiores muestran la estructura espacial y los 2 paneles inferiores muestran la evolución temporal. Las graficas en rojo corresponden al primer modo y las gráficas en azul al segundo modo. b) representa la estructura espacial del modo 2 al tiempo señalado con un círculo en la serie temporal ($t>0$) y c) representa la estructura espacial del modo 2 al tiempo señalado con un asterisco en la serie temporal ($t<0$).

El segundo modo explica alrededor del 16% de la varianza total y representa la intensificación y debilitamiento de la Corriente de Caimán. Si multiplicamos la serie temporal por la estructura espacial, la evolución de este modo resulta en una divergencia cuando la estructura temporal tiene valores positivos (mostrados en la figura 12b) y en una convergencia cuando la estructura temporal tiene valores negativos (mostrados en la figura 12c). La divergencia y convergencia en la región ocurre entre la Isla de Cozumel y Banco Chinchorro donde la Corriente Caimán fluye hacia la Península de Yucatán.

Con el objetivo de encontrar que estación contribuye más a la variabilidad temporal explicada por las funciones empíricas ortogonales del campo horizontal de anomalías de velocidad, se calcularon coeficientes de correlación entre la serie temporal del primer modo de dicho análisis y la serie temporal del primer modo de los perfiles verticales de cada estación. De acuerdo al método Chelton descrito por Emery y Thomson (2001) todas las estaciones mostraron una correlación significativa con la componente principal horizontal, pero las estaciones de Chinchorro mostraron valores de correlación más altos (0.91 para la estación del Canal de Chinchorro).

El coeficiente de correlación r es una medida que se utiliza para determinar que tan bien co-varían dos variables en tiempo o espacio. Para dos variables $x(t)$ y $y(t)$ el coeficiente de correlación se obtuvo a partir de la siguiente expresión:

$$r = \frac{C_{xy}}{S_x S_y} \quad (11)$$

donde S_x y S_y son las desviaciones estándar de x y y respectivamente y C_{xy} es la covarianza de x y y definida por:

$$C_{xy} = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (12)$$

donde N es el número de datos.

El coeficiente de correlación adquiere valores entre -1 a 1 siendo estos los máximos de correlación a desfase de 180° y en fase respectivamente.

Para poder probar que un coeficiente de correlación es significativo o no estadísticamente, es necesario realizar una prueba z en la que se rechaza o acepta la hipótesis nula (que asevera que hay correlación) a un nivel de confianza α específico. Los valores significativos para los coeficientes de correlación están en función de los grados efectivos de libertad, es decir, del número de datos que existe entre dos datos independientes dentro de una serie; este valor se obtuvo para cada par de series a las que se les hizo el análisis de correlación con la siguiente expresión:

$$gl = \frac{N}{\left[\sum_{\tau=-\infty}^{\infty} C_{xx}(\tau)C_{yy}(\tau) + C_{xy}(\tau)C_{yx}(\tau) \right] / [C_{xx}(0)C_{yy}(0)]} \quad (13)$$

donde

$$C_{xx}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)x(t+\tau)dt \quad (14)$$

$$C_{xy}(\tau) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{T} \int_0^T x(t)y(t+\tau)dt \quad (15)$$

Conociendo los grados de libertad fue posible buscar los valores de r significativos para un α específico; en este caso se consideró un nivel de confianza del 95% y se consultó la tabla de distribución de probabilidad de la función de correlación publicada por Emery y Thomson 2001.

Además de los análisis de correlación se realizaron análisis de correlación cruzada para encontrar el máximo de correlación entre dos series y el desfase temporal al que este ocurre descifrando así posibles procesos de propagación. Para obtener dicho coeficiente (R_{xy}) se utilizó la siguiente expresión:

$$R_{xy}(\tau) = \frac{C_{xy}(\tau)}{[C_{xx}(0)C_{yy}(0)]^{1/2}} \quad (16)$$

Con el propósito de saber si existía una propagación en dirección sur-norte se calcularon las funciones empíricas ortogonales del campo horizontal de anomalías de velocidad para las estaciones alrededor de Chinchorro y alrededor de Cozumel de forma separada y se obtuvo el coeficiente de máxima correlación (o correlación cruzada) entre las series temporales de los primeros modos obtenidos; la correlación entre las componentes temporales fue significativa ($r=0.75$) al 95% de confianza mostrando un desfase de 5 días antecediendo Chinchorro. Debido a que el análisis realizado para todas las estaciones mostró coherencia vertical este análisis sólo se llevó a cabo para el campo de anomalías de velocidad a los 33 metros de profundidad.

4.2.2.4 Comparación de las FEOs observadas y modeladas (OPA)

Los modos encontrados a partir de las observaciones son congruentes con los obtenidos utilizando datos de velocidad generados con simulaciones del modelo Ocean Parallelisé (OPA) en la configuración CLIPPER ATL6 (ver Candela *et al.*, 2003 para detalles del modelo). La configuración CLIPPER ATL6 tiene un dominio que cubre todo el Océano Atlántico y ha sido probado y reportado (Candela *et al.*, 2003) que explica de manera cualitativa las características del flujo observadas en el Canal de Yucatán y reproduce alguna de las propiedades estadísticas concluyendo así que el modelo OPA es confiable para el estudio de algunos aspectos dinámicos del campo de flujo observado en la región caribeña. A pesar de que el periodo de tiempo simulado con el modelo no coincide con el periodo de observaciones el enfoque que se le da es en las características generales de la variabilidad y no en detalles específicos por lo que la comparación entre el modelo y las observaciones es válida.

Cinco años (de 1979 a 1983) de datos de velocidad de corriente generados con el modelo OPA configuración CLIPPER ATL6, el cual tiene una resolución de $1/6^\circ$ (aproximadamente 17km en la región), fueron obtenidos para hacer un análisis de funciones empíricas ortogonales y compararlas con los resultados del mismo análisis realizado con los datos observados. Los resultados son similares en ambos casos (observaciones y modelo), la estructura espacial del primer modo representa anomalías del flujo a lo largo de la costa con dirección noreste durante los eventos de las series temporales positivos y una dirección suroeste durante los

eventos de las series temporales negativas. Los porcentajes de variabilidad explicados son de 61 y 53.7 usando las observaciones y el modelo, respectivamente. La estructura del segundo modo espacial presenta eventos de divergencia y convergencia de la Corriente Caimán y explica el 16% (observación) y 17.4% (modelo) (ver figura 13).

Para determinar si existía alguna relación entre la variabilidad a lo largo del caribe mexicano y la variabilidad a través del Canal de Yucatán se utilizaron datos de la velocidad de la corriente generados con el modelo OPA, configuración CLIPPER ATL6 para calcular las funciones empíricas en la región del presente estudio incluyendo el Canal de Yucatán; los resultados se muestran en la figura 13 donde se puede observar que las estructuras espaciales encontradas a través del Canal de Yucatán son similares a las funciones empíricas ortogonales discutidas por Abascal *et al.*, 2003, Athié *et al.*, 2004 (sometido para publicación) quienes utilizaron datos observados y por Candela *et al.*, 2003 quienes utilizaron datos observados y modelados de una sección vertical a través del Canal de Yucatán.

Es interesante observar que la estructura que presentan las funciones empíricas en el Canal de Yucatán está relacionada con las de la región del presente estudio y además se puede explicar como la influencia del paso de remolinos en la zona; esta hipótesis ya ha sido planteada anteriormente por Abascal *et al.*, 2003 y Candela *et al.*, 2003 para el Canal de Yucatán y por Athié *et al.*, 2004 (sometido para publicación) para el Canal de Yucatán y el Canal de Cozumel. También es importante mencionar que las estructuras temporales de los

primeros dos modos (obtenidas con el modelo) para la región del presente estudio y para esta misma incluyendo el Canal de Yucatán concuerdan.

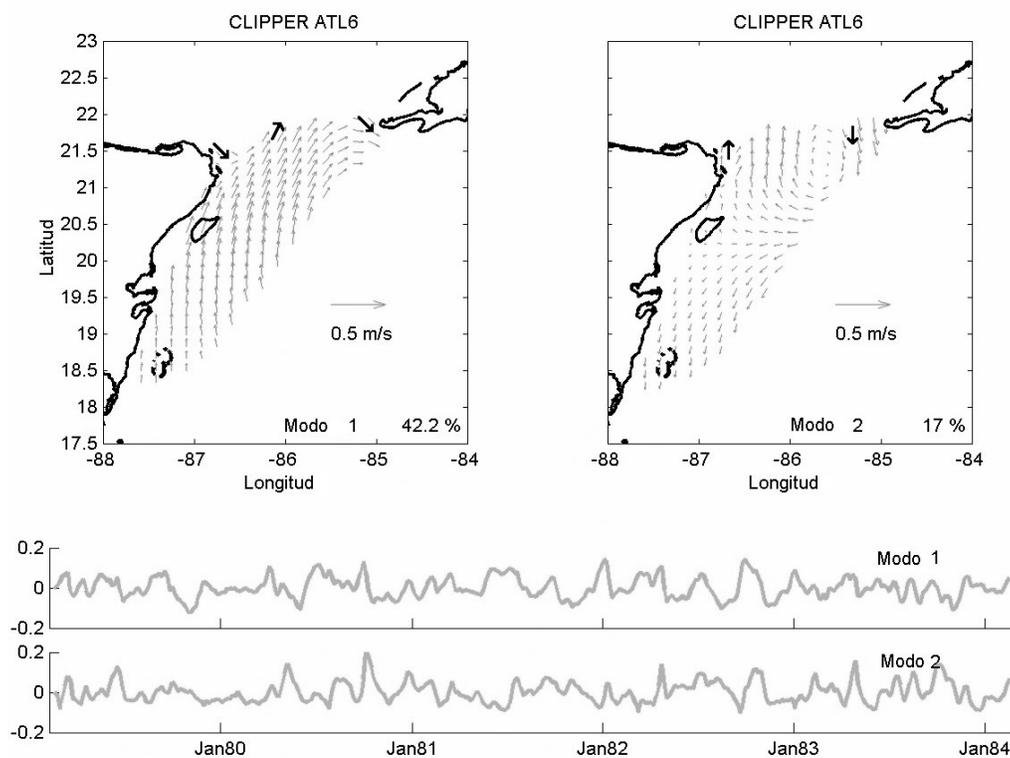


Figura 13. Funciones empíricas ortogonales de las anomalías de velocidad superficial simuladas con el modelo OPA configuración CLIPPER ATL6 para la región de estudio incluyendo el Canal de Yucatán. Los paneles superiores muestran las estructuras espaciales de los modos 1 y 2 y los paneles inferiores sus respectivas estructuras temporales.

La estructura espacial del primer modo presenta un flujo alineado a la costa en la región de estudio simultáneamente con flujos coherentes en los extremos del Canal de Yucatán y un flujo opuesto en el centro del mismo; la estructura espacial del segundo modo representa la divergencia (convergencia) entre Isla Cozumel y

Banco Chinchorro cuando la serie temporal de las funciones empíricas ortogonales tiene valores positivos (negativos) de manera simultánea con flujos opuestos en cada lado del Canal de Yucatán.

La existencia de remolinos, generalmente anticiclónicos pero también ciclónicos en esta región ha sido reportada (Andrade *et al.*, 2000) y existen fuertes indicaciones de que modulan los patrones de circulación en la región explicando la mayor parte de la variabilidad de las corrientes. Candela *et al.*, 2003 a partir de datos del modelo OPA configuración CLIPPER ATL6 encontró que la mayor parte de la variabilidad del flujo a través del Canal de Yucatán es explicada por la existencia de trenes de remolinos que atraviesan la región; Abascal *et al.*, (2003) obtuvo resultados similares a partir de observaciones en la misma región.

En la figura 14 podemos observar un modelo propuesto por Abascal *et al.*, (2003) y Candela *et al.*, (2003) que explica la estructura de las funciones empíricas ortogonales en el Canal de Yucatán (basándose en la estructura vertical de las anomalías de velocidad) y como se relaciona esta con lo encontrado en la región que se investiga en este estudio.

El primer modo tiene una estructura tripolar (flujos con la misma dirección en los extremos del Canal y contrario en el centro) en el Canal de Yucatán y ha sido explicado como un remolino forzado hacia el extremo este del Canal de Yucatán contribuyendo a la existencia de un flujo unidireccional a lo largo de la costa de la Península de Yucatán. Este mecanismo es congruente con lo que argumenta Athié *et al.*, (2004) para explicar la relación entre la variabilidad de la corriente en el Canal de Cozumel y de Yucatán.

Basándose en lo reportado por Athié *et al.*, 2004 quien menciona que el flujo en el Canal de Cozumel muestra máximos de correlación con el flujo que pasa por el centro del Canal de Yucatán, es de esperarse que la corriente a lo largo del Caribe mexicano tenga el mismo comportamiento que la corriente de la parte central del Canal de Yucatán y no el de los extremos. Lo anterior concuerda con los resultados obtenidos en este estudio.

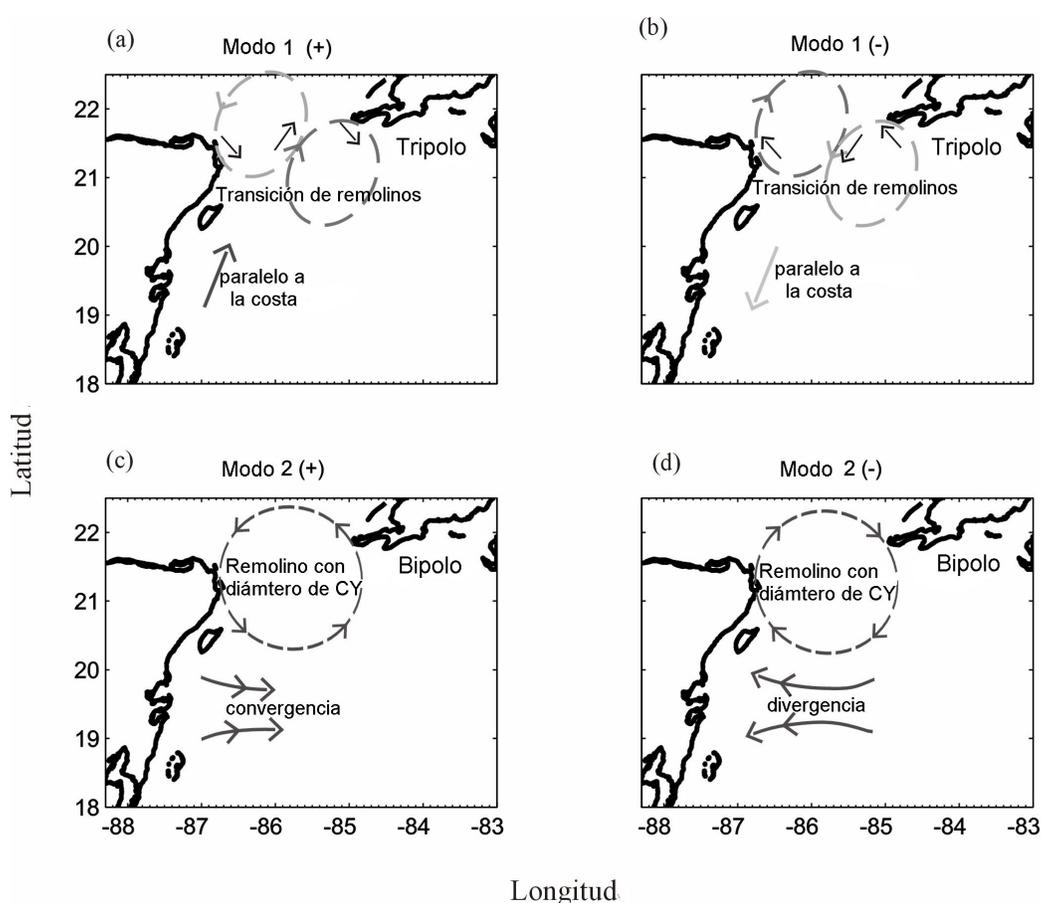


Figura 14. Esquema de interpretación de la estructura espacial de los primeros 2 modos de las FEOs encontrados en el Canal de Yucatán y su relación con la estructura espacial de los primeros dos modos de las FEOs obtenidas a lo largo del caribe mexicano. Los paneles de arriba representan el modo 1 (a) cuando la serie temporal es positiva y (b) cuando es negativa; los paneles de abajo representan el modo 2 (c) cuando la serie temporal es positiva y (d) cuando es negativa.

El segundo modo tiene una estructura bipolar (flujos con dirección opuesta en los extremos del Canal) en el Canal de Yucatán y ha sido explicado como un remolino del ancho del Canal de Yucatán que parece estar relacionado con la intensificación de la Corriente Caimán (que se observa como una divergencia en la estructura de las FEOs) cuando es anticiclónico y con su debilitamiento (que se observa como una convergencia en la estructura de las FEOs) cuando es ciclónico.

4.3 Mecanismos relacionados con la varianza

4.3.1 Análisis Singular Espectral

De aquí en adelante la investigación se basó en estudiar la periodicidad de tres meses que mostró el primer modo de las componentes principales (figura 11 y 12). Debido a que la longitud de las series temporales de corrientes no nos permite resolver con confianza estadística fenómenos con periodos de 3 meses a partir de un análisis espectral, se decidió limpiar la señal para su posterior análisis.

Para aislar la señal se realizó un análisis singular espectral (ASE) con el método descrito por Ghil *et al.*, (2001) a la serie de componentes principales ($\alpha_{k=1}(t)$) del primer modo de cada estación obtenido con la descomposición de valores singulares del perfil vertical de anomalías de velocidad.

Ghil *et al.*, (2001) explica que este análisis permite eliminar el ruido de la señal incrementando la razón de señal/ruido para entender con mayor facilidad la dinámica del sistema que generó la serie. El ASE permite descifrar la información

contenida en la serie original a partir de proveer filtros que se adaptan a los datos y ayudan a separar la serie de tiempo en componentes que son estadísticamente independientes; estas componentes pueden clasificarse esencialmente en tendencias, patrones oscilatorios y ruido y corresponden a señales de distinto periodo. Una característica importante del ASE es que dichas tendencias no son necesariamente lineales y las oscilaciones pueden modular su fase y amplitud.

Para llevar a cabo el ASE se construyó una secuencia $\tilde{\alpha}(t)$ de M vectores dimensionales obtenidos a partir de la serie original $\alpha_{k=1}(t)$ utilizando copias desfasadas de los datos escalares:

$$\alpha_{k=1}(t) = (\alpha(t=1), \alpha(t=2), \dots, \alpha(t=N)) \quad (17)$$

$$\tilde{\alpha}(t) = (\alpha(t+1), \alpha(t+2), \dots, \alpha(t+M-1)) \quad (18)$$

Donde el tiempo para la expresión 18 está dado por $t=1,2,\dots,N'$, y $N' = N - M + 1$. M se selecciona de manera que se extraiga la mayor información posible (M mayor) sin perder confianza estadística en la misma (M menor), en este caso se utilizó $M=1000$.

Posteriormente se construye una matriz $D(N' \times M)$ con los vectores $\tilde{\alpha}(t)$ en sus renglones

$$D = \begin{bmatrix} \tilde{\alpha}(t=1) \\ \vdots \\ \tilde{\alpha}(t=N') \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \alpha(1) & \alpha(2) & \dots & \alpha(1+M-1) \\ \alpha(2) & \alpha(3) & \dots & \alpha(2+M-1) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \alpha(N') & \alpha(N'+1) & \dots & \alpha(N'+M-1) \end{bmatrix} \quad (19)$$

Posteriormente se calcula la matriz de covarianza de la matriz D como: $C_x = \frac{1}{N} D'D$ y se obtuvieron sus eigenvectores o funciones empíricas (E_k), eigenvalores o valores singulares (L_k^2) y componentes principales (A_k) multiplicando la serie original por el eigenvector.

$$A_k(t) = \sum_{j=1}^M \alpha(t+j-1) E_k(j) \quad (20)$$

El fin de este análisis era reconstruir la serie original con las componentes principales que explicaban el mayor porcentaje de variabilidad para obtener una señal más limpia. La reconstrucción se realizó con las componentes principales de los primeros dos modos los cuales explican el 59 y 18% de la varianza total respectivamente y corresponden a señales con periodos de 15 o más días.

Es importante mencionar que existen resultados previos del análisis de variabilidad de las corrientes en el Canal de Yucatán que muestran que la mayor parte de esta, en dicha zona, está originada por fenómenos con periodos mayores a 15 días (Abascal et al., 2003); el análisis de varianza para corrientes a lo largo del caribe mexicano también presenta fluctuaciones dominantes de bajas frecuencias y además parece estar relacionado con lo que sucede en el Canal (sección 4.2.2.4) por lo que se consideró adecuado filtrar fenómenos con periodos menores a 15 días.

La expresión para la serie reconstruida es:

$$R_K(t) = \frac{1}{M_t} \sum_{k \in K} \sum_{j=L_t}^{U_t} \alpha_k (t-j+1) E_k(j) \quad (21)$$

donde K es el conjunto de modos de las funciones empíricas ortogonales en los que se basa la reconstrucción; el valor de normalización M_t y los límites de la sumatoria L_t y U_t difieren entre la parte central y los extremos de la serie de tiempo:

$$(M_t, L_t, U_t) = \left\{ \begin{array}{l} \left(\frac{1}{t}, 1, t \right) \quad 1 \leq t \leq M-1 \\ \left(\frac{1}{M}, 1, M \right) \quad M \leq t \leq N' \\ \left(\frac{1}{N-t+1}, T-N+M, M \right) \quad N'+1 \leq t \leq N \end{array} \right\} \quad (22)$$

En la figura 15 y 16, se muestran los primeros dos modos obtenidos para cada estación y la reconstrucción, podemos observar la habilidad del método para obtener modos que no son necesariamente oscilaciones con formas armónicas (Stocker, 1950).

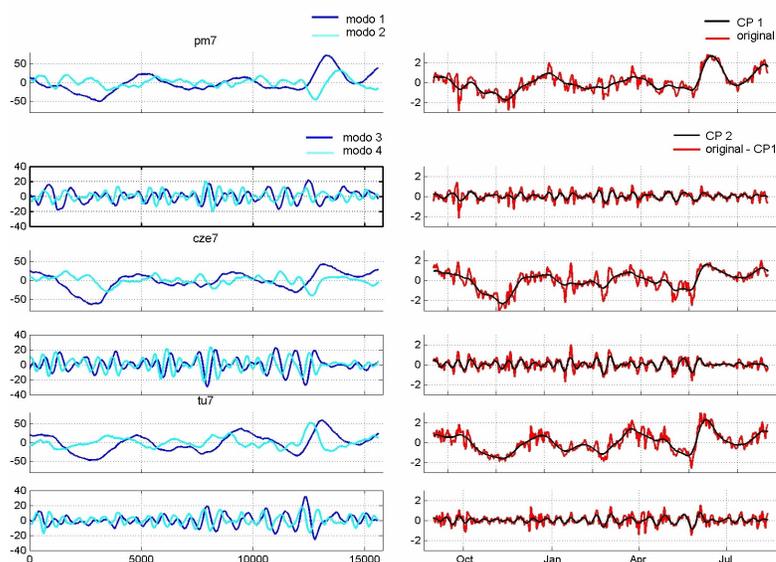


Figura 15. Los paneles de lado izquierdo muestran los primeros cuatro modos que se obtuvieron al aplicar el ASE a la primer componente principal (serie temporal de la primer FEO) del perfil vertical de anomalías de velocidad de cada estación. Los paneles de lado derecho muestran la reconstrucción de las serie de componentes principales (línea negra) a partir de los modos obtenidos con el ASE y su comparación con la serie original (línea roja). Esta figura contiene los resultados para las estaciones localizadas alrededor de Isla Cozumel; en la parte superior de los paneles de la derecha se indica el nombre de la estación a la que corresponden las graficas.

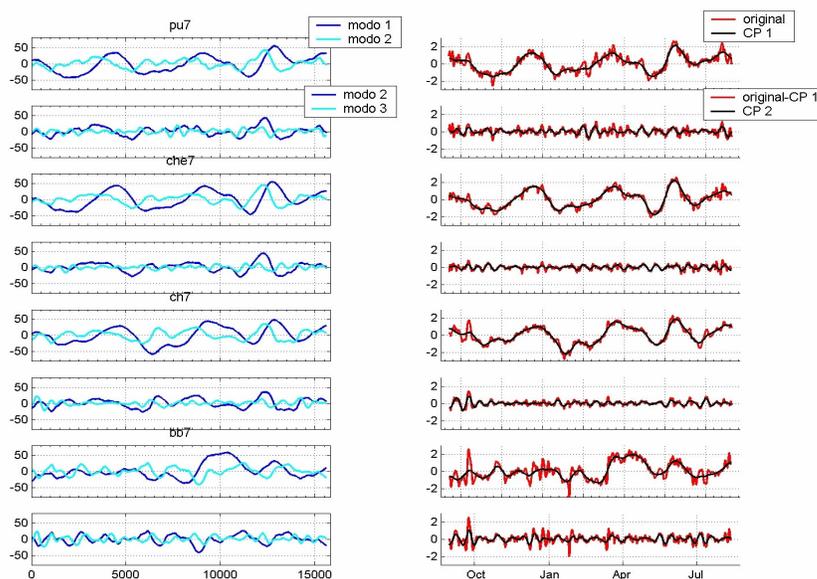


Figura 16. Idem pero para las estaciones localizadas alrededor de Banco Chinchorro.

4.3.2 Correlaciones cruzadas de las series del ASE

La figura 17 muestra las series reconstruidas con los primeros dos modos obtenidos con el ASE para cada estación, se puede observar una clara similitud entre todas las estaciones con excepción de Boca Bacalar la cual tiene menor correlación con las demás (de 0.41-0.7). Se llevó a cabo un análisis de correlación cruzada entre cada par de estaciones, las correlaciones fueron significativas según el método de Chelton descrito por Emery y Thomson, (2001) encontrándose en un rango de 0.63 entre Canal de Chinchorro y Cozumel Exterior a un 0.95 entre Pulticub y Chinchorro Exterior; el máximo desfase es de 10 días y ocurre entre Pulticub y Puerto Morelos.

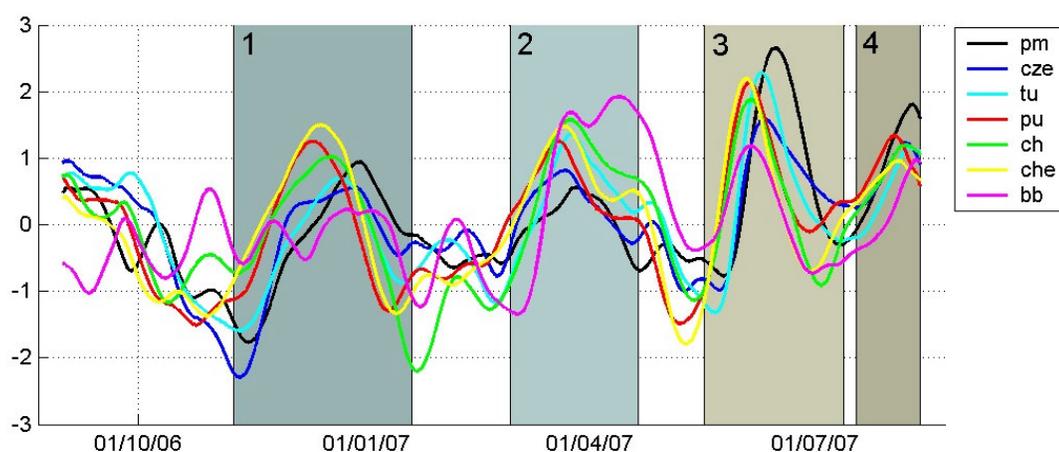


Figura 17. Series de tiempo de la primer componente principal de anomalías de velocidad del perfil vertical reconstruidas con los primeros dos modos obtenidos con el ASE para cada estación. Las partes sombreadas indican eventos durante los cuales ocurren máximos.

Se hizo un análisis cuidadoso de las series del ASE dividiéndolas en 4 eventos (señalados en la figura 17) en los que ocurrían máximos relativos y calculando la correlación cruzada entre cada par de series para después

enfocarse en los desfases que existían y así descifrar el orden de arribo de la señal a cada estación.

Para el primer máximo (8/Nov/2002) la señal evoluciona en el siguiente orden: Pulticub, Chinchorro exterior, Chinchorro Canal, Tulum, Boca Bacalar Cozumel Exterior y Puerto Morelos; para el segundo máximo: Pulticub, Chinchorro Exterior, Tulum, Boca Bacalar, Cozumel Exterior, Chinchorro Canal y Puerto Morelos, para el tercero: Chinchorro Exterior, Pulticub, Chinchorro Canal, Boca Bacalar Tulum, Cozumel y Puerto Morelos y para el cuarto: Pulticub, Chinchorro Exterior, Cozumel Exterior, Chinchorro Canal, Tulum, Puerto Morelos y Boca Bacalar. A partir de los desfases entre los eventos entre cada par de estaciones es posible concluir que la señal inicialmente se propaga de manera zonal conforme se acerca al continente cerca de Banco Chinchorro para después girar al norte y propagarse corriente abajo a lo largo de la costa.

El orden de ocurrencia del primer y tercer evento, plasmado en la figura 18a puede explicarse a partir del flujo medio, generalmente la Corriente Caimán se acerca al continente al norte de Banco Chinchorro de modo que la señal se registra primero en Pulticub; debido a que esta corriente tiene una propagación zonal la señal es después detectada en estaciones alrededor de Chinchorro y finalmente, debido al giro de la Corriente Caimán y el origen de la Corriente de Yucatán que viaja en dirección suroeste-noreste, la señal ocurre en estaciones alrededor de Isla Cozumel de sur a norte; sin embargo, este sistema de circulación es modulado por la presencia de remolinos que modifican la dirección en la que la Corriente Caimán penetra la región como se esquematiza en la figura 18b y 18c.

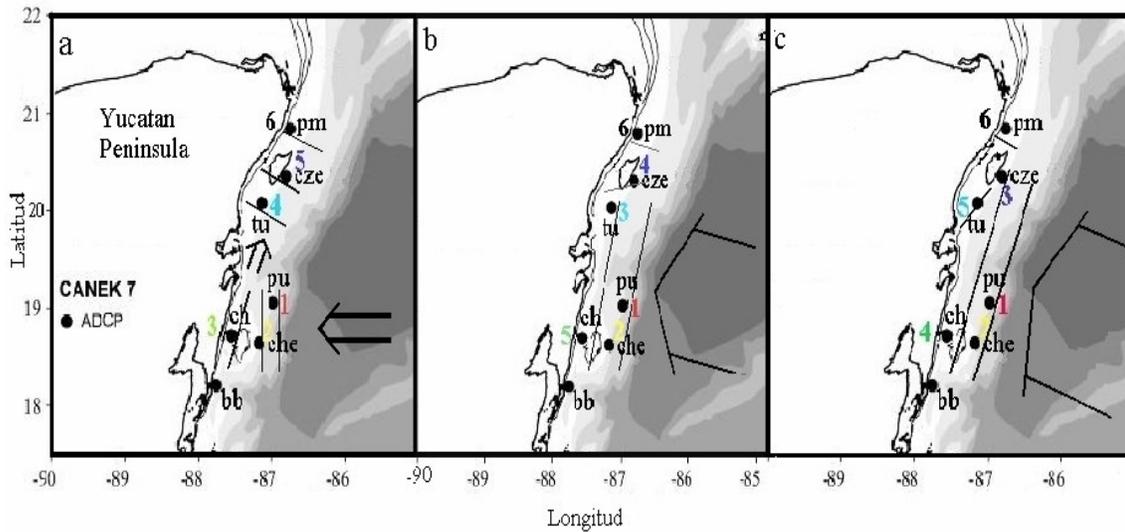


Figura 18. Esquema del orden de ocurrencia de los máximos de los eventos analizados de las series obtenidas con el ASE. Las flechas representan la escala y dirección con la que ocurre la propagación las líneas negras representan la llegada de la señal y los números clarifican el orden de ocurrencia. (a) representa el primer y tercer evento. (b) representa el segundo evento y (c) representa el cuarto evento.

4.3.3 Índice de variabilidad de diferencias de presión

Con el propósito de averiguar si la periodicidad de 3 meses se refleja o está relacionada con las diferencias de presión a través del Canal de Cozumel y Chinchorro se hicieron un par de análisis y comparaciones.

Ochoa *et al.*, (2004) propone un índice de variabilidad o medida de la intensidad de las fluctuaciones de alta frecuencia de las diferencias de presión a través del Canal de Cozumel dado por:

$$I_{\delta p}(t) = \alpha \left\{ \left(\frac{\partial \delta p}{\partial t} \right)^2 \right\} \quad (23)$$

Donde el operador $\{ \}$ es equivalente a hacer un promedio corrido (cada 20 días), δp es la diferencia de presión a través del canal y α es una constante de escalamiento que hace posible la comparación entre series de tiempo. Este índice

fue obtenido para las diferencias de presión entre Calica y Cozumel (I_{pcoz}) (a través del Canal de Cozumel) y para las diferencias de presión entre Xocox y Chinchorro (I_{pchi}) (a través del Canal de Chinchorro). Los índices son de mayor magnitud para el Canal de Cozumel que para el Canal de Chinchorro con medias temporales de 1.43 y 0.25 respectivamente.

Estos índices fueron comparados con las series generadas con el ASE para cada estación (figura 19). De acuerdo al método de Chelton los coeficientes de correlación entre I_{pcoz} y las series del ASE que corresponden a estaciones alrededor de Isla Cozumel (Puerto Morelos, Cozumel Exterior y Tulum) son significativas a un 95% de confianza con valores de 0.52, 0.48 y 0.68 respectivamente; del mismo modo ocurre entre I_{pchi} y las series del ASE que corresponden a las estaciones alrededor de Chinchorro (Pulticub, Chinchorro Exterior, Canal de Chinchorro) con coeficientes de 0.55, 0.53 y 0.59 respectivamente.

Chávez *et al.*, (2003) y Ochoa *et al.*, (2004) encontraron que periodos ageostróficos en el Canal de Cozumel coinciden con periodos de intensas fluctuaciones de alta frecuencia. Durante los eventos ageostróficos en el canal de Cozumel el término advectivo $v \frac{\partial u}{\partial y}$ (con (u, v) como componentes de corriente a través y a lo largo del canal, respectivamente y y la coordenada a lo largo del canal) se vuelve importante en el balance de momentum a través del canal con magnitudes comparables a las del término de Coriolis y a las del gradiente de

presión. Este término advectivo está relacionado a la curvatura del flujo y existen fuertes indicaciones en las simulaciones del modelo OPA configuración CLIPPER ATL6 (figura 21) de que se vuelve activo cuando un remolino o parte del mismo está atravesando la región del Canal de Cozumel.

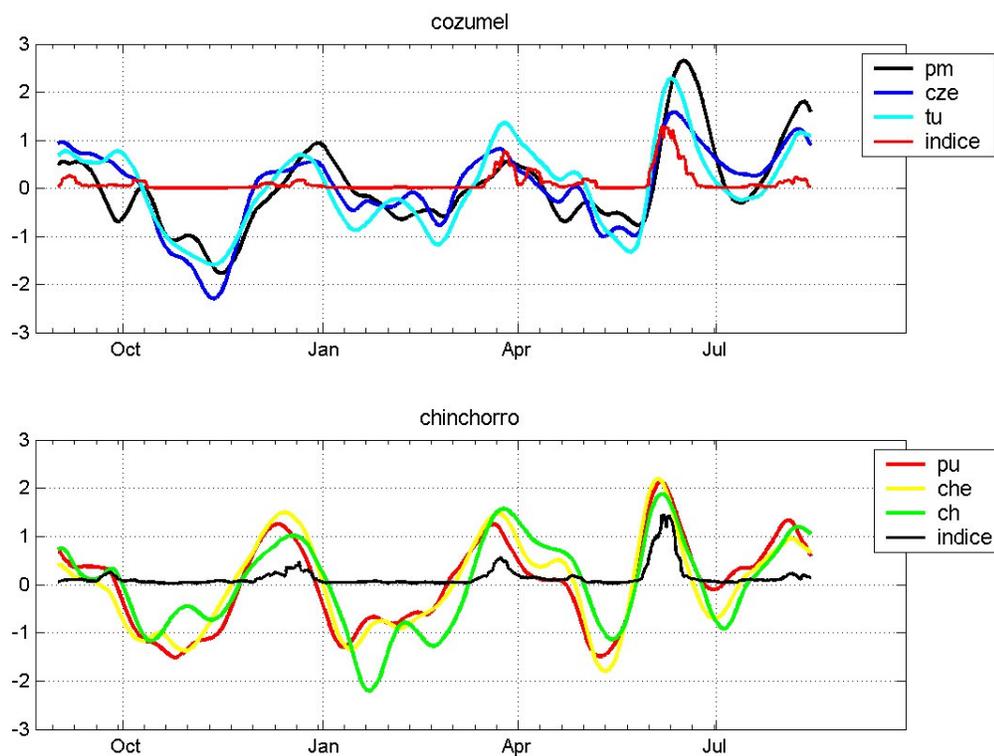


Figura 19. Comparación entre el índice de variabilidad de diferencias presión y las series reconstruidas con el ASE. El panel superior muestra las series del ASE de las estaciones alrededor de Isla Cozumel y el índice de variabilidad de diferencias de presión a través del Canal de Cozumel (Δp_{coz}). El panel inferior muestra las series del ASE de las estaciones alrededor de Banco Chinchorro y el índice de variabilidad de diferencias de presión a través del Canal de Chinchorro (Δp_{chi}). Los índices de variabilidad de presión están escalados para claridad de la figura utilizando un $\alpha=0.08$ para el índice de Cozumel y $\alpha=0.6$ para el índice de Chinchorro.

La ocurrencia simultánea de los máximos en los índices de intensidad de las diferencias de presión y los de las señales del ASE refuerzan la idea de una circulación modulada por el paso de remolinos de mesoescala en la región.

4.3.4 Índice de variabilidad de la corriente

De manera análoga al índice de variabilidad de diferencias de presión se calculó un índice de variabilidad de la corriente (u, v) que representa la intensidad de las fluctuaciones de alta frecuencia de la misma. Este índice se calculó con la siguiente expresión:

$$I_a(t) = \beta \left\{ (\partial u / \partial t)^2 + (\partial v / \partial t)^2 \right\} \quad (24)$$

Donde la notación está dada del mismo modo que para la ecuación 23, β es una constante de escalamiento que se utiliza solamente para generar una grafica donde se comparen las series de manera más sencilla.

A partir de los datos generados con el modelo OPA configuración CLIPPER ATL6 se obtuvieron siete series de velocidad de corriente en localidades que correspondían a las de las estaciones de observación y se calcularon sus correspondientes índices de variabilidad de corriente. Haciendo una comparación entre las series de los índices y el campo medio superficial de velocidades en toda la región se encontró que la ocurrencia de los máximos del índice de variabilidad de corriente es simultánea con el paso de remolinos (figura 20).

Es importante mencionar que las series modeladas a partir de las cuales se calcularon los índices de variabilidad de corriente tienen un $dt=5$ días lo cual implica que los remolinos se expresan en fluctuaciones de frecuencias de $1/5$ cpd.

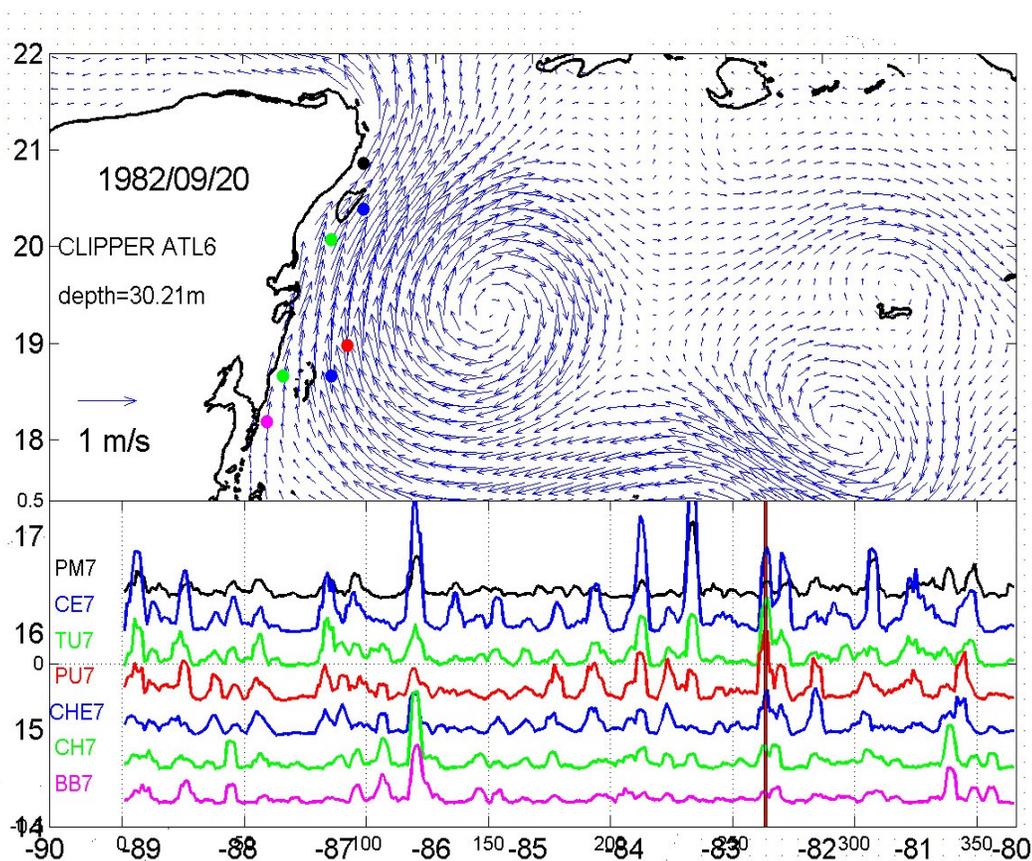


Figura 20. Campo superficial de velocidad (panel superior) y series temporales del índice de variabilidad de corriente (panel inferior) de datos obtenidos con el modelo OPA configuración CLIPPER ATL6. La línea vertical en el panel inferior indica el tiempo que le corresponde a la imagen del panel superior mostrando los índices de variabilidad de corriente para cada estación.

Analizando la evolución del campo medio superficial de velocidad de corriente obtenido con el modelo, observamos que la trayectoria y dimensión de los remolinos es variable y como consecuencia un mismo remolino afecta de manera distinta a cada estación; el modelo muestra que generalmente los

remolinos se aproximan a la región de estudio al sur de Cozumel lo cual se refleja en una menor magnitud del índice de variabilidad de velocidad de corrientes en las estaciones sureñas; un ejemplo de esto se observa en la figura 21.

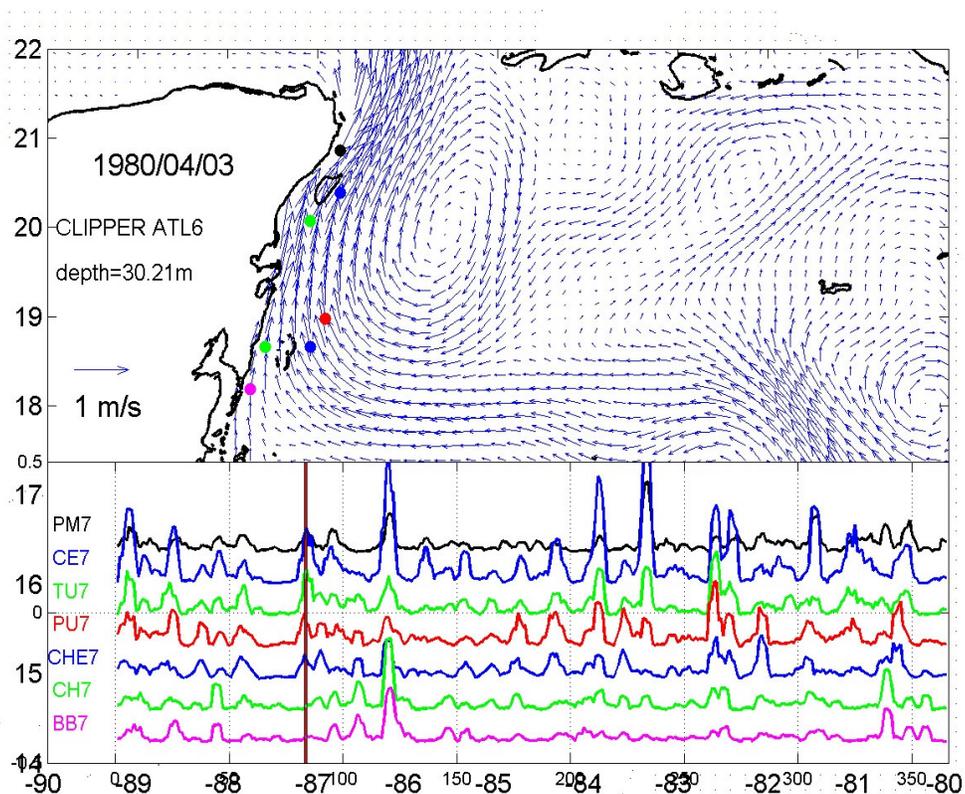


Figura 21. Idem pero para otro tiempo (señalado por la línea vertical en el panel inferior).

Se encontró que el paso de los remolinos generalmente intensifica la corriente, y además puede causar meandros (figura 22), algunos de estos son ciclónicos y probablemente son los causantes de los flujos hacia el sur que se registran en estaciones alrededor de Banco Chinchorro.

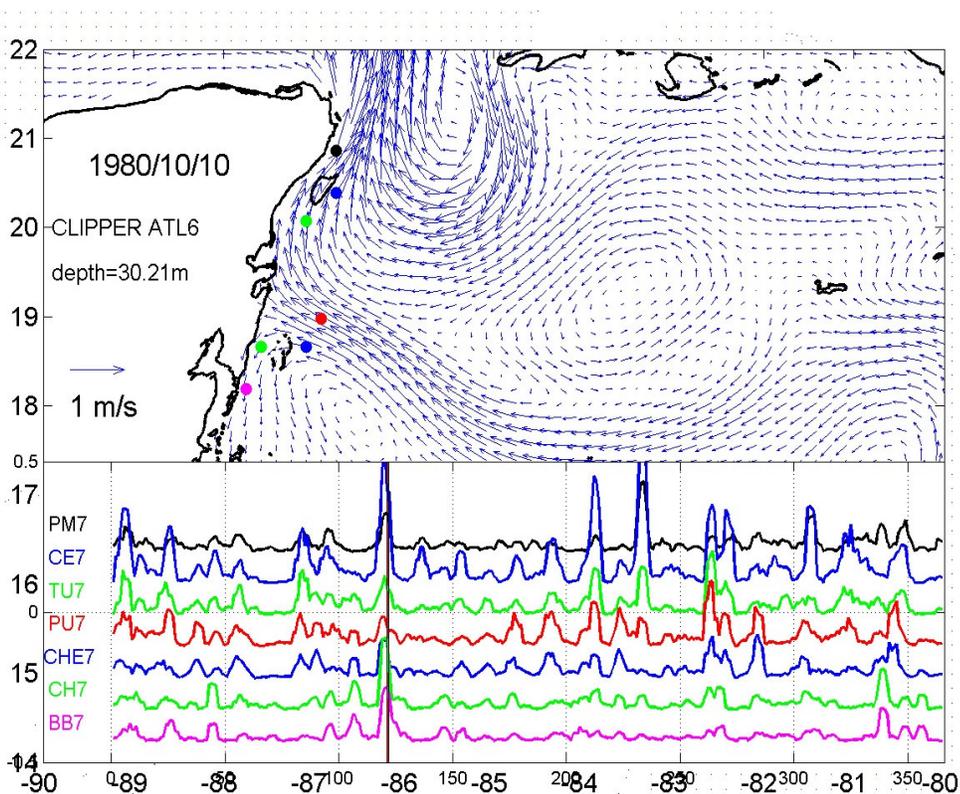


Figura 22. Idem pero para otro tiempo (señalado por la línea vertical en el panel inferior)

La estructura de las series obtenidas a partir del ASE coincide con máximos en las series de los índices de variabilidad de diferencias de presión los cuales se relacionan con eventos de ageostrofia en los que el término advectivo $v \frac{\partial u}{\partial y}$ se activa. Se propone que dicho término se intensifica por la presencia de un remolino en la zona, por lo tanto esperamos que la estructura de las series de índice de variabilidad de corrientes sea similar a la de las series de ASE y de los índices de variabilidad de presión.

Para corroborar lo anterior se obtuvieron los índices de variabilidad de corrientes a partir de las series de velocidad de corrientes de las estaciones observadas sin filtrar, y filtradas eliminando periodos menores a cinco días.

Después de comparar las series de los índices de variabilidad de corrientes con las series de ASE para cada estación encontramos que sus estructuras son similares cuando los índices se obtuvieron a partir de las series sin filtrar (figura 23).

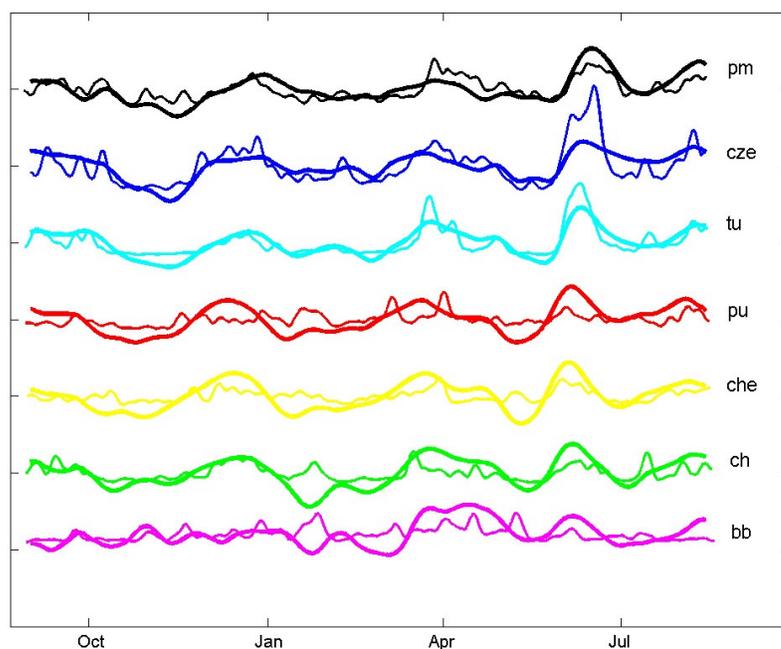


Figura 23. Índices de variabilidad de corriente sin filtrar (líneas delgadas) comparadas con series obtenidas a partir del ASE (líneas gruesas) para cada estación.

Situaciones similares a las observadas en los resultados obtenidos con datos del modelo se presentan; algunas veces máximos del índice de variabilidad de corriente ocurren en la mayoría de las estaciones mientras en otras ocasiones no. El hecho de que exista mayor similitud entre las series de los índices de

variabilidad de corriente de las estaciones del norte sugiere que algunos remolinos inciden desde la región donde se localiza la estación de Pulticub hacia el norte.

En general la estructura de la serie en Boca Bacalar y Chinchorro difiere de las demás indicando la riqueza en escalas y trayectorias de los remolinos en la región.

En el mes de enero se puede observar que la serie del índice de variabilidad de corriente de Chinchorro y Boca Bacalar muestra un máximo que coincide con un mínimo de la serie de ASE, esto puede ser causa de la presencia de un remolino ciclónico que genera flujos hacia el sur; es importante mencionar que la figura 9 muestra la ocurrencia de flujo hacia el sur en estas estaciones durante tales fechas.

El índice de variabilidad de corriente se calculó para cada nivel de profundidad; se observó que presenta la misma estructura en toda la columna de agua (en que se tiene datos) en todas las estaciones a excepción de Boca Bacalar y Pulticub. Para el caso de Pulticub (figura 24) se observa una intensificación de la señal, hacia los niveles profundos de las observaciones entre septiembre y diciembre 2002 y en marzo del 2003. Considerando que esta estación se encuentra en la cima de un monte submarino, este comportamiento puede ser indicativo de movimientos atrapados a este relieve batimétrico.

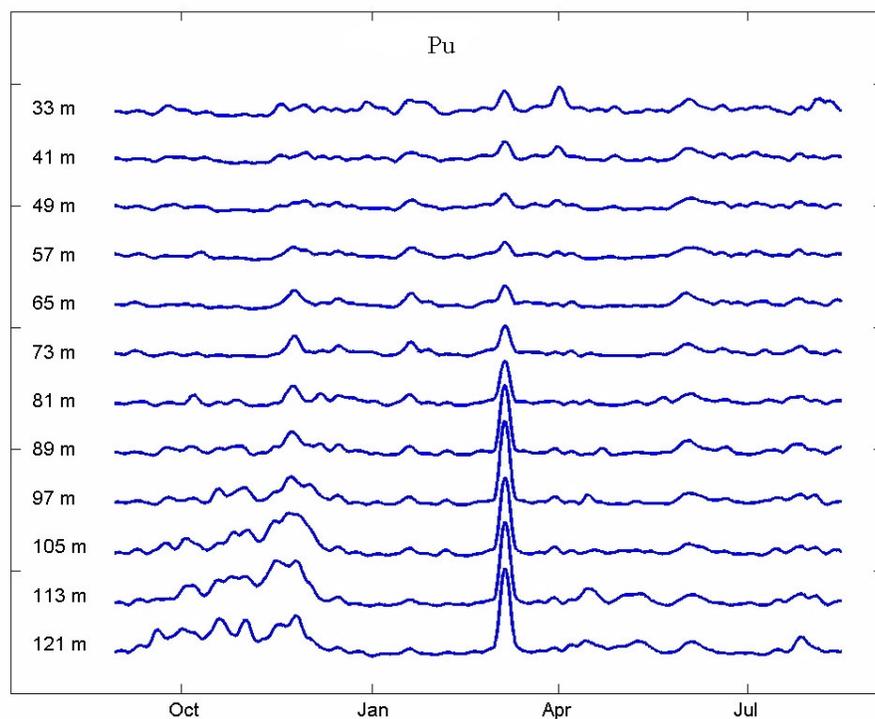


Figura 24. series del índice de variabilidad de corriente para cada nivel de profundidad en Pulticub.

El índice de variabilidad de corrientes coincide con la periodicidad de las series del ASE lo cual indica que los remolinos se expresan a frecuencias altas.

Para saber con mayor exactitud cuales son dichas frecuencias se llevó a cabo un ASE de las series de corriente sin filtrar; a partir de este análisis es posible descomponer la serie original en modos que representan diferentes frecuencias. Se obtuvieron los primeros 10 modos para cada estación y se comparó su estructura con la del índice de variabilidad de corrientes. Se identificaron aquellos modos que presentaban fluctuaciones intensas durante los

mismos periodos de tiempo en los que ocurren máximos en la serie del índice de variabilidad de corrientes.

En la figura 25 se muestra un ejemplo de esto para las estaciones de Tulum y Cozumel Exterior. Podemos observar que la componente principal reconstruida con los modos 5 y 6 del ASE presenta fluctuaciones intensas cuando ocurren los máximos del índice de variabilidad de corriente y menor fluctuación cuando no hay máximos. Para lograr una comparación visual útil entre estas series se restó un factor escalar al índice.

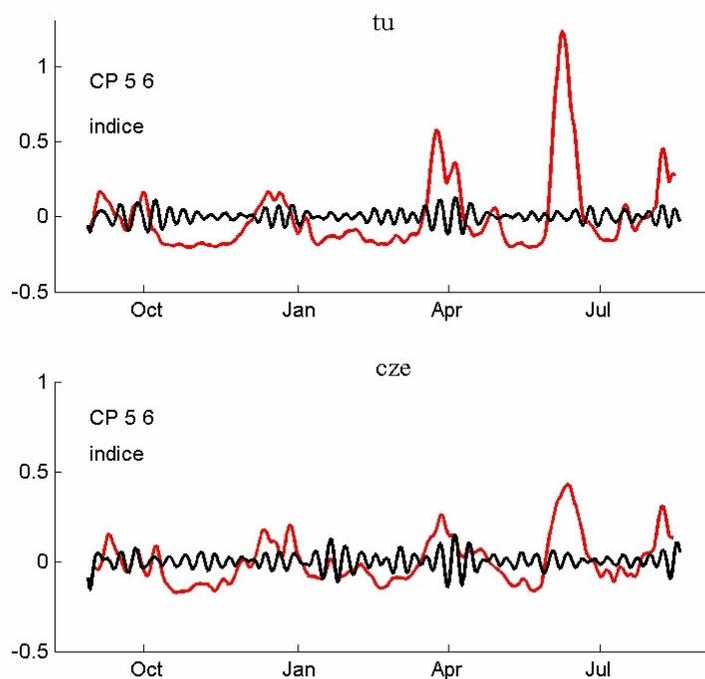


Figura 25. Comparación de los índices de variabilidad de corriente sin filtrar y la componente principal reconstruida con los modos 5 y 6 obtenidos con el ASE de la serie de corrientes sin filtrar. El panel superior corresponde a la estación de Tulum y el inferior a la estación de Cozumel Exterior.

En ocasiones los modos que presentaban fluctuaciones intensas en los mismos periodos en los que se presentaban los máximos eran particulares para

cada uno de estos, por lo que la comparación entre los modos y la serie del índice de variabilidad de corriente se hizo por cada máximo o evento (mencionados en la sección 4.3.1 figura 17).

A continuación se presenta una tabla en la que se mencionan los periodos de los modos que presentaron intensas fluctuaciones en cada evento y en cada estación.

Tabla IX. Periodos de los modos del ASE de la serie de corriente sin filtrar que presentaron fluctuaciones intensas en cada máximo o evento para cada estación.

Evento	Periodo (días)	Estaciones						
		pm	cze	tu	Pu	che	Ch	bb
1	1					.		
	4			.	.			
	5				.			.
	6			.		.	.	
	7
	9			.				
2	1					.		
	4				.			
	5				.		.	.
	6			.		.		
	7		.			.		
	8	.	.			.		
	10		.	.				.
	11					.		
3	4			.	.			
	5	.			.			.
	6			.				
	7
4	5				.		.	.
	6			.				
	7	.	.	.				
	8		
	9			.				
	11		.		.	.		

Podemos observar que el paso de un remolino se refleja en periodos entre 1-11 días, con mayor frecuencia entre 5-8 días. Suponemos que lo que ocurre es que un remolino conlleva procesos turbulentos (no lineales) de frecuencias altas que son los que se expresan como fluctuaciones intensas en los modos del ASE de las series de corrientes.

El hecho de que un mismo evento se exprese en frecuencias distintas en cada estación puede deberse a que la interacción del flujo con la topografía presente en cada estación genera procesos diferentes y/o no lineales.

Se llevaron a cabo espectros rotacionales de las series de corriente sin filtrar para conocer las frecuencias de los fenómenos más energéticos y distinguir si existe dominancia de la componente con rotación positiva (ciclónica) o negativa (anticiclónica). En las figuras 26 y 27 podemos observar los espectros obtenidos para las estaciones alrededor de Cozumel y Chinchorro respectivamente. Podemos observar que todas las estaciones a excepción de Chinchorro Exterior muestran picos energéticos alrededor de los 20 días. También es posible observar los picos de marea.

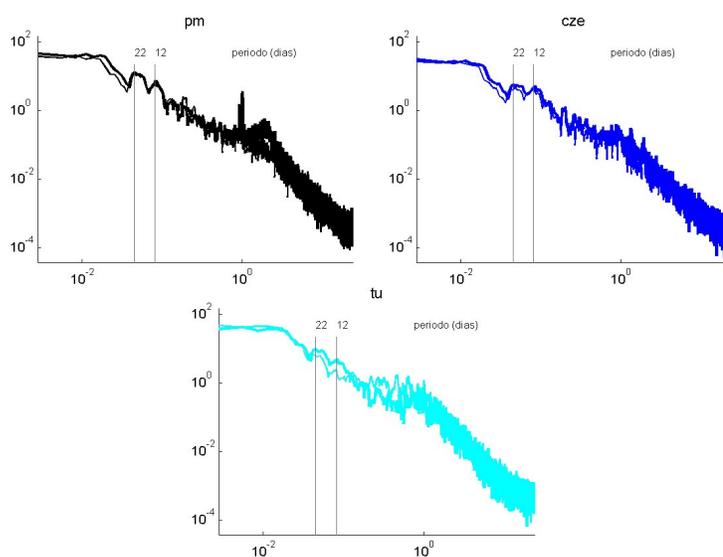


Figura 26. Espectros rotacionales para las estaciones alrededor de Cozumel; se señala con líneas picos energéticos de las bajas frecuencias. La línea delgada representa la componente negativa (anticiclónica) y la gruesa la positiva (cyclónica).

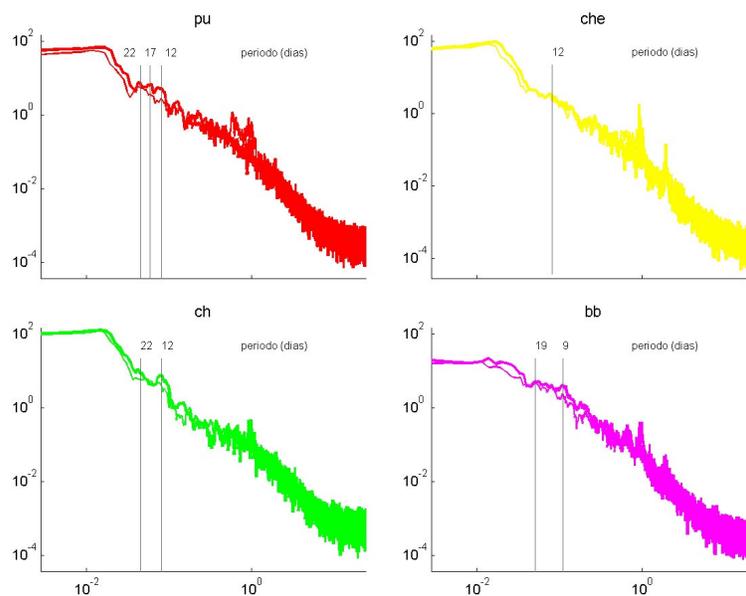


Figura 27. Espectros rotacionales para las estaciones alrededor de Chinchorro; se señala con líneas picos energéticos de las bajas frecuencias. La línea delgada representa la componente negativa (anticiclónica) y la gruesa la positiva (cyclónica).

En la figura 28 se grafican los espectros rotacionales para todas las estaciones (solamente las frecuencias altas ($1-1/10$ cpd)). Observamos que existen picos en aquellas bandas de frecuencia que, de acuerdo al ASE y a la comparación con la serie de índice de variabilidad de corriente, están relacionadas con el paso de remolinos (tabla IX). La mayoría muestra picos para frecuencias de $1/5 - 1/8$ cpd.

También es posible observar que la estación de Tulum presenta más picos en todo este intervalo de frecuencias y que la componente negativa es más energética que la positiva. Suponemos que la ubicación geográfica de dicha estación permite una expresión más clara del remolino en la serie de corriente ya que no se presentan accidentes topográficos

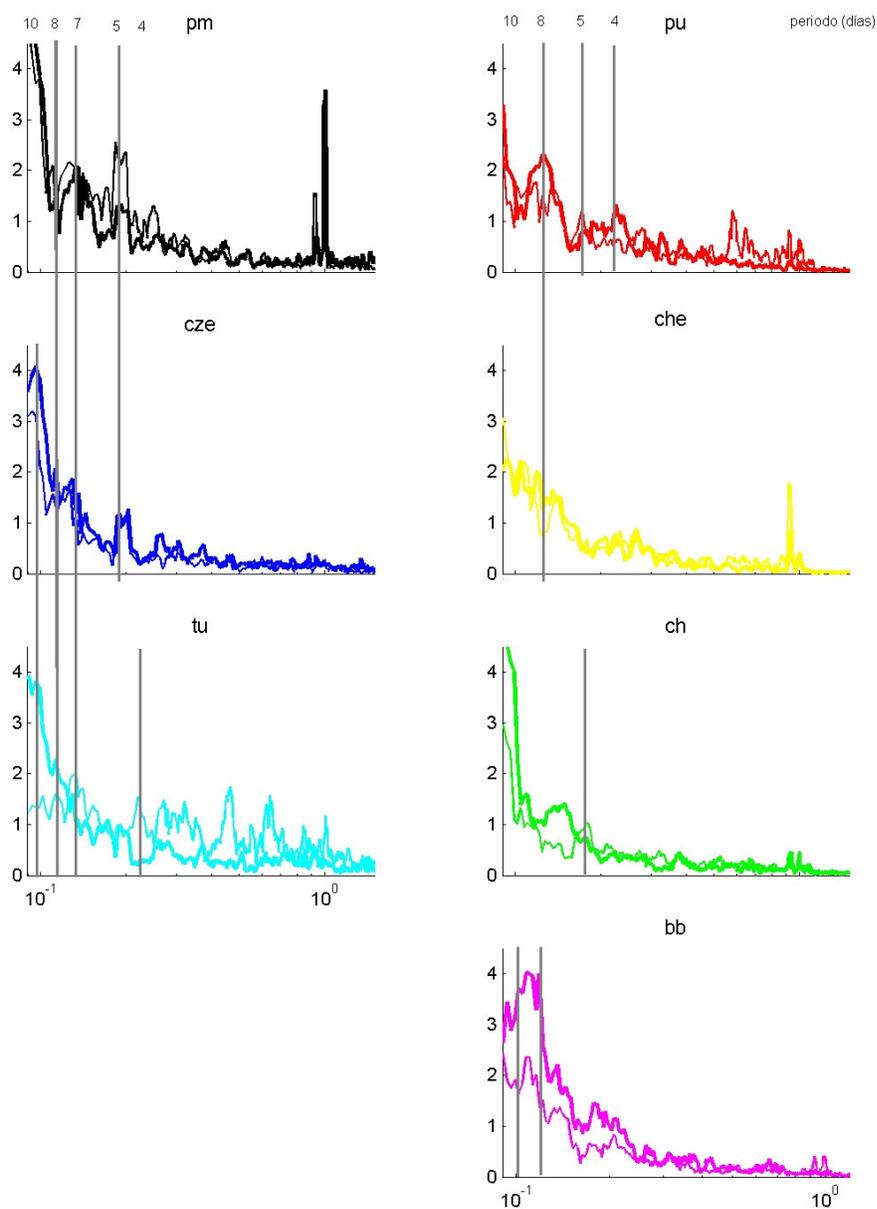


Figura 28. Espectros rotacionales (mostrando solamente las frecuencias altas (1-1/10 cpd)) se señala con líneas picos energéticos de las bajas frecuencias. La línea delgada representa la componente negativa (anticiclónica) y la gruesa la positiva (cyclónica).

V. Discusiones

El propósito de este estudio es describir la circulación a lo largo del caribe mexicano y explicar los mecanismos principales que pueden estar modulando los patrones del flujo y su variabilidad.

El análisis de componentes principales y las elipses de variación de las corrientes (sección 4.2.2.1) mostraron que la circulación a lo largo del caribe mexicano es dominada por la Corriente de Yucatán. Debido al hecho de que esta es parte del Giro Subtropical del Noratlántico y una corriente de frontera oeste del hemisferio norte tiene una dirección predominante noreste y magnitudes intensas alcanzando valores hasta de 2.4 m/s; las desviaciones estándar son mayores que la media en toda la región pero aún mayores alrededor de Chinchoro, lo que hace que los patrones estén mejor definidos en la región norte. La batimetría y masas de Tierra (Isla Cozumel) juegan un papel importante en el desarrollo de la Corriente de Yucatán; la que al entrar al Canal de Cozumel experimenta una intensificación y como consecuencia induce magnitudes mayores en la estación de Puerto Morelos.

La orientación a lo largo de la costa de los ejes de máxima variabilidad reflejan el efecto de la topografía del fondo, esta influencia ha sido reportada anteriormente en la región del Canal de Cozumel por Athié *et al.*, 2004 (sometido a publicación) quienes explican como el núcleo de la corriente sigue la estructura del fondo marino.

Velocidades más débiles son encontradas al sur de Isla Cozumel, lo cual es consistente con el hecho de que alrededor de esta región (como lo reporta

Centurioni y Niiler, 2004) la Corriente Caimán es forzada a cambiar su dirección y girar hacia el norte para generar la Corriente de Yucatán; además es la razón principal por la cual hay mayor variabilidad en la orientación de la corriente, o de manera equivalente, menor excentricidad de las elipses de variabilidad en las estaciones de Pulticub y Tulum donde esta corriente se aproxima al continente.

Como Centurioni y Niiler (2003) encontraron cuando estudiaron la circulación superficial del Caribe con derivadores lagrangeanos, la Corriente Caimán se hace más débil cuando gira hacia el norte y después de que la Corriente de Yucatán se forma la intensidad de la corriente es mayor.

De acuerdo a los resultados obtenidos con el análisis de funciones empíricas ortogonales (FEOs) de los datos de velocidad (secciones 4.2.2.2, 4.2.2.3), el debilitamiento e intensificación de la Corriente Caimán influye en la variabilidad del flujo alrededor de Isla Cozumel y Banco Chinchorro. Este cambio en intensidad de la Corriente Caimán puede ser una consecuencia de remolinos atravesando la zona.

El hecho de que las estructuras de los modos obtenidas para el Canal de Yucatán estén relacionadas con las que se encontraron a lo largo de la costa sugiere que la variabilidad del flujo en la región (a lo largo del Caribe mexicano, desde el sur de Banco Chinchorro hasta el norte de Isla Cozumel) puede también deberse a la existencia de estos remolinos de mesoescala (sección 4.2.2.4). Además la intensidad de los índices de presión, está significativamente correlacionada con la estructura temporal del primer modo de las FEO de perfiles

verticales de anomalías de velocidad y también está relacionada con periodos ageostróficos en los dos canales (Chinchorro y Cozumel).

Ha sido probado (Chávez *et al.*, 2003) que estos periodos ageostróficos (en el Canal de Cozumel) son debidos principalmente a la intensificación de un término advectivo, que puede ser interpretado como el paso de un remolino advectado por el flujo medio en el cual está inmerso, este mecanismo genera variabilidad por la curvatura del flujo (sección 4.1.2).

Los coeficientes de máxima correlación y los desfases entre series obtenidas con el Análisis Singular Espectral (ASE) (sección 4.3.2) muestran una secuencia (desfase) en la que la señal llega a cada estación que puede interpretarse como un mecanismo de propagación. Dicho mecanismo refleja el sistema de circulación de la zona y sus fluctuaciones; como consecuencia de una alta correlación entre las series de índice de intensidad de presión y la serie temporal de las funciones empíricas ortogonales reconstruidas con el ASE, se concluye que el paso de remolinos modula la variabilidad de las corrientes, por lo tanto, esta secuencia u orden de ocurrencia se explica a partir de la interacción de las corrientes y el paso de remolinos de varias escalas y magnitudes (secciones 4.3.3 y 4.3.4).

La comparación de la evolución de las series de índice de intensidad de velocidad de corriente y el campo medio espacial de velocidad obtenido con datos del modelo OPA en su configuración CLIPPER ATL6 muestra que la mayor parte del tiempo un remolino influye a las corrientes a lo largo de toda la región haciendo posible la existencia de coherencia horizontal en las señales de la corriente, sin

embargo, también es posible observar que en ocasiones solo afectan algunas de las estaciones o las afectan de manera diferente.

Sin embargo, la posibilidad de la existencia de otros mecanismos influenciando la dinámica de la región aún existe.

Sería interesante analizar la estabilidad dinámica de la Corriente de Yucatán para poder discernir si la variabilidad se debe a la llegada de remolinos en la zona o a la generación de meandros por las inestabilidades. La medición del campo superficial de velocidad de manera simultánea con perfiles verticales de velocidad en algunas estaciones a lo largo del caribe mexicano y en el Canal de Yucatán sería útil para probar la idea de remolinos modulando los patrones de circulación.

VI. Conclusiones

- Las corrientes de marea en la región representan a lo más el 12% de la varianza; esto se verifica con el hecho de que la contribución de la marea a la señal de presión subsuperficial en cada lado de los Canales de Cozumel y Chinchorro es muy similar.
- Las fluctuaciones de alta frecuencia en la serie de diferencias de presión a través del Canal de Cozumel se deben principalmente a la señal de presión en la Isla de Cozumel.
- La circulación a lo largo del Canal de Cozumel y Chinchorro se encuentra en balance geostrófico la mayor parte del tiempo de observaciones, sin embargo, existen periodos ageostróficos en ambos canales, siendo de mayor magnitud en el Canal de Cozumel.
- Existe coherencia vertical y horizontal del flujo en los primeros 130 metros de profundidad a lo largo de todo el Caribe Mexicano.
- Las componentes principales de la corriente a lo largo del Caribe mexicano muestran coherencia vertical y están orientadas en dirección suroeste-noreste lo cual concuerda con la orientación de la línea de costa. La variabilidad disminuye

y su magnitud aumenta conforme viaja hacia el norte alcanzando máximos de 2.4 m/s al norte de Isla Cozumel.

- El flujo es hacia el noreste durante todo el periodo de mediciones en las estaciones alrededor de Cozumel pero muestra algunas inversiones dirigiéndose hacia el sur durante periodos cortos en estaciones alrededor de Chinchorro; dichos flujos son mucho más débiles que los que se dirigen hacia el norte.
- Las elipses de variabilidad muestran coherencia vertical y reflejan que la variabilidad de las corrientes sucede principalmente a lo largo de una dirección (suroeste-noreste) principal. Los valores de excentricidad muestran que en Pulticub ocurre la mayor variabilidad de la orientación de la corriente, probablemente debido a la existencia de un monte submarino y a la incidencia de la Corriente Caimán alrededor de estas latitudes.
- La estructura espacial del primer modo de las FEO's del perfil vertical de anomalías muestra una estructura espacial en dirección suroeste-noreste y refleja una estructura casi constante de 0 a 130 metros de profundidad.
- El primer modo espacial de las FEO's del campo horizontal de anomalías de velocidad muestra una estructura alineada con la costa y su estructura temporal tiene una periodicidad dominante de 3 meses. La estructura espacial del

segundo modo se puede interpretar como la intensificación y debilitamiento de la Corriente Caimán.

- La estructura de los modos de las funciones empíricas ortogonales en la región está relacionada con la estructura que presentan los mismos en el Canal de Yucatán y parece estar explicada por el paso de remolinos.
- Las series reconstruidas con las componentes principales obtenidas con el análisis singular espectral están significativamente correlacionadas entre sí y muestran una propagación de las señales que se puede explicar a partir del sistema de circulación de la región, siendo este la entrada de la Corriente Caimán entre Banco Chinchorro e Isla Cozumel y su posterior giro hacia el norte para dar origen a la Corriente de Yucatán que continúa su trayectoria intensificándose hacia el noreste. Las variaciones de este orden de propagación pueden ser explicados como las variaciones de la Corriente Caimán como consecuencia de la entrada de remolinos.
- Las series reconstruidas con las componentes principales obtenidas con el análisis singular espectral están significativamente correlacionadas con las series de índice de variabilidad de las diferencias de presión; dichos índices reflejan periodos ageostróficos en el Canal de Cozumel y de Chinchorro causados por la activación de un término advectivo.

- Los índices de variabilidad de las anomalías de velocidad reflejan la incidencia de remolinos en la zona, esto ocurre con mayor frecuencia en las estaciones del norte, esto podría explicar el hecho de que los periodos ageostróficos son de mayor intensidad en el Canal de Cozumel que en el Canal de Chinchorro
- Las simulaciones con el modelo OPA configuración CLIPPER ATL6 muestran que remolinos anticiclónicos en ocasiones generan remolinos más pequeños ciclónicos que inciden alrededor de Banco Chinchorro siendo los probables causantes de flujos hacia el sur en esta región aunque también pueden deberse al choque de la corriente con la costa continental.
- El índice de variabilidad de anomalías de velocidad en Tulum y de variabilidad de diferencias de presión en el Canal de Cozumel son muy similares lo cual nos hace pensar que siempre que un remolino impacta esta zona produce agesotrofia dentro del Canal.

VII. Referencias

- Abascal, A., J. Sheinbaum, J. Candela, J. Ochoa, y A. Badan. 2003. Analysis of flow variability in the Yucatan Channel, *J. Geophys Res.*, 108, doi:10.1029/2003JC001922.
- Andrade, C. A. y E. D. Barton. 2000. "Eddy development and motion in the Caribbean Sea". *J. Geophys. Res.* 105(C11) : 26,191-26,201 p.
- Andrade, C. A., L. Giraldo y S. Lonin. 1996. "Note on the circulation in Alice Shoal and the San Andres Islands". *Bull. Sci. Cent. Invest. Oceanog. Hidrogr.* 17:24-35 p.
- Athié, G., J. Candela, J. Sheinbaum, A. Badán y J. Ochoa. En preparación. "Relation of flow variability in Cozumel and Yucatán Channels". *J. Geophys. Res.*
- Badan, A., J. Ochoa, J. Sheinbaum, y J. Candela. 2001. "A drifter release in Yucatán Channel". *Geophysical Society XXVI General Assembly, Nice, France, March 25-3p.*
- Bunge, L., J. Ochoa, A. Badan, J. Candela y J. Sheinbaum. 2002. "Deep flows in the Yucatan Channel and their relation to changes in the Loop Current extension". *J. Geophys. Res.* 107(C12):3233, doi: 10.1029/2001JC001256.
- Candela, J., J. Sheinbaum, J. Ochoa, A. Badan. 2002. "The potential vorticity flux through the Yucatán Channel and the Loop Current in the Gulf of México". *Geophys. Res. Lett.* 29 (22): 2059-doi:10.1029/2002Glo15587.
- Candela, J., S. Tanahara, M. Crepon, B. Barnier y J. Sheinbaum. 2003. "Yucatán Channel flow: Observations versus CLIPPER ATL6 and MERCATOR PAM models". *J. Geophys. Res.* 108(C12): 3385,doi:10.1029/2003JC001961.
- Carton, J.A. y Y. Chao. 1999. "Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and 1/6^o Atlantic Ocean model simulation". *J. Geophys. Res.* 104(C4): 7743-7752 p.
- Centurioni, R. y P. Niiler. 2003. "On the surface currents of the Caribbean Sea". *Geophys. Res. Lett.*, 30(6), 1279, doi:10.1029/2002GL016231,2003.
- Chávez, G., J. Candela y J. Ochoa. 2003. "Subinertial flows and transports in Cozumel Channel". *J. Geophys. Res.* 108(C2): 3037, doi:10.1029/2002JC001456.

Donald, V. H. y R. L. Molinari. 1979. "Deep currents in the Yucatan Strait". *J. Geophys. Res.* 84.(C1):359-362 p.

Emery, W., R. Thomson. 1997. "Data Analysis methods in physical oceanography". ed. Elsevier, Second edition, Amsterdam, 638pp.

Ezer, T., L-Y. Oey y H-C. Lee. 2003. "The variability of currents in the Yucatan Channel: Analysis of results from a numerical ocean model". *J. Geophys. Res.* 108(C1):3012,doi:1029/2002JC001509.

Fratartoni, D.M., W.E. Johns, y T.L. Townsend. 1995. "Rings of the North Brazil Current: Their structure and behaviour inferred from observations and numerical simulation". *J. Geophys. Res.* 100(C6) 10,633-10,654.

Fu, L-L. y B. Holt. 1983. "Some examples of oceanic mesoscale eddies by the Seasat synthetic aperture radar". *J. Geophys. Res.* 88(C3): 1844-1852 p.

Gallegos, A. y S. Czitrom. 1997. "Aspectos de la oceanografía física regional del Mar Caribe". En: M. Lavín (ed.) "Contribuciones a la Oceanografía física en México". Unión Geofísica Mexicana, Ensenada B.C., 225-242 p.

Ghil, M., M.R. Allen, M.D. Dettinger y coautores. 2002. "Advanced Spectral Methods for Climatic Time Series". *Rev. Geophys.*, 40, 1-41, doi:10.1029/2001RG000092.

Gordon, A.L. 1966. "Caribbean Sea-Oceanography". En R.W. Fairbridge (Ed.). "The Encyclopedia of Oceanography". Reinhold Publishing Corporation. N.Y. 175-181 p.

Gordon, A. L. 1967. "Circulation of the Caribbean Sea". *J. Geophys. Res.* 72(24):6207-6223 p.

Guerrero, L., J. Sheinbaum y J. Candela. 2004. "Tracking eddies in the Caribbean Sea using the AVISO Altimetry Analisis". Western Pacific Geophysics Meeting, Honolulu Hawaii, U.S.A., Aug 16-20.

Hurlburt, H.E. y J.D. Thompson. 1980. "A Numerical Study of Loop Current Intrusions and Eddy Shedding". *J. Phys. Oceanogr.* 10:1611-1651 p.

Ibarra Merino, M. 1986. "Aspectos de la circulación costera superficial del Caribe Mexicano con base en observaciones utilizando tarjetas de deriva". *An. Inst. Cienc. Del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México.* 13(2): 31-46 p.

Johns, W.E., T.N. Lee, F.A. Schott, R.J. Zantopp, y R.H. Evans. 1990. "The North Brazil Current retroflexion: Seasonal structure and eddy variability". *J. Geophys. Res.* 95(C12): 22103-22120 p.

Johns, E., W. Douglas y R. Molinari. 1999. "Direct observations of velocity and transport in the pasajes between Intra-Americas Sea and the Atlantic Ocean, 1984-1996". *J. Geophys. Res.* 104(C11): 25,805-25,820 p.

Johnson, E. V. y E. Brinton. 1963. "Biological species, water masses and currents". En: (ed.). "The Sea: Ideas Observations and Progress in the Study of the Seas". Interscience Publ. Londres. 2: 38-414 p.

Kinder, T.H. 1983. "Shallow currents in the Caribbean Sea and Gulf of Mexico as observed with satellite tracked drifters". *Bull. Mar. Sci.* 33(2): 239-246 p.

Kinder, T.H., G.W. Huburn y A. W. Green. 1985. "Some aspects of the Caribbean Circulation". *Mar. Geol.* 68:25-52 p.

Maul, G.A., D.A. Mayer y S.R. Baig. 1985. "Comparisons Between a Continuous 3-Year Current-Meter Observation at the Sill of the Yucatán Strait, Satellite Measurements of Gulf Loop Current Area, and Regional Sea Level". *J. Geophys. Res.* 90(C5): 9089-9096 p.

Maul, G. A. y F. M. Vukovich. 1993. "The relationship between variations in the Gulf of Mexico Loop Current and the Straits of Florida volume transport". *J. Phys Oceanogr.* 23:785-796 p.

Molinari, R.L., M. Spillane, I. Books, D. Atwood, y C. Duckett. 1981. "Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from Lagrangian observations". *J. Geophys. Res.* 86, 6537-6542 p.

Morales, R. A. y G. Gutiérrez. 1989. "Mareas en el Golfo de California". *Geof Int.* 28(1):25-46p.

Murphy, S.J., H.E. Hurlburt. y J.J. O'Brian. 1999. "The connectivity in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean". *J. Geophys. Res.* 104(C1): 1431-1453p.

Ochoa, J., J. Sheinbaum, A. Badan, J. Candela y W.D. Wilson. 2001. "Geostrophy via potential vorticity inversion in the Yucatan Channel". *J. Mar. Res.* 59: 725-747p.

Oey, L-Y., H.C. Lee y W.J. Schmitz Jr. 2003. "Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current eddy shedding: A numerical model study". *J. Geophys. Res.* 108(C10). doi: 10.1029/2002JC001698.

Pawlowicz, R., B. Beardsley, y S. Lentz. 2002. "Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE", *Computers and Geosciences* 28, 929-937 p.

Schmitz, W. J., Jr. 1995. "On the interbasin-scale thermohaline circulation". *Rev. Geophys.*, 33(2), 151-173p.

Schmitz, W. J., Jr. y M.S. McCartney. 1993. "On the North Atlantic circulation". *Rev. Geophys.* 31(1): 29-49 p.

Schmitz, W. y P.L. Richardson. 1991. "On the sources of the Florida Current". *Deep-Sea Res.*, 38, S379-S409 p.

(Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan, J.L. Ochoa, R. Iglesias. 2001. "Protocolo de proyecto de grupo DG/2001-575 ".

Sheinbaum, J., J. Candela, A. Badan y J. Ochoa. 2002. "Flow structure and transport in Yucatan Channel". *Geophys. Res. Lett.*, 29(3): 1040,doi:10.1029/2001GL013990, 2002.

Sheng, J. y L. Tang. 2003. "A Numerical Study of Circulation in the Western Caribbean Sea". *J. Phys. Oceanogr.* 33: 2049-2069 p.

Stoker, J. J.. 1950. "Nonlinear Vibrations in Mechanical and Electrical Systems", 273 pp., Wiley-Interscience, New York, 1950.

Vukovich, F.M. 1995. "An updated evaluation of the Loop Current's eddy-shedding frequency". *J. Geophys. Res.* 100:8655-8659 p.

Weisstein E. 1999. "Eccentricity". From MathWorld A Wolfram Web Resource <http://mathworld.wolfram.com/Eccentricity.html>

Wilson, W.D., W.E. Johns y S.L. Garzoli. 2002. "Velocity structure of North Brazil Current rings". *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), doi:10.1029/2001GL013869

