

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA



DIVISIÓN DE OCEANOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFÍA FÍSICA

DINÁMICA DE LOS FLUJOS SUBINERCIALES
EN EL CANAL DE COZUMEL

TESIS

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener
el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

GABRIELA CHÁVEZ BARRAZA

Ensenada, Baja California, México, Diciembre del 2001

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE
EDUCACIÓN SUPERIOR DE ENSENADA

DIVISIÓN DE OCEANOLOGÍA
DEPARTAMENTO DE OCEANOGRAFÍA FÍSICA

DINÁMICA DE LOS FLUJOS SUBINERCIALES
EN EL CANAL DE COZUMEL

TESIS

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener
el grado de MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

GABRIELA CHÁVEZ BARRAZA

Ensenada, Baja California, México, Diciembre del 2001

Resumen de la tesis de Gabriela Chávez Barraza, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California, México. Diciembre de 2001.

DINÁMICA DE LOS FLUJOS SUBINERCIALES EN EL CANAL DE COZUMEL

Resumen aprobado por:

Dr. José Luis Ochoa de la Torre
Director de Tesis

En este trabajo se investiga la dinámica de los flujos subinerciales en el Canal de Cozumel. Se utilizan observaciones de corrientes, nivel del mar y datos meteorológicos, de un periodo de 5 meses, obtenidos a partir del programa “Canek: Intercambio a través del Canal de Yucatán”.

Después de la verificación de la calidad de las observaciones, se utilizan métodos convencionales tanto para análisis de series de tiempo como de técnicas de interpolación para la reconstrucción de las variaciones del nivel del mar y corrientes en frecuencias subinerciales (i.e. periodos mayores a 32 horas) con el fin de: i) verificar la validez del balance geostrófico en el Canal de Cozumel y analizar la influencia del viento y otros términos de las ecuaciones de movimiento en las fluctuaciones ageostróficas y ii) estimar el transporte en el Canal de Cozumel a partir de mediciones continuas del perfil de velocidades de 250 metros a superficie en el centro del canal y de mapas de velocidad de secciones transversales en un número reducido de realizaciones.

El balance de momento a través del canal es principalmente geostrófico durante periodos de más de un mes, pero se encuentra que en otras temporadas de duración similar hay fluctuaciones ageostróficas con escalas temporales de días a semanas y amplitudes de hasta 1 m/s. Hay evidencia de que los términos advectivos no lineales son la causa más probable de esta ageostrofia. Otros términos como la aceleración local y el esfuerzo del viento no contribuyen de manera significativa.

Se estima para el periodo de mediciones (diciembre de 1996 a mayo de 1997) un transporte medio de alrededor de 5 Sv hacia el Golfo de México, aunque con un alto grado de variabilidad: un mínimo de 1.3 Sv alrededor de enero, un máximo de 7.5 Sv a principios de mayo y una desviación estándar de 1.2 Sv.

Palabras clave: dinámica de estrechos, geostrofia, circulación costera, Canal de Cozumel.

ABSTRACT of the thesis presented by Gabriela Chávez Barraza as a partial requirement to obtain the degree of MASTER OF SCIENCES in PHYSICAL OCEANOGRAPHY. Ensenada, Baja California, México. December 2001.

SUBINERTIAL FLOW DYNAMICS IN THE COZUMEL CHANNEL

The subinertial flow dynamics of the Cozumel Channel are examined through approximately five months of current, sea level and meteorological data obtained through the program “Canek: Exchange through the Yucatan Channel”.

After the preliminary data quality verification, conventional methods for the analysis of times series are used as well as interpolation techniques to reconstruct the current and subsurface pressure fields for subinertial frequencies (e.g. periods over 32 hours) in order to: i) verify the validity of the geostrophic approximation in the Cozumel Channel and analyze the influence of other terms of the momentum equations in the ageostrophic variations, and ii) estimate the transport in the Cozumel Channel using the set of continuous observations from a 250 m – surface current profile at the channel’s center and the cross section velocity maps from a reduced number of realizations.

The momentum balance in the channel is mainly geostrophic over periods longer than a month, but ageostrophic fluctuations are found that have a time scale of days to weeks and up to 1 m/s amplitudes. There is evidence that the advective non-linear terms are the most probable cause of the lack of geostrophy. Other terms such as the local acceleration and the wind stress are found to contribute minimally in the ageostrophic fluctuations.

A mean transport of approximately 5 Sv towards the Gulf of Mexico is estimated for the five months of measurements (December 1996 to May 1997), although with a great variability: a minimum of 1.3 Sv around January, a maximum of 7.5 Sv by the beginning of May and a standard deviation of 1.2 Sv.

Keywords: straits dynamics, geostrophy, coastal circulation, Cozumel Channel.

DEDICATORIA

A mis padres, con cariño.

AGRADECIMIENTOS

A mi director de tesis, Dr. José Luis Ochoa de la Torre, por aceptar tomar la dirección de este trabajo y por su apoyo para la realización del mismo.

A los miembros de mi comité de tesis: Dr. Manuel López, Dr. Federico Graef y M.C. Alejandro Hinojosa, por sus comentarios y sugerencias.

Especialmente al Dr. Julio Candela, por todas sus ideas que enriquecieron este trabajo, por su paciencia y apoyo.

A los integrantes del grupo Canek.

En particular al Dr. Antoine Badán y Dr. Julio Sheinbaum por su tiempo prestado para leer este trabajo y sus valiosas aportaciones al mismo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por el apoyo económico para la realización de mis estudios y de este trabajo.

A mi familia y a mis amigos.

CONTENIDO

	Página
Resumen	
Abstract	
Dedicatoria	
Agradecimientos	
Contenido	
Lista de Figuras	
Lista de Tablas	
I. Introducción	1
II. Descripción de los datos	8
III. Metodología y Resultados	
III.1 La Ecuación de Momento	12
III.1.1 El Cálculo de los Términos Lineales y de Forzamiento por Viento	18
III.1.1.A) Los Gradientes de Presión	19
III.1.1.B) Las Componentes de Velocidad	20
III.1.1.C) Las Aceleraciones Locales	22
III.1.1.D) El Esfuerzo del Viento	22
III.1.2 El Balance Transversal	23
III.1.2.1 Las Fluctuaciones Ageostróficas	28
III.1.2.1.A) El Nivel del Mar y el Esfuerzo del Viento	29
III.1.2.1.B) Los Términos No Lineales Horizontales	33
III.1.2.1.C) Curvatura de Líneas de Corriente	36
III.1.3 El Balance Longitudinal	40
III.2 Transporte en el Canal	47
III.2.1 Profundidad de la Velocidad Media	55
IV. Discusiones	59
V. Conclusiones	64
Lista de Abreviaturas	65
Literatura Citada	66

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1	Corriente de Yucatán (línea gruesa) a su paso por el Canal de Yucatán, formación de Corriente de Lazo en el Golfo de México e integración a la circulación global como el inicio de la Corriente del Golfo. En el recuadro se muestra el área de estudio, el Canal de Cozumel.	2
2	Localización de los instrumentos utilizados.	10
3	Observaciones de ADCP del barco durante seis cruceros denominados Canek 0 a Canek 5.	10
4	Variación temporal del campo de velocidad a lo largo del canal (v). La línea gruesa muestra la media ($\langle v \rangle$) mientras que se observan las fluctuaciones del campo (v') alrededor de la media.	14
5	Nuevo sistema de coordenadas después de la rotación: la coordenada 'y' y la componente 'v' de la velocidad, a lo largo del canal y la coordenada 'x' así como la componente 'u' de la velocidad, a través del canal.	18
6	La primera gráfica corresponde al perfil medio de la componente 'v' de la velocidad (a lo largo del canal), y de la componente 'u' de la velocidad (transversal al canal), el primero en línea gruesa. La segunda gráfica son sus correspondientes desviaciones estándar.	21
7	Malla de puntos en los que se tienen datos meteorológicos sinópticos de NCEP/NCAR Global Reanalysis Program. En asteriscos se muestran los puntos utilizados para la interpolación de datos al punto de interés (el centro del canal).	22
8	Magnitud del viento en m/s con los datos sinópticos obtenidos del NCEP/NCAR Global Reanalysis Program (en línea gruesa) y las mediciones de NCDC (línea delgada).	23
9	Series de tiempo, en m/s, de los términos del balance transversal obtenidas utilizando los datos de los instrumentos, de arriba hacia abajo: componente de la corriente a lo largo del canal, fluctuaciones del gradiente de presión ($(\rho_0 f)^{-1} \partial P / \partial x$), aceleración local ($f^{-1} \partial u / \partial t$) y esfuerzo del viento ($(\rho_0 H f)^{-1} \tau^x$). Ver ecuación 4 y tabla III.	24
10	Anomalía del gradiente de presión transversal y de la componente 'v' de la corriente (línea gruesa). Los periodos A1 y A2 son temporadas donde el balance geostrófico es muy factible.	25

Figura	Página
11 Balance transversal después de darle referencia a los datos de los sensores de presión utilizando la velocidad absoluta del ADCP.	26
12 Balance transversal: gradiente transversal de presión vs. componente 'v' de la corriente (en línea gruesa) con datos filtrados.	27
13 Serie de tiempo de la $\Delta\tilde{\eta}$ requerida para que se cumpla un balance geostrófico (línea discontinua) y de la $\Delta\eta$ calculada a partir de los datos medidos con los sensores de presión.	31
14 Las mismas series de tiempo de la figura anterior, pero en este caso se utilizó el promedio de los periodos de buen ajuste en la serie de la $\Delta\tilde{\eta}$ requerida (línea discontinua) para darle referencia a la $\Delta\eta$.	31
15 Componente transversal al canal ('u') del viento requerido para lograr el balance $v = (\rho_0 f)^{-1} \partial P / \partial x - (\rho_0 f H)^{-1} \tau^x$ (ver ecuación (11)), en línea delgada, y componente 'u' del viento sinóptico observado (línea gruesa).	32
16 Término del esfuerzo del viento $(\rho_0 H f)^{-1} \tau^x$ requerido para cumplir el balance (línea gruesa) y a partir de los datos sinópticos con los que se cuenta.	33
17 Estimación cualitativa de los términos no lineales horizontales para el balance transversal. Aquí se presentan con diferentes escalas, en unidades idénticas (m/s), para que se pueda apreciar su forma y comportamiento. La primera figura muestra el balance entre las fluctuaciones del gradiente transversal de presión (referenciado) y la componente 'v' de la corriente. Las siguientes dos son los términos advectivos no turbulentos y las últimas dos son los debidos a esfuerzos de Reynolds.	35
18 Estimación cualitativa de los términos no lineales para el balance transversal, a la misma escala. La línea gruesa muestra la velocidad ageostrófica ($v - (\rho_0 f)^{-1} \partial P / \partial x$, con el gradiente de presión referenciado). La línea delgada es el término advectivo que por su magnitud es potencialmente importante.	36
19 El segmento de círculo punteado denota la trayectoria supuesta para las partículas de fluido. Las flechas tangentes al círculo representan los vectores de velocidad de la corriente medida en Cozumel y Contoy. Las líneas perpendiculares a los vectores se intersectan en el centro del círculo (forman el radio).	38

Figura	Página	
20	En la gráfica superior se muestra la razón instantánea calculada de la diferencia de ambos radios (Contoy y Cozumel) entre el promedio de ambos. Se esperaba que $\delta R/R \ll 1$. En la gráfica media se muestra el radio promedio a partir del cálculo con ambas localidades. La gráfica inferior muestra el cálculo del número de Rossby a partir de las velocidades y los radios de ambas localidades (i.e. que equivale a usar el promedio de las dos localidades).	39
21	Residuales resultantes (ms^{-2}) de la prueba para obtener el mejor coeficiente constante de fricción ($5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, en asterisco). Ver texto para explicación de esta prueba.	41
22	Series de tiempo de los términos del balance longitudinal obtenidas utilizando los datos de los instrumentos, en m/s^2 , de arriba hacia abajo: gradiente de presión ($\rho_0^{-1} \partial P / \partial y$), aceleración local ($\partial v / \partial t$), término de Coriolis relacionado con la componente de corriente a través del canal (f_u), término de esfuerzo del viento ($(\rho_0 H)^{-1} \tau^y$) y término de fricción de fondo (λv).	42
23	En la parte superior se grafican las series de tiempo del término del gradiente de presión (en línea gruesa) y de la suma de los términos de fricción y de aceleración local. La gráfica de abajo representa la diferencia del gradiente de presión con la suma de los otros dos términos.	44
24	Suma de términos comparada con el término de gradiente de presión que en todas las gráficas es la serie dibujada con línea gruesa. Las líneas delgadas son, en orden de arriba hacia abajo: el término de fricción de fondo, la suma del término de fricción y del esfuerzo del viento, la suma de estos dos con la aceleración local y, finalmente, la suma de estos tres últimos con el término de Coriolis asociado a la componente transversal de la velocidad.	46
25	Posicionamiento de perfiles de ADCP utilizados en cada sección. En la parte superior de cada recuadro se indica el número de crucero, número de sección por crucero y día juliano promedio en que se tomaron los datos. Arriba del número juliano se indica en fecha, hora y minutos aproximados el tiempo promedio que éste representa. No se pudieron obtener buenas secciones de Canek 2. La línea negra a la altura de cero es la línea entre Calica y Cozumel en la cual, a la distancia aproximada de 6000 m en la dirección transversal al canal se instaló el ADCP anclado (asterisco). Los puntos representan promedios cada 5 minutos de mediciones del ADCP del barco.	48
26	Secciones transversales de velocidad (en m/s) en el canal, correspondientes a la figura 25.	50

Figura	Página
27 Pesos (razón entre el promedio transversal de velocidad y la velocidad registrada a la altura del ADCP anclado, a cada profundidad) utilizando cada sección. En línea gruesa el perfil promedio.	53
28 Serie de tiempo del transporte estimado en el Canal de Cozumel, en sverdurps.	54
29 Se muestran los perfiles de velocidad para un tiempo determinado y la velocidad promedio derivada del transporte se presenta como línea punteada. La profundidad más somera donde la línea punteada intersecta el perfil es la profundidad representativa del transporte para ese tiempo determinado.	55
30 Profundidades a las que se midió la velocidad con la cual se obtiene el transporte a cada tiempo (profundidades representativas del transporte). La línea recta indica el promedio (160 m).	56
31 Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte calculado utilizando la velocidad medida a los 160 m de profundidad.	57
32 Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte utilizando la velocidad promedio medida de los 140 a los 180 m de profundidad.	57
33 Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte calculado utilizando la velocidad medida a los 30 metros de profundidad, que se considera como velocidad superficial.	58
34 Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte calculado utilizando la velocidad geostrófica definida por $v_g = \Delta P / (\rho_0 f \Delta x)^{-1}$ y calculada con los sensores de presión, aunque aquí se ha referenciado según se explica en la sección III.1.2.	58

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Descripción y localización de los instrumentos utilizados, así como la duración de los registros usados en este estudio.	11
II	Periodos de datos de ADCP montado al B/O Justo Sierra y número de cruces en el Canal de Cozumel.	11
III	Comparación entre las series y las series vueltas a filtrar, utilizando su raíz cuadrática media. El promedio de las series previamente filtradas debe de ser igual a ellas mismas, por lo que su diferencia debe ser cero. El promedio de una serie de anomalía debe ser cero, por lo tanto una serie de anomalía menos su promedio debe ser idéntica a sí misma.	15
IV	Desviaciones estándar, en m/s, de los términos calculados con los datos para el balance transversal.	25
V	Coefficientes de correlación de las series del gradiente transversal de presión y la componente de la corriente a lo largo del canal, para los datos originales y los datos filtrados.	28
VI	Coefficientes de correlación de las series del balance transversal, conjugando distintos términos para balancear la componente 'v' de velocidad, durante los periodos de buen ajuste del balance geostrófico.	29
VII	Desviaciones estándar de los términos calculados con los datos para el balance longitudinal.	43
VIII	Coefficientes de correlación, según la ecuación 8, del término del gradiente de presión longitudinal con los términos presentados.	44
IX	Razón entre la desviación estándar de la suma del término de gradiente de presión con otros términos, dividida sobre la desviación estándar del término del gradiente de presión.	45

I. INTRODUCCIÓN

El Canal de Cozumel (figura 1) se encuentra ubicado en 20°30' N de latitud y 87°05' W de longitud, en el extremo noroccidental del mar Caribe, y presenta una orientación al noreste. Está limitado al oeste por la península de Yucatán y al este por la Isla de Cozumel. Mide aproximadamente 50 km de largo, 18 km de ancho en su parte más angosta y hasta 400 metros en los lugares más profundos. Los estudios en esta zona se han enfocado principalmente a la biología del lugar (Castillo y Dreckmann, 1995; Schmitter, 1999; Mendoza-Gonzalez *et al.*, 2000) y a su uso para actividades turísticas, ya que en la actualidad es uno de los principales atractivos nacionales por las excelentes playas, pesca, navegación y buceo que ofrece. No se tiene conocimiento de estudios previos de la dinámica de los flujos en el canal, pero se piensa que la Corriente de Yucatán domina sus características oceanográficas.

La Corriente de Yucatán se puede identificar fácilmente por un flujo persistente hacia el noroeste que entra al Golfo de México a través del Canal de Yucatán y alimenta a la Corriente de Lazo, la cual posteriormente sale por el Estrecho de Florida para integrarse a la circulación global como parte de la Corriente del Golfo (figura 1). Hacia el sur, antes del Estrecho de Yucatán, se le conoce también como Corriente de Caimán y es el flujo dominante de la cuenca del Mar Caribe occidental. El uso de boyas de deriva (Molinari *et al.*, 1979, 1981; Kinder, 1983; Kinder *et al.*, 1985; ver también <http://oceanografia.cicese.mx/predmar/altboy.gif>), altimetría y temperatura superficial ha

permitido detectar la presencia de remolinos, contracorrientes y otras estructuras que también llegan a ser de importancia en la redistribución regional de masa.



Figura 1. Corriente de Yucatán (línea gruesa) a su paso por el Canal de Yucatán, formación de Corriente de Lazo en el Golfo de México e integración a la circulación global como el inicio de la Corriente del Golfo. En el recuadro se muestra el área de estudio, el Canal de Cozumel.

Los estrechos son áreas peculiares de los océanos debido a que cada uno de ellos es una pequeña extensión espacial que conecta regiones oceánicas de características diferentes (Pierini y Rubino, 2001) y a través de tal conexión se realiza un intercambio de propiedades. Se le conoce como estrecho al punto más angosto de un canal que conecta dos cuencas y, en otros casos, se nombra estrecho a todo el canal.

Por su parte, el Canal de Cozumel es una franja de agua que separa a la Isla de Cozumel de tierra firme y que realmente no divide dos cuencas con distintos regímenes hidrográficos, sino que es más bien un pasaje para las corrientes de la zona que, en general, tienen la misma dirección y sentido a ambos lados de la isla. Es común también que la definición de canal solicite que sea más largo que ancho, característica que cumple el Canal de Cozumel: el eje mayor de la isla se encuentra alineado con el canal mismo, por lo que no presenta la mayor superficie como obstáculo a las corrientes en la zona. El canal es bastante regular en cuanto a su batimetría ya que no presenta barreras ni umbrales y no existen desembocaduras de ríos que modifiquen sus propiedades.

Se hace mención de estas características debido a que durante la presente investigación no se encontraron lugares geográficamente muy parecidos a este canal y en los cuales se hubiesen llevado a cabo estudios como éste. No obstante, de los estudios similares en el Estrecho de Gibraltar (Candela *et al.*, 1989; Candela *et al.*, 1990), en el Estrecho de Euripus (Tsimplis, 1997) y en el Estrecho de Belle Isle (Garrett y Toulany, 1981 y 1982) se desprende que en el Canal de Cozumel se pueda esperar un balance geostrófico. Esto es, el gradiente de presión transversal es balanceado principalmente por el término de Coriolis relacionado con la componente del flujo a lo largo del canal. Este balance transversal resulta ser una buena aproximación tanto para los flujos de marea como para los flujos subinerciales. En general se puede suponer que a primer orden el interior del océano se encuentra en balance geostrófico, pero las corrientes en la superficie pueden presentar una componente ageostrófica importante por lo que a veces no se puede medir la corriente superficial geostrófica directamente (Challenor *et al.*, 1996). De cumplirse un balance

geostrófico, se presenta la posibilidad de inferir el flujo o la corriente principal, utilizando sensores de presión de fácil acceso en ambas orillas del estrecho o canal, con una menor inversión económica que la de un correntímetro próximo al centro del mismo.

Con estudios más específicos se pueden llegar a relacionar otras variables con el comportamiento de la corriente principal para poder explicarla. Por ejemplo, Garrett y Petrie (1981, en: Garrett y Toulany, 1981) demostraron que un balance geostrófico es acertado en el Estrecho de Belle Isle. Utilizando este antecedente, Garrett y Toulany (1981) relacionaron exitosamente el flujo superficial, inferido por la diferencia del nivel del mar a través del estrecho y el supuesto balance geostrófico, con el gradiente de presión atmosférica a lo largo del estrecho. Candela *et al.* (1989) concluyeron que el forzamiento principal de los flujos subinerciales a través del Estrecho de Gibraltar lo constituye la presión atmosférica sobre el Mar Mediterráneo. En el caso del balance a lo largo del Estrecho de Gibraltar, Candela *et al.* (1990) concluyeron que para frecuencias de marea, el gradiente de presión es balanceado principalmente por la aceleración del flujo, aunque la fricción pueda ser también de magnitud apreciable.

Así podemos esperar que los términos importantes en el balance en el canal y componentes principales del mismo sean el término de Coriolis, el gradiente de presión y la aceleración local. Aunque los términos no lineales son efectivamente pequeños en muchas condiciones oceanográficas, también se sabe que si existe un movimiento consistente en una componente media y una fluctuante turbulenta alrededor de la primera, se puede

esperar que estos términos provoquen una redistribución del momento, por lo que es importante también considerarlos como términos potencialmente relevantes del balance.

La suposición de que el flujo en determinado lugar es geostrófico puede ser acertada y facilitar otros cálculos como el transporte de las corrientes. Por ejemplo, Jacobs *et al.* (2001) indican que en el Estrecho de Tsushima-Korea, algunos de los primeros cálculos de variabilidad de transporte que se han hecho se basan en las variaciones del nivel del mar a través del estrecho y la suposición de que el flujo es geostrófico. Feng *et al.* (2000) citan a otros autores que han estudiado las variaciones en la corriente de Kuroshio, a partir de la diferencia del nivel del mar en el Estrecho de Tokara; sin embargo, indican que la variabilidad de la estructura subsuperficial de la corriente en la región no se conoce bien por falta de datos, de manera que no existe una medida de qué tan correcto es utilizar el nivel del mar como proporcional a el transporte. Por otra parte Johns *et al.* (2001), en su estudio en el canal que separa Taiwan de la Isla Ishigaki (al sur del estrecho de Tokara), encuentran que la suposición de geostrofia es acertada y que las fluctuaciones de la corriente de Kuroshio tienen una estructura vertical barotrópica de forma tal que es posible medir las variaciones del transporte eficazmente utilizando las diferencias en el nivel del mar a través de la corriente. Asimismo, Maul *et al.* (1985) encuentran una buena correlación entre la diferencia en el nivel del mar a través de la Corriente de Florida con el transporte de la misma. Estos ejemplos conducen a que se debe ser cuidadoso en cuanto a la suposición sobre geostrofia y, de ser posible, corroborar el balance geostrófico para poder determinar el grado de error en las estimaciones de transportes que se basan en dicha suposición.

Es claro que algunas características oceanográficas a gran escala de las áreas vecinas a un canal pueden influir en la dinámica del canal mismo. Por esto, el establecer alguna relación entre las características dinámicas del canal estudiado y los procesos físicos dinámicos que predominan en las cuencas adyacentes, puede permitirnos el predecir o inferir el comportamiento de ambos (Pierini y Rubino, 2001). De aquí que el interés por investigar la dinámica de los flujos en el Canal de Cozumel, además de tratarse de un área no estudiada previamente lo cual es por sí mismo importante, está motivado por tener una visión más general sobre la Corriente de Yucatán en su paso por el sistema Mar Caribe - Golfo de México. En particular se puede buscar si hay una relación confiable entre las fluctuaciones de presión transversales del Canal de Cozumel, la corriente superficial y el transporte en el mismo y, más aún, entre el transporte en el Canal de Cozumel y el existente entre el Mar Caribe y Golfo de México.

Este trabajo es parte del proyecto “Canek: Intercambio a través del Canal de Yucatán”, que inició en diciembre de 1996 con dos objetivos principales: a) medir el intercambio entre el Mar Caribe y el Golfo de México a través del Canal de Yucatán, para caracterizar su magnitud y variabilidad, y b) estudiar la dinámica de las surgencias sobre la plataforma de Yucatán. “Canek” es un proyecto de colaboración internacional entre diversas instituciones: CICESE, ICMYL-UNAM y UAM (México), Deepstar (Estados Unidos) y el IOC (Cuba). Hasta la fecha se han realizado 7 cruceros oceanográficos a bordo del B/O Justo Sierra, propiedad de la UNAM, de diciembre 1996 a junio del 2001. Durante estos cruceros se han obtenido extensos registros de datos de ADCP y CTD/LADCP, complementados con muestreos bio-químicos. Además, se han instalado

sensores de presión y anclajes con correntímetros y ADCPs por lo que hay registros de variaciones temporales en determinados puntos. En esta tesis se utilizaron los datos obtenidos en la primera fase del proyecto (Canek 0: Fase Piloto) y los objetivos son:

- Verificar la validez de la aproximación del balance geostrofico en el Canal de Cozumel y analizar la influencia del viento y otros términos de las ecuaciones de movimiento en las fluctuaciones ageostroficas.
- Estimar el transporte en el Canal de Cozumel como serie de tiempo a partir de mediciones continuas del perfil de 250 metros a superficie en el centro del canal y de mapas de velocidad de secciones transversales en un número reducido de realizaciones.

Esta tesis se presenta en cinco capítulos incluyendo esta introducción, un segundo capítulo con la descripción de los datos, un tercer capítulo con la metodología y los resultados, el cuarto capítulo con las discusiones y, por último, las conclusiones. El tercer capítulo es el más extenso pues presenta la estimación de cada término de las ecuaciones de movimiento: cómo se hizo la estimación, la serie de tiempo y algunas de sus estadísticas.

II. DESCRIPCIÓN DE LOS DATOS

En este estudio se hace uso del siguiente conjunto de observaciones:

- a) Datos de presión en profundidades fijas y menores a 20 metros, obtenidas con tres sensores de presión en las localidades de Calica, Cozumel e Isla Mujeres (Tabla I, Figura 2).
- b) Datos de velocidades de corrientes obtenidos mediante dos ADCPs: uno en el Canal de Cozumel y el otro frente a Isla Contoy (Tabla I, Figura 2). El ADCP de Cozumel se ancló en una profundidad de 427 metros y el anclaje consistió en el peso muerto, el aparato liberador, boyas de flotación y una boya sosteniendo el ADCP, midiendo hacia la superficie desde los 250 metros de profundidad en capas de 10 metros de espesor. El ADCP de Contoy estuvo anclado en una profundidad de 272 metros y consistió únicamente en el peso muerto, el liberador y la boya sosteniendo el ADCP, que midió también hacia la superficie desde los 250 metros de profundidad en bloques de 10 metros.
- c) Datos meteorológicos:
 - Datos sinópticos de superficie (presión atmosférica, componentes norte y este del viento) diarios, con una resolución espacial de 2.5° de latitud por 2.5° de longitud desde 1996 a la fecha. Estos datos sinópticos se obtuvieron de la página

de Internet del NCEP/NCAR Global Reanalysis Project (<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/>).

- Serie de tiempo de magnitud del viento para el aeropuerto civil de Cozumel obtenidos de la página de Internet de la NCDC de la NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov/>), la cual proporciona datos meteorológicos específicos de ciertas localidades. No se cuenta con la dirección del viento.

d) Observaciones con un ADCP montado en el casco del B/O Justo Sierra durante los primeros seis cruceros (Figura 3). Solamente las mediciones correspondientes a Canek 0 y Canek 1 son cercanas al periodo de medición de los anclajes descritos en (b).

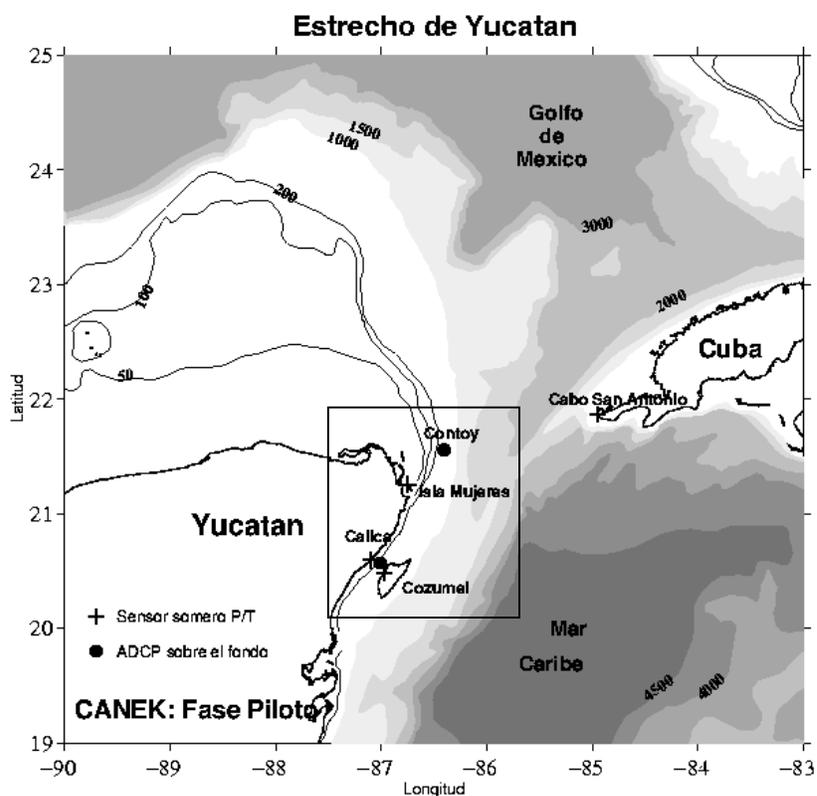


Figura 2. Localización de los instrumentos utilizados

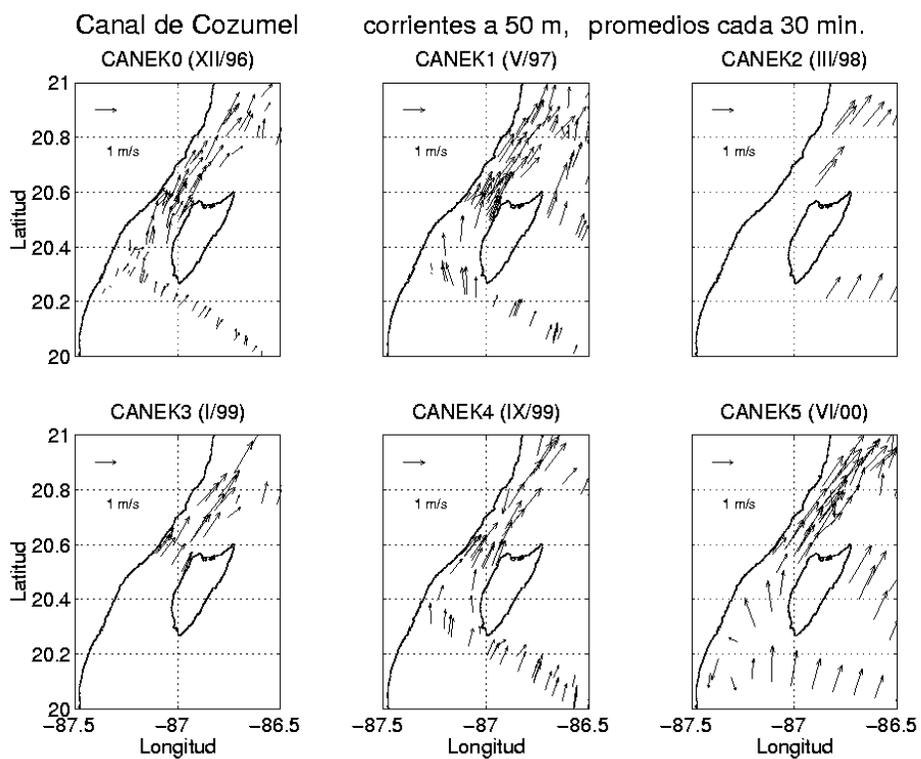


Figura 3. Observaciones de ADCP del barco durante seis cruces denominados CaneK 0 a CaneK 5.

Tabla I. Descripción y localización de los instrumentos utilizados, así como la duración de los registros usados en este estudio.

Instrumento	Ubicación	Profundidad	Inicio de registro	Fin de registro
Sensor de Presión Cozumel	20° 28.79' N 86° 58.52' W	Fijo a 10 m., en zona protegida (muelle)	1996/12/15	1997/05/27
Sensor de Presión Calica	20° 34.21' N 87° 07.029' W	Fijo a 10 m en zona protegida (muelle)	1996/12/16	1997/05/28
Sensor de Presión Isla Mujeres	21° 15.254' N 86° 44.787' W	Aprox. 5 m en zona protegida (muelle)	1996/12/12	1997/05/30
ADCP Canal de Cozumel	20° 34.205' N 87° 0.941' W	A 427 m, perfilando desde los 250 m, en intervalos de 10 m.	1996/12/14	1997/05/29
ADCP Frente a Isla Contoy	21° 34.374' N 86° 23.774' W	A 272 m, perfilando desde los 250 m, en intervalos de 10 m.	1996/12/11	1997/05/26

Tabla II. Periodos de datos de ADCP montado al B/O Justo Sierra y número de cruces en el Canal de Cozumel.

Crucero	Inicio	Fin	No. de cruces
Canek 0	3 dic 96	21 dic 96	1
Canek 1	23 may 97	12 jun 97	5
Canek 2	29 marz 98	6 may 98	0
Canek 3	27 ene 99	6 feb 99	1
Canek 4	25 ago 99	14 sep 99	1
Canek 5	16 jun 00	10 jul 00	8

III. METODOLOGÍA Y RESULTADOS

III.1 LA ECUACIÓN DE MOMENTO

El balance dinámico en el Canal de Cozumel se investigó estimando los términos de la ecuación de momento, enfocándose principalmente en la relación entre el campo de presión a lo ancho y de corriente a lo largo del canal (balance geostrófico) durante un periodo de tiempo de aproximadamente 6 meses.

Se parte de las ecuaciones de balance para las componentes horizontales de la velocidad, que se desglosan como:

$$\begin{array}{l} \text{(i)} \quad \text{---} \quad \text{(ii)} \quad \text{---} \quad \text{(iii)} \quad \text{(iv)} \\ \text{Transversal:} \quad \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} \end{array} \quad (1)$$

$$\text{Longitudinal:} \quad \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (2)$$

donde u y v son las componentes de velocidad transversal (en la coordenada x) y longitudinal (en la coordenada y) al canal, w es la componente vertical de la velocidad, f es el parámetro de Coriolis, P es la presión y ρ_o la densidad típica del agua. Los parámetros son:

$$f = 2\Omega \sin\theta, \quad \Omega = 2\pi / (24 \cdot 3600\text{s}), \quad \rho_o = 1028 \text{ kg m}^{-3}$$

donde θ es la latitud típica (i.e. $\theta = 20^\circ 31.5'$).

En estos balances participan: la aceleración local a través y a lo largo del canal (i), los términos no lineales relacionados con los cambios espaciales en la velocidad o términos advectivos (ii), el término de Coriolis relacionado con la velocidad (iii) y el gradiente de presión en sus componentes transversal y longitudinal al canal (iv).

Como se mencionó en la introducción, aunque los términos no lineales son efectivamente pequeños en muchos estudios oceánicos, si existe un movimiento consistente en una componente media y una fluctuante turbulenta alrededor de ella, se puede esperar que estos términos provoquen una transferencia de momento. Esto se clasifica, al menos en su formulación, por medio de los esfuerzos de Reynolds. Partiendo de la ecuación de momento se pueden descomponer los campos o variables en una parte “media” y una fluctuante (Pond y Pickard, 1983), ver figura 4. En principio al promediar obtenemos la fracción persistente de las observaciones, y se requiere que la operación de promediado denotada por $\langle \rangle$ cumpla:

$$\langle \langle u \rangle \rangle = \langle u \rangle, \langle \langle v \rangle \rangle = \langle v \rangle, \langle \langle w \rangle \rangle = \langle w \rangle, \langle \langle P \rangle \rangle = \langle P \rangle,$$

es decir, que el promedio del promedio quede intacto, con lo que la definición de fluctuaciones por medio de $u = \langle u \rangle + u'$, donde u' es la fracción fluctuante de u , produce:

$$\langle u' \rangle = 0$$

y análogamente en cualquier campo que describamos como $v = \langle v \rangle + v'$. Más aún, también se requiere que la operación promedio cumpla con:

$$\langle \langle u \rangle v \rangle = \langle u \rangle \langle v \rangle$$

es decir, que en el promedio de múltiplos los factores que son promedios puedan ‘salir’ de la operación promediar. Estos requisitos obligan a:

$$\langle \langle u \rangle \langle v \rangle \rangle = \langle u \rangle \langle v \rangle, \quad \langle \langle u \rangle v' \rangle = \langle u \rangle \langle v' \rangle = 0,$$

pero $\langle u' v' \rangle$ no tiene por qué ser nula. Por último, cualquier derivada espacial o temporal es conmutativa con la operación promediar (i.e. $\partial \langle v \rangle / \partial x = \langle \partial v / \partial x \rangle$).

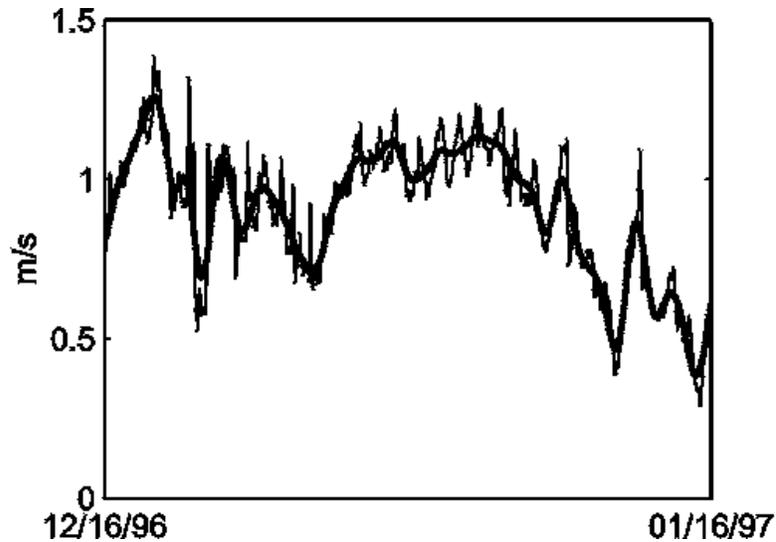


Figura 4. Variación temporal del campo de velocidad a lo largo del canal (v). La línea gruesa muestra la media ($\langle v \rangle$) mientras que se observan las fluctuaciones del campo (v') alrededor de la media.

Al sustituir en la ecuación de momento transversal (1), promediar, usar los requisitos sobre la operación promediar y utilizando la ecuación de incompresibilidad,

$$\nabla \cdot \underline{u} = 0 \quad (3)$$

esta ecuación queda de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \langle u \rangle}{\partial t} + \frac{\partial \langle \langle u \rangle \langle u \rangle \rangle}{\partial x} + \frac{\partial \langle \langle v \rangle \langle u \rangle \rangle}{\partial y} + \frac{\partial \langle \langle w \rangle \langle u \rangle \rangle}{\partial z} - f \langle v \rangle \quad \dots \\ \dots = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \langle P \rangle}{\partial x} - \frac{\partial \langle u' u' \rangle}{\partial x} - \frac{\partial \langle v' u' \rangle}{\partial y} - \frac{\partial \langle w' u' \rangle}{\partial z} \end{aligned} \quad (4)$$

donde el segundo, tercer y cuarto término son los términos advectivos y los últimos tres son los esfuerzos de Reynolds.

Para separar las variables en su parte media y su parte fluctuante, se utilizaron las series originales (de las componentes de la velocidad y de la presión) horarias, es decir sin filtrar, como el campo original. Estas series se filtraron con un filtro pasa-bajas (PL64) con un punto medio de corte de 38 horas (Flagg *et al.*, 1976 en Candela *et al.*, 1989). Las series filtradas se consideraron como la parte media de los campos. En otras palabras, la operación promedio fue sustituida por la operación filtro con el PL64. La parte fluctuante se calcula restando la serie filtrada a la original. Cabe mencionar que este procedimiento en sí puede tener errores ya que se requiere que la operación de promediar no altere las series previamente promediadas, requisito que en el mejor de los casos solo sucede aproximadamente con este filtro. Es decir, si $\langle \rangle$ es la operación de un filtro pasa bajas sin cambio de fase, ciertamente podemos definir v' con $v = \langle v \rangle + v'$, donde $\langle v \rangle$ contendrá las frecuencias bajas y v' sólo las altas, pero no se cumple que $\langle v' \rangle = 0$ (i.e. $\langle \langle v \rangle \rangle = \langle v \rangle$). Lo que sí se puede esperar es que la varianza de $\langle v' \rangle$ sea muy pequeña comparada con la varianza de v' . En el caso de las series de interés podemos encontrar ‘contaminación’ en frecuencias altas, porque el filtro no es tan preciso en el corte. No obstante, las diferencias entre la serie filtrada una vez y la serie filtrada vuelta a filtrar no son de importancia (ejemplos en tabla III).

Tabla III. Comparación entre algunas series y las mismas vueltas a filtrar, utilizando su raíz cuadrática media (rcm). El promedio de las series previamente filtradas debe de ser igual a ellas mismas, por lo que su diferencia debe de ser cero. El promedio de una serie de anomalía debe ser cero, por lo tanto una serie de anomalía menos su promedio debe ser idéntica a sí misma.

Serie	$\frac{\text{rcm} [\text{serie} - \langle \text{serie} \rangle]}{\text{rcm} [\text{serie}]}$	Valor requerido teórico
$\langle u \rangle \langle u \rangle$	0.2645	0
$\langle u \rangle \langle v \rangle$	0.1353	0
u'	0.9743	1
v'	0.9439	1

Haciendo estas consideraciones, (4) se puede trabajar de la siguiente forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial vu}{\partial y} + \frac{\partial wu}{\partial z} - f v = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\partial \langle u'u' \rangle}{\partial x} - \frac{\partial \langle v'u' \rangle}{\partial y} - \frac{\partial \langle w'u' \rangle}{\partial z} \quad (5)$$

En primera instancia se eliminan de este primer análisis los términos con derivadas horizontales. Estos se estimarán posteriormente. Este grupo de términos, específicamente $\partial_x(uu)$, $\partial_y(vu)$, $\partial_x \langle u'u' \rangle$ y $\partial_y \langle u'v' \rangle$, se denominarán en forma conjunta ‘términos no lineales horizontales’. En cuanto a los términos con derivadas verticales, el término no lineal advectivo puede despreciarse debido a que el promedio de la componente vertical de la velocidad se considera demasiado pequeña con respecto a las velocidades horizontales ($\langle w \rangle = 0$). Es pertinente notar que por condición de frontera, el esfuerzo que el viento ejerce sobre la superficie, llamémosle τ^x_{sup} , τ^y_{sup} , cumple:

$$(\tau^x_{sup}, \tau^y_{sup}) = \rho_0 \langle w' (u', v') \rangle |_{z=sup}$$

El término no lineal turbulento que se mantiene ($\partial_z \langle w'u' \rangle$) puede aproximarse usando el esfuerzo en la superficie causado por el viento y el esfuerzo que ejercen las capas profundas sobre la capa estudiada, es decir:

$$- \frac{\partial \langle w'u' \rangle}{\partial z} \sim \frac{\tau^x_{sup} - \tau^x_{capas profundas}}{\rho_0 H} \sim \frac{\tau^x_{sup}}{\rho_0 H} - \lambda u$$

donde λ es un coeficiente constante de fricción, τ^x la componente transversal del esfuerzo del viento (calculada por $\tau^x_{sup} \sim \rho_{aire} C_D |u_{viento}| u_{viento}$) y H la escala vertical con que se modela la derivada vertical del esfuerzo superficial (equivalente al grosor de la capa

superficial en la que el esfuerzo decae linealmente hasta cero, cuando $\lambda=0$). Tanto f como ρ_0 son bien establecidos, no así H , cuyo valor preciso es difícil de determinar. En este trabajo se considera una H de 30 metros.

Así, la ecuación reducida del balance de momento transversal que se analizará inicialmente es:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - f v = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho_0 H} \quad (6)$$

donde consideramos que el término de fricción relacionado a la componente transversal de la velocidad es muy pequeño ya que suponemos que las capas profundas ejercen muy poco esfuerzo en esa dirección sobre la capa de estudio. Esta última suposición es justificable considerando que $\tau_{\text{capas profundas}} \propto u$ y que $u = 0$ en ambos lados del canal. Por este motivo no se considera a este término como parte importante del balance y se desprecia en este estudio. De forma similar a (6) la ecuación reducida de balance de momento longitudinal es:

$$\frac{\partial v}{\partial t} + f u = - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho_0 H} - \lambda v \quad (7)$$

Los términos de las ecuaciones (6) y (7) son estimables a partir de los datos. Para la estimación de los términos restantes en la ecuación (5), acudiremos a diferencias finitas muy crudas para aproximar derivadas espaciales.

III.1.1 EL CÁLCULO DE LOS TÉRMINOS LINEALES Y DE FORZAMIENTO POR VIENTO

Los datos de las series de tiempo de los instrumentos fueron muestreados cada hora. Al hacer la operación de filtrado con el PL64 se eliminó la señal de las principales mareas. De las series de tiempo se usaron las fechas de 1996/12/16 14:00:00 a 1997/05/26 05:00:00 resultando en 3856 datos horarios (160.7 días) en los que hay mediciones simultáneas de presión y velocidad de la corriente (ver tabla I).

Las posiciones de los sensores de presión se refirieron a un sistema de coordenadas, que llamamos rotado, donde el promedio de las tres posiciones es el origen y el ángulo de la línea Calica-Cozumel con respecto al Este (-34.22°) se utiliza para rotar las posiciones y las componentes de velocidad. De esta forma, en el nuevo sistema de coordenadas se tiene: el eje longitudinal en la coordenada y y la componente de la velocidad en esta dirección es v ; el eje transversal coincide con el eje de coordenadas x y a lo largo de esta dirección la componente u de la velocidad (Figura 5).

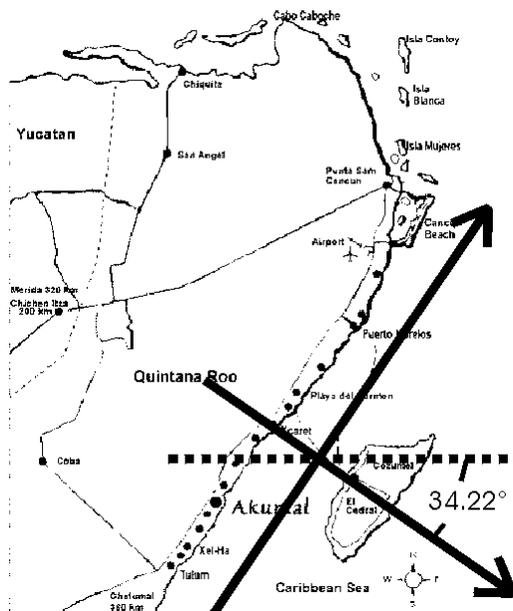


Figura 5. Nuevo sistema de coordenadas después de la rotación: la coordenada 'y' y la componente 'v' de la velocidad, a lo largo del canal y la coordenada 'x' así como la componente 'u' de la velocidad, a través del canal.

III.1.1.A) LOS GRADIENTES DE PRESIÓN

Para el cálculo de los gradientes de presión se supuso una variación lineal (la ecuación de un plano) entre los tres puntos de ubicación de los sensores de presión (Cozumel, Calica e Isla Mujeres).

Se construyó una matriz \mathbf{P} con tres columnas (P_1 , P_2 y P_3) que son las series de tiempo de las fluctuaciones de presión en Calica, Cozumel e Isla Mujeres (respectivamente), en Pascales ($1 \text{ mb} = 100 \text{ Pa}$). Se trabajó con las fluctuaciones de presión ya que no se tiene un nivel de referencia exacto con respecto al geode, es decir, se les restó el promedio aritmético a las series originales.

Resolviendo para los coeficientes de una variación lineal:

$$\begin{pmatrix} 1 & x_1 & y_1 \\ 1 & x_2 & y_2 \\ 1 & x_3 & y_3 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} c_0 \\ c_1 \\ c_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} P_1 \\ P_2 \\ P_3 \end{pmatrix} \quad (8)$$

donde $\mathbf{X} = (-2319, 15518, -13239)$ y $\mathbf{Y} = (-28174, -28182, 56328)$ son las posiciones en metros de los sensores de presión de Calica, Cozumel e Isla Mujeres con respecto a un punto en el nuevo sistema rotado (aproximadamente el punto medio), se obtienen

$$c_1 = \frac{\partial P}{\partial x} \quad \text{y} \quad c_2 = \frac{\partial P}{\partial y}$$

que son los gradientes transversal y longitudinal de presión.

La componente del gradiente de presión en la dirección transversal también se estimó haciendo las diferencias instantáneas entre la presión en Calica y la presión en Cozumel, divididas entre la distancia existente entre ambos puntos (aproximadamente 18 kilómetros). Comparando ambos resultados no se observa diferencia significativa, lo que corrobora la bondad del método. Explícitamente, la raíz cuadrática media (rcm) de la diferencia de estas dos estimaciones de $\partial P/\partial x$, dividido por la rcm de alguna de ellas es sumamente pequeño:

$$\frac{\left\langle \left(\frac{\partial P}{\partial x_1} - \frac{\partial P}{\partial x_2} \right)^2 \right\rangle^{\frac{1}{2}}}{\left\langle \left(\frac{\partial P}{\partial x_1} \right)^2 \right\rangle^{\frac{1}{2}}} = 2.5 \cdot 10^{-4} \quad (9)$$

aquí los paréntesis triangulares indican un promedio aritmético en toda la serie de tiempo.

III.1.1.B) LAS COMPONENTES DE VELOCIDAD

Por cuestiones geométricas y debido al reflejo en la superficie del lóbulo lateral de sonido, la medida de velocidad más cercana a la superficie que se puede obtener con el ADCP es a un 7% de la profundidad a la que éste se encuentra. Esto es, como el ADCP se encuentra a 270 metros de profundidad, las mediciones más cercanas a la superficie que se obtienen se encuentran a $.07 \cdot 270 = 18.9$ metros $+ \frac{1}{2} \Delta z = 23.9$ m ~ 24 metros ($\Delta z =$ resolución vertical 10 m).

Para cada profundidad se calculó el eje principal, o mayor, de variación de las corrientes con respecto al este y se obtuvo el ángulo promedio de este eje a todas las profundidades disponibles, siendo éstas un total de 23 profundidades espaciadas 10 metros entre sí (de 250 a 30 metros). Este ángulo (aproximadamente -34°) es consistente con la rotación definida por la línea Calica-Cozumel que se había utilizado para definir el sistema rotado. Esto indica que las corrientes presentan una mayor variación en la componente a lo largo del canal, lo cual era de esperarse. La figura 6 presenta el perfil de los parámetros de la velocidad media y de la variabilidad relativa de los ejes rotados.

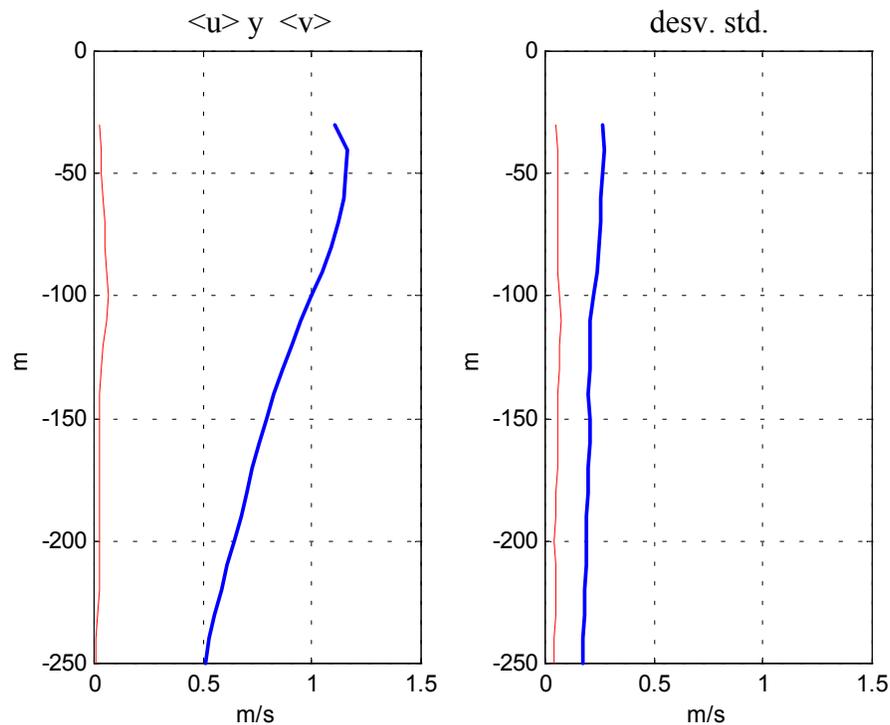


Figura 6. La primera gráfica corresponde al perfil medio de la componente 'v' de la velocidad (a lo largo del canal) y de la componente 'u' de la velocidad (transversal al canal), el primero en línea gruesa. La segunda gráfica son sus correspondientes desviaciones estándar.

Para evaluar los términos en la ecuación de momento se utilizaron los datos de la profundidad de 30 metros, que se consideró como el dato bien medido más somero y

se hizo la rotación para obtener las componentes de la corriente a lo largo y a través del canal.

III.1.1.C) LAS ACELERACIONES LOCALES

Los términos $\partial u/\partial t$ y $\partial v/\partial t$ se obtuvieron mediante un método de diferencias finitas hacia adelante, i.e.

$$\frac{\partial u}{\partial t}(t) \cong \frac{u(t + \Delta) - u(t)}{\Delta} \quad (10)$$

donde Δ es una hora.

III.1.1.D) EL ESFUERZO DEL VIENTO

De la malla de datos meteorológicos sinópticos diarios, se interpolaron los cuatro puntos más cercanos a la ubicación del ADCP de Cozumel (figura 7) calculando la distancia de ésta a los cuatro puntos y asignándoles pesos para la interpolación, proporcionales al inverso de la distancia de cada punto.

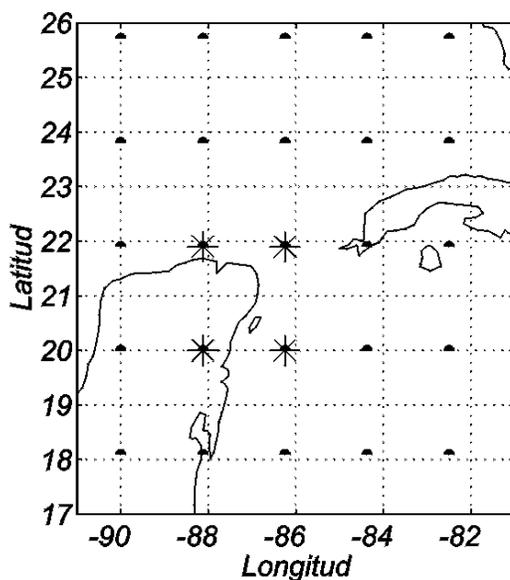


Figura 7. Malla de puntos en los que se tienen datos meteorológicos sinópticos de NCEP/NCAR Global Reanalysis Program. En asteriscos se muestran los puntos utilizados para la interpolación de datos al punto de interés (el centro del canal).

Los datos de velocidades de viento obtenidos se procesaron utilizando la fórmula de Large y Pond (1981) para obtener el esfuerzo del viento. Este se obtuvo con respecto a un sistema coordinado (N-S,E-W) por lo que se interpolaron para tenerlos horarios y se efectuó la rotación de manera que se tiene el esfuerzo del viento (en Pascales) a lo largo y a través del canal para un intervalo de tiempo simultáneo al de las mediciones de presión y velocidad (de 16/12/1996 a 26/05/1997).

Los datos de magnitud del viento medido en el aeropuerto de Cozumel sirvieron para corroborar las magnitudes de los datos sinópticos con los que se trabajaron (Figura 8).

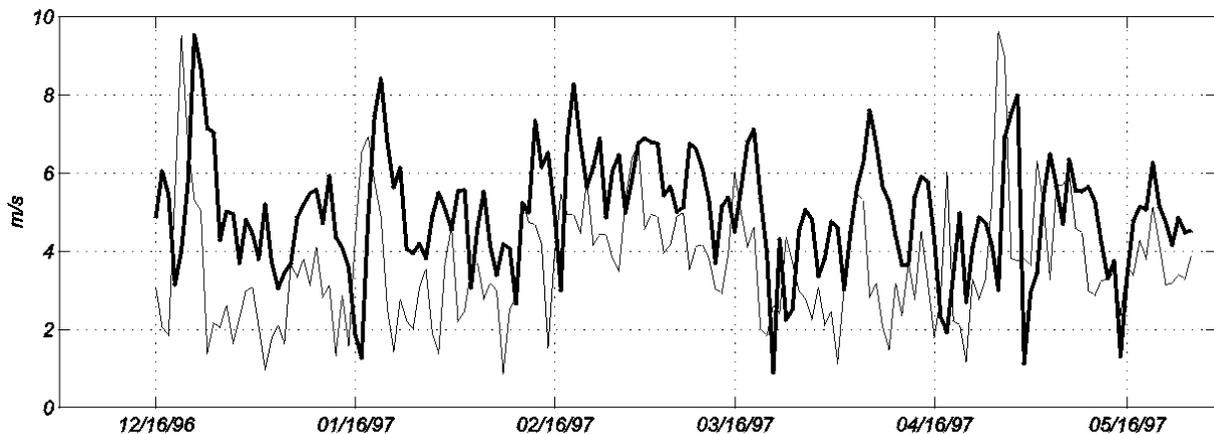


Figura 8. Magnitud del viento en m/s con los datos sinópticos obtenidos del NCEP/NCAR Global Reanalysis Program (en línea gruesa) y las mediciones de NCDC (línea delgada).

III.1.2 EL BALANCE TRANSVERSAL

De la ecuación reducida del balance transversal se despeja la componente de la velocidad para utilizar la ecuación de la siguiente forma:

$$v = \frac{1}{f\rho_o} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\tau^x}{f\rho_o H} + \frac{1}{f} \frac{\partial u}{\partial t} \quad (11)$$

En la figura 9 se muestran las series de tiempo de los cuatro términos obtenidos correspondientes al balance transversal reducido (ecuación 11). Éstos se consideran en el orden decreciente de sus desviaciones estándar (tabla IV), las cuales nos indican que potencialmente los términos principales en el balance transversal son el gradiente de presión a través y la componente de la corriente a lo largo del canal, es decir, un simple balance geostrofico.

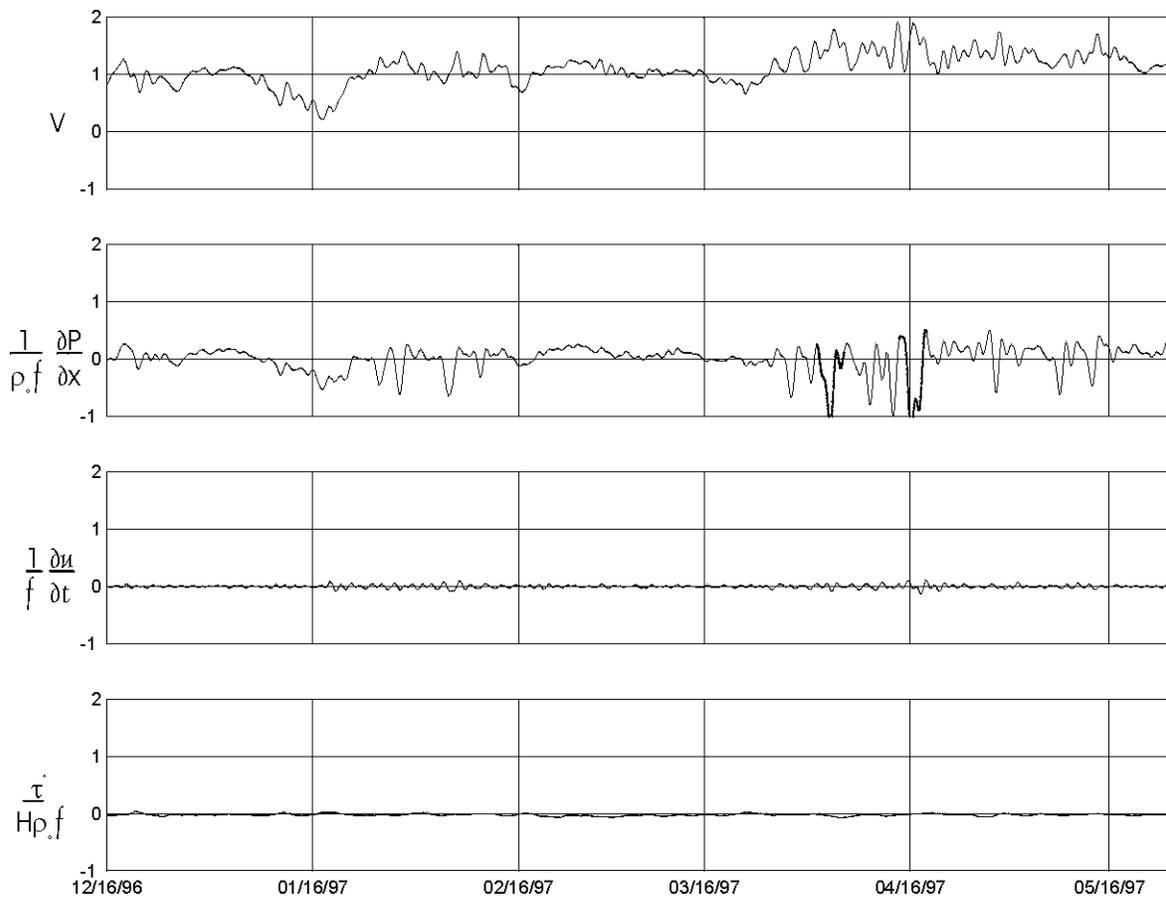


Figura 9. Series de tiempo, en m/s, de los términos del balance transversal obtenidas utilizando los datos de los instrumentos, de arriba hacia abajo: componente de la corriente a lo largo del canal, fluctuaciones del gradiente de presión ($\rho_0^{-1}f^{-1} \partial P/\partial x$), aceleración local ($f^{-1} \partial u/\partial t$) y esfuerzo del viento ($(\rho_0 H f)^{-1} \tau^x$). Ver ecuación 4 y tabla III.

Tabla IV. Desviaciones estándar, en m/s, de los términos calculados con los datos para el balance transversal.

Término	Desv. Std.
v	0.2693
$\frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x}$	0.2393
$\frac{1}{f} \frac{\partial u}{\partial t}$	0.0262
$\frac{\tau^x}{\rho_0 f H}$	0.0178

Los datos de los sensores de presión no son absolutos, en el sentido que carecen de referencia geodésica. Inicialmente se trabajó con las anomalías de los datos. Las series de tiempo del término del gradiente de presión transversal al canal y la componente de velocidad a lo largo del canal se grafican sin sus respectivos promedios en la figura 10.

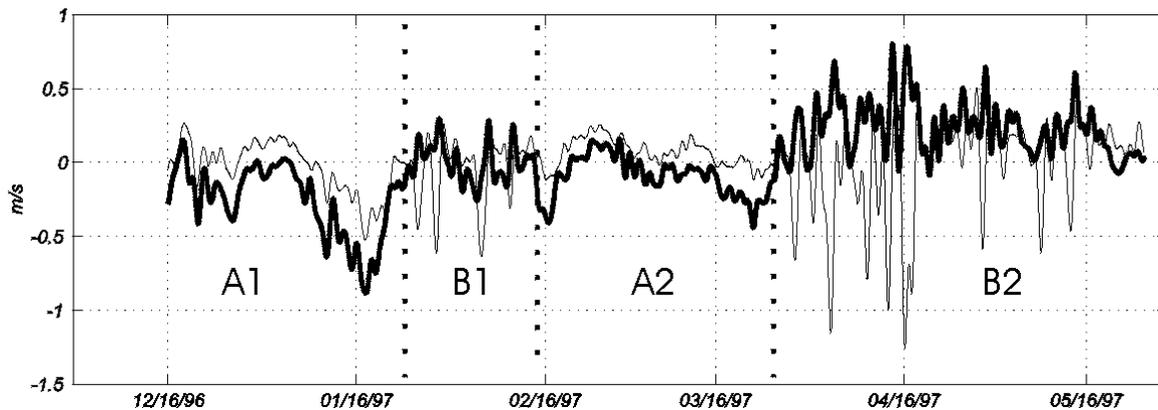


Figura 10. Anomalía del gradiente de presión transversal y de la componente 'v' de la corriente (línea gruesa). Los periodos A1 y A2 son temporadas donde el balance geostrófico es muy factible.

Se observan dos periodos en los que hay un comportamiento muy diferente de las series de tiempo (aproximadamente del 25 de enero al 11 de febrero de 1997 y del 26 de marzo en adelante, temporadas denotadas por B1 y B2 respectivamente) y es notable que aún para los otros periodos (temporadas A's) donde es posible un buen balance geostrófico, además de no tener exactamente las mismas variaciones hay una diferencia: las series no

están al mismo nivel. Esto se interpretó como un efecto debido a la contaminación en el valor de los promedios tanto de 'v' como del gradiente de presión, por los periodos de altas fluctuaciones ageostróficas. Se decidió darle referencia a la diferencia de presión, utilizando una constante con la que se lograra el mejor balance geostrófico.

Tomando los datos sin quitarles la media, se extrajeron los dos periodos que se nota visualmente tienen un buen balance geostrófico (i.e. las temporadas A's) y se obtiene la constante que al sumarse a la estimación del gradiente de presión transversal logra una diferencia con la serie de velocidad longitudinal cuya media cuadrática es la mínima. De esta manera las series quedan prácticamente al mismo nivel en las temporadas denotadas por A's (Figura 11).

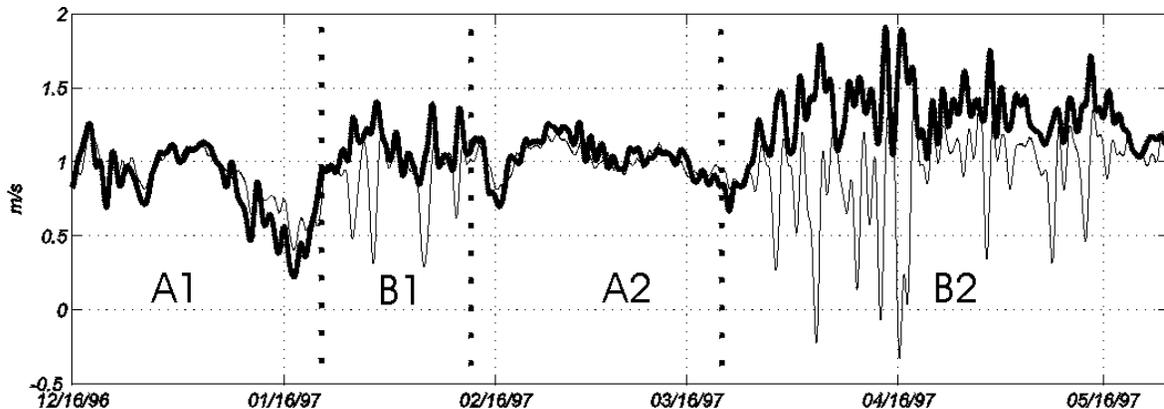


Figura 11. Balance transversal después de darle referencia a los datos de los sensores de presión utilizando la velocidad absoluta del ADCP.

Las anomalías 'ageostróficas' en el gradiente de presión son altas, por ejemplo, hay eventos que corresponderían a flujos en la dirección contraria a la dominante como el 16 de abril (ver temporada B2 en figura 11). Estas series, que denominamos originales, son -de

hecho- series en que las fluctuaciones inerciales y de mayores frecuencias, incluyendo diurnas y semidiurnas, han sido eliminadas con el filtro pasa bajas ya descrito.

Para comprobar que estas fluctuaciones ageostróficas son de escalas temporales largas, la figura 12 muestra las series de velocidad (la componente a lo largo del canal) y del gradiente de presión referenciado, con una versión filtrada que elimina frecuencias de .25 cpd y mayores (i.e. periodos de 4 días y menores). Las anomalías ageostróficas permanecen en escalas de semanas y mayores. En la temporada B2 las fluctuaciones ageostróficas están inversamente correlacionadas, al menos en todo abril, tanto para las series originales como para las filtradas. Se debe notar también que las anomalías ageostróficas no se pueden adjudicar a errores en la medición de velocidad, pues estos son mucho menores que las fluctuaciones.

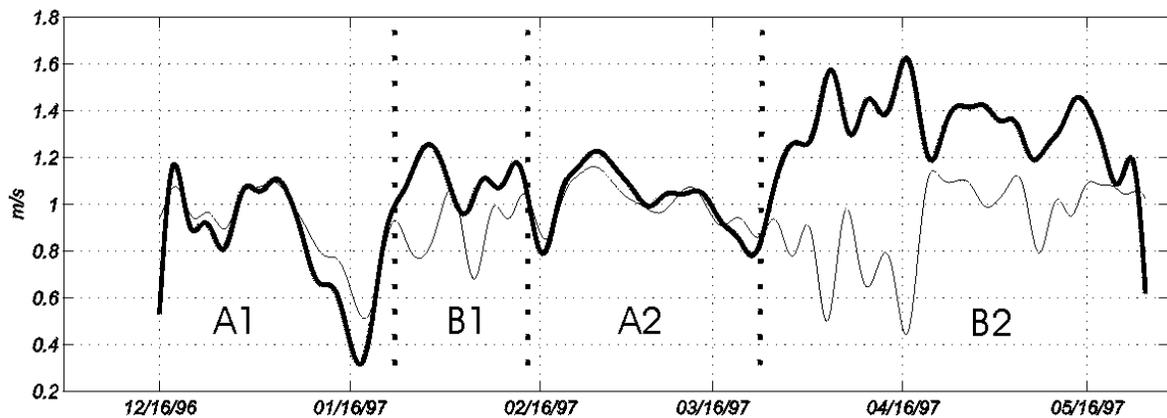


Figura 12. Balance transversal: gradiente transversal de presión vs. componente 'v' de la corriente (en línea gruesa) con datos filtrados.

Se obtuvieron los coeficientes de correlación, según la fórmula en ecuación (12), de las series completas así como de las temporadas A1, A2, B1 y B2 (Tabla V).

$$\text{Coeficiente de Correlación} = \frac{\langle (a - \bar{a})(u - \bar{u}) \rangle}{[\langle (a - \bar{a})^2 \rangle \langle (u - \bar{u})^2 \rangle]^{1/2}} \quad (12)$$

donde 'a' es una de las series, 'u' es la otra y $\langle \rangle$ define el promedio en algún periodo establecido.

El alto coeficiente de correlación encontrado para los periodos de tiempo de buen ajuste nos indica que el balance transversal geostrófico que existe en los periodos A es totalmente perdido en los periodos B. El ejercicio que se hizo de filtrar las series nos indica que aún para frecuencias muy bajas el balance geostrófico se rompe.

Tabla V. Coeficientes de correlación de las series del gradiente transversal de presión y la componente de la corriente a lo largo del canal, para los datos originales y los datos filtrados.

Periodo	Series originales	Series con datos vueltos a filtrar
Todo el registro	0.0901	0.1519
16/dic/96 a 20/ene/97 (A1)	0.9588	0.9685
20/ene/97 a 15/feb/97 (B1)	0.1025	0.2194
15/feb/97 a 24/mar/97 (A2)	0.8690	0.9490
26/mar/97 a 26/may/97 (B2)	-0.2438	-0.4274

III.1.2.1 LAS FLUCTUACIONES AGEOSTRÓFICAS

A continuación se mostrará que los términos de esfuerzo por el viento y aceleración local no pueden explicar la falta de geostrofia. Primero se sumó el término del esfuerzo del viento al gradiente de presión para ver si éste explicaba las variaciones en los dos periodos de mal ajuste. Se sabe que la zona de estudio se caracteriza por vientos fuertes (4 a 6 m/s) dominantes del Este (IGS, 2000). La adición del término del esfuerzo del viento a toda la serie no proporciona una mayor correlación en el balance, es decir la correlación con 'v'. Ésta tampoco aumenta al adicionar el término de aceleración local.

Se separaron los periodos de buen ajuste geostrófico (A's) y se sumaron estos dos términos al gradiente de presión para comprobar si durante estas temporadas específicas el viento y la aceleración proporcionan una explicación a las pequeñas variaciones que aún existen. En la tabla VI se muestran los coeficientes de correlación obtenidos de estos ejercicios y se puede observar que aún para estos periodos donde existe un balance geostrófico razonable, los otros términos adicionados al gradiente de presión no sirven para explicar las pequeñas variaciones que persisten y más aún: el balance entre el gradiente de presión y la componente de velocidad es el que presenta una mayor correlación.

Tabla VI. Coeficientes de correlación de las series del balance transversal, conjugando distintos términos para balancear la componente 'v' de velocidad, durante los periodos de buen ajuste del balance geostrófico.

Términos	Coefficiente de correlación entre 'v' y otros términos
$\frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x}$	0.9435
$\frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\tau^x}{\rho_0 f H}$	0.9407
$\frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{f} \frac{\partial u}{\partial t}$	0.9356
$\frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\tau^x}{\rho_0 f H} + \frac{1}{f} \frac{\partial u}{\partial t}$	0.9344

III.1.2.1.A) EL NIVEL DEL MAR Y EL ESFUERZO DEL VIENTO

A partir de los datos medidos de velocidad y presión, se calculó cuál debería ser el cambio en el nivel del mar necesario para que se cumpliera el balance geostrófico en todo el periodo. Partiendo del balance hidrostático y considerando solamente la parte fluctuante:

$$P = \rho_0 g \eta \quad (13)$$

derivamos (13) con respecto a x y sustituimos en (6), despreciando el esfuerzo del viento.

De esta manera se llega a:

$$\Delta\tilde{\eta} = \frac{\tilde{f}_v}{g} \Delta x \quad (14)$$

donde $\Delta\tilde{\eta}$ es el cambio del nivel del mar requerido para que exista un balance geostrófico exacto. Se calculó la $\Delta\eta$ que se tiene con los datos medidos con los sensores de presión (' η medida') para compararla con la $\Delta\tilde{\eta}$ requerida (figura 13). Se observa una diferencia entre ambas, debido a que los datos medidos muestran la anomalía de la presión, mientras que la $\Delta\tilde{\eta}$ requerida utiliza en el cálculo los datos del ADCP por lo que ya tienen referencia. Se utilizó el promedio de la $\Delta\tilde{\eta}$ requerida (0.1 metro) en los periodos donde existe balance geostrófico, para darle referencia a los datos medidos (figura 14). Una vez con referencia, lo que el ejercicio nos indica es que se necesitaría una $\Delta\tilde{\eta}$ que excede hasta por 15 centímetros para que se cumpliera el balance geostrófico. El ruido a esperarse en las mediciones de $\Delta\eta$ no rebasa los 3 milímetros (SBE 26, Operating Manual, 1999), por lo que se descarta que errores en las mediciones de presión causen las anomalías ageostróficas.

También se realizó un cálculo sobre el comportamiento que debería presentar el término del esfuerzo del viento, para que al sumarlo al gradiente de presión se presentara un balance total entre estos términos y la componente de la corriente a lo largo del canal. Partiendo de (6) y utilizando la fórmula empírica para el cálculo del esfuerzo del viento ya mencionada:

$$\tau^x = \rho_{\text{aire}} C_D |u_{\text{viento}}| u_{\text{viento}} \quad (15)$$

donde el coeficiente de arrastre $C_D \approx 1.6 \times 10^{-3}$ para un viento medido a 10 metros de altura (Badán-Dangon *et al.*, 1986) y $\rho_{\text{aire}} = 1.293 \text{ kg/m}^3$, se llega a:

$$u_{\text{viento}} = \text{sign}\left(\frac{1}{\rho_o f} \frac{\partial P}{\partial x} - v\right) \sqrt{\frac{H \rho_o f}{C_D \rho_{\text{aire}}} \text{abs}\left(\frac{1}{\rho_o f} \frac{\partial P}{\partial x} - v\right)} \quad (16)$$

haciendo $v_{\text{viento}} = 0$.

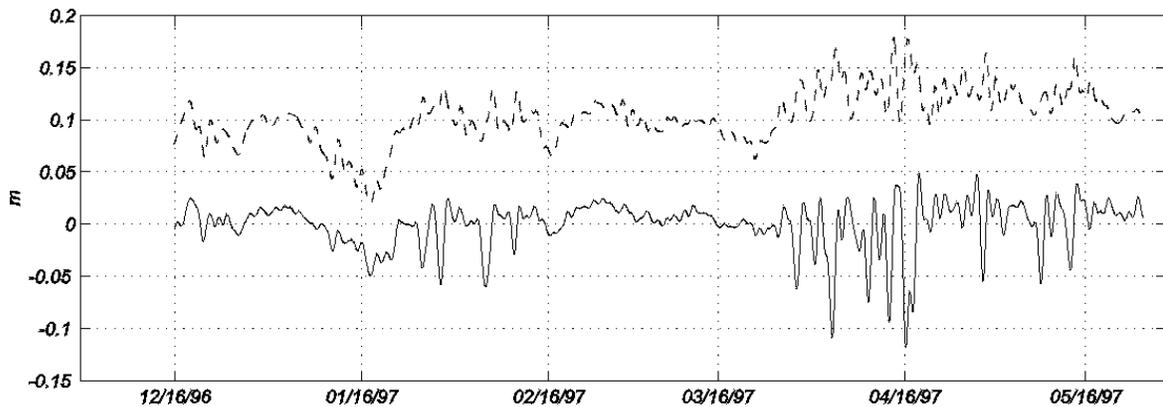


Figura 13. Serie de tiempo de la $\Delta\tilde{\eta}$ requerida para que se cumpla un balance geostrófico (línea discontinua) y de la $\Delta\eta$ calculada a partir de los datos medidos con los sensores de presión.

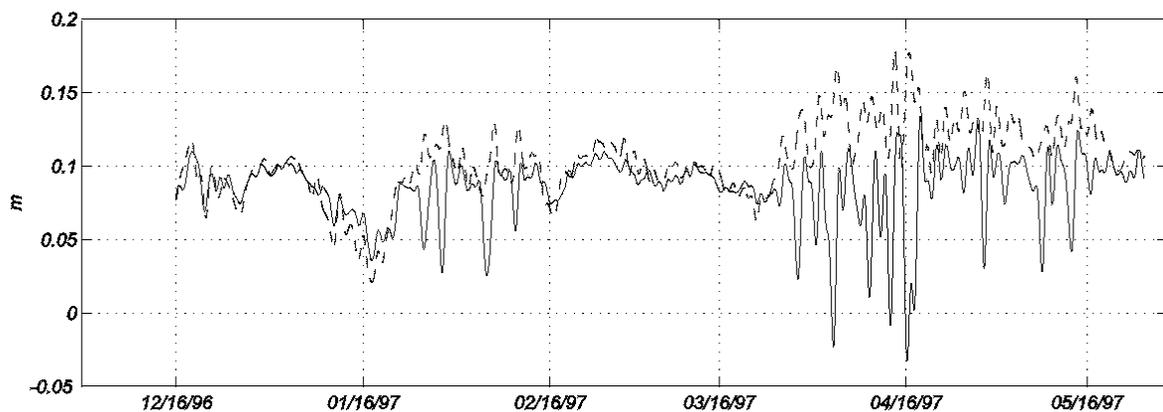


Figura 14. Las mismas series de tiempo de la figura anterior, pero en este caso se utilizó el promedio de los periodos de buen ajuste en la serie de la $\Delta\tilde{\eta}$ requerida (línea discontinua) para darle referencia a la $\Delta\eta$.

La figura 15 muestra la componente transversal al canal (u_{viento}) del viento requerido para completar el balance, comparada con la componente transversal de los datos sinópticos con los que se cuenta. Estas dos series tienen un coeficiente de correlación de 0.2. La figura 16 muestra el término del esfuerzo del viento ($(\rho_0 H f)^{-1} \tau^x$) a partir de esa velocidad calculada y lo compara con el término del esfuerzo del viento obtenido a partir de los datos sinópticos. En este caso, las series presentan un coeficiente de correlación de .06. En ambas figuras se observa que los comportamientos de las series requeridas para completar el balance, comparado con el comportamiento de las series a partir de los datos sinópticos, es muy diferente y lo es aún más para los periodos en los que existen fluctuaciones ageostróficas.

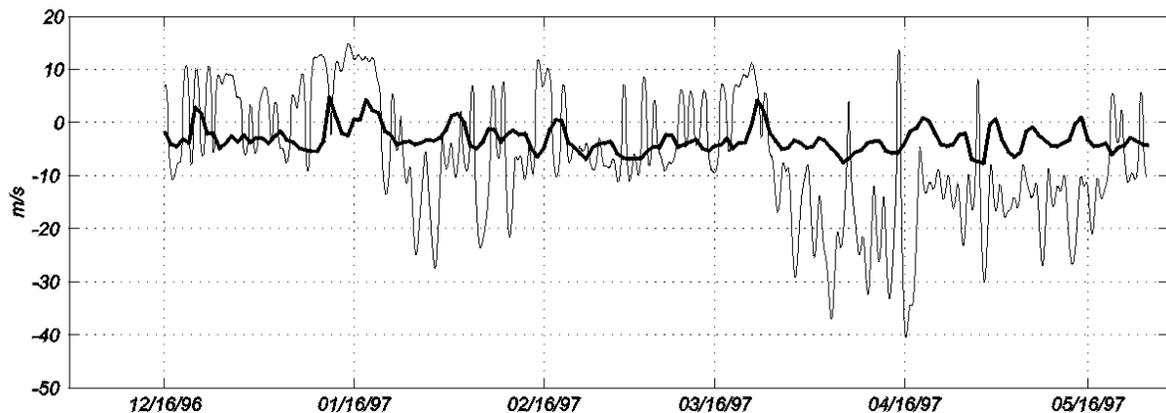


Figura 15. Componente transversal al canal ('u') del viento requerido para lograr el balance $v = (\rho_0 f)^{-1} \partial P / \partial x - (\rho_0 f H)^{-1} \tau^x$ (ver ecuación (11)), en línea delgada, y componente 'u' del viento sinóptico observado (línea gruesa).

De la figura 8 corroboramos que los datos sinópticos son similares a los datos medidos en el aeropuerto de Cozumel, de forma tal que podemos descartar que sean errores en las mediciones de los datos de viento la causa de la variabilidad y también que el viento sea la causa principal de las fluctuaciones ageostróficas.

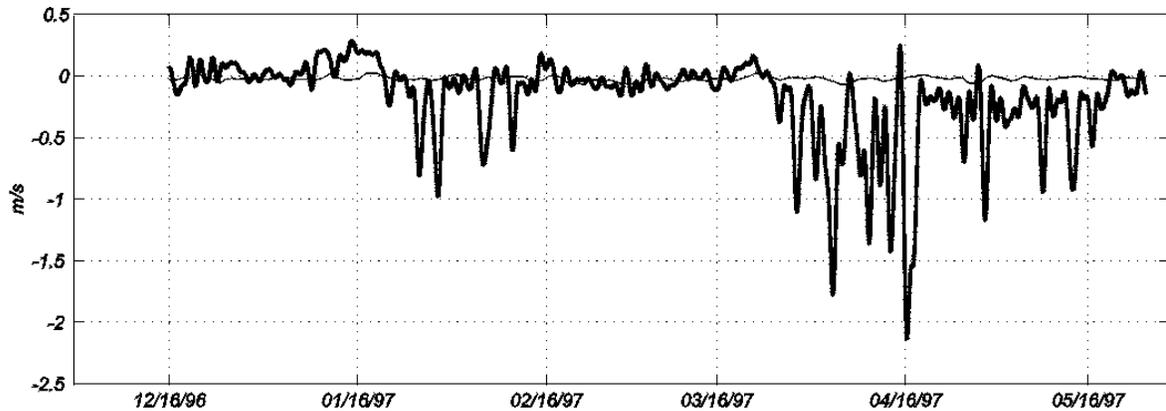


Figura 16. Término del esfuerzo del viento $(\rho_0 H f)^{-1} \tau^x$ requerido para cumplir el balance (línea gruesa) y a partir de los datos sinópticos con los que se cuenta.

III.1.2.1.B) LOS TÉRMINOS NO LINEALES HORIZONTALES

Para el análisis inicial, en el balance reducido que suponen las ecuaciones (6) y (7), no se incluyeron algunos términos no lineales advectivos y esfuerzos de Reynolds. Tal separación permite cierta diferenciación pues estos últimos son estimados con menor confiabilidad. Sin embargo, como se verá en esta sección, existen razones para creer que estos términos son los que contribuyen a la pérdida de geostrofia. Estos son los términos que se denominarán bajo el nombre genérico ‘no lineales horizontales’, y que se especificaron en la página 16.

Considerando la ecuación (5) y utilizando el filtrado pasa bajas PL64 como el operador $\langle \rangle$ (ver sección III.1 para características de este operador), se construyó una estimación de los términos no lineales horizontales. Las series de tiempo de la velocidad permiten el cálculo de series como $\langle uu \rangle$, $\langle uv \rangle$, $\langle u'u' \rangle$ y $\langle u'v' \rangle$ en el punto de medición. Las derivadas en la dirección longitudinal no se pueden cuantificar confiablemente por carecer de un arreglo de instrumentos adecuado: se cuenta únicamente con una medición

puntual de la velocidad. Dado que la velocidad decae hasta ser nula en las fronteras, la razón de la velocidad en el centro del canal con la mitad del ancho del canal proporciona una estimación justificable de su derivada en la dirección transversal ($\Delta x = L / 2$, donde L es el ancho del canal). Para estimar el orden de magnitud de los términos $\partial_y(uv)$ y de $\partial_y\langle u'v' \rangle$, dividiremos los valores obtenidos puntualmente por la mitad del ancho del canal (i.e. $\Delta y = \Delta x = L / 2$). Usamos, entonces, la misma escala espacial en la dirección longitudinal que en la transversal, aunque solo en esta última se tengan condiciones físicas para justificarla. Aunque este procedimiento sería justificable en el caso particular de el paso de un remolino circular cuyo diámetro sea el ancho del canal, no hay argumentos para generalizar y por ello solo lo consideramos como el orden de magnitud de tales términos.

La inclusión de los términos no lineales horizontales al balance bajo análisis tiene la siguiente forma:

$$v = \frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} P + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} \langle u'u' \rangle + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} \langle v'u' \rangle + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} uu + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} vu + \text{otros términos} \quad (17)$$

donde en 'otros términos' se agrupan aquellos ya analizados y que no indican tener un papel importante en las fluctuaciones ageostróficas observadas.

En la figura 17 se puede apreciar el comportamiento de las series y se observa que en general se mantienen sin muchos cambios excepto durante dos periodos de tiempo que coinciden aproximadamente con los de fluctuaciones ageostróficas prominentes (i.e. los

periodos B en figura 11). A la misma escala todos los términos son pequeños, con excepción del segundo término advectivo. En la figura 18 se presenta la serie de tiempo de este término comparado con la diferencia entre la componente 'v' de la corriente y el gradiente de presión transversal al canal (la velocidad ageostrófica).

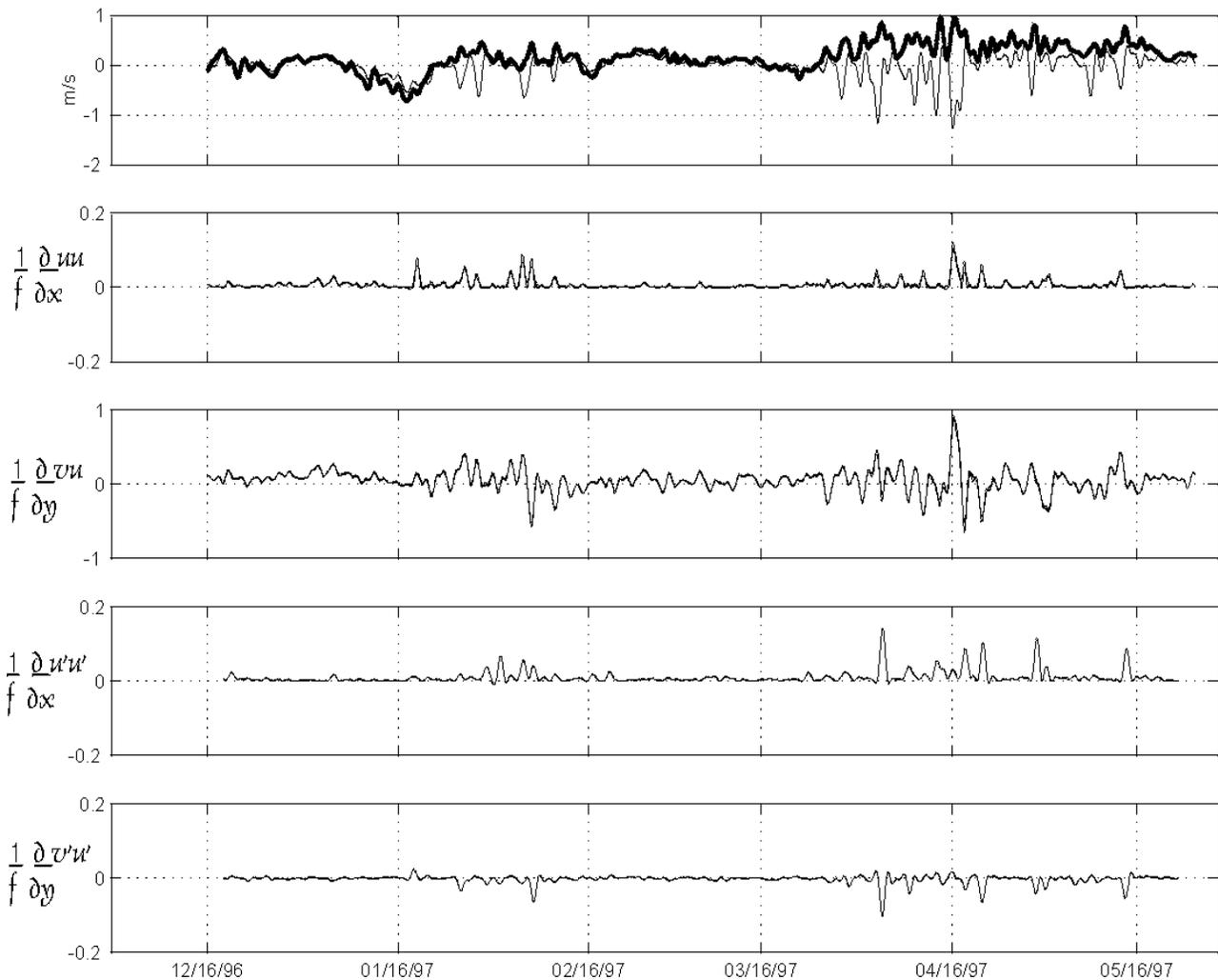


Figura 17. Estimación cualitativa de los términos no lineales horizontales para el balance transversal. Aquí se presentan con diferentes escalas, en unidades idénticas (m/s), para que se pueda apreciar su forma y comportamiento. La primera figura muestra el balance entre las fluctuaciones del gradiente transversal de presión (referenciado) y la componente 'v' de la corriente. Las siguientes dos son los términos advectivos no turbulentos y las últimas dos son los debidos a esfuerzos de Reynolds.

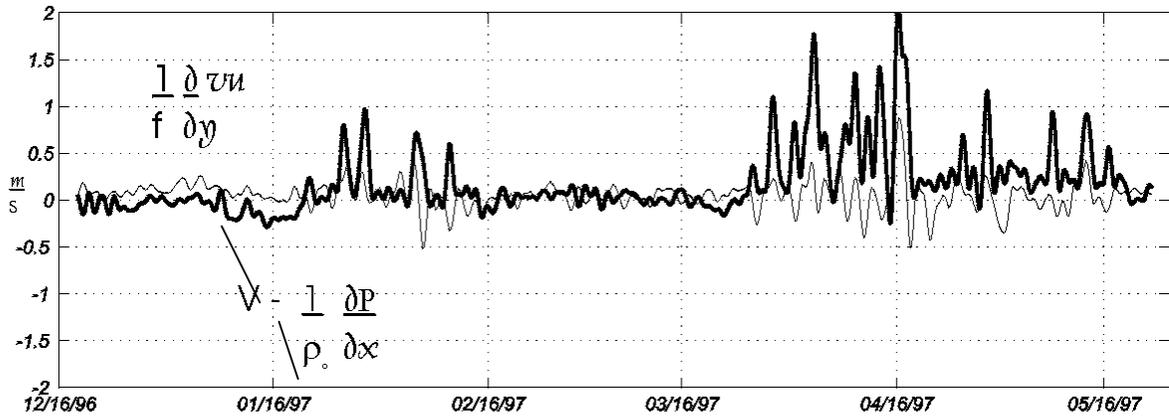


Figura 18. Estimación cualitativa de los términos no lineales para el balance transversal, a la misma escala. La línea gruesa muestra la velocidad ageostrófica ($v - (\rho_0 f)^{-1} \partial P / \partial x$, con el gradiente de presión referenciado). La línea delgada es el término advectivo que por su magnitud es potencialmente importante.

III.1.2.1.C) CURVATURA DE LÍNEAS DE CORRIENTE

Otro ejercicio que se hizo para tratar de explicar las fluctuaciones ageostróficas con los términos no lineales consistió en utilizar coordenadas locales o naturales para describir el movimiento. Una de estas coordenadas es a lo largo de las líneas de corriente y la otra es perpendicular a la anterior. En el nuevo sistema se utilizan como base las ecuaciones de momento para aguas someras y siguiendo a Gill (1982, p. 233) se llega a las ecuaciones de balance a lo largo de la trayectoria de las partículas ('s') y en la dirección perpendicular a ésta ('n'), respectivamente:

$$U \frac{\partial U}{\partial s} = -g \frac{\partial \eta}{\partial s} \quad (18)$$

$$\begin{matrix} \text{(i)} & \text{(ii)} \\ \frac{U^2}{R} + fU & = -g \frac{\partial \eta}{\partial n} \end{matrix} \quad (19)$$

donde R es el radio de curvatura y se está suponiendo condición estacionaria. De (19), también llamado balance ciclostrófico, se observa que el gradiente de presión perpendicular a las líneas de corriente es balanceado por un término de aceleración de Coriolis (ii) y un

término de aceleración centrífuga (i). Para que el flujo esté en balance geostrófico, el término de aceleración centrífuga debe de ser pequeño con respecto al de Coriolis. La magnitud relativa de la aceleración centrífuga y el término de Coriolis define el número de Rossby ($Ro = (Rf)^{-1} U$) que es, entonces, una medida de ageostrofia.

Se utilizaron los datos de ADCP de velocidades superficiales (30 metros de profundidad) de Contoy y de Cozumel. Se supuso que en las dos localidades las líneas de corriente son círculos concéntricos, en cuyo caso el centro queda denotado por la intersección de las líneas perpendiculares a los vectores velocidad medidos en cada uno de los puntos (ver figura 19). Estos vectores velocidad son tangentes a cada uno de los círculos y se conoce para cada tiempo la posición del centro en la intersección de las rectas y, por lo tanto, los radios. Las dos rectas cuya intersección es el centro son:

$$y = y_i - \frac{u_i}{v_i}(x - x_i) \quad i = 1,2 \quad (20)$$

donde el subíndice $i=1$ se usa para Cozumel ($x_1=-9.8, y_1=2.3$, en 10^3 km) y el subíndice $i=2$ para Contoy ($x_2=-9.7, y_2=2.4$, en 10^3 km), si los vectores de velocidad son paralelos (i.e. $u_1/v_1 = u_2/v_2$), la intersección ocurre en el infinito y el número de Rossby es nulo; de otra forma, la intersección existe y su distancia a los puntos define dos radios. Solo cuando estos dos radios son suficientemente parecidos (i.e. $|R_1-R_2| < 0.1(R_1+R_2)$) es consistente suponer que los dos círculos sean próximos a las líneas de corrientes correspondientes a los dos puntos y por lo tanto sólo bajo esta restricción es justificable esta estimación de curvatura.

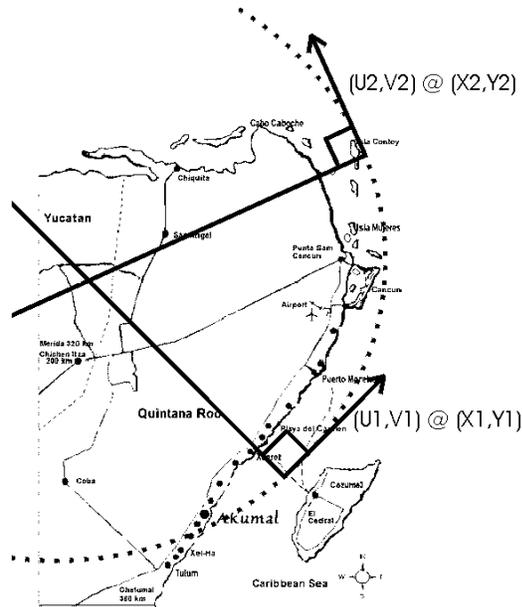


Figura 19. El segmento de círculo punteado denota la trayectoria supuesta para las partículas de fluido. Las flechas tangentes al círculo representan los vectores de velocidad de la corriente medida en Cozumel y Contoy. Las líneas perpendiculares a los vectores se intersectan en el centro del círculo (forman el radio).

Al calcular esta razón, se observa que esta condición se cumple adecuadamente sólo durante una parte del periodo de tiempo denotado como B2, que coincide con las fluctuaciones ageostróficas más grandes (Figura 20). En la figura 20 se muestra el radio promedio calculado y se observa que para el periodo antes mencionado, además de algunos otros picos separados, el valor del radio aumenta considerablemente. También se hizo el cálculo del número de Rossby utilizando la velocidad promedio así como el radio promedio de ambas localidades, de la siguiente forma:

$$Ro = \frac{|U_1| + |U_2|}{f(R_1 + R_2)} \quad (21)$$

En la figura 20 se observa que para este ejercicio el número de Rossby presenta variabilidad pero, en general, es menor que 0.2 y presenta valores más pequeños particularmente durante el segundo periodo de fluctuaciones ageostróficas grandes (B2). Es

curioso resaltar que el número de Rossby aquí estimado es menor justamente durante una temporada de fluctuaciones ageostróficas, cuando lo que se esperaba era lo inverso. Esto sugiere que la curvatura que se está estudiando no es pertinente a las fluctuaciones ageostróficas al norte de Cozumel, como aquí se ha analizado, y se desprende la propuesta de realizar estudios futuros de la relación de la curvatura al sur de Cozumel.

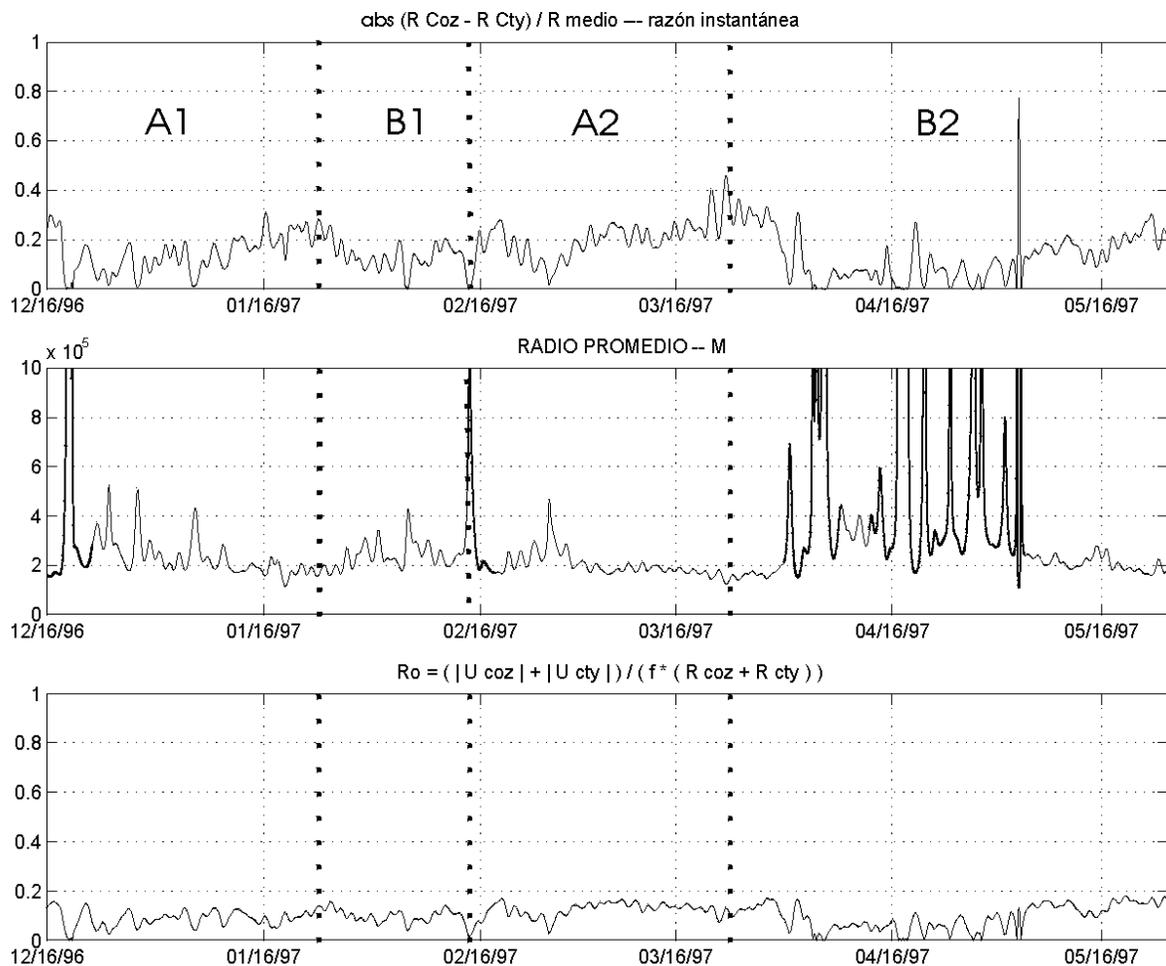


Figura 20. En la gráfica superior se muestra la razón instantánea calculada del valor absoluto de la diferencia de ambos radios (Contoy y Cozumel) entre el promedio de ambos. Se esperaba que $\partial R/R \ll 1$. En la gráfica media se muestra el radio promedio a partir del cálculo con ambas localidades. La gráfica inferior muestra el cálculo del número de Rossby a partir de las velocidades y los radios de ambas localidades (i.e que equivale a usar el promedio de las dos localidades).

III.1.3 EL BALANCE LONGITUDINAL

Por estudios anteriores similares (Garrett y Toulany, 1982; Candela *et al.*, 1990), suponemos que el balance a lo largo del canal se lleva a cabo principalmente entre los términos del gradiente de presión longitudinal, la aceleración del flujo y el término de fricción. Asimismo, como se mencionó en secciones anteriores, se sabe que en la zona de estudio se presentan vientos fuertes por lo que se esperaría que el término del esfuerzo del viento tuviera alguna influencia en el balance, aunque la dirección predominante del viento es del este.

Para analizar la ecuación (7), se consideró que el término de fricción, a primer orden, varía de forma proporcional a la componente longitudinal de la velocidad. Para hacer una primera aproximación del coeficiente constante de fricción (λ) se hizo un cálculo en base a residuales (la suma de la aceleración local, el término del gradiente de presión y el término de fricción), donde se llegó al coeficiente que proporcionaba el residual de menor varianza (i.e., $\lambda = 5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, ver figura 21).

También se obtuvo el coeficiente por medio de una regresión (i.e. $\lambda = 4.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1} \approx 5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) y no se observa diferencia significativa entre uno y otro. Candela *et al.* (1989) trabajan con un modelo sencillo en el cual observan que para frecuencias muy bajas los resultados no son muy sensibles al valor de λ ; sin embargo, encuentran los mejores resultados con una $\lambda = 5.17 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Garrett y Toulany (1982) también trabajan con un modelo simple para representar el flujo en el Estrecho de Belle Isle y encuentran que $\lambda \approx$

$1.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ donde λ^{-1} es el tiempo de decaimiento asociado con la fricción en el estrecho. Candela *et al.* (1990) investigan el balance a lo largo del estrecho para frecuencias de marea, utilizando datos de sensores de presión y de correntímetros y encuentran una muy buena correlación entre el gradiente de presión a lo largo del estrecho y la aceleración del flujo. Ellos observan que el valor cuadrático medio de ambas series es del orden de 10^{-5} ms^{-2} y el residual de ambas series es ruidoso y con una varianza de aproximadamente un orden de magnitud menor, por lo que esperan que la fricción presente ese mismo orden de magnitud, jugando un papel menor en el balance, pues su contribución se extrae del residual. Concluyen que λ puede presentar un valor de entre $1.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. En este estudio se obtuvo $\lambda = 5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, que implica una fricción 10 veces menor que en los estudios mencionados y un tiempo de decaimiento asociado a la fricción de entre 55 y 56 horas (2.3 días).

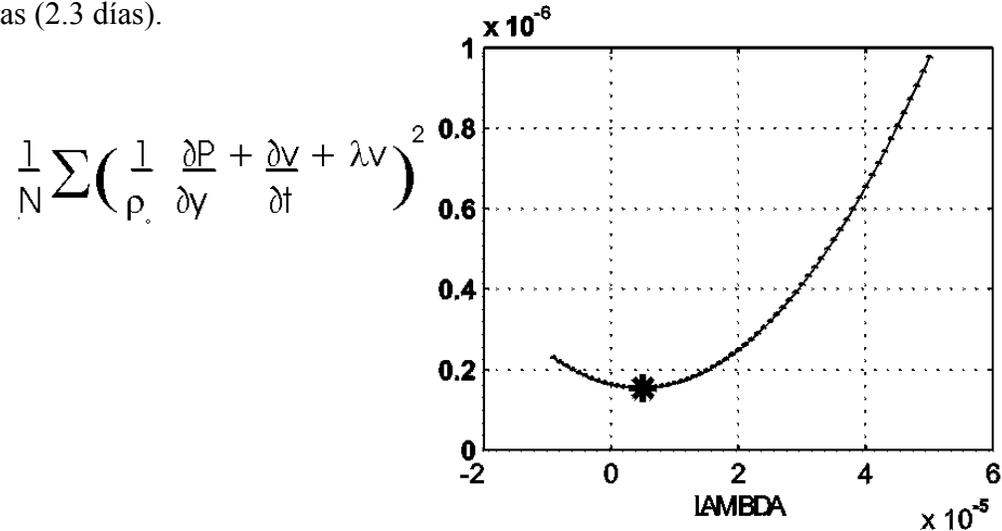


Figura 21. Residuales resultantes (ms^{-2}) de la prueba para obtener el mejor coeficiente constante de fricción ($5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$, en asterisco). Ver texto para explicación sobre esta prueba.

En la figura 22 se muestran las series de tiempo de los cinco términos obtenidos correspondientes al balance longitudinal (ecuación 7). Estos se consideran en el orden

decreciente de sus desviaciones estándar (tabla VII) y se puede observar que todos los términos, no solamente los tres que se pensaba que iban a ser importantes (i.e. el gradiente longitudinal de presión, la aceleración local y el término de fricción), presentan el mismo orden de magnitud (10^{-6} ms^{-2}) en su variabilidad e inclusive el término de la componente de velocidad transversal asociada a Coriolis presenta mayor variabilidad que la fricción utilizada. El comportamiento de los tres términos considerados como los más influyentes en el balance es muy diferente y por lo tanto es independiente del valor de λ que se utilice para el término de fricción.

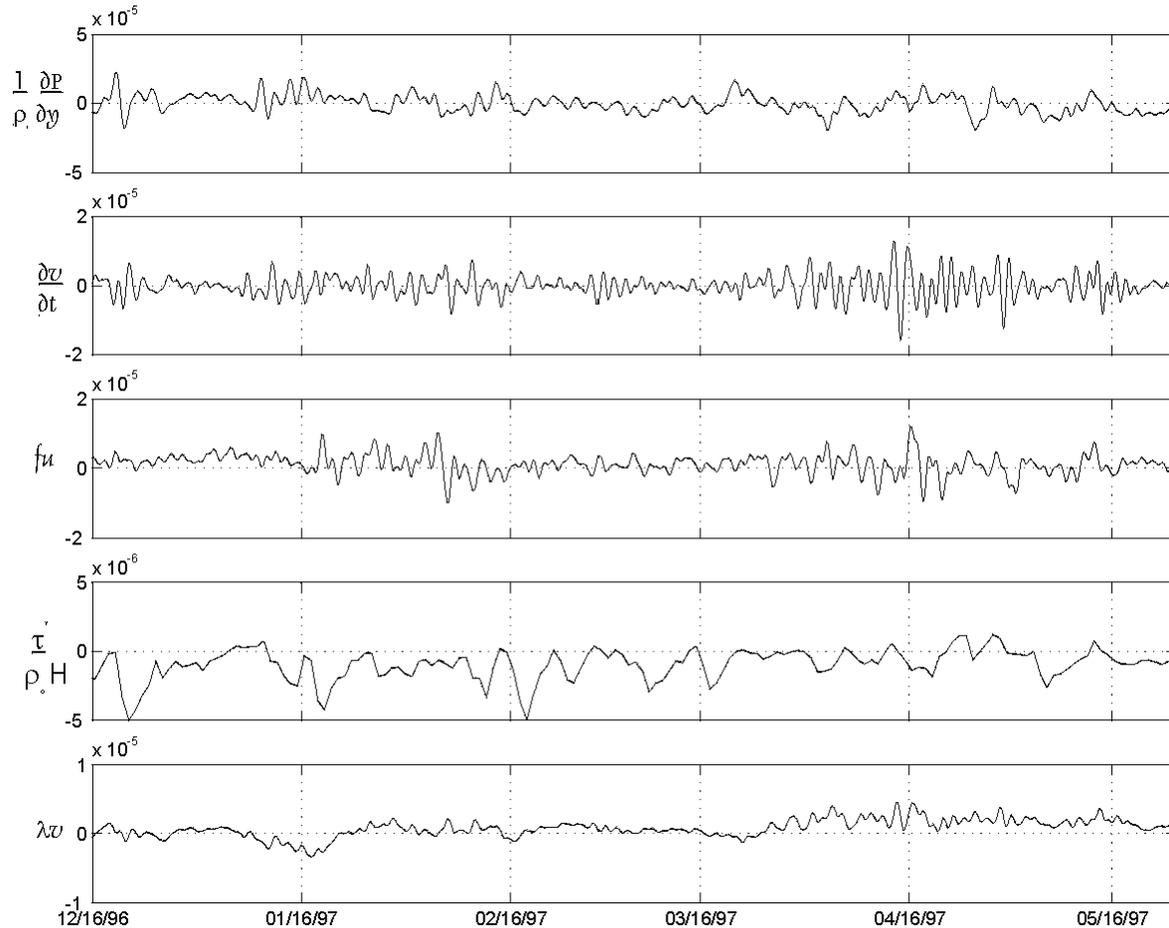


Figura 22. Series de tiempo de los términos del balance longitudinal obtenidas utilizando los datos de los instrumentos, en m/s^2 , de arriba hacia abajo: gradiente de presión ($\rho_0^{-1} \partial P/\partial y$), aceleración local ($\partial v/\partial t$), término de Coriolis relacionado con la componente de corriente a través del canal (f_u), término de esfuerzo del viento ($(\rho_0 H)^{-1} \tau^y$) y término de fricción de fondo (λv).

Tabla VII. Desviaciones estándar de los términos calculados con los datos para el balance longitudinal.

Término	Desv. Std. (10^{-6} ms^{-2})
$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y}$	6.5
$\frac{\partial v}{\partial t}$	3.2
$f u$	2.8
λv	1.3
$\frac{\tau^y}{\rho_0 H}$	1.1

Inicialmente se sumaron los términos como se esperaba que se cumpliera el balance, es decir, el gradiente de presión longitudinal comparada con la suma de los términos de aceleración y fricción. La figura 23 muestra la gráfica del término del gradiente de presión y de la suma de los otros dos términos y en la parte inferior se muestra su diferencia. Se puede apreciar que la diferencia entre ambos lados del balance es del mismo orden de magnitud que los términos mismos. Posteriormente se hizo la comparación del término del gradiente de presión longitudinal al canal con los otros términos, sumándolos como lo indica la ecuación (7) uno a uno y comparando, es decir, se comparó el término del gradiente de presión con el término de fricción; luego se comparó con la suma del término de fricción y del esfuerzo del viento; después se les sumó a estos el término de la aceleración local y, finalmente, se incluyó también el de Coriolis, relacionado con la componente transversal de la velocidad (figura 24). La tabla VIII presenta el coeficiente de correlación, según la ecuación (12), de cada uno de los ejercicios que se hizo. También se presenta la correlación del término del gradiente de presión con cada uno de los otros términos por separado.

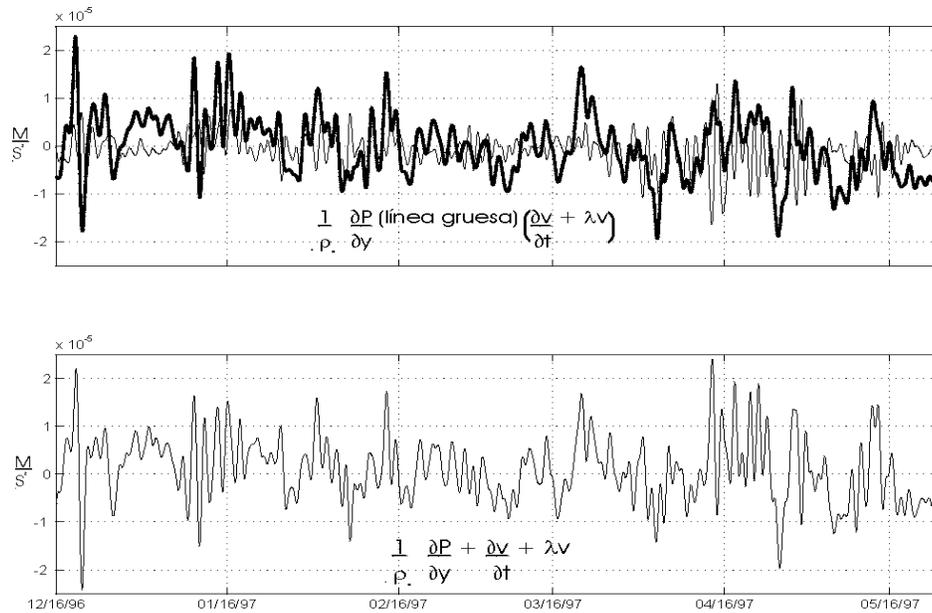


Figura 23. En la parte superior se grafican las series de tiempo del término del gradiente de presión (en línea gruesa) y de la suma de los términos de fricción y de aceleración local. La gráfica de abajo representa la diferencia de el gradiente de presión con la suma de los otros dos términos.

Tabla VIII. Coeficientes de correlación, según la ecuación 8, del término del gradiente de presión longitudinal con los términos presentados.

$-\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y}$ vs.	Coefficiente de Correlación
$-\lambda v$	0.2757
$-\frac{\partial v}{\partial t}$	0.0943
$\frac{\tau^y}{\rho_o H}$	0.1573
fu	0.0323
$-\lambda v - \frac{\partial v}{\partial t}$	0.1935
$-\lambda v - \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\tau^y}{\rho_o H}$	0.2363
$-\lambda v - \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\tau^y}{\rho_o H} + fu$	0.1609
$-\lambda v + \frac{\tau^y}{\rho_o H}$	0.3803
$-\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\tau^y}{\rho_o H}$	0.1374

En la tabla IX se presentan las razones entre la desviación estándar de la suma de distintas combinaciones de términos para cada ejercicio, dividido sobre la desviación estándar del término de gradiente de presión. En la misma tabla se presenta al final, la razón de la desviación estándar de la suma del término de gradiente de presión, el término de fricción y la aceleración local, con la desviación estándar del término de gradiente de presión solo. Esta es la suma de términos que se esperaba cumpliera el balance longitudinal, pero como indican las estadísticas, los mejores resultados (por no decir los menos malos) se obtienen con la suma del gradiente de presión, la fricción y el esfuerzo del viento.

Tabla IX. Razón entre la desviación estándar de la suma del término de gradiente de presión con otros términos, dividida sobre la desviación estándar del término del gradiente de presión.

Términos	desv. std. (Términos) desv.std. $\left(\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y}\right)$
$\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial p}{\partial y} + \lambda v$	0.9637
$\left(\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y}\right)$	0.9388
$\left(\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y}\right)$	1.0202
$\left(\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y}\right)$	1.0824
$\left(\frac{1}{\rho_o} \frac{\partial P}{\partial y}\right)$	1.0382

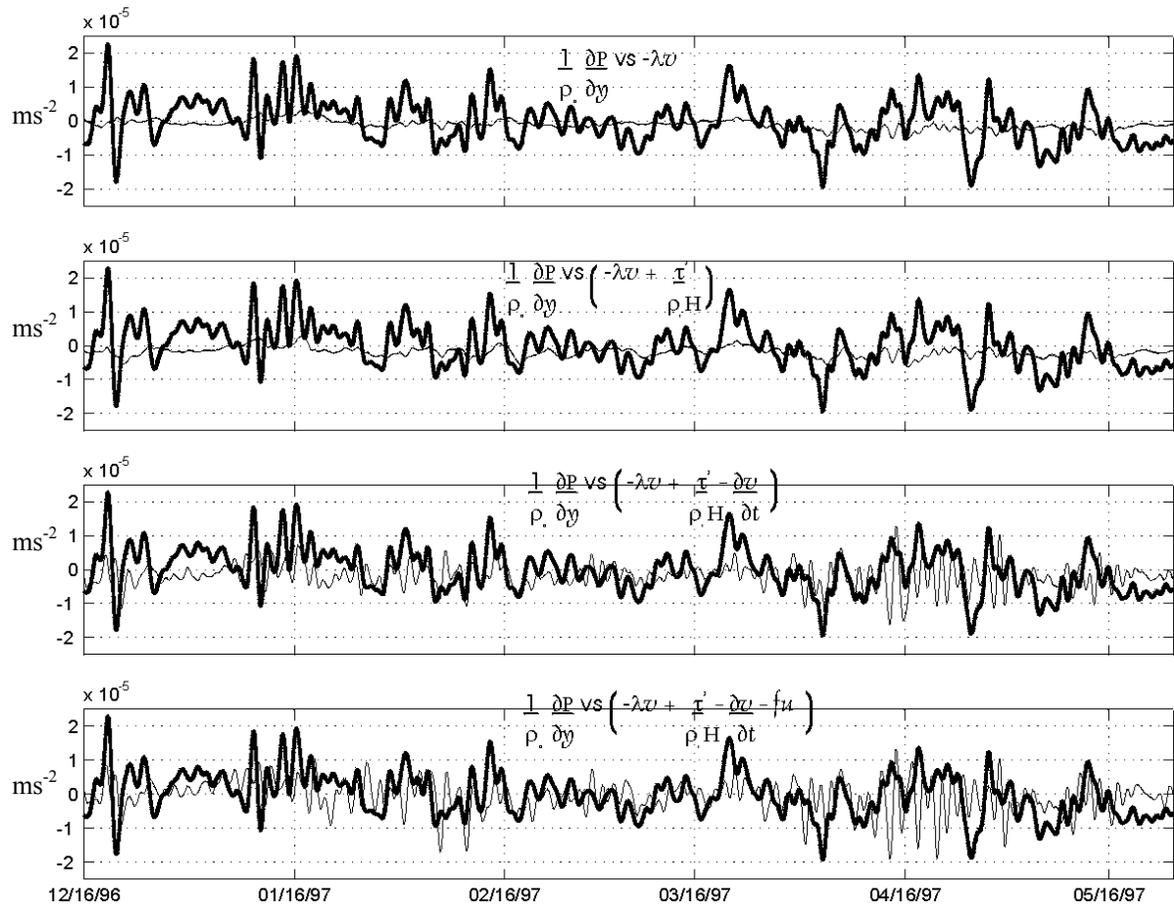


Figura 24. Suma de términos comparada con el término de gradiente de presión que en todas las gráficas es la serie dibujada con línea gruesa. Las líneas delgadas son, en orden de arriba hacia abajo: el término de fricción de fondo, la suma del término de fricción y del esfuerzo del viento, la suma de estos dos con la aceleración local y , finalmente, la suma de estos tres últimos con el término de Coriolis asociado a la componente transversal de la velocidad.

III.2 TRANSPORTE EN EL CANAL

Se estudió la estructura transversal de la velocidad en el canal, utilizando los datos del ADCP del barco de los 6 cruceros. Con estos datos se hizo una extrapolación de los datos del ADCP anclado para el área del canal a cada profundidad y se obtuvo la serie de tiempo de transporte en el canal.

De los datos de ADCP del barco se extrajeron aquellos que fueron tomados aproximadamente entre Calica y Cozumel (figura 25) de forma que se pudieran interpolar y obtener buenas secciones transversales de la componente de velocidad a lo largo del canal (figura 26). En la parte superior de las secciones se marcan con puntos las posiciones asignadas a los promedios cada 5 minutos de las mediciones del ADCP del barco con las cuales se obtienen los perfiles y también se observa un asterisco que indica la posición que tuvo el ADCP anclado en el centro del canal. Solamente las primeras seis secciones (i.e., Canek 0 y 1), fueron realizadas en fechas próximas al periodo de medición del anclaje.

Las secciones muestran el campo de la velocidad con bastante estructura y en general se aprecia el núcleo de la corriente principal, o sea los valores más grandes (aproximadamente 1 m/s), en la superficie, aunque algunas de las secciones no presentan una estructura bien definida sino que las isolíneas están verticales en la superficie. Asimismo, se puede resaltar que la sección Canek 1 s#5 presenta en su parte inferior una velocidad hacia el suroeste, lo cual es muy extraño y contrario a lo esperado.

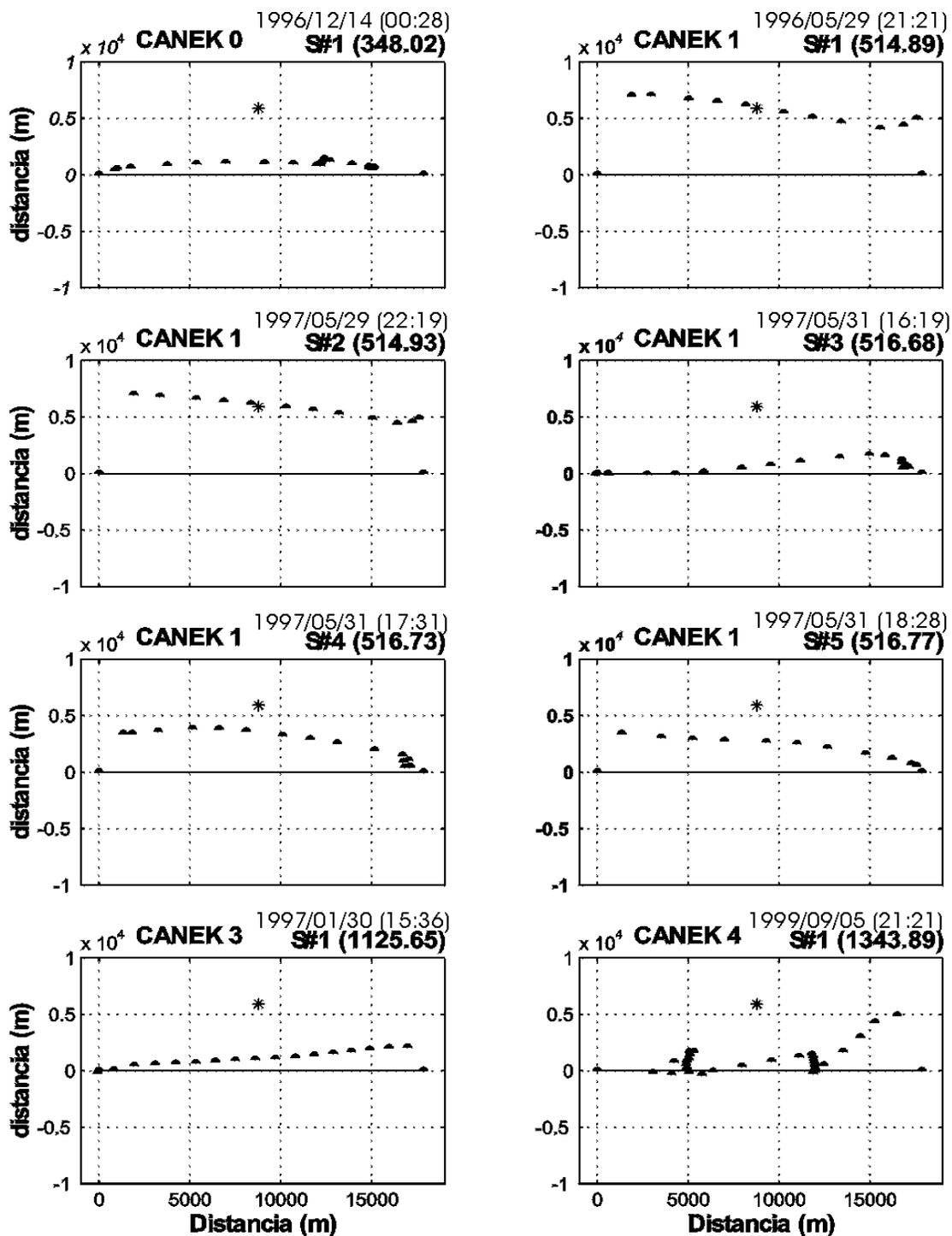
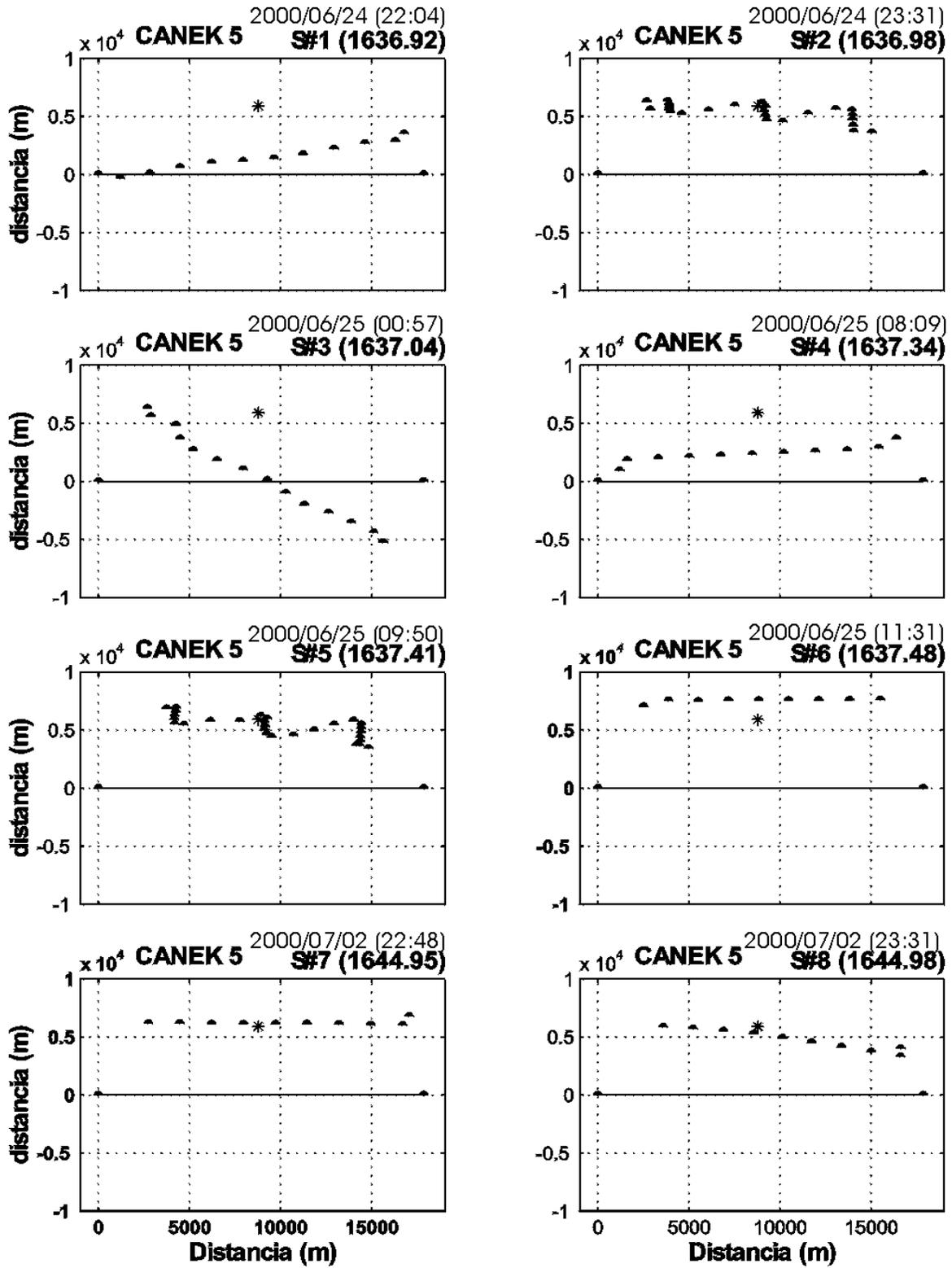


Figura 25. Posicionamiento de perfiles de ADCP de barco utilizados en cada sección. En la parte superior de cada recuadro se indica el número de crucero, número de sección por crucero y el día juliano promedio en que se tomaron los datos. Arriba del número juliano se indica en fecha, hora y minutos aproximados el tiempo promedio que éste representa. No se pudieron obtener buenas secciones de Canek 2. La línea negra a la altura de cero es la línea entre Calica (del lado izquierdo, próximo al cero en el eje de distancia) y Cozumel (del lado derecho) en la cual, a la distancia aproximada de 6000 m en la dirección transversal al canal se instaló el ADCP anclado (asterisco). Los puntos representan promedios cada 5 minutos de mediciones del ADCP del barco.



Continuación de la figura 25.

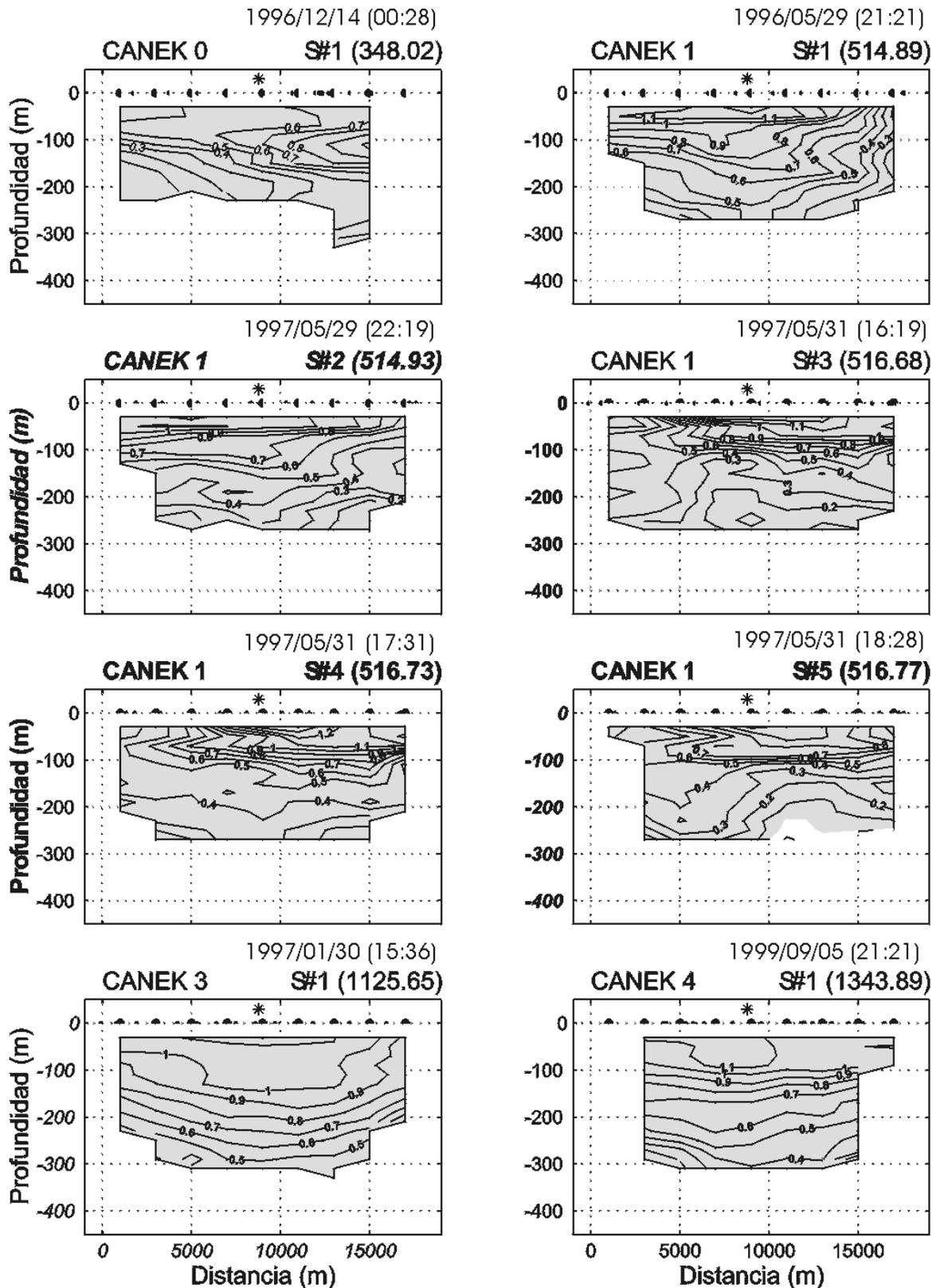
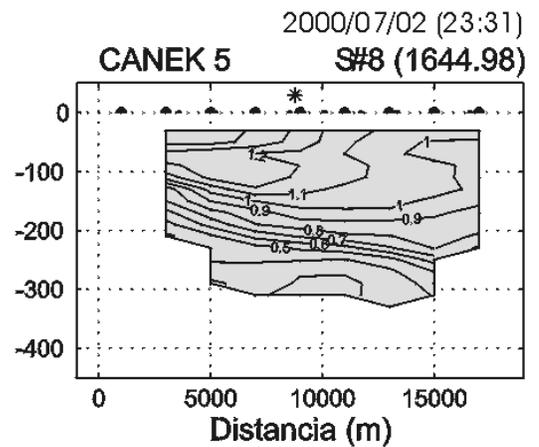
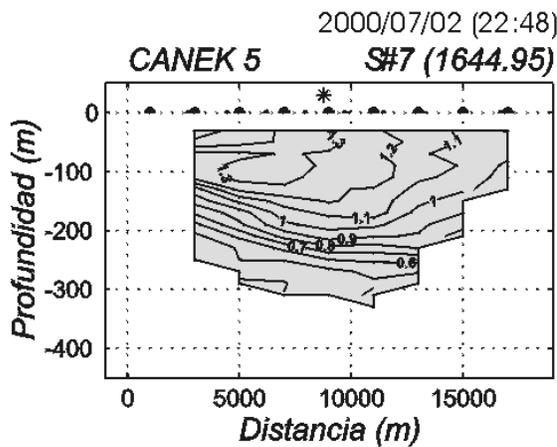
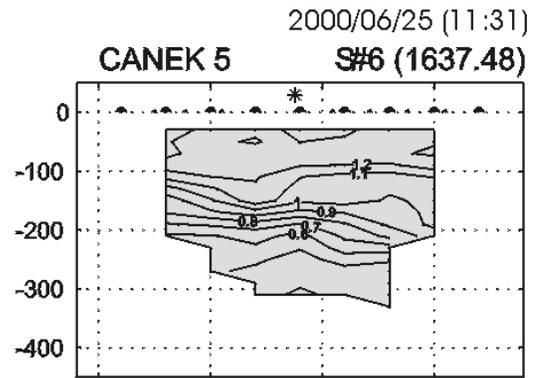
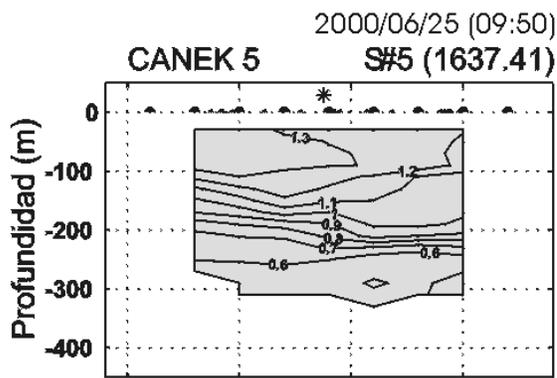
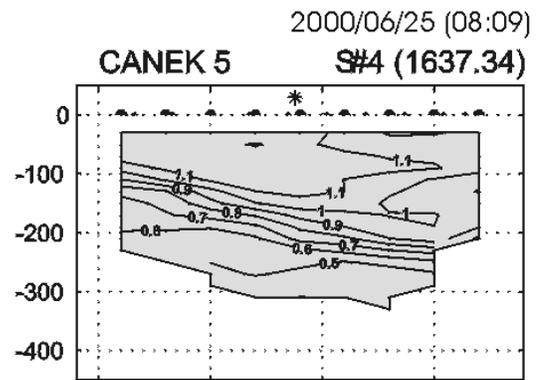
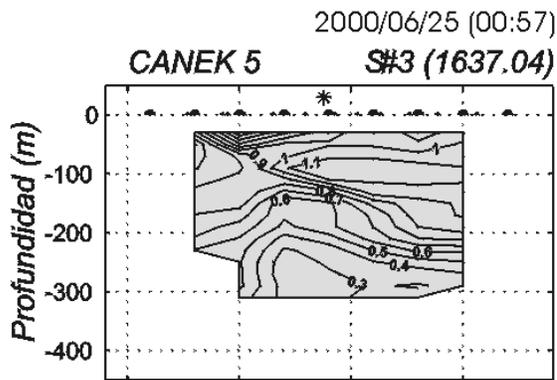
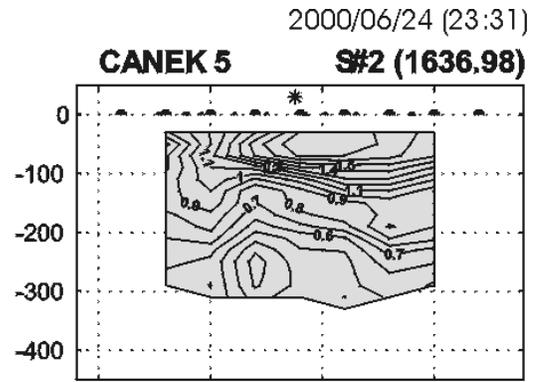
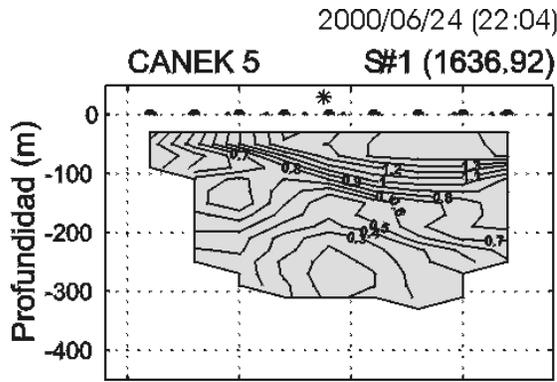


Figura 26. Secciones transversales de velocidad (en m/s) en el canal, correspondientes a la figura 25.



Continuación de la figura 26.

Las secciones se utilizaron para calcular un vector de “pesos” en función de la profundidad, relativos a los datos en la posición del anclaje, de la siguiente forma: 1) Para cada sección se obtuvo el perfil de velocidades más cercano a lo que sería la localización del ADCP anclado (como se mencionó, el ADCP anclado no registró datos simultáneamente a ninguna sección, aunque estuvo anclado en la temporada entre la primera y la segunda sección); 2) Se calculó para cada profundidad la razón entre el promedio lateral de velocidad en la sección transversal y el dato de velocidad del perfil descrito en el punto 1), que viene a ser representativo de lo que hubiera medido el ADCP de haber estado anclado simultáneamente a la sección. De esta manera, se obtuvo un vector de pesos (razones) para cada sección y se calculó el perfil promedio de estos. En la figura 27 se muestran los diferentes perfiles y el promedio se resalta en línea gruesa. Es interesante apreciar que casi todos los perfiles presentan un comportamiento similar y alrededor de la unidad; la excepción son dos que presentan valores mayores y uno de ellos en especial con una razón muy grande a 250 metros de profundidad. Esto último implica un dato del perfil descrito en el punto 1) muy pequeño con respecto a un valor grande del promedio lateral de la velocidad. En la figura 26, Canek 5 s#1, se puede ver que a la profundidad referida (250 metros) existe un núcleo de velocidad mínima de aproximadamente 0.2 m s^{-1} y que esta velocidad aumenta concéntricamente hacia afuera. De aquí que al comparar el valor puntual con el promedio lateral a esa profundidad se obtenga una razón muy grande. Esto sucede de forma evidente en la sección mencionada (Canek 5 sección 1) y en Canek 1, sección 3.

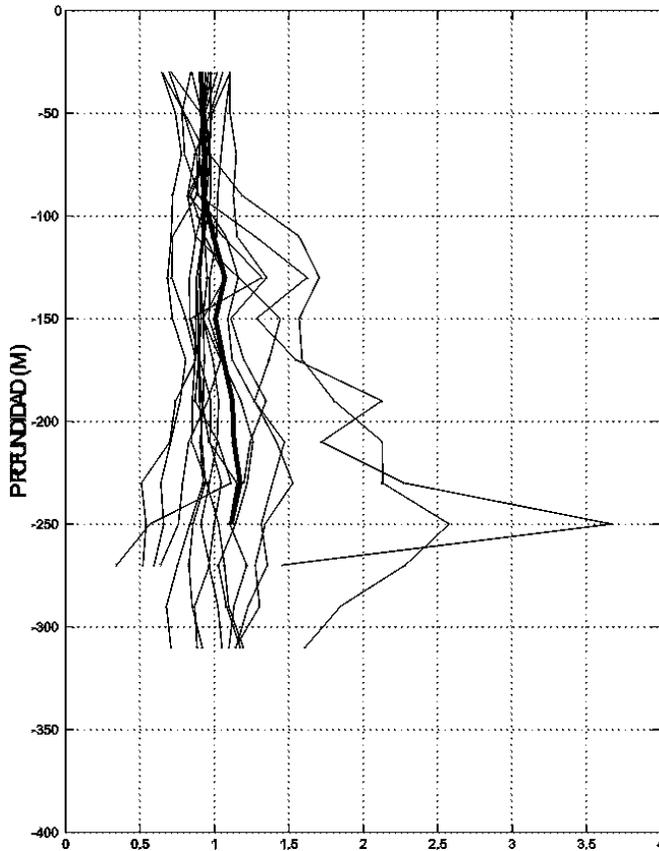


Figura 27. Pesos (razón entre el promedio transversal de velocidad y la velocidad registrada a la altura del ADCP anclado, a cada profundidad) utilizando cada sección. En línea gruesa el perfil promedio.

Los datos del ADCP anclado, como ya se mencionó, consisten en valores horarios de velocidad por un periodo de casi seis meses, a profundidades desde los 30 hasta los 250 metros. Para obtener el transporte se hizo un cálculo del área del canal a distintas profundidades (de los 0 a los 30 metros el primer bloque, luego de 20 en 20 metros y el último bloque de los 250 metros hasta el fondo) y se utilizó el vector de pesos promedio para hacer una extrapolación más objetiva de los datos del ADCP anclado con respecto al área del canal. Se multiplicó el valor instantáneo de velocidad -a cada profundidad- del ADCP anclado por sus respectivos pesos y área transversal, por lo que la suma de estos productos es la estimación del transporte. De esta forma se obtuvo la serie de tiempo del transporte. En una forma más primitiva se tomarían los datos puntuales del ADCP y se

multiplicarían por su respectiva área transversal a cada profundidad. Estos dos métodos no difieren tanto dado que los pesos son próximos a uno, pero se considera que hay una ligera mejoría al usar los pesos pues se involucra la estructura misma de la velocidad que se ha observado en las secciones transversales. El transporte estimado de esta forma se presenta en la figura 28.

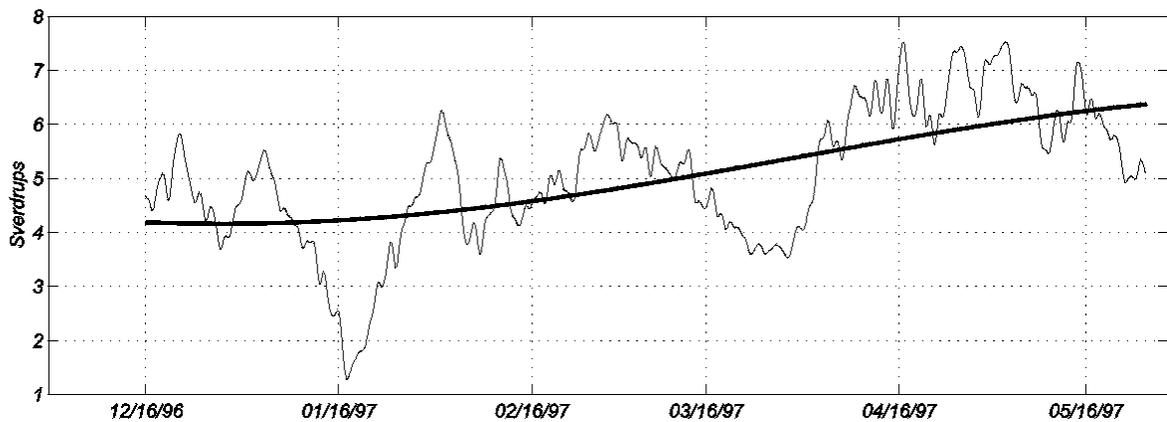


Figura 28. Serie de tiempo del transporte estimado en el Canal de Cozumel, en sverdrups.

El transporte medio para este periodo de tiempo es de 5.05 Sverdrups ($Sv = 1 \times 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). En esta figura se observa una tendencia a incrementar el transporte medio entre los meses de invierno y verano. Esto pudiera ser indicativo de una señal estacional. Un análisis armónico indica que la señal sinusoidal de periodo anual tiene una amplitud de 1.2 Sv con el máximo a finales de mayo. Cabe resaltar que las variaciones en el transporte son de gran magnitud, desde 1 Sv hasta alrededor de 5.5 Sv. Eliminando el promedio y el ciclo estacional, las fluctuaciones restantes tienen una raíz cuadrática media de 0.9 Sv.

III.2.1 PROFUNDIDAD DE LA VELOCIDAD MEDIA

Después de obtener la serie de tiempo del transporte, se define la velocidad promedio de la corriente para cada tiempo dividiendo el transporte entre el área transversal total (i.e. $\text{Area Total} = 6\,719\,450\text{ m}^2$). De cada perfil de velocidad que se tiene para cada tiempo, se calculó la profundidad a la que se encuentra la velocidad promedio derivada del transporte, de forma tal que se obtiene una serie de tiempo de profundidades que llamamos “representativas del transporte”. Para el caso en el que el perfil de velocidad no es monótonico y la velocidad buscada se encuentra en dos o más profundidades, se consideró la profundidad más somera (figura 29).

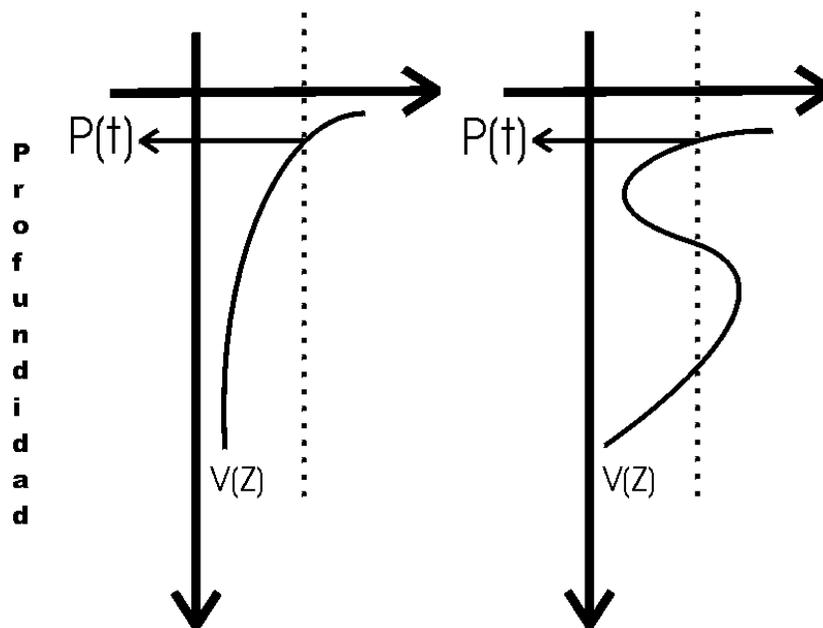


Figura 29. Se muestran los perfiles de velocidad para un tiempo determinado y la velocidad promedio derivada del transporte se presenta como línea punteada. La profundidad más somera donde la línea punteada intersecta el perfil es la profundidad representativa del transporte para ese tiempo determinado.

En la figura 30 se muestra la serie de tiempo de profundidades representativas del transporte, que presentan una media de 160 metros con una desviación estándar de 20 metros.

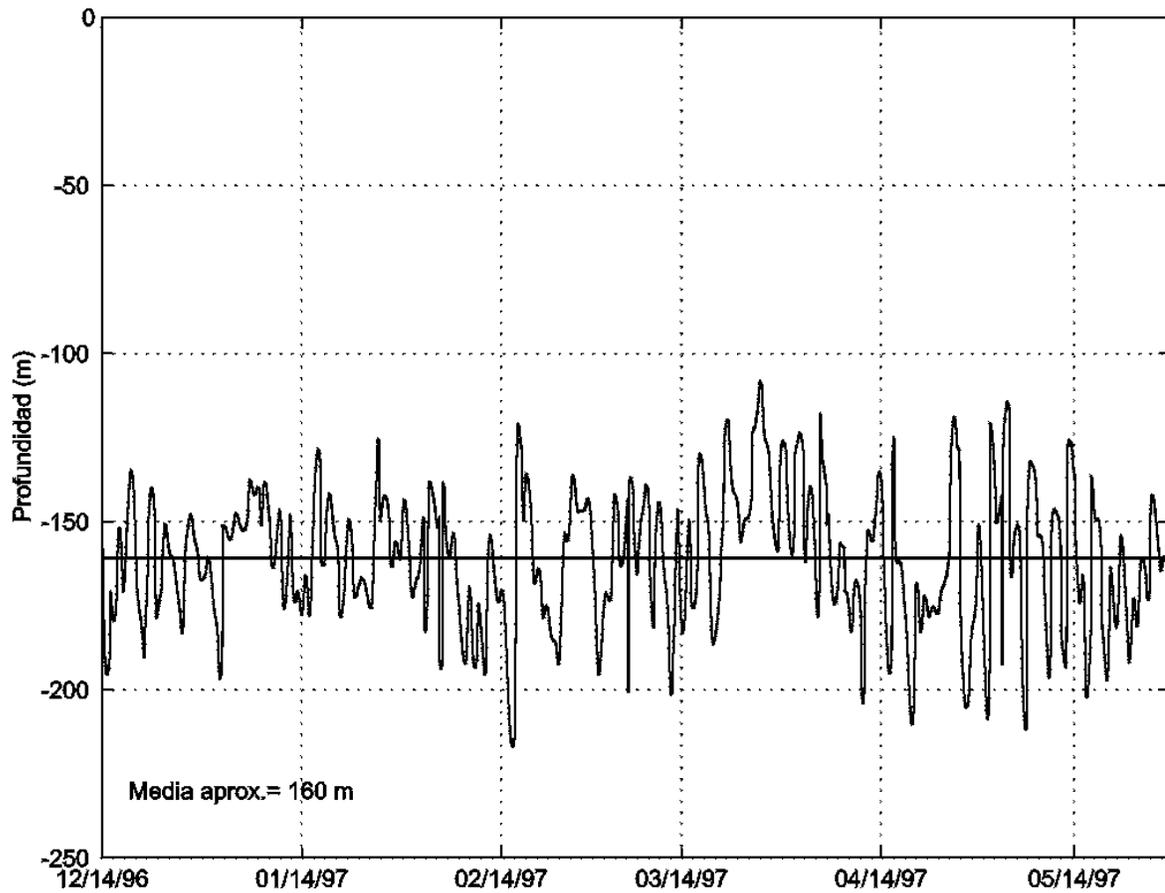


Figura 30. Profundidades a las que se midió la velocidad con la cual se obtiene el transporte a cada tiempo (profundidades representativas del transporte). La línea recta indica el promedio (160 m).

Se hicieron cuatro ejercicios para calcular el transporte y compararlo con el ya obtenido (fig. 28); esto se hizo con el objetivo de verificar la validez del cálculo del transporte utilizando métodos alternativos a medir directamente velocidad en el canal. Los ejercicios son los siguientes:

1) Utilizando la velocidad medida a los 160 m de profundidad (fig. 31).



Figura 31. Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte calculado utilizando la velocidad medida a los 160 m de profundidad.

2) Utilizando un promedio de las velocidades medidas de los 140 a los 180 m de profundidad (debido a que la media de la profundidad representativa del transporte fue de 160 +/- 20 m, fig. 32).

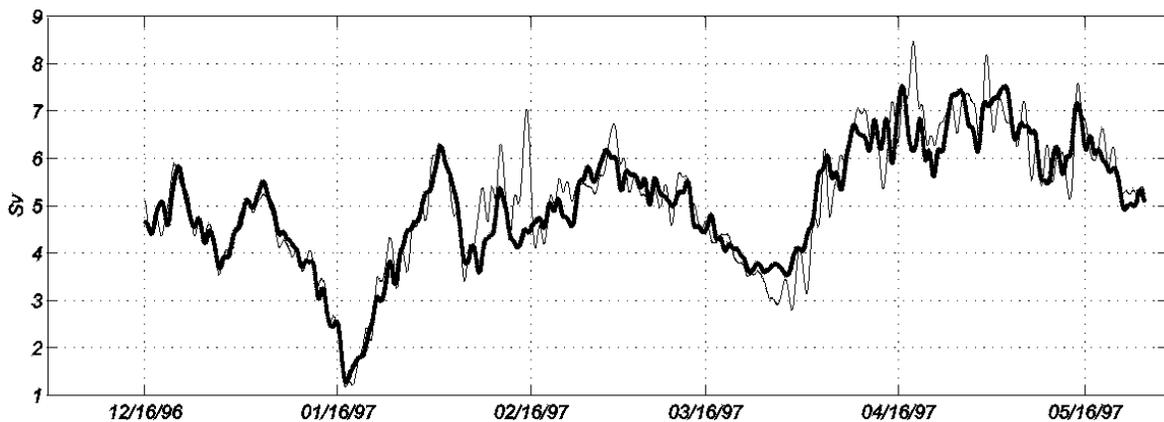


Figura 32. Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte calculado utilizando la velocidad promedio medida de los 140 a los 180 m de profundidad.

3) Utilizando la velocidad superficial, es decir, la medida a los 30 m de profundidad que nosotros consideramos como superficial (fig. 33).

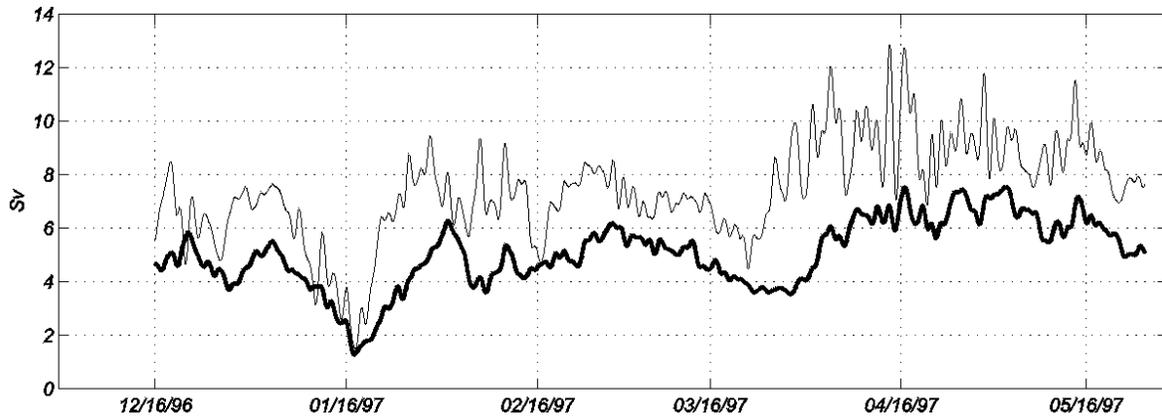


Figura 33. Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte calculado utilizando la velocidad medida a los 30 metros de profundidad, que se considera como velocidad superficial.

4) Utilizando la velocidad geostrófica, es decir, a partir del gradiente de presión transversal (fig. 34).

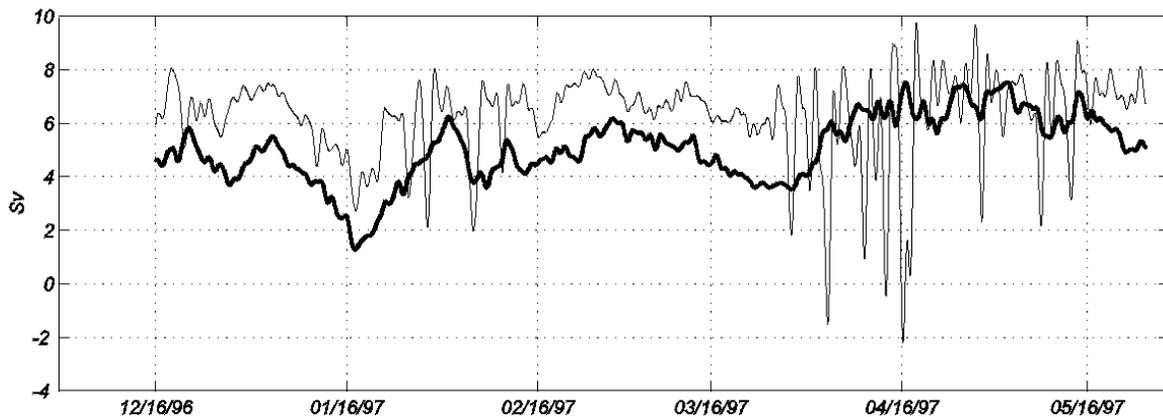


Figura 34. Transporte presentado en la figura 28 (línea gruesa) comparado con el transporte calculado utilizando la velocidad geostrófica definida por $v_g = \Delta P (\rho_0 f \Delta x)^{-1}$ y calculada con los sensores de presión, aunque aquí se ha referenciado según se explica en la sección III.1.2.

Las figuras 31 y 32 presentan las series calculadas más parecidas a la del transporte original, mientras que ambos casos de velocidad superficial, medida y geostrófica, producen series muy distintas a la que se considera como el transporte en el canal (figura 28); los últimos dos ejercicios se consideran erróneos como método para el fin descrito.

IV. DISCUSIONES

Es interesante resaltar que a los datos de presión se les da referencia utilizando la velocidad absoluta del ADCP, por lo que no es una constante arbitraria la que se les suma. Prácticamente se cuenta con más de cuatro años de registros de los sensores de presión de Calica y Cozumel y las velocidades derivadas de estos registros pueden ser referidas de forma adecuada, aunque durante la mayor parte de este periodo el anclaje del centro del canal haya sido retirado.

Se esperaba que el balance geostrófico en el canal se cumpliera de forma adecuada y se comprobó que esto no ocurre en algunos periodos. Al volver a filtrar las series se comprobó que las fluctuaciones ageostróficas son de escalas temporales largas, lo cual implica que son fenómenos con periodos mayores de 4 días los que afectan las condiciones en el canal; se puede apreciar que el balance casi se invierte para los periodos B1 y B2, aunque con un ligero desfase (figura 12); particularmente el periodo B2 presenta un aumento en el coeficiente de correlación entre las series al volver a filtrarlas (tabla V), lo cual sugiere que para frecuencias muy bajas el comportamiento del gradiente de presión podría invertirse completamente con respecto al de la velocidad superficial, aunque el seguir suavizando las series cada vez nos va a dar menos detalle del comportamiento.

Se consideraba al término relacionado con el viento como el responsable de las fluctuaciones ageostróficas ya que, como se mencionó antes, existen fuertes vientos en la zona. Inicialmente sólo se contaba con los datos meteorológicos sinópticos y se observó que el esfuerzo del viento calculado con estos no contribuía significativamente al balance. Se pensó que los datos sinópticos no representaban la ocurrencia de vientos locales que pudieran estar asociados a eventos particulares y que estos fueran lo que se observa en los

periodos B's. Al obtener los datos de magnitud del viento medidos en el aeropuerto de Cozumel, se corrobora que los datos con los que se trabajó no son incorrectos pues el orden de magnitud es el mismo y el comportamiento de algunos máximos es muy similar aunque con un ligero desfase que suponemos puede deberse a la frecuencia con que se tomaron los datos y el promediado de las observaciones mismas (figura 8). En la misma sección (III.1.2.1.A) se descarta que errores en las mediciones del nivel del mar sean la causa de las fluctuaciones.

De las series de tiempo que se utilizan para comprobar el balance, nos podemos percatar que existen dos periodos en los que la velocidad y el gradiente de presión alteran su comportamiento, mientras que el esfuerzo del viento y la aceleración local se mantienen estables (figura 9). Por este motivo no se esperaba que estos dos últimos jugaran un papel relevante en la explicación de los periodos de fluctuaciones ageotróficas; sin embargo, se esperaba que al menos para los periodos en los que el balance geostrófico es acertado explicaran un poco las pequeñas variaciones que se pueden observar de modo que la suma de estos dos términos al balance aumentara el coeficiente de correlación entre las series. El resultado interesante fue que no sólo no mejoró el balance sino que el coeficiente de correlación disminuyó con respecto al que se había obtenido simplemente de un balance geostrófico (tabla VI).

En cuanto a los términos no lineales horizontales, es notable que se mantengan sin muchos cambios en su comportamiento excepto durante los dos periodos en los que se desajusta el balance geostrófico (figura 17). Es claro que al graficar los términos a la misma escala casi todos ellos son pequeños en comparación a las fluctuaciones ageotróficas y por lo tanto no pueden contribuir a explicarlas, con excepción del segundo término advectivo

$\partial_y(vu)$ que resulta potencialmente importante en el balance (figura 18). Se pensaba que los términos de los esfuerzos de Reynolds pudieran jugar un papel más importante en el balance debido a que sabemos que hacia el sur la corriente principal presenta remolinos e interacciones con la costa que pudieran llegar al canal aportando turbulencia. Incluso en la figura 3 (Canek 0 y Canek 5) es posible observar que los vectores de corriente de las observaciones del ADCP del barco se llegan a invertir al sur del canal cerca de la costa, mientras que en los diagramas de Canek 1 y Canek 4 se aprecia un comportamiento más bien regular de la corriente. En el caso de los otros dos cruceros no se cuenta con datos para esa zona. Se debe resaltar que el orden de magnitud de las derivadas en 'x' (y por ende en 'y', ya que consideramos $\Delta x = \Delta y$) se sugirió como el mayor valor que pueden tener, de forma tal que los términos calculados tienden a ser sub-estimaciones de los mismos y los esfuerzos turbulentos pueden llegar a tener importancia en la transferencia de momento. Este ejercicio es una forma de ver el comportamiento de los términos no lineales, pero para poder determinar qué tan relevante es su papel en el balance transversal hace falta un juego de datos que permita el cálculo de las derivadas de las componentes de velocidad. Cabe hacer mención que, dados los resultados de este estudio, durante Canek 6 se instalaron dos ADCPs a lo largo del canal con el objetivo específico de poder calcular derivadas a lo largo de éste. El distanciamiento de estos anclajes es consistente con las hipótesis aquí presentadas (distancias de $L/2$, con $L = \text{ancho del canal} = 18 \text{ km.}$).

El conjunto de pesos mostrados en la figura 27 indica que en las capas someras el promedio lateral de la velocidad no difiere mucho del valor puntual en el centro, por lo que las anomalías del balance geostrófico observadas no se pueden adjudicar a que el gradiente

local de presión en el punto de medición de velocidad difiera mucho del promedio de lado a lado, que es el que realmente se estima con los dos sensores de presión.

La curvatura de las líneas de corriente se estimó por considerarse importante el cambio en la trayectoria con la que el flujo viaja por el canal. Suponemos que cuando el flujo sale con una trayectoria curva, en vez de viajar en una línea recta, podríamos evaluar la perturbación del balance geostrófico y tener más atinadamente un balance ciclostrófico. El ejercicio del cálculo del término de curvatura resultó contradictorio en cuanto a que los resultados sugieren lo inverso a lo que se ve en las gráficas del balance a partir de los datos. Así, para los periodos en los que claramente observamos fluctuaciones ageostróficas, el resultado del número de Rossby a partir de los radios de curvatura obtenidos sugiere que son periodos en los cuales no existe curvatura y por lo tanto se podría esperar un balance geostrófico adecuado. Descartamos que el término de curvatura, utilizando los datos de Contoy y Cozumel, esté asociado a las fluctuaciones ageostróficas, sin embargo, de la figura 3 se puede observar que los vectores de velocidad se acercan al canal en una línea más o menos recta, pero por el mismo obstáculo que la Isla de Cozumel representa, tienden a presentar una cierta curvatura con la que una parte del flujo entra al canal y otra parte pasa por el este de la Isla. Por esto se sugiere que el término de curvatura calculado al sur del canal pueda ser de importancia y representativo del comportamiento ageostrófico de la corriente en el canal. Una mayor, o menor, curvatura dependería de la latitud en la que incide la Corriente de Caimán en la Península de Yucatán; si el Canal de Cozumel está suficientemente al norte de esta latitud es de esperarse que la corriente entre al canal de forma recta.

El balance longitudinal no puede ser explicado utilizando los datos disponibles. La mayor correlación se encontró para la suma del gradiente de presión, el término de fricción y el del esfuerzo del viento (tabla VIII), pero aún así el balance es muy pobre (i.e. los residuales son tan intensos como los supuestos términos que se balancean). El término de fricción por sí sólo, presenta algo de correlación con el gradiente de presión, pero en la figura 24 se observa que es demasiado chico como para balancear al gradiente de presión. No se estudió si estas correlaciones, aunque bajas, fuesen estadísticamente distintas de cero. Se puede pensar que considerando un término de fricción que varíe de forma cuadrática con respecto a la velocidad se puede obtener una fricción más acertada. También se debe investigar más la suma de este término con el esfuerzo del viento.

El transporte es considerable en el canal y también es considerable la variabilidad del mismo; se pueden observar variaciones en el flujo que son tan grandes como el ciclo anual. En cuanto a la profundidad representativa del transporte, a través de los resultados se observa la posibilidad de medir el transporte en el canal en profundidades determinadas utilizando un número reducido de correntímetros, en caso de no contar con un ADCP para medir en toda la columna de agua, o utilizando un ADCP con un alcance limitado de medición. El hacer una suposición de geostrofia para el cálculo de anomalías del transporte es erróneo en el canal pues ni la velocidad geostrofica ni la velocidad superficial proporcionan una buena medida de éste. Primero se deben determinar las causas de las fluctuaciones ageostróficas para enfocar correctamente la posible inferencia de velocidad y transportes.

V. CONCLUSIONES

- El balance a través del Canal de Cozumel es principalmente geostrófico durante algunos periodos en las mediciones, pero existen otros periodos con grandes fluctuaciones ageostróficas.
- La aceleración local y el término del esfuerzo del viento no explican las variaciones en el balance (aún en las temporadas en que el balance geostrófico es acertado).
- Suponiendo una escala característica $\Delta x = \Delta y = L/2$ (con $L =$ el ancho del canal), el ‘término no lineal horizontal’ potencialmente importante en el balance para explicar las fluctuaciones ageostróficas es $(v \partial_y u)$.
- Los términos que provienen de derivadas en las direcciones horizontales de los esfuerzos de Reynolds presentan actividad para las temporadas de fluctuaciones ageostróficas, por lo que se requiere de mediciones más específicas para determinar su importancia en el balance transversal.
- La media del transporte calculado en el Canal de Cozumel, para el periodo de mediciones es de 5 Sv y presenta variaciones de 1.2 Sv.
- La profundidad óptima para el cálculo del transporte es entre 140 y 180 metros de profundidad. El cálculo del transporte utilizando la velocidad superficial o la velocidad geostrófica es incorrecto.

LISTA DE ABREVIATURAS

- CICESE: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada
- DGO: Dirección General de Oceanografía
- ICMyL: Instituto de Ciencias del Mar y Limnología
- UNAM: Universidad Nacional Autónoma de México
- UAM: Universidad Autónoma Metropolitana
- NOAA: National Oceanographic and Atmospheric Administration
- IOC: Instituto Oceanográfico de Cuba
- B/O: Buque Oceanográfico
- ADCP: Perfilador de corrientes por efecto Doppler acústico (Acoustic Doppler Current Profiler)
- CTD: Perfilador de conductividad eléctrica, temperatura y presión (Conductivity Temperature Depth)
- LADCP: Perfilador de corrientes por efecto Doppler acústico en descenso (Lowered Acoustic Doppler Current Profiler)
- NCAR : Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (National Centers for Atmospheric Research)
- NCEP: Centro Nacional de Predicción Ambiental (National Center for Environmental Prediction)
- NCDC: Centro Nacional de Datos Climáticos (National Climatic Data Center)
- rcm.: raíz cuadrática media (desviación estándar sin restar la media)
- Sv: Sverdrups ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$)

LITERATURA CITADA

- Badan-Dangon, A., K.H. Brink y R.L. Smith. 1986. "On the dynamical structure of the midshelf water column off northwest Africa". *Continental Shelf Res.* 5(6): 629-644 p.
- Candela, J., C.D. Winant y H.L. Bryden. 1989. "Meteorologically Forced Subinertial Flows Through the Strait of Gibraltar". *J. of Geophys. Res.* 94 (C9): 12667-12679 p.
- Candela, J., C. Winant y A. Ruiz. 1990. "Tides in the Strait of Gibraltar". *J. of Geophys. Res.* 95(C5): 7313-7335 p.
- Castillo Arenas, G. y K.M., Dreckmann. 1995. "Taxonomic composition of algal drifts in Mexican Caribbean. *Cryptogamie Algologie.* 16 (2): 115-123 p.
- Challenor, P.G., J.F. Read, R.T. Pollard y R.T. Tokmakian. 1996. "Measuring Surface Currents in Drake Passage from Altimetry and Hydrography". *J. Phys. Oceanogr.* 26(12): 2748-2759 p.
- Feng, M., H. Mitsudera, y Y. Yoshikawa. 2000. "Structure and Variability of the Kuroshio Current in Tokara Strait". *J. Phys. Oceanogr.* 30(9): 2257-2276 p.
- Garrett, C. y B. Toulany. 1981. "Variability of the Flow through the Strait of Belle Isle". *J. of Mar. Res.* 39: 163-189 p.
- Garrett, C. y B. Toulany. 1982. "Sea Level Variability Due to Meteorologically Forcing in the Northeast Gulf of St. Lawrence". *J. of Geophys. Res.* 87(C3): 1968-1978 p.
- Gill, A.E. 1982. "Atmosphere-Ocean Dynamics". Academic Press, Inc. San Diego. 662 pp.
- Ingeniería, Geofísica y Sistemas, S.A. de C.V. 2000. "Caracterización Climatológica de la Costa de Quintana Roo". Reporte Técnico no publicado.

- Jacobs, G.A., H.T. Perkins, W.J. Teague, y P.J. Hogan. 2001. "Summer Transport through the Tsushima-Korea Strait". *J. of Geophys. Res.* 106(C4): 6917-6929 p.
- Johns, W.E., T.N. Lee, D. Zhang, R. Zantopp, C. Liu y Y. Yang. 2001. "The Kuroshio East of Taiwan: Moored Transport Observations from the WOCE PCM-1 Array". *J. Phys. Oceanogr.* 31. 1031-1053 p.
- Kinder, T.H. 1983. "Shallow Currents in the Caribbean Sea & Gulf of Mexico as observed with satellite-tracked drifters". *Bull.Mar.Sci.* 33(2): 239-246 p.
- Kinder, T.H., G.W. Heburn y A.W. Green. 1985. "Some Aspects of the Caribbean Circulation". *Marine Geology.* 68: 25-52 p.
- Large, W.G. y S. Pond. 1981. "Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds". *J. Phys. Oceanogr.* 11: 324-336 p.
- Maul, G.A., F. Chew, M. Bushnell y D.A. Mayer. 1985. "Sea Level Variation as an Indicator of Florida Current Volume Transport: Comparisons with Direct Measurements". *Science.* 227: 304-307 p.
- Mendoza Gonzalez, A.C., L.E. Mateo Cid y R.B. Searles. 2000. "New Records of benthic marine algae from Isla Cozumel, Mexico: Phaeophyta and Clorophyta". *Bulletin of Marine Science.* 66(1): 119-130 p.
- Molinari, R.L., D.K. Atwood, C. Duckett, M. Spillane e I. Brooks. 1979. "Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from satellite tracked drifting buoys". *Proc. Gulf & Caribbean Fisheries Institute.* 106-113 p.
- Molinari, R.L., M. Spillane, I. Brooks, D. Atwood y C. Duckett. 1981. "Surface current in the Caribbean Sea as deduced from Lagrangian observations". *J. Geophys. Res.* 86(C7): 6537-6542 p.

- Pierini, S. y A. Rubino. 2001. “Modeling the Oceanic Circulation in the Area of the Strait of Sicily: The Remotely Forced Dynamics”. *J. Phys. Oceanogr.* 31(6): 1397-1412 p.
- Pond, S. y G.L. Pickard. 1983. “Introductory Dynamical Oceanography”. Butterworth – Heinemann Ltd. Great Britain. 329 pp.
- SBE 26, Seagauge Wave and Tide Recorder, Operating Manual. 1999. Sea-Bird Electronics, Inc. USA.
- Schmitter Soto, J.J. 1999. “Distribution of continental fishes in northern Quintana Roo, Mexico”. *Southwestern Naturalist.* 44(2): 166-172 p.
- Tsimplis, M.N. 1997. “Tides and Sea-level Variability at the Strait of Euripus”. *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* 44: 91-101 p.