

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



IDENTIFICACIÓN Y SEGUIMIENTO DE REMOLINOS EN EL MAR CARIBE

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

LORENA GUERRERO MORENO

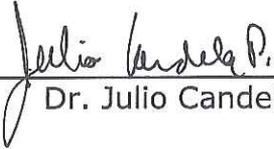
ENSENADA BAJA CFA, MEXICO ENERO DE 2005

TESIS DEFENDIDA POR
Lorena Guerrero Moreno
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Dr. Julio Sheinbaum Pardo

Director del Comité



Dr. Julio Candela Pérez

Miembro del Comité



Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina

Miembro del Comité



Dr. Pedro Gilberto López Mariscal

Miembro del Comité



Dr. Manuel López Mariscal

*Coordinador del programa en
Oceanografía física*



Dr. Federico Graef Ziehl

Director de Estudios de Posgrado

27 de enero del 2005

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

IDENTIFICACIÓN Y SEGUIMIENTO DE REMOLINOS EN EL MAR CARIBE

TESIS

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

Presenta:

LORENA GUERRERO MORENO

Ensenada, Baja California, México, Enero del 2005.

RESUMEN de la tesis de **Lorena Guerrero Moreno**, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO EN CIENCIAS en OCEANOGRAFÍA FÍSICA. Ensenada, Baja California, México. Enero del 2005.

IDENTIFICACIÓN Y SEGUIMIENTO DE REMOLINOS EN EL MAR CARIBE.

Resumen aprobado por:



Dr. Julio Sheinbaum Pardo
Director de Tesis

Se utilizaron 10 años (1992-2002) de mediciones de anomalía del nivel del mar de los satélites Topex/Poseidon y ERS 1/2 producidos por AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data). Se usaron los datos de flujo de calor superficial del reanálisis de NCEP (Nacional Centres for Enviromental Prediction) para extraer la componente estérica de los datos de anomalía del nivel del mar y así obtener la componente dinámica del nivel del mar. Se estudia la variabilidad intraestacional, estacional e interanual de la componente dinámica del nivel del mar, de la energía cinética, vorticidad y enstrofia en 7 regiones del Mar Caribe y Golfo de México. Las regiones central y suroeste del Mar Caribe son las que presentan la mayor variabilidad. La variabilidad mas energética es la intraestacional y no es claro que exista un patrón estacional en la variabilidad como sugieren otros autores.

El análisis espectral de la anomalía de velocidad geostrófica superficial muestra que la banda de los 50-100 días es la más energética en el Mar Caribe y para el Golfo de México es la de los 100 a 200 días. En el Mar Caribe se encontró que las regiones central y suroeste son las más energéticas con el máximo de energía alrededor de los 60 y 80 días, respectivamente; mientras que en el Golfo de México es la región oriental del Golfo de México con el máximo de energía ocurre alrededor de los 140 días.

Se utilizaron los datos de flujo de momentum del reanálisis de NCEP para calcular la ecuación de vorticidad para escalas grandes del modelo de gravedad reducida. No se encontró una clara relación local entre el rotacional del esfuerzo del viento y la elevación dinámica del nivel del mar.

Se utilizó el criterio de Okubo-Weiss para identificar y seguir a los remolinos del Mar Caribe; y la rapidez media de propagación de 12 ± 2 cm/s se calculó usando la transformada de Radon. Se observó que los remolinos (ciclónicos y anticiclónicos) que entran, se forman o se regeneran en el Mar Caribe viajan hacia el oeste. La mayor parte de estos se disipan o se desvían al suroeste al llegar a la Elevación de América Central. Los que prevalecen liberan vórtices pequeños que cruzan por el Canal Chibcha hacia el Mar de Caimán, e interactúan con otros formando estructuras de mesoescala que viajan hacia el oeste hasta impactarse con las costas de la Península de Yucatán o bien desviarse hacia el norte para introducirse al Golfo de México. Se encontró que a lo largo de la trayectoria de los remolinos ocurre un proceso de fusión/separación; ya que se observó que muchos

remolinos pequeños se unen a otros de igual o mayor escala para formar estructuras mas grandes que viajan hacia el oeste, y en el proceso, nuevamente se dividen en exiguos o medianos vortices. Se encontró que existe una mayor cantidad de remolinos ciclónicos que anticiclónicos tanto para los que entran al Mar Caribe y Golfo de México, como para los que se forman o se regeneran en el interior del Mar Caribe.

Palabras clave: Mar Caribe, variabilidad, energía, enstrofia, remolinos, criterio de Okibo-Weiss, transformada de Radon.

ABSTRACT of the thesis presented by **Lorena Guerrero Moreno** as a partial requirement to obtain the **MASTER OF SCIENCE** degree in **PHYSICAL OCEANOGRAPHY**. Ensenada, Baja California, Mexico. January 2005.

IDENTIFICATION AND TRACKING EDDIES IN THE CARIBBEAN SEA

Ten years (1992-2002) of gridded sea surface height anomalies (ssh) obtained from the AVISO altimeter data analysis were used to extract the dynamic component by removing the steric component from ssh fields using NCEP re-analysis surface heat fluxes. The analysis focus on the intra-seasonal, seasonal and inter-annual variability of the dynamic component of kinetic energy, vorticity and enstrophy from 7 regions over the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. Most of the variability appears in the central and southwestern Caribbean regions. The Intra-seasonal band is the most energetic. A clear seasonal pattern is not found, in contrast to suggestions made by other authors.

Spectral Analysis of the geostrophic velocity anomaly shows high variance in the 50-100 days band for the Caribbean Sea, and 100-200 days band for the Gulf of Mexico. The central and southwestern Caribbean regions are the most energetic with the peaks located around the 60 and 80 days periods, respectively. In contrast in the Gulf of Mexico the energy maximum is around the 140 days period and is located on the eastern region.

The momentum fluxes of the NCEP reanalysis were used to calculate the vorticity equation using the large scale and reduced gravity approximations. The local wind stress curl is not clearly related with the sea level variability.

The Okubo-Weiss invariant was used to detect and track vortex cores over the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. Eddies' mean propagation speed is 12 ± 2 cm/s and was estimated using the Radon transform. Anticyclonic/cyclonic eddies were observed to originate in the Granada and Venezuela Basins or enter the Caribbean through the Antillean passages, mainly through St. Lucia Channel and north of Trinidad. They propagate westward. Most of the larger eddies deviate to the southwest when they encounter the Central American Rise 4-6 months after they first appear in the east. However, smaller-scale vortices or features detach from the large-scale eddies and sweep through the Chibcha Channel crossing into the Cayman Basin, where they interact with other vortices and regenerate larger-scale anomalies. Once reformed, these eddies travel and sweep through the Yucatan Channel or interact with the coast of Yucatan and northern Central America.

Keywords: Caribbean Sea, variability, energy, enstrophy, eddies, Okubo-Weiss invariant, Radon transform.

DEDICATORIA

A todo aquel que tenga la inquietud de leer este documento...

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Julio Sheinbaum Pardo, por su asesoría y su paciencia.

Al comité que evaluó esta tesis, el Dr. Julio Candela Pérez, el Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina y el Dr. Pedro Gilberto López Mariscal, por sus sugerencias.

Al CONACYT, por su apoyo económico mediante la beca-crédito de maestría.

Al CICESE, por todo su apoyo durante mi maestría.

A mis amigos y compañeros, porque de alguna manera la vida sigue.

A Rober y María, por ser incondicionales.

A las personas con las que compartí momentos, porque todos los días se aprende algo nuevo.

CONTENIDO

	Página
I. Introducción.....	1
I.1. Generalidades del Mar Caribe.....	1
I.2. Circulación superficial del Mar Caribe.....	3
I.3. Revisión bibliográfica del estudio de remolinos en el Mar Caribe.....	6
II. Datos.....	13
II.1. Anomalía del nivel del mar ($\eta = \text{ssh}$).....	13
II.2. Flujo superficial de calor (Q) y esfuerzo del viento (τ) del reanálisis de los centros nacionales para la predicción ambiental, NCEP (National Centres for Environmental Prediction).....	13
III. La elevación del nivel del mar (η).....	14
III.1. La elevación estérica superficial (η_{ss}).....	15
III.2. La componente dinámica $\tilde{\eta}$	17
III.3. La razón de varianza (rv).....	20
III.4. El ciclo anual de $\tilde{\eta}$, η y η_{ss}	21
IV. Velocidad geostrofica superficial (u, v), energía cinética (E_c), Teorema de Stokes (ω) y enstrofia (q).....	24
V. Propagación de estructuras de mesoescala y su rapidez media.....	26
VI. Series de tiempo.....	29
VI.1. Anomalías de $\tilde{\eta}$, η y ω	30
VII. Variabilidad temporal.....	34
VII.1. Variabilidad temporal de la componente dinámica ($\tilde{\eta}$) y total (η).....	34
VII.2. Variabilidad temporal de la energía cinética (E_c) y de la enstrofia (q)..	41
VIII. Variabilidad espacial.....	46
IX. Análisis espectral.....	50
X. El rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$).....	54
XI. Identificación de vórtices con el criterio de Okubo-Weiss.....	59
XII. Trayectorias de los remolinos.....	77
XIII. Conclusiones.....	82
Bibliografía.....	84

LISTA DE FIGURAS

<i>Figura</i>		Página
1	Área de estudio con los rasgos geográficos y geológicos más importante. (a) divisiones del Mar Caribe y circulación superficial, (b) principales cuencas y pasajes del Mar Caribe; las regiones sombreadas representan cordilleras con profundidades menores a 1000 m. Figura modificada de Andrade y Barton (2000).....	2
2	a) Anomalía de la altura del nivel del mar (cm) del Geosat (tomada de Nystuen y Andrade, 1993). b) Elevación del nivel del mar (m) y vectores de velocidad (m/s) para el 2 (arriba) y 8 (abajo) de septiembre de 1992 (tomada de Murphy et al., 1999). c) Contornos del nivel del mar (cm) en diferentes tiempos (tomada de Andrade y Barton, 2000). En el recuadro superior las áreas punteadas representan anomalías <-30 cm, en medio y abajo para >30 cm; la línea punteada indica profundidades menores a 200 m.....	11
3	(a) Promedio meridional de las anomalías ssh realizado en bandas de 2° sobre todo el Golfo de México y el Mar Caribe. También se presenta la anomalía de la elevación esterica (línea gruesa). (b) El residuo $\tilde{\eta} = \eta - \eta_{ss}$ para las mismas regiones que en (a).....	19
4	Razón de varianza $\sigma^2(\tilde{\eta})/\sigma^2(\eta)$. El incremento de los contornos es de 10%.....	21
5	Amplitud y fase del armónico anual ajustado con cuadrados mínimos. (a) y (b) corresponden al ciclo anual de la anomalía ssh (η) relativa a una media de 10 años, (c) y (d) para la componente estérica superficial (η_{ss}) y (e) y (f) para el residuo ($\tilde{\eta} = \eta_d$). El intervalo de los contornos para la amplitud es de 2 cm y para la fase es de 45°.....	23
6	Promedio zona entre 100° y 60° W para (a) la amplitud y (b) la fase de η (línea continua), η_{ss} (línea punteada) y $\tilde{\eta} = \eta_d$ (línea discontinua)....	24
7	a) Representación esquemática de la transformada de Radon en 2D de una sección espacio-temporal. Tomada de Challenor et al., 2001. b) Energía de la transformada de Radon (tr^2). c) Diagramas Havmöller de $\eta_d (= \tilde{\eta})$ en donde se muestran anomalías ciclónicas y anticiclónicas que se propagan hacia el oeste. La rapidez media de propagación se calculó con el uso de la transformada de Radon (tr).....	28
8	Regiones sobre el Mar Caribe y Golfo de Mexico. Golfo de Mexico (GM I y II), Mar de Caiman (MC), Caribe Suroeste (CSW I y II), Caribe Central (CC) y Caribe Este (CE).....	29
9	Series de tiempo de $\tilde{\eta}$ (en negro) para cada región en el Mar Caribe y Golfo de México. La línea roja es la serie de tiempo para η	32
10	Series de tiempo de la vorticidad geostrófica (ω) para cada región en el Mar Caribe y Golfo de México.....	33

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACIÓN)

Figura

Página

- 11 Series de tiempo de η^2 para la región Caribe Central (CC, línea gruesa), Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y Mar de Caimán (MC, línea punteada), divididas por año. (a) Corresponde al periodo 14/10/92–29/12/93, (b) 05/01/94–28/12/94, (c) 04/01/95–27/12/95, (d) 03/01/96–25/12/96, (e) 01/01/97–24/12/97, (f) 07/01/98–30/12/98, (g) 06/01/99–29/12/99, (h) 05/01/00–27/12/00 y finalmente (i) es para el 03/01/01–06/02/02..... 39
- 12 Series de tiempo de $\tilde{\eta}^2 (= \eta_d)$ para la región Caribe Central (CC, línea gruesa), Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y Mar de Caimán (MC, línea punteada), divididas por año. (a) Corresponde al periodo 14/10/92–29/12/93, (b) 05/01/94–28/12/94, (c) 04/01/95–27/12/95, (d) 03/01/96–25/12/96, (e) 01/01/97–24/12/97, (f) 07/01/98–30/12/98, (g) 06/01/99–29/12/99, (h) 05/01/00–27/12/00 y finalmente (i) es para el 03/01/01–06/02/02..... 40
- 13 Series de tiempo de E_c (en rojo) y q (en negro) para la región Caribe Central (CC, línea gruesa), Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y Mar de Caimán (MC, línea punteada), divididas por año. (a) Corresponde al periodo 14/10/92–29/12/93, (b) 05/01/94–28/12/94, (c) 04/01/95–27/12/95, (d) 03/01/96–25/12/96, (e) 01/01/97–24/12/97, (f) 07/01/98–30/12/98, (g) 06/01/99–29/12/99, (h) 05/01/00–27/12/00 y finalmente (i) es para el 03/01/01–06/02/02..... 45
- 14 Rms (en mm) del nivel del mar total. *Izquierda* Andrade y Barton (2000), las regiones punteadas corresponden a las cordilleras marinas; *derecha* este trabajo. a) Época seca (noviembre-abril), b) época de lluvia (junio-octubre)..... 47
- 15 Energía cinética (en m^2s^{-2}) del nivel del mar total. *Izquierda* Andrade y Barton (2000), las regiones punteadas corresponden a las cordilleras marinas; *derecha* este trabajo. a) Época seca (noviembre-abril), b) época de lluvia (junio-octubre)..... 49
- 16 Espectro de potencias promedio (de varianza conservada) de la anomalía de velocidad geostrófica superficial de $\tilde{\eta}$ para cada región en el Golfo de México y Mar Caribe descritas en la figura 8..... 53
- 17 *Arriba*, (a) varianza ($N^2m^{-5} \times 10^{-16}$) y (b) media del rotacional del esfuerzo del viento ($Nm^{-3} \times 10^{-8}$), calculado con los flujos de momentum del reanálisis NCEP, sobre el Golfo de México y el Mar Caribe. *Abajo*, (a) fase y (b) amplitud ($Nm^{-3} \times 10^{-8}$) del ciclo anual. El incremento de los contornos es de $0.12 N^2m^{-5} \times 10^{-16}$ para la varianza de $3.5 Nm^{-3} \times 10^{-8}$ para la media, de 45° para la fase y de $1.2 Nm^{-3} \times 10^{-8}$ para la amplitud... 57

LISTA DE FIGURAS (CONTINUACIÓN)

Figura

Página

- 18 Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolinos Anticiclónico (A) generado el 10 de febrero de 1993 en la región central del Mar Caribe, hasta el 16 de junio de 1993 (última vez que fue observado). La línea punteada representa la isobata de los 200 m. El intervalo de cada gráfico es de 3 semanas..... 68
- 19 Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolinos ciclónico (C) que se introduce al Mar Caribe por las Antillas Menores el 6 de julio de 1994, el 12 de abril de 1995 cruza por el Canal Chibcha y el 2 de agosto de 1995 es última vez que se observa. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 6 semanas..... 69
- 20 Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolinos anticiclónico (A) que se introduce al Mar Caribe por el Canal de Santa Lucia en las Antillas Menores el 29 de mayo de 1996, se propaga hacia el oeste durante 7 meses y se disipa el 11 de diciembre de 1996. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 4 semanas..... 73
- 21 Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolinos ciclónico (C) que se genera en el Mar de Caimán el 20 de agosto de 1997, el 4 de febrero de 1998 cruza por el Canal de Yucatán y el 4 de marzo de 1998 se fusiona con un remolino de mesoescala presente en el Golfo de México. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 4 semanas..... 74
- 22 Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolinos ciclónico (C) que penetra el 3 de marzo de 1999 por el Paso de los Vientos, el 16 de junio de 1999 se introduce al Mar de Caimán y el 28 de julio de 1999 se disipa. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 3 semanas..... 76
- 23 Trayectorias de (a) los remolinos anticiclónicos y (b) ciclónicos. Las líneas rojas corresponden a los remolinos que entran al Mar Caribe, las verdes y azules para aquellos remolinos que son formados o regenerados en las Cuencas de Granda y Venezuela, respectivamente. Las trayectorias color cian corresponden a los remolinos que penetran al Mar de Caimán, las de matiz magenta para aquellos introducidos al Mar Caribe vía el Paso de los Vientos, y las amarillas para los que atraviesan hacia el Golfo de México..... 81

I. Introducción.

I.1 Generalidades del Mar Caribe.

El Mar Caribe es una cuenca marginal que interactúa con el Océano Atlántico a través de pequeños estrechos. Las fronteras al norte y al oriente de este mar, son las Antillas Mayores y las Antillas Menores, respectivamente. Al sur, el Mar Caribe está limitado por las costas de Venezuela, Colombia y Panamá, mientras que la frontera occidental es la costa de América Central. Este mar cuenta con cuatro regiones principales denominadas como Mar Caribe Este, ubicada al norte de Venezuela; Mar Caribe Central, localizada al norte de Colombia; Mar de Caimán, situada al oeste del Caribe; y por último Mar Caribe Suroeste, bordeada por el oeste de Colombia y América Central (figura 1a).

El Mar Caribe tiene una profundidad promedio de 4400 m y consta de cinco cuencas principales (figura 1b). La primera es la Cuenca de Granada con una profundidad media de 3000 m, se encuentra entre las Antillas Menores y la elevación Aves (aprox. 65°W). Le sigue, al occidente, la Cuenca de Venezuela con una profundidad promedio de 5000 m. Entre la elevación Beata (entre $70\text{-}75^{\circ}\text{W}$ y aprox. 15°N) y la elevación de América Central (80°W y 15°N) se localiza la Cuenca de Colombia con una profundidad media de 4000 m (Gallegos y Czitrom, 1997; Andrade y Barton, 2000).

La cuarta de las cinco cuencas del Mar Caribe es la Trinchera de Caimán (entre $75\text{-}80^{\circ}\text{W}$ y $15\text{-}20^{\circ}\text{N}$ de la figura 1b) con una profundidad máxima de 7100 m, se localiza entre la elevación de América Central y la elevación Caimán (entre $80\text{-}85^{\circ}\text{W}$ y $15\text{-}20^{\circ}\text{N}$). Esta cuenca se conecta con el Océano Atlántico a través del Paso de los Vientos (aprox. 74°W y

19°N). Finalmente la Cuenca de Yucatán con una profundidad promedio de 5000 m. Colinda al norte con el Golfo de México a través del Canal de Yucatán. Esta topografía es un factor importante en la generación y modificación de remolinos (Gallegos y Czitrom, 1997; Andrade y Barton, 2000).

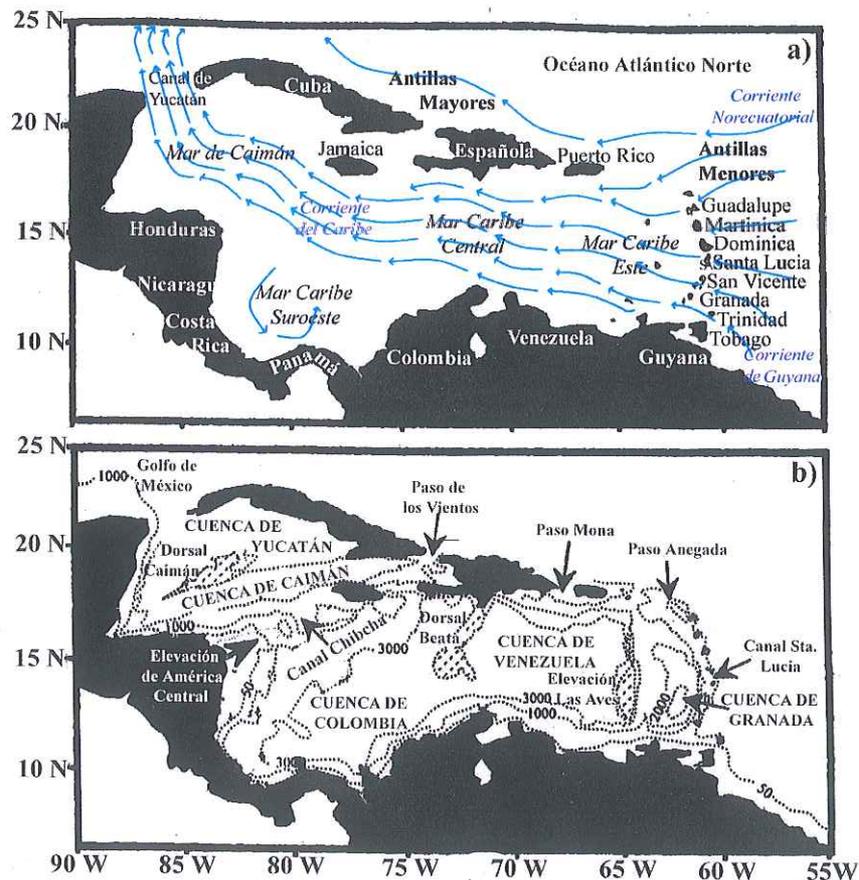


Figura 1. Área de estudio con los rasgos geográficos y geológicos más importantes. (a) divisiones del Mar Caribe y circulación superficial, (b) principales cuencas y pasajes del Mar Caribe; las regiones sombreadas representan cordilleras con profundidades menores a 1000 m. Figura modificada de Andrade y Barton (2000).

El clima en la región del Mar Caribe está dominado por la posición geográfica de la zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La temporada seca ocurre de noviembre a abril cuando la ZCIT esta frente América del Sur (0-5°S) y trae como resultado fuertes y

uniformes vientos del norte sobre el Mar Caribe (del orden de 8 m/s con un máximo de 15 m/s). La época de lluvia tiene lugar de junio a octubre cuando la ZCIT se ubica en el norte del Mar Caribe suroeste y disminuye la intensidad de los vientos del sur, lo que provoca una alta tasa de precipitación (Andrade, 1993). El resto del año es una transición entre estas dos estaciones. El rotacional del esfuerzo del viento es máximo en julio mientras que en octubre presenta su valor mínimo (Andrade, 1993). El rotacional del esfuerzo del viento está positivamente relacionado con el transporte de volumen total a través del Mar Caribe. Morrison y Smith (1990) realizaron 5 secciones hidrográficas (agosto de 1985; enero, marzo, julio y octubre de 1986) y encontraron que el transporte máximo hacia el oeste es de 31 Sv en julio mientras que en octubre ocurre el valor mínimo (8.2 Sv hacia el oeste).

I.2 Circulación superficial del Mar Caribe.

La circulación superficial del Mar Caribe consiste de un flujo intenso, cálido y persistente llamado la Corriente del Caribe, formado por la unión de la Corriente Norecuatorial con la Corriente de Guyana, la cual también se conoce como la Corriente Norte de Brasil. Esta corriente entra al Mar Caribe por los estrechos norte y sur de las Antillas Menores, principalmente por los canales de Granada, San Vicente, Santa Lucía, Dominica y Guadalupe. Fluye hacia el oeste a lo largo del eje principal este-oeste de la cuenca hasta alcanzar la Elevación de América Central, en donde gira hacia el norte y penetra a la Cuenca de Caimán vía el Canal Chibcha (figura 1a y b). Ahí nuevamente retoma su dirección oeste para luego virar al norte e introducirse al estrecho de Yucatán en donde forma a la Corriente de Yucatán. La velocidad media/máxima de la Corriente de

Caribe es del orden 40/150 cm/s y decrece con la profundidad, siendo de tan solo 5 cm/s a los 1500 m de profundidad (Gordon, 1967; Molinari et al., 1981; Roemmich, 1981).

La Corriente del Caribe presenta gran variabilidad tanto espacial como temporal además de estructuras de mesoescala como meandros y remolinos. Diversos estudios sugieren que estos procesos están relacionados con estructuras anticiclónicas procedentes de la retroflexión de la Corriente Norte de Brasil (Kinder et al., 1985; Johns et al., 1990; Fratantoni et al., 1995); o bien, formados en las Cuencas de Venezuela y Granada por la interacción de esta corriente con la topografía y también por el rotacional del esfuerzo del viento (Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000). Fu y Holt (1983) encontraron remolinos generados por la interacción de la Corriente del Caribe con la Dorsal de Caimán y los definen como estructuras atrapadas al fondo debido a la estratificación del océano.

Los trabajos antes mencionados argumentan que los remolinos y meandros de mesoescala no se encuentran distribuidos aleatoriamente a lo largo del Mar Caribe, sino que se forman o regeneran cerca de rasgos topográficos grandes como la Elevación las Aves, la Dorsal Beata, la Dorsal de Caimán, con profundidades menores a 1000 m; y la Elevación de América Central con una profundidad menor a los 200 m (Molinari et al. 1981; Gallegos y Czitrom, 1997; Andrade y Barton, 2000). Estas cordilleras oceánicas son las responsables de incrementar la variabilidad de la corriente superficial y de la formación de remolinos al este de las elevaciones, los cuales son transportados por la Corriente del Caribe (Molinari et al., 1981). Es importante señalar que hasta ahora no se ha investigado el papel que juega la posible inestabilidad de la Corriente del Caribe en la generación de estos fenómenos.

El diámetro de los remolinos es del orden de 100-500 km y viajan hacia el oeste a lo largo del eje de la Corriente del Caribe con una velocidad de propagación de 12-15 cm/s (Molinari et al., 1981; Fu y Holt, 1983; 15 cm/s Nystuen y Andrade, 1993; 15 cm/s Murphy et al., 1999; Andrade y Barton, 2000; Oey et al., 2003). El tiempo de vida de los remolinos es de 3-6 meses y está determinado, en la mayoría de los casos, por su interacción con la topografía. Estos remolinos son generados o regenerados en un periodo de tiempo que oscila entre los 50 y 200 días (Andrade y Barton, 2000, Oey et al., 2003).

En el presente estudio se observó que la mayoría de los remolinos son desviados hacia el suroeste cuando alcanzan la Elevación de América Central. Ahí se desprenden pequeños vórtices que cruzan por el Canal Chibcha hacia la Cuenca de Caimán en donde interactúan con otras estructuras, introducidas por a través del Paso de los Vientos (figura 1b), y se regeneran los vórtices de gran escala. Una vez que los remolinos son reformados viajan hacia el oeste y se disipan en las costas del norte de América Central y la Península de Yucatán o bien, se introducen al Golfo de México vía el Canal de Yucatán. Estos resultados concuerdan con lo encontrado por Andrade y Barton (2000) y Oey et al. (2003).

Otro aspecto importante es la circulación superficial es conocida como el Giro Panamá-Colombia y consiste de una circulación ciclónica superficial en el suroeste del Mar Caribe. Esta compleja estructura consiste de un ciclón intenso seguido de un anticiclón y de un ciclón, todos empotrados en la circulación ciclónica del área (Mooers y Maul, 1998). Este Giro ciclónico es una estructura permanente que varía su intensidad estacionalmente

además de interactuar con las aguas continentales de Panamá y Colombia (Wust, 1963; Kinder, 1983; Thompson et al., 1992; Semtner y Chervin, 1992).

I.3 Revisión bibliográfica del estudio de remolinos en el Mar Caribe.

Los estudios previos de remolinos en el Mar Caribe denotan que estos se forman debido a la interacción de la Corriente del Caribe con la topografía, por forzamientos externos como el esfuerzo del viento o bien procedentes de otras regiones, como la zona de retroflexión de la Corriente Norte de Brasil, e introducidos al Mar Caribe por los estrechos que conectan a este mar con el Océano Atlántico.

Molinari et al. (1981) trataron datos de deriva de boyas durante octubre de 1975 y hasta junio de 1976. Encontraron que las trayectorias de las boyas sugieren que la mayor variabilidad de mesoescala ocurre en la Elevación Las Aves, la Dorsal Beata y la Elevación de América Central. El diámetro de los remolinos que observaron es de 20->200 km los cuales se forman cerca o sobre los rasgos topográficos mencionados. También observan que la intensificación del flujo ocurre en las inmediaciones de la costa de Colombia, al sur de la Elevación de América Central y al sur de Estrecho de Yucatán.

Fu y Holt (1983) examinaron imágenes del radar de apertura sintética a bordo del SEASAT en las que encontraron remolinos generados por la interacción de las variaciones en el tiempo de la Corriente del Caribe con la Dorsal de Caimán.

Nystuen y Andrade (1993) utilizaron la colección de datos del altímetro Geosat durante el periodo de 1987-1988. Detectaron y siguieron el movimiento de estructuras de mesoescala presentes en la señal de la anomalía del nivel del mar. Observan dos estructuras

anticiclónicas cerca de la Dorsal Beata con una propagación de 15 cm/s hacia el oeste y un diámetro de 200-300 km. También encuentran que el valor máximo estacional del rotacional del esfuerzo del viento coincide con la formación de estructuras anticiclónicas.

Carton y Chao (1999) hicieron un análisis de los datos altimétricos del Topex/Poseidon para un periodo de tres años en los que encuentran remolinos ciclónicos y anticiclónicos con una velocidad de propagación de 12 cm/s y una escala promedio de 100-250 km. Los remolinos incrementan su amplitud a más de 20 cm conforme avanzan al oeste. Muchos de estos remolinos se disipan en las aguas costeras de Nicaragua seis meses después de aparecer en el este del Mar Caribe. Además realizaron modelaciones numéricas de circulación general en el Atlántico, en las que encontraron que estos remolinos están limitados principalmente por la termoclina (200 m).

Murphy et al. (1999) realizaron simulaciones numéricas para estudiar la conexión de la variabilidad de mesoescala entre el Mar Caribe, Golfo de México y Océano Atlántico. Los remolinos observados son principalmente anticiclónicos y viajan junto con la Corriente del Caribe a una velocidad promedio de 15 cm/s y diámetros de 10-300 km. La formación de estos remolinos es debida en parte a la vorticidad potencial del Atlántico que se advecta a través de en las Antillas Menores. A los remolinos les toma de 7 a 17 meses atravesar el Mar Caribe, desde el Este hasta el Canal de Yucatán.

Andrade y Barton (2000) usaron los datos de nivel del mar del altímetro del ERS-1 corregidos con los correspondientes del Topex/Poseidon para el periodo de octubre de 1992 a diciembre de 1993. Observaron remolinos ciclónicos y anticiclónicos originados en la Cuenca de Venezuela o entrando al Mar Caribe vía las Antillas Menores, principalmente

por los canales de Santa Lucía, Anegada y al norte de Trinidad. El tiempo de vida de los remolinos es de 3-4 meses y está determinado, en muchos casos, por su interacción con la topografía. Encontraron que la mayoría de los remolinos desaparecen al llegar a la región de la Elevación de América Central y sólo unos cuantos penetran al Mar de Caimán por el Canal Chibcha. Observaron que algunos remolinos se introducen al Mar Caribe por el paso de los vientos y también notaron que la producción de remolinos en el Caribe Central parece estar asociada a la interacción de los meandros de la Corriente del Caribe con el rotacional del esfuerzo del viento.

Oey et al. (2003) utilizaron el modelo OCGM combinado con altura del nivel del mar de satélite y forzado con datos de esfuerzo del viento. Encontraron formación de remolinos al sur-suroeste de Española (figura 1a), donde se localiza un rotacional del esfuerzo del viento anticiclónico. Observaron intrusión de remolinos al Mar Caribe, principalmente anticiclónicos, procedentes de la zona de retroflexión de la Corriente Norte de Brasil. El diámetro de esos remolinos es del orden de 300 km con una periodicidad de aproximadamente 60-130 días. También observaron que los remolinos anticiclónicos tienden a disminuir la extensión de la Corriente de Lazo dentro del Golfo de México, lo que puede prolongar los periodos de liberación de remolinos de la Corriente de Lazo.

En la figura 2 se presentan algunos ejemplos de remolinos en el Mar Caribe observados en estudios previos. a) Corresponde a la figura 5 y 6 de Nystuen y Andrade (1993) en la cual se presenta, para el 17 de junio de 1987, una anomalía positiva (anticiclónica, etiquetada como A) mayor a 20 cm en la región central del Mar Caribe y

una anomalía negativa débil en la porción suroeste de la cuenca (ciclónicas, B). El 4 de julio se observa que A se ha desplazado 230 km al oeste con un diámetro estimado de 290 km y una anomalía mayor a los 30 cm. El 21 de julio A se ha movido 170 km hacia el oeste disminuyendo su señal dinámica a 20 cm. El ciclón B reaparece en la misma posición con una elevación menor a los -20 cm. Durante el 13 de abril de 1988 se observa una anomalía positiva (C) de 10 cm de altura en el centro de la cuenca; para el 30 de abril C se ha movido 20 cm hacia el noroeste incrementando su elevación a más de 20 cm y para el 17 de mayo de 1988 C se desplaza 180 km hacia el oeste. El ciclón B nuevamente reaparece en la misma posición observada en 1987.

En la figura 2b, tomada de Murphy et al. (1999) en la que se muestran los vectores de velocidad (en m/s) y la elevación de nivel del mar. El panel superior corresponde al 2 de septiembre de 1992 y se observa un remolino, procedente de la retroflexión de la Corriente Norte de Brasil, que se impacta con las Antillas menores. Seis días más tarde (panel inferior) se observa que dicho remolino comienza a introducirse al Mar Caribe.

El panel superior de la figura 2c (figura 4 de Andrade y Barton, 2000), se observa una anomalía negativa (remolino ciclónico) detectada en noviembre de 1992 cerca de Puerto Rico que probablemente se introdujo al Mar Caribe por el Paso de Anegada. Se observa una aparente intensificación mayor a 30 cm cuando pasa cerca de la Dorsal Beata ($\sim 70^\circ\text{W}$) el 6 de diciembre de 1992. El 14 de febrero de 1993, el remolino se debilita y deforma al cruzar por el Canal Chibcha (figura 1b) y para el 3 de marzo es sólo una débil anomalía ciclónica. En el panel central (figura 5 de Andrade y Barton, 200), se detecta un remolino anticiclónico fuera de las Antillas menores (7 de abril 1993) y un mes después se

localiza en el interior del Mar Caribe. La intensidad del remolino aumenta conforme se mueve hacia el norte del Caribe Central, al llegar a la Elevación de América Central se desvía hacia el sur y se debilita hasta disiparse, posiblemente por interacción con la topografía. En el panel inferior de la figura 2c (figura 8 de Andrade y Barton, 2000) se muestra un remolino anticiclónico detectado el 25 de mayo de 1993 en el Paso de los vientos. Este remolino posiblemente se formó en el interior de la cuenca por interacciones con la topografía. Este remolino se introduce al Mar de Caimán (figura 1a) y viaja hasta el canal de Yucatán para penetrar al Golfo de México 6 meses después.

Al revisar la bibliografía sobre los remolinos del Mar Caribe es posible observar que la mayoría de los trabajos se han realizado utilizando una escasa base de datos de 1 a 3 años o bien con simulaciones numéricas. Por tal motivo, en este estudio se utilizan 10 años de datos de satélite de altura del nivel del mar para ejercer el entendimiento de la variabilidad de mesoescala, desde la escala intra-estacional hasta la interanual, así como la identificación y seguimiento de los remolinos de mesoescala del Mar Caribe.

Para llevar a cabo este estudio, el trabajo ha sido dividido de la siguiente forma: en el capítulo 2 se presentan los datos; en el capítulo 3 se describe brevemente a la elevación del nivel del mar total y a las componentes que la conforman, se realiza una corrección estérica y se lleva a cabo una razón de varianzas para ver cuánto incrementa la variabilidad al realizar dicha corrección, finalmente, se calcula el ciclo estacional para conocer el tamaño y el tiempo de ocurrencia de las variaciones anuales.

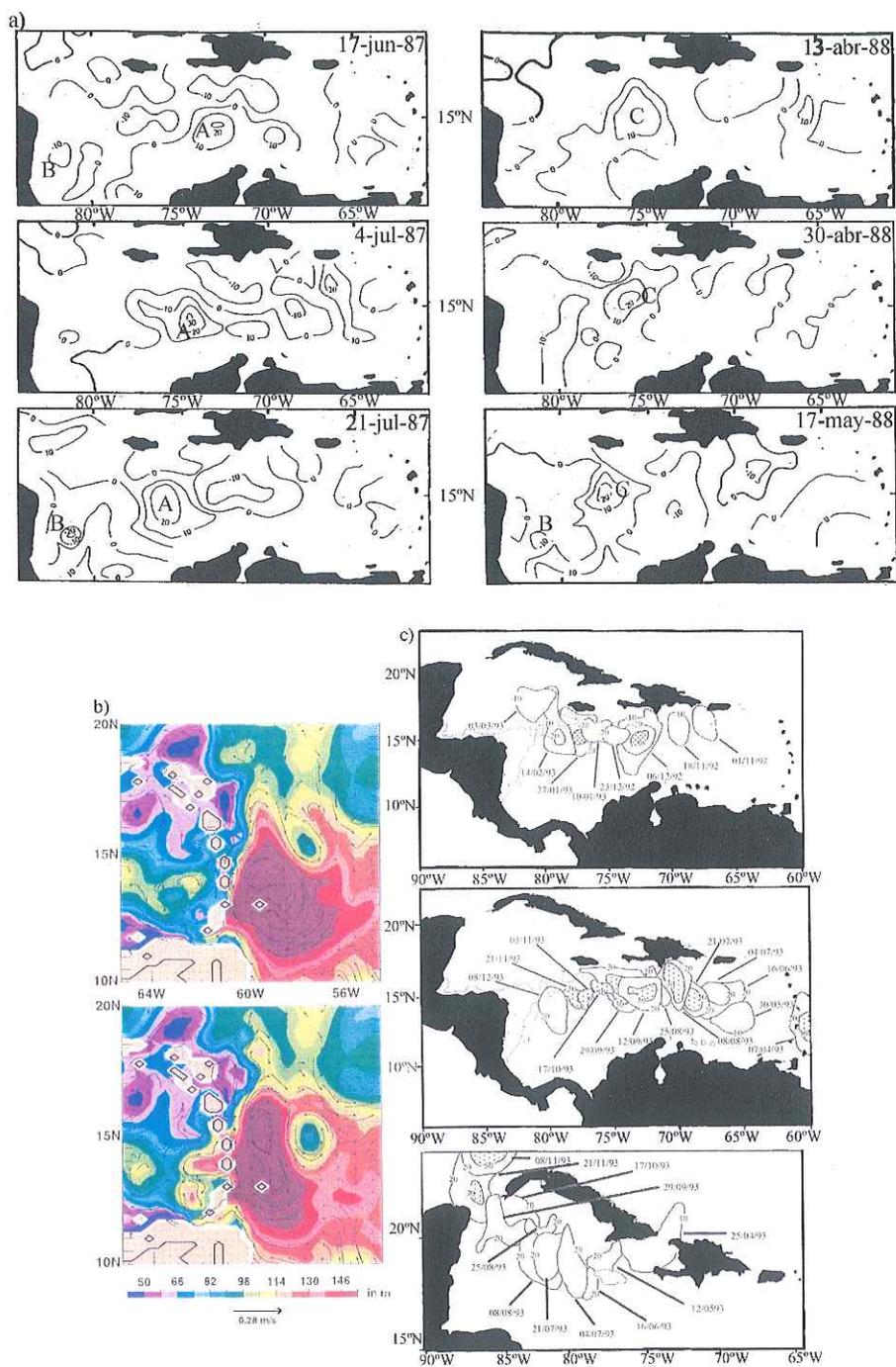


Figura 2. a) Anomalia de la altura del nivel del mar (cm.) del Geosat (tomada de Nystuen y Andrade, 1993). b) Elevación del nivel del mar (m) y vectores de velocidad (m/s) para el 2 (arriba) y 8 (abajo) de septiembre de 1992 (tomada de Murphy et al., 1999). c) Contornos del nivel de mar (cm.) en diferentes tiempos (tomada de Andrade y Barton, 2000). En el recuadro superior las áreas punteadas representan anomalías <math>< -30 \text{ cm}</math>, en medio y abajo para $> 30 \text{ cm}$; la línea punteada indica profundidades menores a 200 m.

En el capítulo 4 se calcula la velocidad geostrófica superficial, la energía cinética geostrófica, la vorticidad promedio y la enstrofia en distintas regiones del Mar Caribe. En el capítulo 5 se estudia la propagación de las estructuras de mesoescala y con el uso de la transformada de Radon se calcula la rapidez media de propagación. En el capítulo 6 se realiza un análisis regional de las series de tiempo de las cantidades calculadas en el capítulo 4; y se estudia la anomalía de la elevación del nivel del mar total de la corrección estérica y de la vorticidad geostrófica promedio. En el capítulo 7 se estudia la variabilidad temporal de la elevación del nivel del mar total, de la corrección estérica, de la energía cinética geostrófica y de la enstrofia.

En el capítulo 8 se estudia la variabilidad espacial de la elevación del nivel del mar total y de la energía cinética geostrófica y se compara con los resultados obtenidos por Andrade y Barton (2000) para las mismas cantidades. En el capítulo 9 se realiza un análisis espectral de las series de tiempo de la velocidad geostrófica superficial. En el capítulo 10 se calcula la media y la varianza del rotacional del esfuerzo del viento así como la ecuación de vorticidad para escalas grandes del modelo de gravedad reducida. En el capítulo 11 se realiza una identificación y seguimiento de vórtices con el criterio de Okubo-Weiss. En el capítulo 12 se presentan las trayectorias de los remolinos seguidos a partir de diversos sitios del Mar Caribe; y en el capítulo 13 se muestran las conclusiones a las que se llega con este estudio.

II. Datos.

II.1 Anomalía del nivel del mar ($\eta = \text{ssh}$).

Estos datos proceden del análisis altimétrico AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data), que consiste de la combinación de los datos del altímetro a bordo del satélite TOPEX/Poseidón con los de el satélite ERS-1 y ERS-2 medidos durante octubre de 1992 hasta febrero del 2002. Los datos sobre las trayectorias de los satélites se interpolaron en una malla de $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ utilizando interpolación objetiva espacial y temporal como se describe en Le Traon et al. (1998). Esta alta resolución permite reducir el error para obtener datos de nivel del mar y una velocidad geostrofica más realistas. La resolución temporal de la combinación es semanal y tienen una corrección barométrica que es derivada del modelo meteorológico francés ARPEGE (Action Recherche Petite Echelle Grande Echelle) el cual es corregido con el modelo ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts); [Le Traon y Ogor, 1998].

II.2 Flujo superficial de calor (Q) y esfuerzo del viento (τ) del reanálisis de los centros nacionales para la predicción ambiental, NCEP (National Centres for Environmental Prediction).

Estos datos corresponden al promedio diario del flujo de calor y de momentum en la superficie del océano. Estos datos han sido medidos desde 1948 a la fecha y su resolución espacial es de $2^\circ \times 2^\circ$.

Ambas bases de datos se utilizan para los cálculos que se describen a continuación.

III. La elevación del nivel del mar (η).

Para estudiar las variaciones del nivel del mar es preciso considerar cuidadosamente la relación hidrostática (Gill y Niiler, 1973),

$$\frac{\partial p'}{\partial z} = -g\rho' \quad (1)$$

donde p' es la anomalía de la presión hidrostática, g la aceleración de la gravedad y $\rho' = \rho - \bar{\rho}$ es la anomalía de la densidad del agua. La superficie libre del océano se denota por $z = \eta(x, y, t)$, el fondo por $z = -H(x, y)$ y la presión superficial es igual a la presión atmosférica $p'(x, y, z = \eta) = p_a(x, y, t)$.

De aquí en adelante se trabajará con las anomalías p' y ρ' respecto al estado en reposo y en estado hidrostático. Para evitar exceso de notación se eliminaron las “primas” de las variables.

Integrando (1) desde $-H$ hasta η se obtiene,

$$p_a - p_b = -g \int_{-H}^{\eta} \rho' dz \quad (2)$$

donde p_b es la presión en el fondo. La ecuación (2) establece que la presión en el fondo es la suma de la presión atmosférica y el peso por unidad de área de la columna de agua. Ya que p_a es el peso por unidad de área de la atmósfera y p_b es el de la columna de agua más el del aire, entonces, la ecuación (2) se puede aproximar como,

$$p_b = p_a + g \left[\int_{-H}^{-h} \rho' dz + \int_{-h}^0 \rho' dz + \int_0^{\eta} \rho' dz \right] \quad (3)$$

donde h es la profundidad de la termoclina estacional (200 m según Gill y Niiler, 1973).

Al integrar y despejar la ecuación (3) y utilizar el hecho de que $\int_0^{\eta} g\rho' dz \approx \rho_0 g\eta$ (donde ρ_0 es la densidad superficial), se obtiene,

$$\eta = \eta_a + \eta_s + \frac{P_b}{g\rho_0} \quad (4)$$

donde, $\eta_a = -\frac{P_a}{g\rho_0}$ y $\eta_s = -\frac{1}{\rho_0} \left(\int_{-H}^{-h} \rho' dz + \int_{-h}^0 \rho' dz \right)$.

Entonces, la elevación del nivel del mar es la suma de tres términos: el barométrico (η_a), la contribución por parte de la presión en el fondo (término barotrópico) y el estérico (η_s). El primer término de η_s es la componente estérica baroclínica (η_{sb}) que representa el efecto de los cambios de densidad por debajo de la termoclina estacional inducidos principalmente por la velocidad vertical del bombeo de Ekman. El segundo término es la componente estérica superficial (η_{ss}) debida principalmente a los flujos de calor y es dominante lejos de los trópicos en una escala estacional (Gill y Niiler, 1973; Stammer, 1997). Los datos de AVISO han sido corregidos eliminando la componente isostática, de manera que η representa el nivel del mar corregido ($\eta - \eta_a$); [Le Traon y Ogor, 1998].

III.1 La elevación estérica superficial (η_{ss}).

Las variaciones en la elevación de la superficie del mar debidas a los cambios estacionales del volumen específico son denominadas variaciones estéricas superficiales (η_{ss}). Estas variaciones estéricas del nivel del mar representan la expansión y contracción de la columna de agua debido al contenido de calor y sales cerca de la superficie (Patullo et al., 1955; Gill y Niiler, 1973). Utilizando $\rho' = \rho'(T, S)$ se tiene,

$$\eta_{ss} = - \int_{-h}^0 \rho' dz = - \frac{1}{\rho_0} \left(\int_{-h}^0 \frac{\partial \rho}{\partial T} T' dz + \int_{-h}^0 \frac{\partial \rho}{\partial S} S' dz \right) \quad (5)$$

Gill y Niiller (1973) sugieren que la anomalía de la altura estérica puede ser calculada únicamente con las variaciones del contenido de calor en la termoclina estacional (segundo término de η_s). Yan et al. (1995) demostraron que las variaciones en el contenido de calor local están relacionadas por el flujo neto de calor en la superficie (Q),

$$C_p \rho \int_{-h}^0 \frac{\partial T(z)}{\partial t} dz \cong Q \quad (6)$$

donde $C_p \cong 4000 \text{ W s/kg}^\circ\text{K}$ es el calor específico del agua de mar. Entonces, los cambios de la componente estérica están dados por,

$$\frac{\partial \eta_{ss}}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \int_{-h}^0 \alpha(T, p) \frac{\partial T'}{\partial t} dz = \frac{\alpha Q'}{\rho_0 C_p} \quad (7)$$

donde $T' = T - \bar{T}$ y $Q' = Q - \bar{Q}$ son la anomalía de temperatura y del flujo superficial de calor, respectivamente; $\alpha = \rho^{-1} \partial \rho / \partial T$ es el coeficiente de expansión térmica. Es claro de la ecuación (6) que η_{ss} se debe completamente a expansiones y contracciones de la columna de agua y no a cambios de masa. Los cambios de η_{ss} no están asociados a gradientes de presión o corrientes por debajo de la capa superficial. Además, estos cambios estéricos son de gran escala y sus gradientes de presión superficial son muy pequeños por lo que los cambios de la componente estérica son dinámicamente pasivos (Stammer, 1997).

La altura estérica es computada utilizando los datos de flujo superficial de calor del reanálisis NCEP e integrando en el tiempo,

$$\eta_{ss}(t+1) = \frac{\alpha(t)Q'(t)}{\rho_0 C_p} \Delta t + \eta_{ss}(t) \quad (8)$$

donde Δt es la resolución temporal del análisis altimétrico AVISO. Los campos de Q' se obtuvieron promediando los datos diarios de flujo superficial de calor sobre cada día de los datos de AVISO y removiendo la media de los diez años. El coeficiente de expansión térmica ($\alpha=3000 \times 10^{-7} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$) se tomó de la tabla A3.1 de Gill (1982) para valores típicos de salinidad (36.25) y temperatura (30°C) en el Mar Caribe. Aunque en la ecuación (7) no aparece h , esta está incluida implícitamente en hecho de que α (coef. de exp. térmica) es función de la temperatura. Para las profundidades de la capa de mezcla en la región, en donde la temperatura es bastante similar, tomar un α constante es una muy buena aproximación.

III.2 La componente dinámica ($\tilde{\eta}$).

Para estimar la componente dinámicamente activa de ssh (η) es preciso remover la componente estérica (η_{ss}) de los campos de η ,

$$\tilde{\eta} = \eta - \eta_{ss} \quad (9)$$

donde $\tilde{\eta}$ es la componente dinámica de ssh (η) y η_{ss} es la componente estérica superficial dinámicamente pasiva y de gran escala.

En la figura 3 se muestra el promedio meridional de las anomalías de η , η_{ss} (panel a, líneas delgada y gruesa, respectivamente) y $\tilde{\eta}$ (panel b) promediados en bandas de 2°

sobre todo el Golfo de México y el Mar Caribe. En figura 3a se observa que en las latitudes tropicales (8-20°N) las diferencias entre η_{ss} y η son grandes debido a que en las latitudes bajas el calentamiento es prácticamente uniforme durante todo el año. En las latitudes medias (20-30°N) y altas ocurre lo contrario ya que existe una marcada diferencia de η_{ss} entre los meses de invierno-primavera y los de verano-otoño; como consecuencia las amplitudes de η_{ss} y η describen una alta coherencia meridional. Lo anterior se refleja en la amplitud de la componente dinámica (figura 3b).

Al cotejar la figura 3a y 3b se observa que en las latitudes bajas (8-20°N) las diferencias entre las amplitudes de η y $\tilde{\eta}$ son mínimas, mientras que en las latitudes medias (20-30°N) esta diferencia es mayor. De esta comparación es posible ver que ambas cantidades presentan una alta variabilidad intraestacional e interanual además de que $\tilde{\eta}$ exhibe una variabilidad de menor escala que en η es enmascarada por la señal estérica dinámicamente pasiva y de gran escala.

Es interesante notar también que las anomalías, en general, mantienen su signo durante periodos largos (1-2 años). Los eventos de anomalías positivas que más destacan ocurren a mediados de 1997 hasta finales de 1998 (entre los 8 y 14° N); posiblemente están relacionados con el evento del Niño, pero no son debidos al calentamiento anómalo, sino a procesos de carácter dinámico generados por éste (cambios en el rotacional del esfuerzo del viento, advección anómala, etc). Otros periodos que sobresalen por su coherencia en toda la región son los comprendidos entre 1994 hasta principios de 1997; en donde se observan anomalías negativas en todo el Mar Caribe y Golfo de México. El año 2000 se caracteriza por presentar anomalías positivas entre los 10 y 30° N.

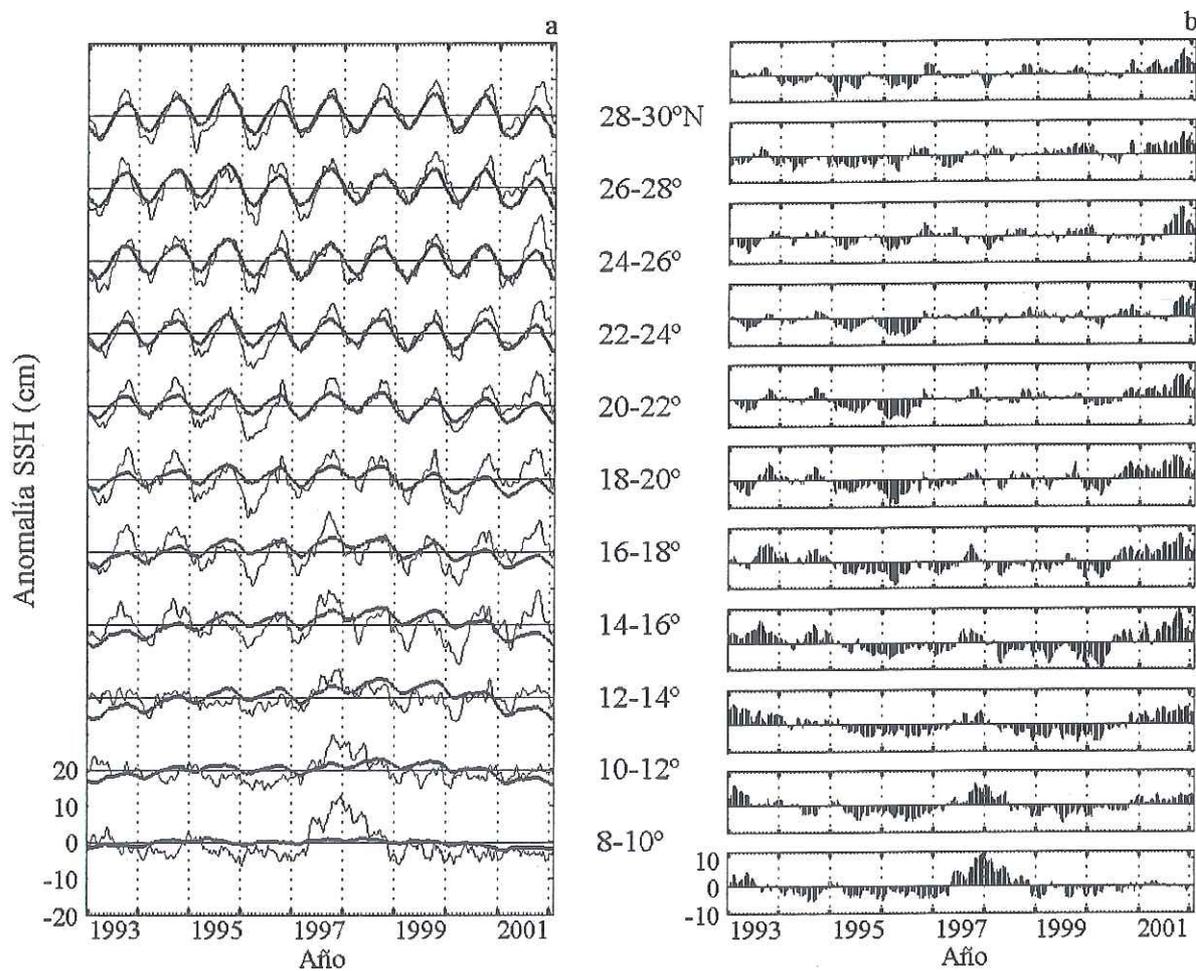


Figura 3. (a) Promedio meridional de las anomalías ssh realizado en bandas de 2° sobre todo el Golfo de México y el Mar Caribe. También se presenta la anomalía de la elevación estérica (línea gruesa). (b) El residuo de $\tilde{\eta} = \eta - \eta_{ss}$ para las mismas regiones que en (a).

III.3 La razón de varianza (rv).

Para vislumbrar hasta que punto la corrección estérica incrementa la variabilidad, se calcula la razón de varianza entre la componente dinámica $\tilde{\eta}$ y la anomalía total η (Stammer, 1997),

$$rv = \sigma^2(\tilde{\eta}) / \sigma^2(\eta) \quad (10)$$

En la figura 4 se presenta la razón de varianza $\sigma^2(\tilde{\eta}) / \sigma^2(\eta)$ para la cual se utilizaron 10 años de datos de satélite interpolados a una resolución espacial de $1/3 \times 1/3^\circ$. Se observa que en el Noroeste del Golfo de México la varianza disminuye hasta un 70%. En el suroeste del Mar Caribe, frente la costa de Nicaragua y Costa Rica, la varianza se incrementa hasta un 80%, mientras que en las costas de Colombia aumenta un 60%. En el resto de la región la corrección estérica es relativamente pequeña con incrementos o disminuciones del orden de 10-20%.

El hecho de que la variabilidad se incremente indica que en esas regiones los procesos no están dominados por los flujos de calor, sino por otros fenómenos tal vez de más alta frecuencia que son enmascarados por la componente estérica que es dinámicamente pasiva y de gran escala. Así pues es posible decir que en el suroeste del Mar Caribe dominan los procesos de alta frecuencia como posiblemente el paso de remolinos. Mas adelante en el capítulo 11 y 12 se verá que frente a las costas de Nicaragua y Costa Rica (Suroeste del Mar Caribe) es donde ocurre la mayor incidencia, disipación y modificación de remolinos.

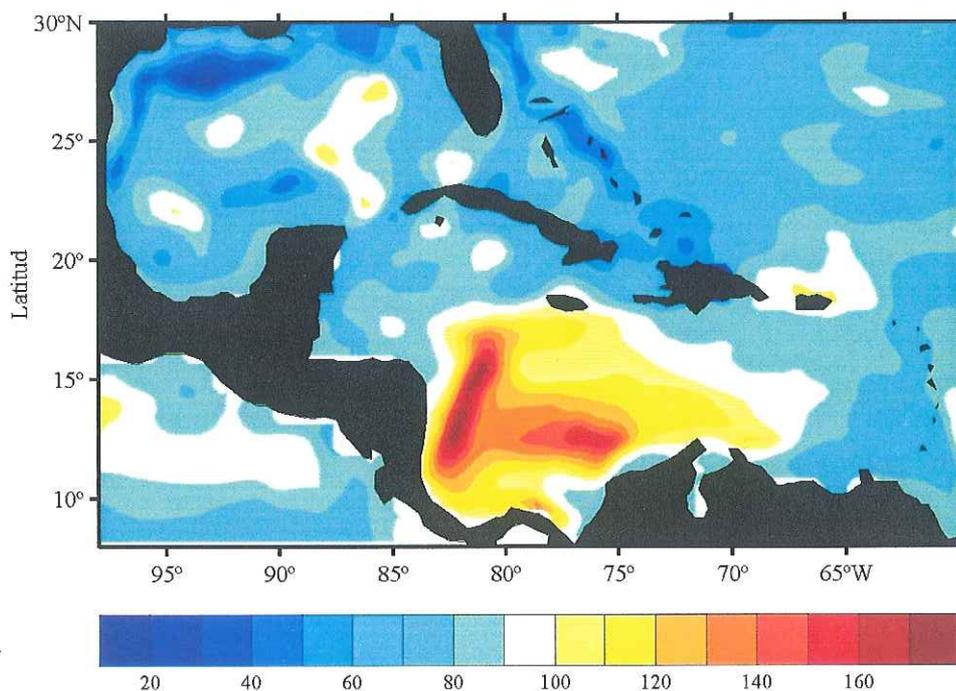


Figura 4. Razón de varianzas $\sigma^2(\tilde{\eta})/\sigma^2(\eta)$. El incremento de los contornos es de 10%.

III.4 El ciclo anual de $\tilde{\eta}$, η y η_{ss} .

Para conocer el tamaño y el tiempo de ocurrencia de las variaciones anuales de $\tilde{\eta}$, η y η_{ss} , se calcula el ciclo estacional con un ajuste por cuadrados mínimos a cada una de las tres variables y se toma como inicio el mes de enero.

La figura 5 presenta las amplitudes y las fases del ciclo anual de $\tilde{\eta}$, η y η_{ss} (a, c; e, b; y d, f, respectivamente). Se observa una reducción en la amplitud del armónico anual de $\tilde{\eta}$ ($=\eta_d$, e) hasta de 5 cm en el Noroeste del Golfo de México y de 1-3 cm en el Mar de Caimán, Caribe Este y Caribe Central. Al norte del Canal de Yucatán la amplitud aumenta hasta 5 cm mientras que la porción suroeste del Mar Caribe incrementa su amplitud 1-2 cm. El armónico de η_{ss} (figura 5c) es de gran escala con muy poca variación en su amplitud, sin

embargo es posible señalar que en el noreste del Golfo de México se encuentra el valor máximo de amplitud (6 cm) para toda la zona (Golfo de México y Mar Caribe), mientras que el mínimo (1 cm) se localiza en el suroeste y este del Mar Caribe.

La fase del ciclo estacional de η_{ss} denota que es constante en toda la región. Se observa que el máximo de las variaciones ocurre durante el mes de septiembre, con unas pequeñas zonas en la región suroeste en donde los máximos ocurren en octubre (al este del Caribe suroeste) y en julio (oeste del Caribe suroeste). Al hacer la corrección estérica, es decir $\tilde{\eta} = \eta - \eta_{ss}$, se ve que la fase del ciclo estacional de $\tilde{\eta}$ ($= \eta_d$, figura 5f) incrementa su estructura y se hace mas compleja debido a que se le extrae una componente de gran escala que en cierto modo homogeniza la fase de del armónico de η (figura 5b). Se blanqueo los sitios en donde la amplitud era menor a 1 cm (partes blancas en la figura 5f) para tratar de eliminar los saltos en la fase. El tiempo de ocurrencia de las variaciones máximas de $\tilde{\eta}$ es durante los meses de junio-octubre (temporada de lluvia) para el este del Caribe y porción este del Caribe central; en el suroeste del Mar Caribe y también de la Española (figura 1a) y en casi todo el Mar de Caimán se encuentra que el máximo ocurre durante la época seca (noviembre-abril).

En la figura 6 se muestran los promedios zonales, entre los 100° y 60° W sobre el Golfo de México y Mar Caribe, de las amplitudes y las fases de las tres componentes, $\tilde{\eta}$, η y η_{ss} . Se observa, que la amplitud (figura 6a) decae de 2-4 cm al realizar la corrección estérica, y que los valores máximos de amplitud (~6 cm, línea discontinua) ocurren en latitudes tropicales (10-15°) probablemente sobre la región suroeste del Mar

Caribe, que es donde la varianza se incrementa con la extracción de la componente estérica (figura 4). Sin embargo, los máximos de amplitud de η_{ss} (~4 cm, línea punteada) ocurren en las latitudes medias (20-30°), donde la componente estérica empieza a ser importante. La fase denota que los máximos ocurren, para las tres variables, entre los meses de verano (julio-septiembre).

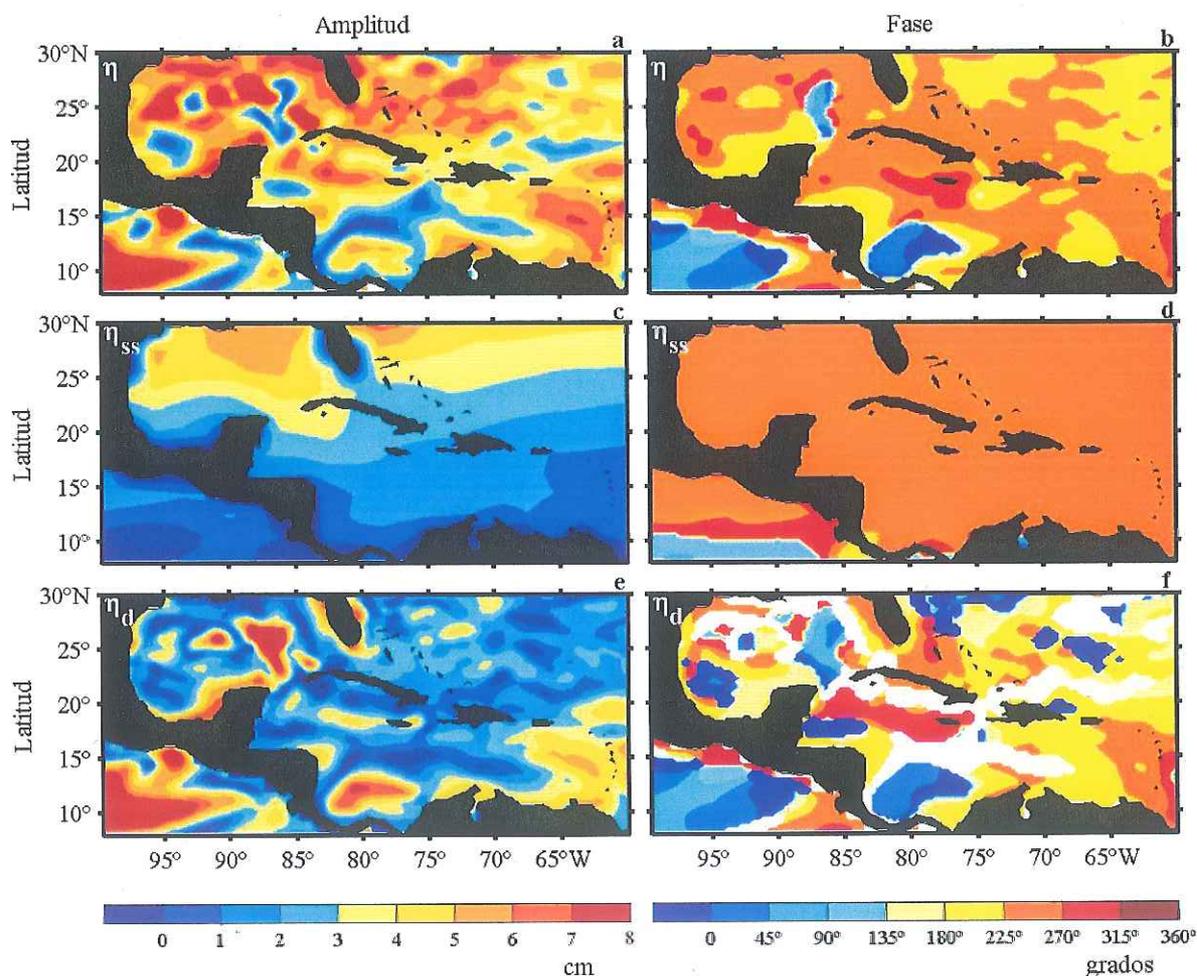


Figura 5. Amplitud y fase del armónico anual ajustado con cuadrados mínimos. (a) y (b) corresponden al ciclo anual de la anomalía ssh (η) relativa a una media de 10 años, (c) y (d) para la componente estérica superficial (η_{ss}) y (e) y (f) para el residuo ($\tilde{\eta} = \eta_d$). El intervalo de los contornos para la amplitud es de 1 cm y para la fase es de 45°. Los contornos blancos en 5f indican blanqueo de amplitud <1 cm.

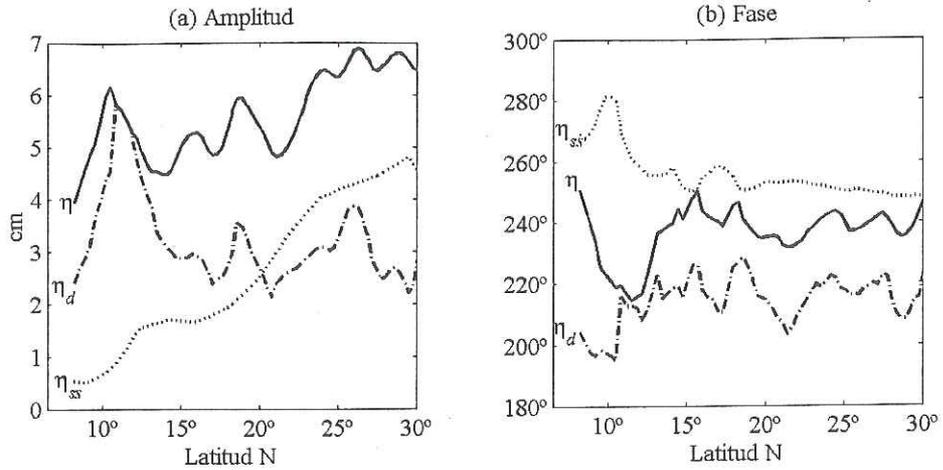


Figura 6. Promedio zonal entre 100° y 60° W para (a) la amplitud y (b) la fase de η (línea continua), η_{ss} (línea punteada) y $\tilde{\eta} = \eta_d$ (línea discontinua).

IV. Velocidad geostrófica superficial (u, v), energía cinética (E_c), Teorema de Stokes (ω) y enstrofía (q).

Con la finalidad de estudiar las variaciones de mesoescala de la circulación superficial del Mar Caribe se calculó, suponiendo geostrofia, la velocidad superficial y la energía cinética geostrófica. Se utilizó el Teorema de Stokes para calcular la vorticidad promedio de diversas regiones y se calculó la enstrofía en cada punto de la malla de los campos de la anomalía dinámica del nivel del mar.

El campo de velocidad geostrófica se calcula con las ecuaciones de movimiento para la superficie libre (Gill, 1982),

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial y} \quad v = \frac{g}{f} \frac{\partial \tilde{\eta}}{\partial x} \quad (11)$$

donde f es el parámetro de Coriolis dado por $2\Omega \sin\phi$ (donde Ω es la velocidad angular de la tierra y ϕ la latitud).

La energía cinética por unidad de área se calcula de acuerdo a Gill (1982), en cada punto de la malla y suponiendo geostrofia (ecuación [11])

$$E_c = \frac{1}{2}(u^2 + v^2) \quad (12)$$

El Teorema de Stokes, de acuerdo a von Schwind (1980), se utilizó para calcular la vorticidad promedio,

$$\omega = \frac{1}{A} \oint \vec{u} \cdot d\vec{l} \quad (13)$$

donde \vec{u} es la velocidad (u,v) , $d\vec{l}$ es el diferencial de línea (dx,dy) , y ω es la vorticidad promedio en cada región de área A del Golfo de México y Mar Caribe (figura 8).

La enstrofia se calcula de acuerdo a Pedlosky (1987)

$$q = \frac{1}{2}\omega^2 \quad (14)$$

en donde q representa la varianza de la vorticidad (ω), y pueden calcularse los valores promedio en cada región del Golfo de México y Mar Caribe (figura 8): $\langle q \rangle = \frac{1}{A} \int q dx dy$

En el capítulo 6 se realiza un análisis de estas cantidades para las diferentes regiones del Mar Caribe y Golfo de México. Antes, en el capítulo 5, se estudia la propagación de las anomalías de la elevación dinámica del nivel del mar a lo largo del Mar Caribe.

V. Propagación de estructuras de mesoescala y su rapidez media.

Los diagramas espacio-temporales son útiles para visualizar la propagación de estructuras de mesoescala como ondas y remolinos; sin embargo, el cálculo de la rapidez de propagación promedio es difícil de obtener directamente de la inspección gráfica.

Recientemente se ha utilizado la transformada de Radon en 2 dimensiones (Chelton y Schalx, 1996; Polito y Cornillion, 1997; Challenor et al., 2001) a secciones espacio-temporales para encontrar la rapidez media de propagación. Este método consiste en proyectar a los diagramas Havmöller (espacio-temporales a lo largo de trayectorias) en una línea que se encuentra en el rango de 0-180° (el eje de longitud o x ; el eje de tiempo o y está a los 90°); de tal forma que la proyección presenta un máximo de energía cuando dicha línea es perpendicular a la alineación de las estructuras ciclónicas y anticiclónicas.

Challenor et al., (2001) suponen que $f(x)$ es una función del vector bidimensional $x=(x,t)$, en donde x es la longitud y t el tiempo. Si L es una línea arbitraria con ángulo θ con respecto al eje x , entonces, la transformada de Radon se define como la proyección de $f(x)$ sobre L , entonces,

$$tr(s, \theta) = \int_n f(x) dn \quad (14)$$

donde n es la dirección ortogonal a L (a lo largo de la cual se realiza la integral) y s es la coordenada en L . Para un ángulo θ dado, la transformada de Radon es una función unidimensional de la coordenada s . Entonces, la ecuación (14) puede ser reescrita en términos de las coordenadas x y t ,

$$tr(x', \theta) = \int_{t'} f(x, t) \left| \begin{array}{l} x = x' \cos \theta - t' \sin \theta \\ t = x' \sin \theta + t' \cos \theta \end{array} \right| dt' \quad (15)$$

La rapidez de propagación se determina cuando el ángulo θ es perpendicular a la proyección de máxima varianza. La transformada de Radon está relacionada a la transformada de Fourier por el Teorema "Projection-Slide", en el que la transformada de Radon a un ángulo θ es el inverso de la transformada de Fourier a ese mismo θ en el espacio de Fourier. El ángulo en el que $\int tr^2(x',\theta)dx'$ (donde tr viene de la ecuación [15]) es máximo, es aquel en el que la "imagen" tiene la mayor proyección. En la figura 7a se presenta esquemáticamente la transformada de Radon en 2 dimensiones de una sección espacio-temporal.

En la figura 7b se muestra la gráfica de la energía de la transformada de Radon (tr^2) en la que se observa que este análisis es robusto, con el máximo de energía ($\sim 100 \times 10^6$) definido a los 28° con respecto al eje de longitud (x). Además se utilizó un intervalo de 10° ($23-33^\circ$) con la finalidad de encontrar la desviación estándar alrededor del ángulo de máxima proyección (28°) la cual se encontró que es de 3° que corresponde a una rapidez de 2 cm/s.

En la figura 7c se presentan los diagramas Havmöller de $\tilde{\eta}$; el origen de las gráficas está en la longitud mas oriental, de manera que pendientes positivas indican propagación hacia el oeste. Estos diagramas fueron calculados sobre líneas de latitud constante ($A \rightarrow 14^\circ$ N y $B \rightarrow 16^\circ$ N) para ver la propagación longitudinal de las señales, y se observa claramente que existe propagación hacia el oeste de estructuras ciclónicas y anticiclónicas. Las líneas negras representan la curva obtenida con la transformada de Radon; y para la cual la rapidez media de propagación se obtiene con el inverso de su pendiente. Esta rapidez media es de 12 ± 2 cm/s similar a la encontrada en los trabajos previos de Molinari et al.,

(1981); Fu y Holt, (1983); Nystuen y Andrade, (1993); Carton y Chao, (1999); Murphy et al., (1999); Andrade y Barton, (2000) y Oey et al., (2003). En esta figura se incluyen los resultados obtenidos por otros autores, ya sea mediante observaciones (Nystuen y Andrade, 1993; Carton y Chao, 1999) o modelos numéricos (Murphy et al., 1999), para compararlos con lo encontrado en este trabajo.

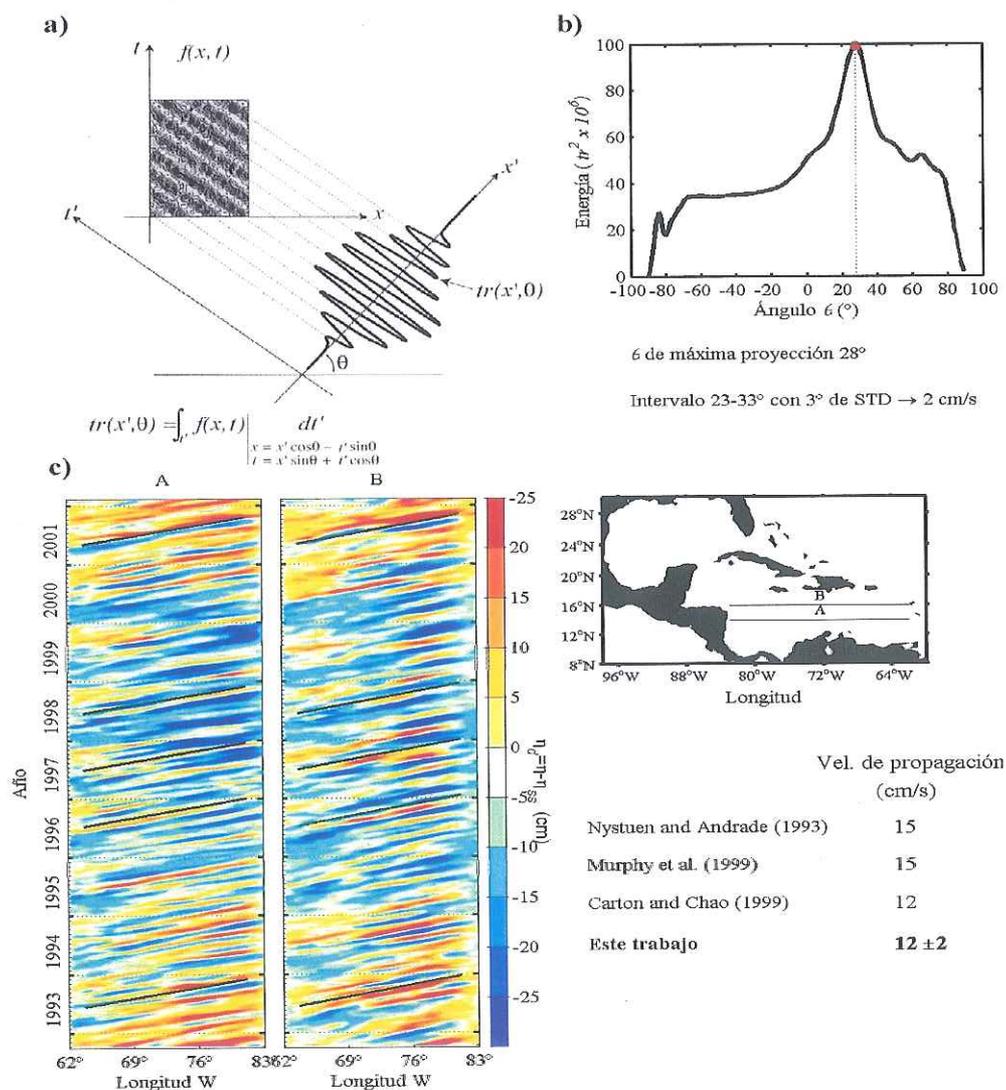


Figura 7. a) Representación esquemática de la transformada de Radon en 2D de una sección espacio-temporal. Tomada de Challenor et al., 2001. b) Energía de la transformada de Radon (tr^2). c) Diagramas Havnöller de $\eta_d (= \tilde{\eta})$ en donde se muestran anomalías ciclónicas y anticiclónicas que se propagan hacia el oeste. La rapidez media de propagación se calculó con el uso de la transformada de Radon (tr).

VI. Series de tiempo.

Para tener una mejor representación de las anomalías de la circulación y de la dinámica involucrada, el Mar Caribe y el Golfo de México se dividieron en siete regiones como se muestra en la figura 8. Las series de tiempo en cada región, se obtuvieron para

η , $\tilde{\eta}$, η^2 , $\tilde{\eta}^2$, ω , \mathbf{q} , y E_c ,

$$st = \frac{1}{A} \int (\text{variable}) dA \quad (16)$$

en donde A y dA son el área y el diferencial de área, respectivamente, de cada región.

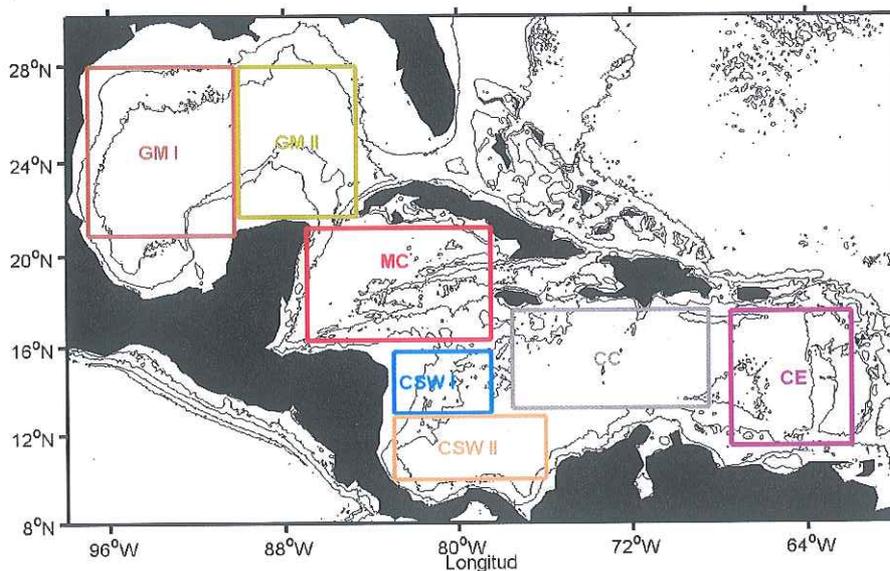


Figura 8. Regiones sobre el Mar Caribe y el Golfo de México. Golfo de México (GM I y II), Mar de Caimán (MC), Caribe Suroeste (CSW I y II), Caribe Central (CC) y Caribe Este (CE).

VI.1 Anomalías de $\tilde{\eta}$, η y ω .

A continuación se describen los resultados obtenidos del cálculo de las series de tiempo de las anomalías de $\tilde{\eta}$, η y ω .

En la figura 9 se muestran las series de tiempo de $\tilde{\eta}$ y η (en negro y línea roja, respectivamente) para cada región. Se observa que las mayores amplitudes de $\tilde{\eta}$ ocurren en la región GM II en el año 1998 (-10 cm), en CSW I (10 cm en el 2001 y -10 cm en 1997-1999), en CSW II durante 1998 (-10 cm) y 2001 (10 cm) y en CC en el año 2001.

Es claro que existen periodos grandes de hasta 24 meses de anomalía negativa como es el caso de la región MC en el periodo 1994-1996 o bien de 9-15 meses como ocurre en GM I y II (15 en 1995-96, 12 en 1996-97 y 13 en 1998-99, respectivamente), en CSW II (13 en 1998) y en la región CC (13 en 1995-96, 9 en 1997, 12 en 1998 y 11 en 1999-2000); en el resto de las regiones estos periodos tienen una duración menor a los 9 meses. Este mismo comportamiento se hace presente en las anomalías positivas con 17 y 14 meses de duración en la región GM II (1999 y 2001, respectivamente), 10 y 14 meses en MC (1993 y 2001), 12 en 1993 en la región CSW I, 9 y 15 en 1992-93 y 15 en 2001, respectivamente en CSW II, 16 y 14 meses en CC (1993 y 2001) y finalmente 8 y 9 en el periodo de los años 2000 y 2001 en la región este del Mar Caribe (CE). El resto de los años esta dominado por cambios positivos y negativos de la anomalía. Este mismo comportamiento se vio en los promedios meridionales (figura 3b), en donde resalta a la vista que las anomalías mantienen su signo por periodos largos de entre 1 a 3 años.

Las anomalías de η exhiben un comportamiento similar aunque en algunas ocasiones los periodos de anomalía positiva/negativa son menores o mayores que los

observados en $\tilde{\eta}$. Otras veces se observan cambios de signo entre la componente dinámica y la η (como sucede durante el año 1995 en la región GM II y 1997 en GM I, entre otras) lo que denota la importancia de la corrección estérica.

También se observa una gran variabilidad estacional e interanual en las siete regiones y para ambas cantidades ($\tilde{\eta}$ y η) aunque en la región CSW I esta variabilidad es mucho mayor que en el resto de las regiones probablemente debido a que en esta zona ocurre la mayor parte de la disipación de las estructuras de mesoescala al encontrarse con la barrera natural de la Elevación de América Central (figura 1b).

En la figura 10 se presentan las series de tiempo de la vorticidad geostrófica (ω) de cada región descrita en la figura 8. Se observa que los valores máximos de vorticidad ciclónica ($2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) se localizan en la región GM II en el año 1995, en CSW II en el año 1994 y en el 2000, y en la región Caribe Central (CC) durante 1993 y 1994. El valor máximo ($2.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) de vorticidad anticiclónica se encuentra en la región CC durante el año 2000, mientras que en el resto de las regiones el valor máximo de vorticidad anticiclónica es menor a $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$.

La vorticidad presenta periodos de 4-6 meses en los que domina la circulación ciclónica como es el caso del año 1993-94 y 1996 en el GM I, durante 1995 en la región GM II y en el año 1994 y 2000 de CSW II. Se observa que los periodos donde domina la vorticidad anticiclónica tienen una duración mayor (9-12 meses en 1996-97 y 1998-99, respectivamente) en la región GM II comparado con aquellos de signo opuesto, mientras que en el resto de las regiones, la duración de la circulación anticiclónica es menor a la

ciclónica (6-8). Esto se observa en la región GM I donde los periodos mayores de vorticidad anticiclónica son de 6 meses en 1995 y 8 en 1996-97 en GM I, de 6 meses en 1999 para la región CWS I y de 6 en 1994 en CSW II. Las otras regiones están dominadas por periodos cortos de circulación ciclónica y anticiclónica del orden de semanas a 2 o 3 meses, lo que sugiere una gran variabilidad de alta frecuencia posiblemente debida a ondas y advección.

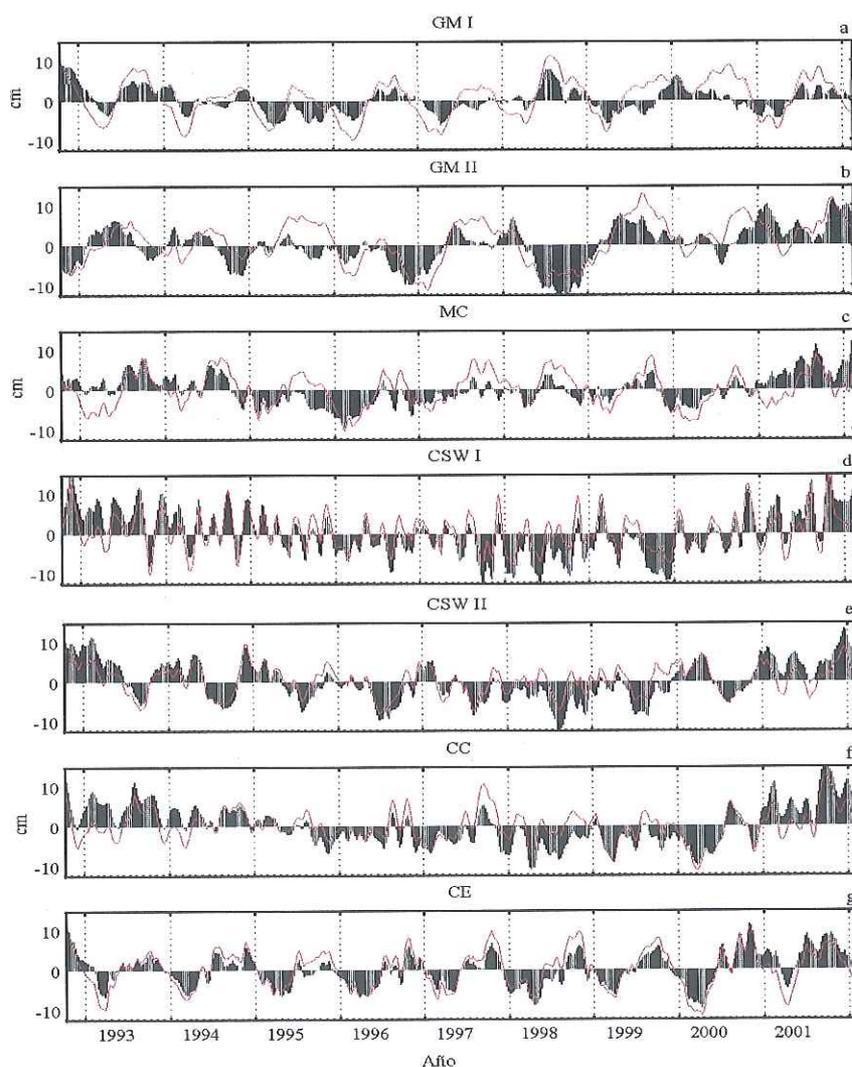


Figura 9. Series de tiempo de $\tilde{\eta}$ (en negro) para cada región en el Mar Caribe y Golfo de México. La línea roja es la serie de tiempo para η .

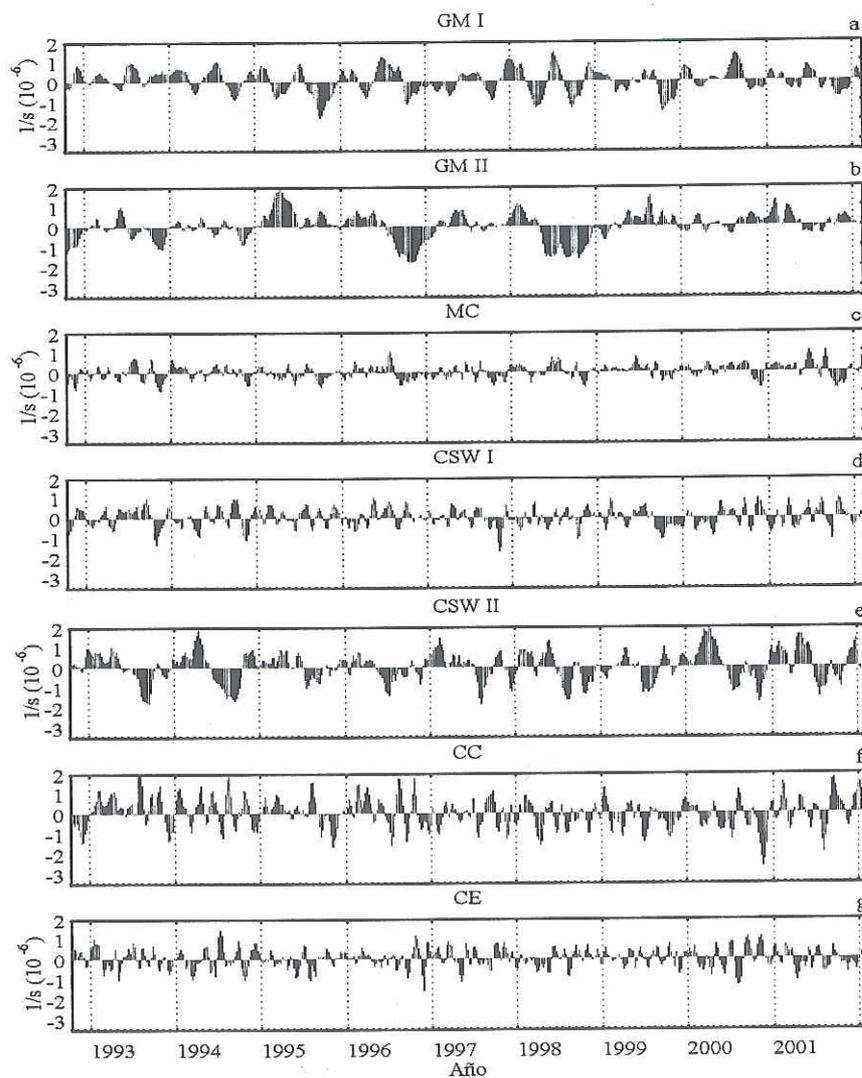


Figura 10. Series de tiempo de la vorticidad geostrófica (ω) para cada región en el Mar Caribe y Golfo de México.

VII. Variabilidad temporal.

VII.1 Variabilidad temporal de la componente dinámica ($\tilde{\eta}$) y total (η).

A continuación se describe la evolución temporal de la varianza del nivel del mar total (η^2) y de la anomalía de la componente dinámica ($\tilde{\eta}^2$) con la finalidad de entender y comparar sus características en escalas intraestacional, estacional e interanual en tres regiones representativas del Mar Caribe. Además se lleva a cabo una identificación de la propagación de las anomalías tanto del nivel del mar total (η^2) como de la anomalía de la componente dinámica ($\tilde{\eta}^2$).

En la figura 11 se muestran las series de tiempo de la variabilidad de la anomalía de nivel del mar ($\tilde{\eta}^2$) para la región del Mar Caribe Central (CC, línea gruesa), Mar Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y para el Mar de Caimán (MC, línea punteada). Para poder identificar la posible propagación de las anomalías, las series de tiempo se dividieron por año, en donde (a) corresponde al periodo 14/10/92–29/12/93, (b) para 05/01/94–28/12/94, (c) 04/01/95–27/12/95, (d) 3/01/96–25/12/96, (e) 01/01/97–24/12/97, (f) es para el periodo del 07/01/98–30/12/98, (g) 06/01/99–29/12/99), (h) 05/01/00–27/12/00) y finalmente (i) que corresponde al periodo 03/01/01– 06/02/02.

En todos los años se observa que la región CC es la que presenta la mayor variabilidad con algunas excepciones en donde la región CSW I es mayor, como ocurre durante noviembre de 1992 y octubre de 1993, así como en marzo-abril de 1994 y 2001, febrero y noviembre de 1995 y 1999, marzo de 1996, noviembre-diciembre de 1997,

octubre-noviembre de 1998, 2000 y 2001. El máximo de variabilidad (de 1.5 a 3 cm²) en la región CC ocurre, frecuentemente, durante la temporada de lluvia (junio-octubre), pero existen años como en 1998 y 2000 en donde existe un máximo de menor magnitud durante los meses de marzo y abril; o bien, como es el caso de 1999 en donde el máximo absoluto ocurre en los primeros meses del año (marzo-abril). Este comportamiento probablemente se deba al rotacional del esfuerzo del viento, ya que el máximo ocurre durante la época de lluvia tanto para la región CC como para CSW I, la cual también presenta el máximo de variabilidad durante esos meses, aunque con un desfase de semanas o de 2 a 3 meses.

De las tres áreas presentadas en la figura 11, la región MC (línea punteada) es la que presenta la menor variabilidad con valores entre los 0.3 y los 1.5 cm², pero es la que exhibe una mayor variabilidad interanual ya que el máximo ocurre en agosto-octubre para los años 1993, 1999 y 1997, junio-agosto para 1994, 1998 y 2001, y en enero-marzo para el resto del tiempo (1995, 1996 y 2000).

En la figura 12 se presentan las series de tiempo de la variabilidad de la componente dinámica ($\tilde{\eta}^2$) para la región Mar Caribe Central (CC, línea gruesa), Mar Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y para el Mar de Caimán (MC, línea punteada). De la misma forma que en la figura 11, las series de tiempo de $\tilde{\eta}^2$ se dividieron por año.

Se observa que la variabilidad de $\tilde{\eta}^2$ es similar a la de η^2 con un aumento de 0.5-1 cm² en la variabilidad de la región CC para los años 1993, 1995, 1998, 1999 y 2001, también se ve que hay una disminución del orden de 0.3 cm² en el año 2000 y un cambio

de estructura en los años 1994, 1996 y 1997. Se ve que en 1996 la variabilidad estacional se incrementa al aplicar la corrección estérica, ya que se hace mas marcada la diferencia entre la época seca y la temporada de lluvia. Para los años 1994 y 1997 esta variabilidad estacional disminuye al aumentar ligeramente la varianza en los meses secos y disminuir la de los meses húmedos.

En la región CSW I la variabilidad se incrementa en los años 1994, 1997, 1998, 1999 y 2001, resultado que se esperaba debido a que en esa región la corrección estérica es importante (figura 4) ya que la varianza se incrementa hasta un 80%. En el mes de noviembre de 1992 (figura 12a), se observa que la variabilidad aumenta, mientras que para noviembre de 1993 disminuye; estos cambios son de aproximadamente 1 cm^2 en ambos casos. En los años 1995 y 1996 se observa que la componente dinámica adquiere mas estructura, es decir, la variabilidad aumenta. El máximo de variabilidad encontrado durante agosto-septiembre de 1996 en la figura 11d se incrementa al aplicar la corrección estérica en la figura 12d. Para el año 2000 se ve una reducción de aproximadamente 0.5 cm^2 , que no afecta en demasía a la variabilidad presente en el campo de r^2 .

La región MC (línea punteada) disminuye ligeramente ($\sim 0.5 \text{ cm}^2$) en todos los años sin sufrir un cambio notable en la casi inexistente variabilidad. El único año en el que la variabilidad aumenta aproximadamente 0.5 cm^2 es en el 2001, en el cual la variabilidad aumenta al incrementarse la varianza durante los meses de lluvia.

Al comparar un año con otro de la figura 11, así como los correspondientes a la figura 12, se observa claramente que existe una gran variabilidad interanual principalmente

en las regiones CC y CSW I pues se perciben diferencias marcadas entre 1993 y 1994; 1996, 1997, 1998, 1999, 2000 y 2001. En la región MC no se observa mucha discrepancia de un año a otro, por lo que en esa región existe poca variabilidad interanual. El hecho de que exista una gran variabilidad interanual posiblemente se deba al paso de remolinos ciclónicos y anticiclónicos de mesoescala, los cuales no ocurren con la misma frecuencia cada año. En el capítulo 9 se realiza un análisis espectral con el que se obtiene la banda de frecuencia a la que ocurre la mayor variabilidad y en la que se encuentra que el tiempo de ocurrencia de los remolinos es muy variable.

Tanto en la varianza del nivel del mar total (figura 11) como en la de la componente dinámica (figura 12), se observa que en los 10 años existe una gran variabilidad intraestacional, principalmente en la temporada de lluvia (junio-octubre) de las regiones CC y CSW I. Sin embargo, durante la época seca (noviembre-abril) también existe una variabilidad intraestacional en las regiones CC y CSW I, aunque en los años 1994, 1995 y 1996 es mucho menor que en los meses de lluvia. En la región MC se percibe que la variabilidad intraestacional es prácticamente nula, ya que no se observan grandes cambios de la varianza del nivel del mar (total y dinámica) de un mes a otro.

Como se vio en la figura 7b, la propagación de estructuras ciclónicas y anticiclónicas de mesoescala existe en el Mar Caribe. Esta propagación también es posible observarla en las gráficas de variabilidad, tanto de $\tilde{\eta}^2$ (figura 12) como en las de η^2 (figura 11), aunque en algunos años es mucho más evidente. Dado que la propagación es hacia el oeste se espera encontrar un máximo en la región CC, aproximadamente 1-2 meses más

tarde un máximo en la región CSW I y finalmente después de 3-4 meses en la zona MC. En el área MC esta propagación se observa con menor frecuencia, esto debido a que la mayor parte de los remolinos son disipados en la Elevación de América Central (figura 1b; Andrade y Barton, 2000).

Un ejemplo en el que se observa la propagación de la región CC hasta MC, es en el año 1993 para ambas anomalías ($\tilde{\eta}^2$ y η^2). El 11 de agosto de 1993 ocurre un máximo en el Caribe Central (CC), el 15 de septiembre en CSW I y por ultimo el 6 de octubre en el Mar de Caimán (MC). Otro ejemplo ocurre en 1998 en el cual, el máximo en CC sucede el 1^{ro} de abril, seguido del máximo en CSW I el 27 de mayo y el 15 de julio para la región MC. Para la componente dinámica no se observa propagación hacia el Mar de Caimán en todo el año 1998.

En 1999 se observan dos máximos en CC (uno el 18 de agosto y otro el 20 de octubre), así como también en la región CSW I pero con un desfase de aproximadamente 1 mes (22 de septiembre y 1ro de diciembre) lo que indica propagación hacia el oeste. Para ese mismo año se encuentran dos máximos en el MC (29 de septiembre y 24 de noviembre) lo que hace suponer la generación de un remolino, posiblemente debido a la interacción de la Corriente del Caribe con la topografía o a la intrusión vía el Paso de los Vientos (figura 1b), que se propaga hacia el oeste. En el resto de los años la propagación es principalmente de la región CC a CSW I, esto debido a que probablemente los remolinos que se propagan hacia el MC son de menor amplitud que en las otras dos regiones y por tal, la señal del MC es de menor magnitud.

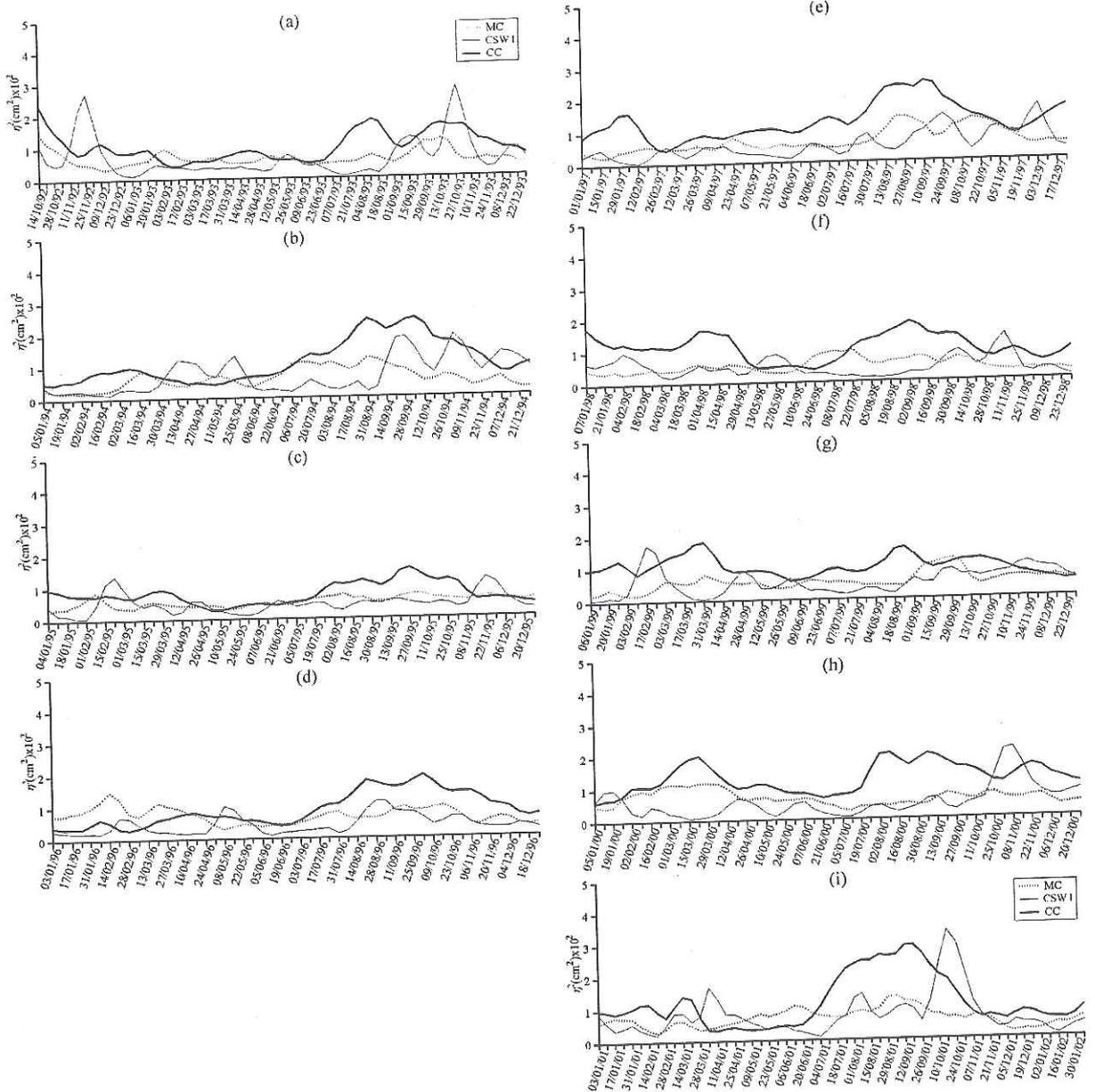


Figura 11. Series de tiempo de r^2 para la región Caribe Central (CC, línea gruesa), Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y Mar de Caimán (MC, línea punteada), divididas por año. (a) Corresponde al periodo 14/10/92 – 29/12/93, (b) 05/01/94 – 28/12/94, (c) 04/01/95 – 27/12/95, (d) 03/01/96 – 25/12/96, (e) 01/01/97 – 24/12/97, (f) 07/01/98 – 30/12/98, (g) 06/01/99 – 29/12/99, (h) 05/01/00 – 27/12/00 y finalmente (i) es para el 03/01/01 – 06/02/02.

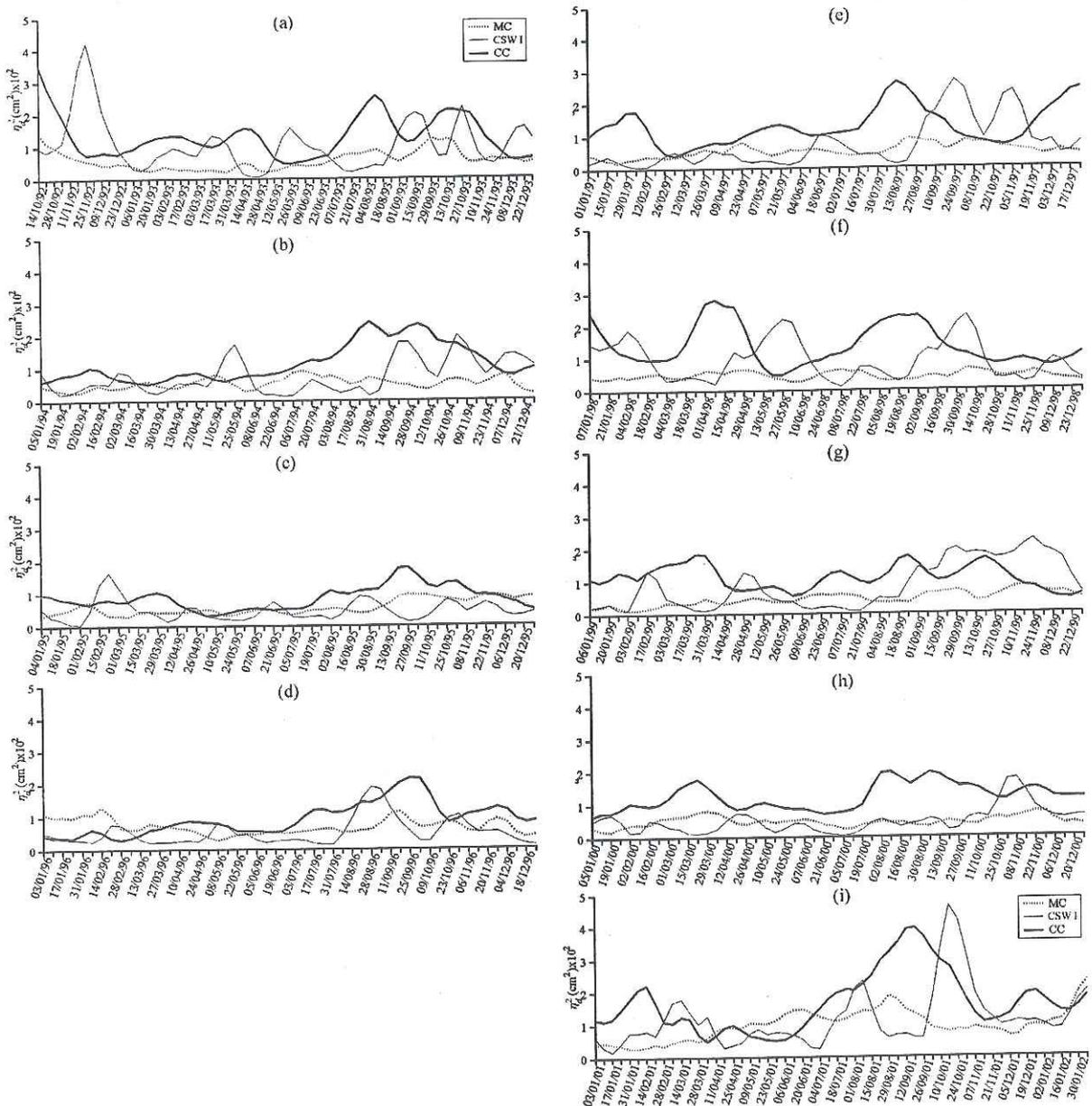


Figura 12. Series de tiempo de $\bar{\eta}^2 (= \eta_d^2)$ para la región Caribe Central (CC, línea gruesa), Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y Mar de Caimán (MC, línea punteada), divididas por año. (a) Corresponde al periodo 14/10/92 – 29/12/93, (b) 05/01/94 – 28/12/94, (c) 04/01/95 – 27/12/95, (d) 03/01/96 – 25/12/96, (e) 01/01/97 – 24/12/97, (f) 07/01/98 – 30/12/98, (g) 06/01/99 – 29/12/99, (h) 05/01/00 – 27/12/00 y finalmente (i) es para el 03/01/01 – 06/02/02.

VII.2 Variabilidad temporal de la energía cinética (E_c) y de la enstrofía (q).

A continuación se describe la variabilidad temporal de la energía cinética (E_c) y de la enstrofía (q) con la finalidad de estudiar las características de estas variables en tres regiones representativas del Mar Caribe. También se realiza una identificación de la propagación de la energía cinética (E_c) y de la enstrofía (q) correspondientes a la componente dinámica ($\tilde{\eta}$) de la anomalía del nivel del mar.

En la figura 13 se presentan las series de tiempo de la variabilidad de la energía cinética (E_c ; en rojo) y de la enstrofía (q ; en negro) para la región Mar Caribe Central (CC, línea gruesa), Mar Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y para el Mar de Caimán (MC, línea punteada). Para visualizar mejor la variabilidad de E_c y q , las series de tiempo se dividieron por año, en donde (a) corresponde al periodo 14/10/92–29/12/93, (b) para 05/01/94–28/12/94, (c) 04/01/95–27/12/95, (d) 3/01/96–25/12/96, (e) 01/01/97–24/12/97, (f) es para el periodo del 07/01/98–30/12/98, (g) 06/01/99–29/12/99, (h) 05/01/00–27/12/00) y finalmente (i) que corresponde al periodo 03/01/01– 06/02/02.

Como en el análisis anterior (figuras 11 y 12) la región CC es la que presenta la mayor variabilidad durante casi todo el tiempo con unas cuantas excepciones en donde la región CSW I es mayor. Esto ocurre en abril-mayo y noviembre de 1994; febrero-marzo de 1995; octubre-noviembre de 1997; octubre de 1998; septiembre de 1999; abril del 2000 y en marzo, septiembre-octubre, noviembre y diciembre del año 2001. El máximo de variabilidad de E_c ($5-10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; en rojo) ocurre durante la temporada de lluvia (junio-

octubre) con la ocurrencia del valor mayor ($10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) en el año 2001 y el mínimo ($5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) en el año 1995.

En la región CSW I ocurre un comportamiento similar en la mayoría de los años excepto en 1995 y 2001 pues, los valores máximos de E_c suceden en febrero y marzo respectivamente; mientras que en el 2000 se observa que el máximo de abril es aproximadamente de la misma magnitud que el de octubre ($\sim 4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$). Otro año en que el máximo no está definido tan claramente durante el periodo junio-octubre es 1994 pues existe un máximo en abril-mayo de la misma magnitud ($\sim 4.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) que el encontrado en septiembre, sin embargo, el máximo absoluto ($5.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) de ese año ocurre evidentemente en noviembre-diciembre.

Al igual que en la anomalía del nivel del mar total y dinámica (figuras 11 y 12), se observa que la región MC (línea punteada) es la que presenta la menor variabilidad de E_c con valores entre 1 y $3.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ y a su vez es la que exhibe la mayor variabilidad interanual pues el máximo ocurre en abril-mayo en 1994; agosto-septiembre-octubre en 1995, 1996, 1997 y 1998; mayo-junio-julio en los años 1999, 2000 y 2001.

La enstrofía (q ; figura 13 en negro) describe un comportamiento similar al de la energía cinética (E_c ; en rojo) en las tres regiones y durante los 10 años. Sin embargo, existen periodos en los que q difiere de E_c . Para la región CC esto ocurre el 7 de junio de 1995 pues se observa que los valores de E_c se incrementan mientras los de q disminuyen; en 1996 se percibe que el máximo de q ($1.7 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$; 2 de octubre) está desfasado 14 días del máximo de E_c ($7 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; 18 de septiembre), y que el 4 de diciembre los valores E_c de

disminuyen al aumentar la enstrofía. En 1999 se advierte que el máximo relativo de E_c (4.5 m^2s^{-2} ; 3 de febrero) está desfasado una semana del máximo relativo de q ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$; 27 de enero) y que el 10 de febrero los valores de q se incrementan al reducirse los de E_c .

La región CSW I también presenta diferencias entre q y E_c , ya que el máximo de q ($1 \times 10^{-11} s^{-2}$; 30 de noviembre de 1994 y $0.7 \times 10^{-11} s^{-2}$; 11 de octubre del 2000) está desfasado una semana del máximo de E_c ($6 m^2s^{-2}$; 23 de noviembre de 1994, $4.5 m^2s^{-2}$; 18 de octubre del 2000). También se ve que el 28 de septiembre de 1994 los valores de q decrecen al intensificarse E_c , mientras que el 9 de julio de 1997 ocurre lo contrario, es decir, E_c aumenta y q disminuye. El resto del tiempo el comportamiento de q y E_c es muy similar en ambas regiones (CC y CSW I). La enstrofía y la energía cinética de la región MC exhiben un comportamiento semejante durante todo el tiempo.

En la figura 11 y 12 (series de tiempo de η^2 y $\tilde{\eta}^2$, respectivamente), se vio existe desfase entre los máximos de la región CC, CSW I y MC; y por tal motivo es preciso realizar la misma inspección en las series de tiempo de la energía cinética (E_c , figura 13 en rojo) y de la enstrofía (q , figura 13 en negro), pues también debe ser posible observar en ellas dicho desfase. Al igual que en las series de tiempo de $\tilde{\eta}^2$ y η^2 se espera encontrar un máximo en la región CC, aproximadamente 1-2 meses más tarde un máximo en la región CSW I y finalmente después de 3-4 meses uno en la zona MC. Se observa que en algunos años el desfase es mucho más evidente que en otros, y, en lo que se refiere a claridad, esta también difiere de la figura 11 y 12.

Un ejemplo a lo mencionado en el párrafo anterior ocurre en el año 1993 en el cual la propagación del Caribe Central hasta el Mar de Caimán no es tan obvia como en las series de $\tilde{\eta}^2$ y η^2 . Lo mismo ocurre con 1998; sin embargo en 1994, tanto en E_c como en q se observa que la propagación hasta el MC es evidente (máximo en CC el 24 de agosto, 28 de septiembre para CSW I y el 19 de octubre para MC), mientras que las series de $\tilde{\eta}^2$ y η^2 no es tan clara. Tales discrepancias pueden ser inteligibles en el sentido de que el máximo de las anomalías no necesariamente es el máximo de energía cinética o enstrofía, y en el caso de que en $\tilde{\eta}^2$ y η^2 no se observe claramente la propagación hacia el MC y en E_c y q , tal vez se deba a que la amplitud del nivel del mar puede no ser grande, lo que no significa que la vorticidad (y en términos de variabilidad, la enstrofía) sea también pequeña; pues lo importante son los gradientes del nivel del mar (en lo que a E_c y q respecta).

En el área MC esta propagación se observa con menor frecuencia, esto debido a que la mayor parte de los remolinos son disipados en la Elevación de América Central (figura 1b; Andrade y Barton, 2000).

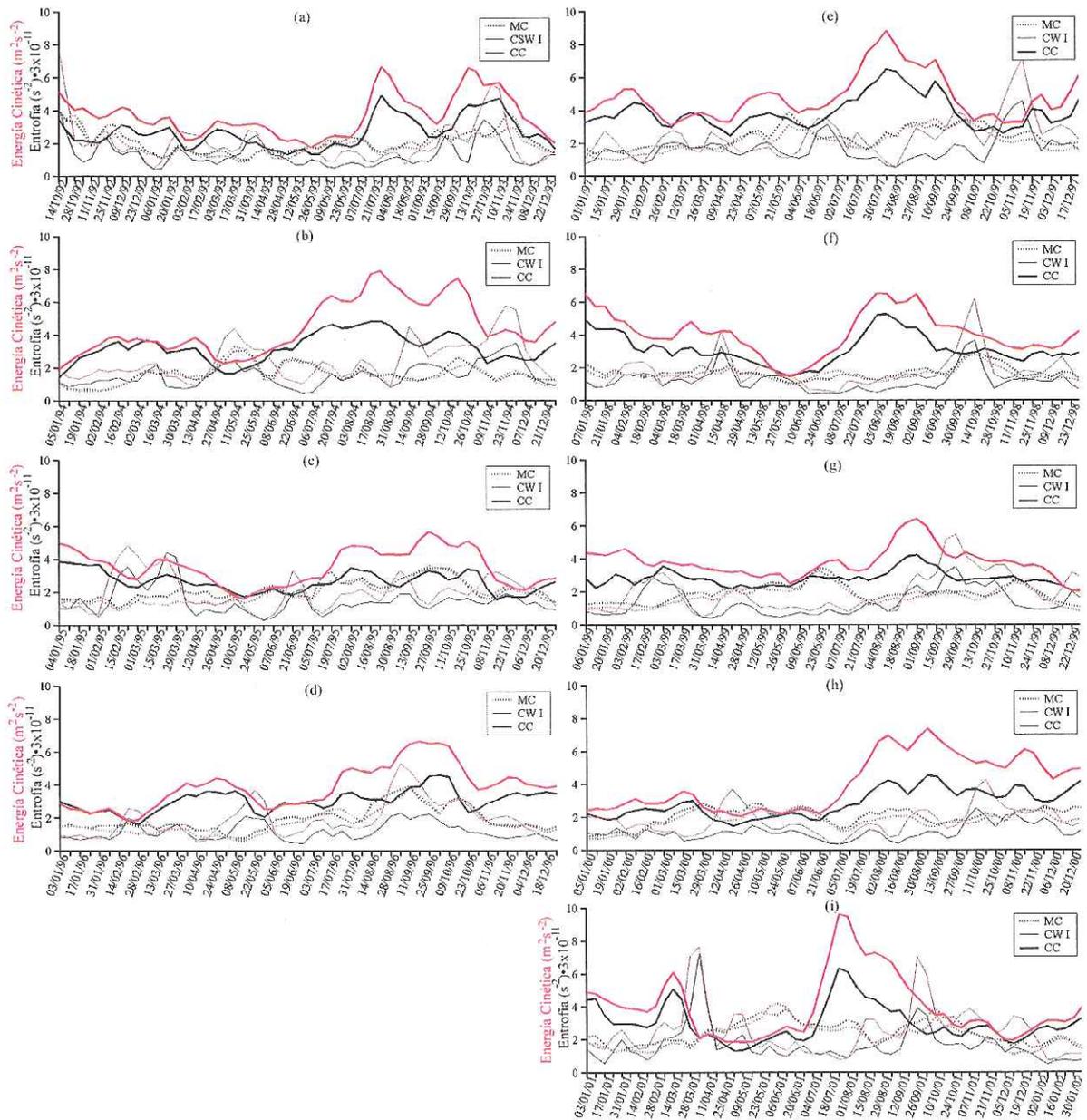


Figura 13. Series de tiempo de E_c (en rojo) y q (en negro) para la región Caribe Central (CC, línea gruesa), Caribe Suroeste I (CSW I, línea delgada) y Mar de Caimán (MC, línea punteada), divididas por año. (a) Corresponde al periodo 14/10/92 – 29/12/93, (b) 05/01/94 – 28/12/94, (c) 04/01/95 – 27/12/95, (d) 03/01/96 – 25/12/96, (e) 01/01/97 – 24/12/97, (f) 07/01/98 – 30/12/98, (g) 06/01/99 – 29/12/99, (h) 05/01/00 – 27/12/00 y finalmente (i) es para el 03/01/01 – 06/02/02.

VIII. Variabilidad espacial.

Con la finalidad de estudiar la variabilidad espacial entre las regiones del Mar Caribe, se calculó el valor rms (“root mean square”) y la energía cinética del campo promedio de 10 años de la anomalía del nivel del mar total (η) para las épocas que rigen el clima en el área de estudio (seca, noviembre-abril; húmeda, junio-octubre). Este cálculo se compara con el campo del valor rms y de energía cinética encontrado en el trabajo de Andrade y Barton (2000) para el periodo 1992-1993.

En la figura 14 se presenta el campo del valor rms (en mm) para a) la temporada seca (temporada fría boreal de noviembre a abril) y para b) la época de lluvia (estación cálida boreal de junio a octubre) del estudio realizado por Andrade y Barton (2000; panel izquierdo) y el efectuado en este trabajo (panel derecho). Los valores de rms de Andrade y Barton son mayores que los del presente estudio debido a que los autores del panel izquierdo de la figura añaden un campo medio a la elevación del nivel del mar total.

Andrade y Barton (2000) encuentran que durante la estación seca, el valor rms del nivel del mar total muestra la máxima variabilidad en el oeste de la región Caribe Central (CC, figura 8), así como también en la porción suroeste del Caribe Este (CE). En la época de lluvias observan que el valor rms es, en general, mayor; con la máxima variabilidad localizada en la región Caribe Suroeste I (CSW I), Mar de Caimán (MC), CC y CE. Además encuentran una probable relación a estructuras topográficas dado que los valores máximos ocurren en las cuencas, mientras que los mínimos se presentan sobre las cordilleras.

El valor rms calculado para el periodo de tiempo 1992-1993 (no se presenta) arroja resultados similares a los obtenidos por Andrade y Barton (2000); sin embargo, el valor rms de la media de 10 años de datos del campo del nivel del mar total (figura 14 panel derecho), no muestra una clara diferencia entre la época seca (a) y la temporada lluviosa (b); aunque si hay discrepancia de estructura entre una estación y la otra. Cuando el clima es seco, se observa una variabilidad máxima en la parte sureste de la región MC; en el oeste, noreste y al sur del CC y en el norte y sureste del CE.

Para la temporada de lluvias se encuentra que el máximo de variabilidad del MC es desplazado hacia el norte; mientras que la variabilidad máxima del CE se incrementa aproximadamente 50mm. En la porción sur del CC la variabilidad se incrementa del orden de 100 mm, y en la parte central de la región CSW I la variabilidad aumenta hasta los 160 mm.

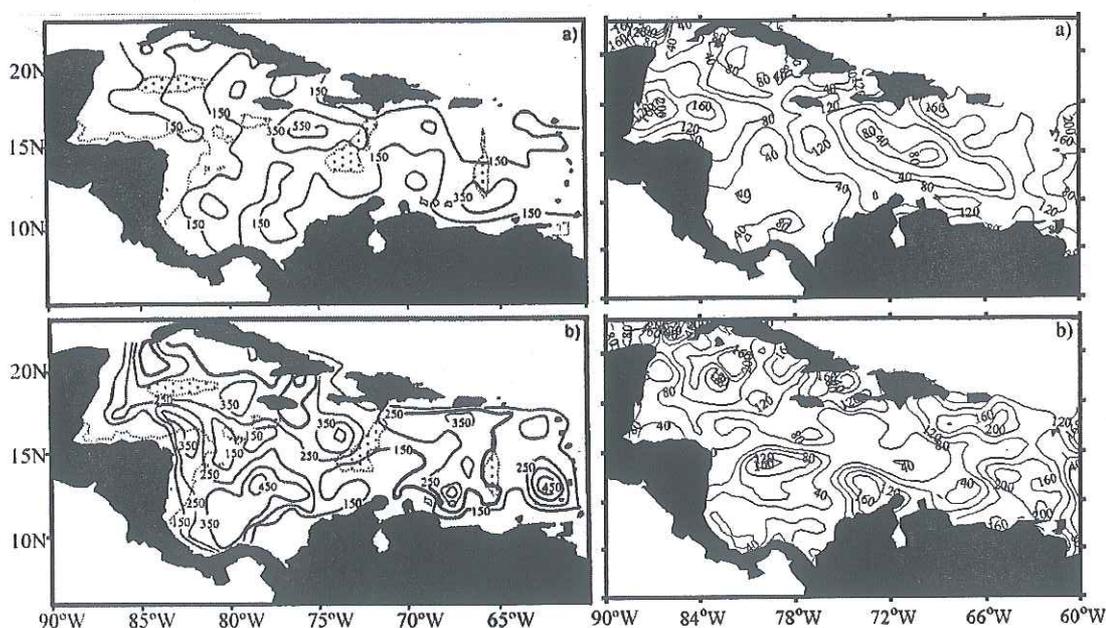


Figura 14. Rms (en mm) del nivel del mar total. *Izquierda* Andrade y Barton (2000), las regiones punteadas corresponden a las cordilleras marinas; *derecha* este trabajo. a) Época seca (noviembre-abril), b) época de lluvia (junio-octubre).

En la figura 15 se muestra el campo de la energía cinética (en m^2s^{-2}) para a) la temporada seca y para b) la época de lluvia del estudio hecho por Andrade y Barton (2000; panel izquierdo) y el realizado en este trabajo (panel derecho).

Andrade y Barton (2000) observan que durante la temporada de lluvia la energía cinética es mayor, y que esto sugiere que la energía cinética del Mar Caribe está más relacionada al movimiento de remolinos que a corrientes generadas por el viento. En ambas estaciones (seca y lluviosa) se encuentran valores máximos al norte de los 14°N así como en la región del Mar Caribe Suroeste. En la región del Mar Caribe Suroeste se observa que los máximos ocurren durante la época de lluvia pues es cuando los remolinos se forman en esa zona.

El cálculo de la energía cinética para el periodo 1992-1993 (no se presenta), exhibe el mismo comportamiento que los resultados encontrados en el estudio de Andrade y Barton (2000); sin embargo, los valores de energía cinética para el promedio de 10 años (figura 15 panel derecho), no presentan tal diferencia entre la época seca (a) y la estación de lluvias (b). Al inspeccionar los resultados obtenidos para la temporada seca se observa que el máximo de energía cinética ($6\text{ m}^2\text{s}^{-2}$) se localiza en la región del Mar Caribe Central (CC; figura 8), y al este y al sur del Mar Caribe Suroeste II (CSW II). Se observa que la energía cinética es de $4\text{ m}^2\text{s}^{-2}$ al noroeste del Mar de Caimán (MC), este de la región CSW I, CSW II, CC y la porción central de la región Caribe Este (CE); mientras que en el resto del Mar Caribe, la energía cinética no sobrepasa los $2\text{ m}^2\text{s}^{-2}$.

Durante la época de lluvia se ve que la energía cinética describe un comportamiento similar, con pequeñas diferencias, al observado en la temporada seca. El máximo de

energía cinética ($6 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) se ubica en la región CC y en la porción sur de CSW II. En el Mar de Caimán (MC) se observan dos máximos relativos ($3 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$) y al este de la región CSW I, CSW II, CC y la porción central de la región Caribe Este (CE); se encuentra que la energía cinética es de $4 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. Este comportamiento, observado en ambas estaciones, sugiere que esa es la trayectoria preferencial de los remolinos. Mas adelante, en el capítulo 12 se verá que efectivamente ese es el camino que los remolinos siguen en su progreso hacia el oeste. En el resto del Mar Caribe la energía cinética no sobrepasa los $2 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$, mientras que en la Elevación de América Central se encuentra que la energía cinética es muy pequeña tanto para los meses de noviembre-abril (época seca) como para los meses de junio a octubre (temporada húmeda).

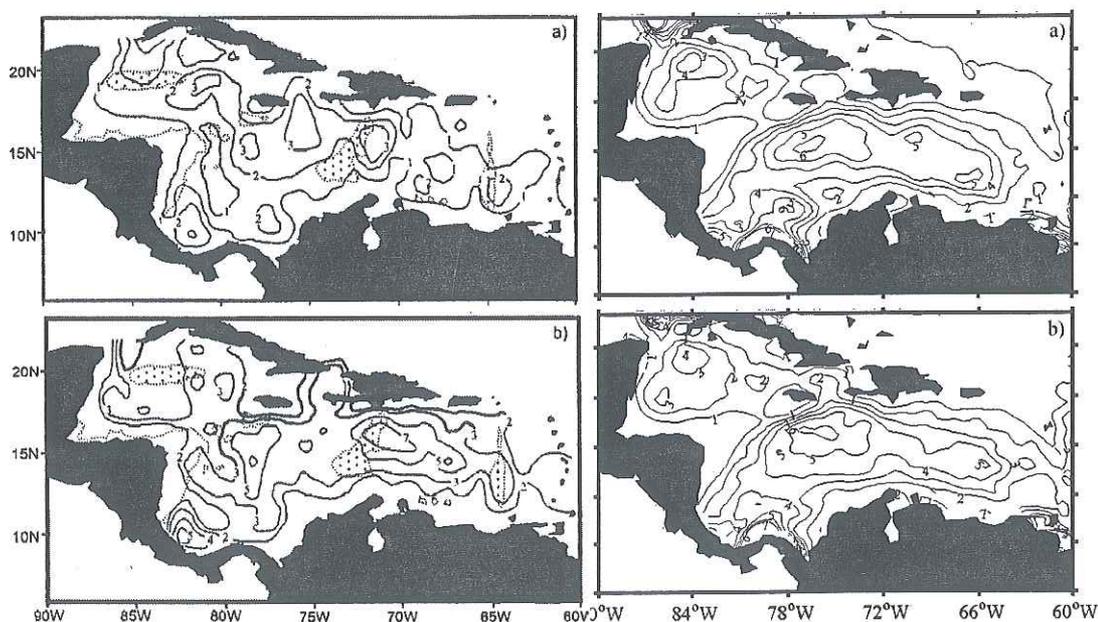


Figura 15. Energía cinética (en m^2s^{-2}) del nivel del mar total. *Izquierda* Andrade y Barton (2000), las regiones punteadas corresponden a las cordilleras marinas; *derecha* este trabajo. a) Época seca (noviembre-abril), b) época de lluvia (junio-octubre).

IX. Análisis espectral.

El análisis espectral de una serie de tiempo permite conocer la distribución de su energía para cada banda de frecuencia (w). En Brigham (1988) el análisis espectral de una función discreta se obtiene con la transformada discreta de Fourier. El análisis espectral en este trabajo se realizó con la rutina de matlab “pmtm: Power Spectral Density (PSD) estimate via the Thomson Multitaper Method (MTM)”. Esta técnica utiliza funciones prolatto esferoidales para promediar el espectro. A las series de tiempo se les ha eliminado la media para disminuir la energía en las bajas frecuencias; y cada serie se dividió en 6 segmentos (con 81 valores cada uno) para calcular la transformada de Fourier con un factor (nw) de 3 que define el ancho de banda de las funciones prolatto esferoidales (usadas como ventanas espectrales). El espectro calculado se obtuvo promediando $2*nw-1$ espectros independientes usando funciones prolatto esferoidales como “tapers”. Los grados de libertad son 12. Posteriormente se promedió el espectro de cada segmento para obtener el espectro de toda la serie de tiempo.

En este trabajo se calculó el espectro de cada una de las siete regiones del Mar Caribe y Golfo de México (definidas en la figura 8), promediando el espectro de cada punto conferido en una misma región,

$$V(w) = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \left[\frac{\Delta t}{nw} \sum_{k=0}^{nw-1} \left| \sum_{t=1}^N h_{t,k} \hat{u}(t, j) e^{-i2\pi w t \Delta t} \right|^2 + \frac{\Delta t}{nw} \sum_{k=0}^{nw-1} \left| \sum_{t=1}^N h_{t,k} \hat{v}(t, j) e^{-i2\pi w t \Delta t} \right|^2 \right] \quad (17)$$

donde \hat{u} y \hat{v} son la anomalía de la componente zonal y meridional, respectivamente, de la velocidad geostrofica superficial; M es el número de puntos contenidos en una misma región, N es la longitud de la serie de tiempo (N =487), $h_{t,k}$ es el “taper” k -esimo y $\Delta t = 7$

días. Los grados de libertad para cada espectro puntual son 12 ya que la serie de tiempo se dividió en 6 segmentos.

En la figura 16 se presenta el espectro de potencias promedio (de varianza conservada) de la anomalía de velocidad geostrofica superficial calculada a partir de los datos de la componente dinámica ($\tilde{\eta}$) para cada región ilustrada en la figura 8. Este se obtuvo tomando el espectro en cada punto de la región y luego promediando los espectros.

En la región GM I se encuentra que la energía contenida en toda el área es de $515 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ y se observa que no existe un pico bien definido, sin embargo, el valor máximo de energía ($253 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$) se localiza en el rango de los 110-200 días. La región GM II tiene una energía total de $1451 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ y a diferencia de GM I se observa la presencia de un pico bien definido en la banda de los 110-250 días con el valor máximo ($718 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$) alrededor de los 140 días.

Para la región MC se obtiene, que la energía total es de $338 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ con el máximo de energía ($206 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$) ubicado en la banda de los 50-100 días; el Caribe Suroeste I (CSW I) tiene una energía total de $506 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ y un pico de máxima energía con valor de $300 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ en el rango de los 50-100 días. La energía total en la región CSW II es de $778 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ con un pico de energía alrededor de los 40 y 200 días y el valor máximo de $451 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ alrededor de los 80 días. En el Caribe Este (CE) la energía total es $474 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$, se observa que el pico de energía se localiza en la banda de los 30-100 días con un máximo de $287 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ alrededor de los 50 días. Finalmente para la región Caribe Central (CC) se obtiene

una energía total de 880 y un pico bien definido entre los 33 y 143 días y un valor máximo de $627 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$ alrededor de los 60 días.

En las regiones del Mar Caribe se observa que la mayor variabilidad tiene lugar en la banda de los 50-100 días, y que en las zonas del Golfo de México ocurre entre los 100 y 200 días; y al parecer, se observa un corrimiento a frecuencias mas bajas en el pico máximo desde el este hacia el Golfo de México. El que los picos salgan en distintas bandas de frecuencia indica procesos no lineales como podría ser el paso de remolinos, así pues, la variabilidad en toda la región esta relacionada, pero esta relación es aparentemente muy “no lineal”. Esto posiblemente porque en el Mar Caribe existe una mayor propagación de remolinos, ya sean introducidos o generados; mientras que al Golfo de México, como se vera en los capítulos 11 y 12, solo penetran unos cuantos, además de que se identifican estructuras de mesoescala cuasi-permanentes que de tanto en tanto liberan a otros remolinos que viajan hacia el oeste; de tal forma que el proceso es dinámicamente muy complejo.

De las siete regiones estudiadas, se ve que el GM II es la que tiene la mayor energía ya que en esa zona las anomalías de velocidad superficial de la Corriente de Lazo, que es una corriente de frontera oeste, son del orden de 1-2 m/s, mientras que las de la Corriente del Caribe son del orden de 0.5 m/s (Fratantoni, 2001; Oey et al., 2003). Sin embargo, en el Mar Caribe se observa que las regiones más energéticas son el CC y CSW II (880 y $778 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$, respectivamente).

El máximo de energía en CC ($627 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$) se debe posiblemente a que en esa zona es donde se encuentra la mayor variabilidad de remolinos los cuales se intensifican al

interactuar con la topografía (capítulo 11). Este máximo de energía también se observó cuando se analizó la variabilidad temporal y espacial de la energía cinética (capítulo 7 y 8).

El máximo de energía en la región CSW II ($451 \text{ cm}^2\text{s}^{-2}$) probablemente se debe al forzamiento del rotacional del esfuerzo del viento, el cual exhibe su valor máximo de $22.5 \times 10^{-8} \text{ Nm}^{-3}$ (figura 18). Al igual que en la región CC, también se encontró que la variabilidad espacial de la energía cinética es máxima en el Caribe Suroeste II.

La magnitud de la velocidad que se obtiene en este trabajo (20- 30 cm/s), así como la periodicidad de 50-100 días, concuerda con la encontrada en los estudios previos presentados en la sección 1.3; lo cual valida estos cálculos.

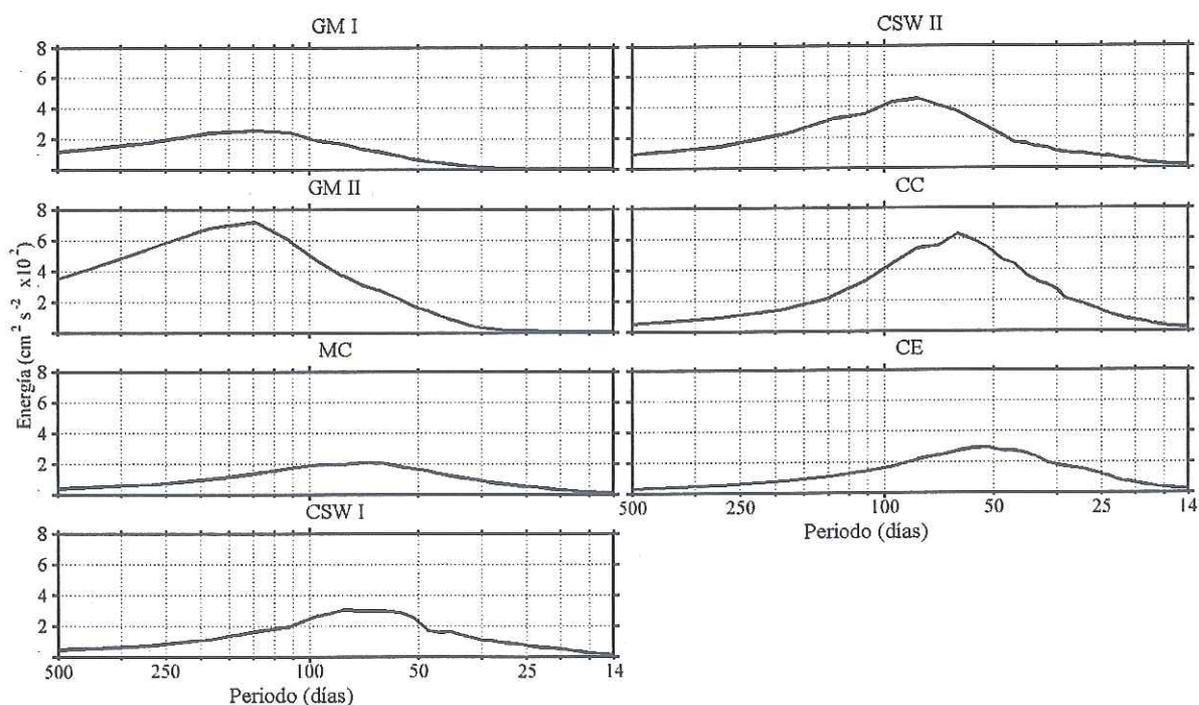


Figura 16. Espectro de potencias promedio (de varianza conservada) de la anomalía de velocidad geostrofica superficial de $\tilde{\eta}$ para cada región en el Golfo de México y Mar Caribe descritas en la figura 8.

X. El rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$).

Con el objetivo de explicar la gran variabilidad en el Mar del Caribe, estudiada en los capítulos 6 y 7, se pretende ver si es posible encontrar una relación clara con el forzamiento que ejerce el rotacional del esfuerzo del viento ($\nabla \times \tau$) sobre la elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$). También se calcula el ciclo estacional del rotacional del esfuerzo del viento para conocer el tamaño y tiempo de ocurrencia de las variaciones anuales. Este cálculo se hace con el método de cuadrados mínimos y se toma como inicio el mes de enero.

En los capítulos 5 y 7 se vio que en el Mar Caribe la propagación de estructuras de mesoescala es importante, sin embargo es conveniente investigar el impacto del forzamiento local en cada región de la figura 8. Para estos cálculos se utilizaron los datos de flujo de momentum (esfuerzo del viento) del reanálisis NCEP, descritos en la sección 2.2.

De acuerdo a Pond y Pickard (1978), el rotacional del esfuerzo del viento se calcula como,

$$\nabla \times \tau = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \quad (18)$$

donde τ_x y τ_y son la componente zonal y meridional, respectivamente, del esfuerzo del viento.

En la figura 17 se presenta en el panel superior a (a) la varianza y (b) la media del rotacional del esfuerzo del viento sobre el Golfo de México y el Mar Caribe. En el panel

inferior se muestra (a) la fase y (b) la amplitud del ciclo estacional. En (a) del panel de arriba se denota una varianza relativamente grande (del orden de 1.1×10^{-16}) que esta forzando tanto a la porción este del Mar Caribe Central (CC; figura 8) como a la parte norte de la región Mar Caribe Suroeste II (CSW II). El máximo relativo al este de CC quizá sea el responsable de la intensificación, observada en el capítulo 9, que experimentan los remolinos al cruzar por el área CC; lo cual también se observará en el capítulo 11. El forzamiento que ejerce el máximo relativo localizado al norte de CSW II posiblemente afecta a los remolinos en esa zona. El máximo absoluto ($>1.6 \times 10^{-16}$) es encontrado a lo largo de la línea de costa.

En (b) del panel de arriba se presenta la media del rotacional del esfuerzo del viento, en donde se observa que en la región CE; CC; norte y sur del MC; en GM II y al norte de GM I el rotacional del esfuerzo del viento es anticiclónico. El rotacional anticiclónico del esfuerzo del viento es probablemente el que explica la circulación del mismo signo en la zona central del Mar Caribe (CC). En el resto de las áreas este forzamiento no es tan evidente, debido a que exhiben una gran variabilidad producto posiblemente por el paso de remolinos ciclónicos y anticiclónicos. En la región CSW I y II, este y oeste del MC y al sur del GM I, el rotacional del esfuerzo del viento es ciclónico; con el valor máximo de $26 \times 10^{-8} \text{ Nm}^{-3}$ localizado al sur de CSW II y este del MC. Este rotacional ciclónico del esfuerzo del viento es el que fuerza a que la circulación de la región suroeste II (CSW II) sea ciclónica. A esto también le ayuda la gran precipitación de tal forma que el giro ciclónico de esas áreas puede estar forzado por el viento, por las diferencias de densidad, así como la disipación de remolinos en la zona. En MC, el

rotacional del esfuerzo del viento cambia de signo y resulta interesante observar que la Corriente de Caimán parece estar sobre una región donde el rotacional del esfuerzo del viento es cero.

En el panel (b) de las figuras inferiores se observa que la máxima amplitud del rotacional del esfuerzo del viento ($9.6 \text{ Nm}^{-3} \times 10^{-8}$) se localiza al noroeste del GM I; al sur del GM II; noroeste y al sur del Mar de Caimán (MC; figura 8); noreste de CSW I; suroeste de CSW II; y al sur de la región CC y CE, lugares en los que ocurren las surgencias y hundimientos. También se percibe un máximo relativo con amplitud de $6 \text{ Nm}^{-3} \times 10^{-8}$ ubicado en la parte central y este del MC; suroeste y oeste de CC, así como al este de la región CSW II; sitios en donde se observa la varianza relativa del orden de $1.1 \text{ Nm}^{-3} \times 10^{-16}$. El valor mínimo de amplitud ($0-1.2 \text{ Nm}^{-3} \times 10^{-8}$) se denota al norte del GM II; suroeste del GM I; suroeste de CSW I; al noroeste y noreste de CSW II; y al norte de la región CC y CE sectores en donde el valor de la varianza tiene su mínima expresión.

Con lo que respecta al tiempo de ocurrencia de las variaciones del rotacional del esfuerzo del viento ([a] del panel inferior) se percibe que en casi todo el Golfo de México y Mar Caribe suceden durante los meses de julio a septiembre (temporada de lluvia). El tiempo de ocurrencia de las variaciones mínimas coinciden en fase con la época seca, cuando el clima es dominado por vientos intensos (de enero a abril). No se encuentra una clara relación de las variaciones del rotacional del esfuerzo del viento al comparar las fases de su ciclo anual con aquellas de la componente dinámica de la elevación del nivel del mar ($\tilde{\eta}$); sino que se observa un desfase de 1-2 meses en algunas zonas.

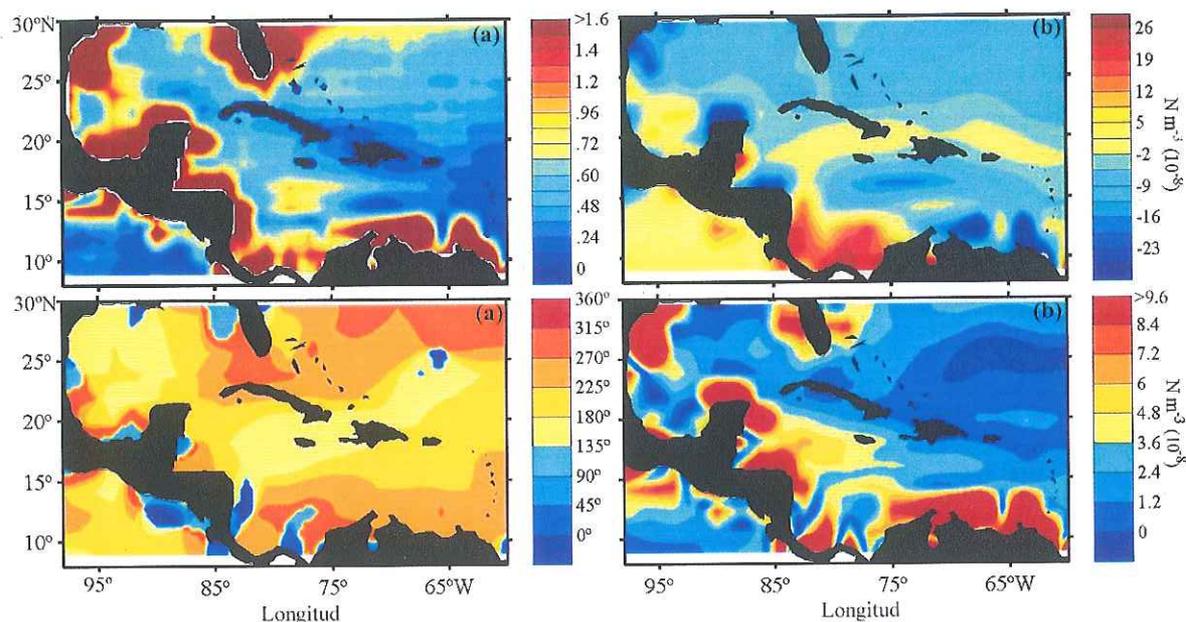


Figura 17. Arriba, (a) varianza ($\text{N}^2\text{m}^{-5} \times 10^{-16}$) y (b) media del rotacional del esfuerzo del viento ($\text{Nm}^{-3} \times 10^{-8}$), calculado con los flujos de momentum del reanálisis NCEP, sobre el Golfo de México y el Mar Caribe. Abajo, (a) fase y (b) amplitud ($\text{Nm}^{-3} \times 10^{-8}$) del ciclo anual. El incremento de los contornos es de $0.12 \text{ N}^2\text{m}^{-5} \times 10^{-16}$ para la varianza de $3.5 \text{ Nm}^{-3} \times 10^{-8}$ para la media, de 45° para la fase y de $1.2 \text{ Nm}^{-3} \times 10^{-8}$ para la amplitud.

La relación entre el rotacional del esfuerzo del viento y el nivel del mar no es directa; sin embargo, en las zonas tropicales, donde se espera que los procesos baroclínicos sean dominantes (Gill y Niiler, 1973; Stammer, 1997), se puede obtener una relación a partir de la ecuación de vorticidad para escalas grandes del modelo de gravedad reducida. De acuerdo Gill (1982) este cálculo se obtiene como,

$$\frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\beta c^2}{f_0^2} \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{\nabla \times \tau}{\rho_0 f_0} \quad (19)$$

donde h es el espesor de la capa, $c^2 (=g'H)$ es el cuadrado de la rapidez de fase de las ondas de gravedad, β es la variación del parámetro de Coriolis con la latitud g' es la gravedad reducida, y H la profundidad media de la capa. Esta ecuación describe a las ondas

baroclínicas largas de Rossby, libres y forzadas. Si no se considera el término $(\beta c^2 / f_0^2)(\partial h / \partial x)$, el cual da lugar a las ondas de Rossby, el balance local esta dado por,

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\nabla \times \tau}{\rho_0 f_0} \quad (20)$$

donde $\partial h / \partial t$ representa las variaciones de la profundidad de la capa superior del océano por bombeo local de Ekman. Si se supone un modelo de gravedad reducida, las variaciones de h se expresan en la superficie por la relación $\eta_E = (\Delta \rho / \rho_0) h$, en donde $\Delta \rho$ es la diferencia de densidad entre la capa superior de espesor h y la capa del fondo. Este forzamiento local es pequeño y no logra explicar la variabilidad observada en $\tilde{\eta}$ (figura 12), por ello no se presentan las gráficas. Esto sugiere que el término despreciado, y que tiene que ver con la propagación de las perturbaciones, es probablemente el más importante y por tal debe hacerse un análisis más detallado utilizando la ecuación (19), lo cual está fuera de los objetivos de este trabajo.

XI. Identificación de vórtices con el criterio de Okubo-Weiss (R).

Tradicionalmente la identificación de remolinos se realiza utilizando los criterios de mínima presión, contornos cerrados (o casi cerrados) de líneas de corriente y magnitud de la vorticidad, sin embargo, ninguno de estos criterios es suficiente para la detección de vórtices debido a que no son invariantes cuando se lleva a cabo la transformación de coordenadas a un sistema de referencia en movimiento a velocidad constante (transformación Galileana). En este trabajo se utiliza el criterio de Okubo-Weiss, que además de ser invariante Galileano [Jeong y Hussain, 1995]), permite identificar, con mayor exactitud, regiones dominadas por vorticidad.

El parámetro de Okubo-Weiss (Okubo, 1970; Weiss, 1991) considera a fluidos incompresibles y no viscosos, en los cuales la evolución temporal esta gobernada por las ecuaciones de Euler en dos dimensiones,

$$\begin{aligned}\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} &= -\nabla P, \\ \nabla \cdot \vec{u} &= 0\end{aligned}\quad (21)$$

donde P es la presión y se consideran condiciones iniciales y de frontera apropiadas (periodicidad, disminución de la velocidad en el infinito o velocidad normal nula en la frontera).

Para estudiar la deformación de los campos de vorticidad, el criterio de Okubo-Weiss propone una ecuación de evolución para el gradiente de la vorticidad ($\nabla \zeta$) obtenida mediante la diferenciación de (21),

$$\frac{d\nabla \zeta}{dt} + D^t \cdot \nabla \zeta = 0 \quad (22)$$

donde D es el tensor del gradiente de velocidad ($\nabla \bar{u}$)

$$D = \begin{pmatrix} \frac{\partial u}{\partial x} & \frac{\partial u}{\partial y} \\ \frac{\partial v}{\partial x} & \frac{\partial v}{\partial y} \end{pmatrix} \quad (23)$$

y

$$\zeta = \nabla \times \bar{u} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (24)$$

es la vorticidad que se conserva si se sigue a un elemento de fluido $\frac{d\zeta}{dt} = 0$.

Si se supone que el tensor del gradiente de velocidad varía lentamente con respecto al gradiente de vorticidad, la ecuación (22) se reduce a una ecuación lineal de coeficientes constantes. Bajo este supuesto, el parámetro de Okubo-Weiss infiere que el comportamiento del gradiente de vorticidad está determinado localmente por la naturaleza de los valores propios del gradiente de velocidad, los cuales son solución de,

$$\lambda^3 - F\lambda^2 + R\lambda - B = 0 \quad (25)$$

donde $F \equiv (\partial u/\partial x + \partial v/\partial y) = 0$, $B = (\partial u/\partial x)(\partial v/\partial y) - (\partial u/\partial y)(\partial v/\partial x)$, son el primer y tercer invariante del gradiente de la velocidad. El segundo invariante (R) esta definido como,

$$R \equiv \frac{1}{2}(\|\Omega\|^2 - \|\mathbf{S}\|^2) = -\frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 - 2 \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] \quad (26)$$

donde $\|\Omega\| = [\text{traza}(\Omega\Omega^t)]^{1/2}$, $\|\mathbf{S}\| = [\text{traza}(\mathbf{S}\mathbf{S}^t)]^{1/2}$, $\Omega = \frac{1}{2}[(\partial u/\partial y + \partial v/\partial x) - (\partial v/\partial x + \partial u/\partial y)]$,

y $\mathbf{S} = \frac{1}{2}[(\partial u/\partial y + \partial v/\partial x) + (\partial v/\partial x + \partial u/\partial y)]$ son las componentes antisimétrica y simétrica de

$\nabla \bar{u}$ respectivamente. R representa el balance local entre la magnitud de la deformación y la magnitud de la vorticidad.

El criterio de Okubo-Weiss establece que en las regiones donde $R < 0$, los valores propios son reales y el movimiento es hiperbólico por lo que la deformación domina a la rotación. Como el flujo es incompresible, los dos valores propios tienen signos contrarios, de tal forma que el gradiente de vorticidad es comprimido a lo largo de un valor propio, mientras que en el otro es estirado. En las regiones en donde $R > 0$ los valores propios son imaginarios y el movimiento es elíptico así que domina la rotación (Okubo, 1970; Weiss, 1991).

McWilliams (1990), Elhmaïdi et al., (1993) y Basdevant y Philipovich (1994), con evidencia numérica, encuentran que los dominios elípticos corresponden al centro de los vórtices o a regiones inmediatas a los puntos silla, de tal forma que estos centros pueden ser identificados en las regiones donde el valor positivo de R sea grande (Isern-Fontanet et al., 2002).

En este trabajo se aplicó el parámetro de Okubo-Weiss a cada uno de los campos de velocidad geostrofica superficial. Se hicieron varias pruebas con distintos valores de $R > 0$ y se encontró, al igual que Isern-Fontanet et al., (2002); que el valor de $R = 0.3 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ es el que mejor define a los remolinos.

Con la ayuda de secuencias animadas de los campos del segundo invariante del gradiente de velocidad (R) en conjunto con la elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$) se realizó una inspección visual de las trayectorias de los remolinos.

Se observó que tanto los remolinos anticiclónicos y ciclónicos que entran al Mar Caribe como los anticiclónicos y ciclónicos que se forman o se regeneran en las Cuencas de Granada y Venezuela (figura 1b), viajan hacia el oeste y sufren una intensificación de hasta 20 cm en la señal dinámica del nivel del mar posiblemente provocada por la interacción con la Dorsal Beata o por el forzamiento que ejerce el rotacional del esfuerzo del viento en esa zona (Nystuen y Andrade, 1993; Andrade y Barton, 2000). La mayor parte de estos remolinos se disipan o se desvían hacia el suroeste al encontrarse con la Elevación de América Central, sitio en el cual la profundidad no es mayor a los 200 m.

Los remolinos que no se desvanecen continúan avanzando hacia el sur para luego desaparecer 2 o 3 semanas después de haberse incorporado en la circulación ciclónica del Giro Panamá-Colombia (figura 1a). En algunas ocasiones estos vórtices liberan a estructuras pequeñas que cruzan por el Canal Chibcha hacia el Mar de Caimán, en donde se reforman los remolinos de gran escala. Esto sucede al unirse con otros vórtices presentes en el área, ya sea formados ahí o bien generados o introducidos por el Paso de los Vientos; posteriormente continúan trasladándose hacia el oeste hasta llegar a las costas de la Península de Yucatán para luego disiparse o disminuir su tamaño y entrar al Golfo de México. Estos remolinos, la mayoría de las veces, son absorbidos desde el Canal de Yucatán por los remolinos de mesoescala que se encuentran en el interior del Golfo de México, lo que a simple vista hace confuso el seguimiento de los vórtices en la zona.

Muchos de los remolinos que se introducen o se forman en el Paso de los Vientos interactúan con los vórtices que penetran a la región por medio del canal que se encuentra entre Jamaica y la Española (figura 1a). Después de ocurrir esto, viajan hacia el oeste para adentrarse en el Mar de Caimán, en donde se disipan o se fusionan con otros remolinos.

En todas las regiones del Mar Caribe, se observaron muchos vórtices pequeños que se unen a otros de igual o mayor escala y forman estructuras más grandes que avanzan hacia el oeste. En el progreso, estos remolinos nuevamente se dividen en exiguos y medianos vórtices, de los cuales algunos se desvanecen mientras que otros continúan viajando hacia el oeste. Se observó que este proceso de fusión/separación ocurre a lo largo de la trayectoria de la mayoría de los remolinos que se encuentran en todas las regiones del Mar Caribe. Este hecho complica el seguimiento de los vórtices pues se encuentra que existe una gran interacción entre estos remolinos, lo que sugiere procesos caóticos en las zonas donde se observa esta influencia recíproca de vórtices.

Pese a lo descrito en el párrafo anterior, es posible rastrear la propagación de los remolinos en el Mar Caribe. A continuación se presentan secuencias en el tiempo de los campos del segundo invariante del gradiente de velocidad (R) en conjunto con la elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$), en las que se ilustran algunos ejemplos del progreso de los remolinos en el Mar Caribe (figura 18-22). El seguimiento se realizó semanalmente pero para no exhibir tantas gráficas sólo se presentan algunas semanas que describen con claridad el desplazamiento de los remolinos. Es interesante notar que los contornos de R , que definen las regiones dominadas por la vorticidad, no son iguales a los de las anomalías

de $\bar{\eta}$. Por ejemplo, anomalías grandes, ya sea positivas o negativas, contienen 1-2 o hasta 3 vórtices (determinados con los contornos de R ; ver figuras 18-22).

En la figura 18 se muestra la trayectoria de un remolino anticiclónico (etiquetado como A; anomalía dinámica del nivel del mar positiva) desde su formación el 10 de febrero de 1993 en la región central del Mar Caribe (69.6°W y entre 15 y 20°N), hasta su última detección el 16 de junio de 1993 en la zona de la Elevación de América Central. El intervalo entre cada gráfica es de 3 semanas. Este remolino anticiclónico, de aproximadamente 70 km de diámetro, es detectado el 10 de febrero de 1993 y se cree que ha sido generado en la región central del Mar Caribe ya que en las fechas anteriores no se observó ningún indicio de este vórtice. El 3 de marzo de 1993 este remolino se ha desplazado 30 km con una velocidad de propagación hacia el oeste de 2 cm/s. El diámetro se ha incrementado ligeramente a 80-90 km y la anomalía dinámica del nivel del mar permanece en 5 cm.

A los 42 días (24 de marzo) el remolino anticiclónico a viajado 37 km, su tamaño ha aumentado hasta los 200 km de diámetro (en el eje mayor); también se observa una intensificación de 15 cm en la anomalía dinámica del nivel del mar, provocada posiblemente por la interacción con la Dorsal Beata (figura 1b). 63 días después (14 de abril) el remolino A se ha movido 100 km hacia el oeste a una velocidad de 6 cm/s; se observa que su diámetro de 200 km se mantiene constante, mientras que ha sufrido un incremento mayor a los 5 cm en la anomalía dinámica del nivel del mar.

El 5 de mayo de 1993 el remolino anticiclónico se ha desplazado 400 km hacia el oeste a una velocidad de 22 cm/s; el diámetro, en el eje mayor, aumenta a 390 km y la

anomalía dinámica del nivel del mar se mantiene mayor a los 25 cm. Al comparar este gráfico con el del 14 de abril, se observa que ocurrió una fusión entre tres remolinos; es decir, al remolino A se le han unido dos remolinos de menor tamaño que están ubicados al noroeste y al sureste del remolino en cuestión (A). Este comportamiento sugiere procesos como advección caótica en el área.

Se observa una separación de la estructura A tres semanas antes del 26 de abril de 1993. Se siguió al remolino con dirección suroeste, ya que el vórtice localizado al noroeste de A el 14 de abril, parece quedarse en el mismo sitio. La intensidad de la anomalía dinámica del nivel del mar disminuyó (a 25 cm), así como su diámetro (173 km); ha viajado 150 km hacia el suroeste a una velocidad de propagación de 8 cm/s. En 16 de junio el remolino A redujo su diámetro a 108 km, así como también la intensidad de la anomalía dinámica del nivel del mar (15 cm). El remolino A no se detectó la semana posterior al 16 de junio de 1993. La velocidad de propagación media del remolino A es de 10 cm/s con un tiempo de vida de 5 meses.

En la figura 19 se presenta la trayectoria de un remolino ciclónico (etiquetado como C; anomalía dinámica del nivel del mar negativa) desde que se impacta en las Antillas Menores (en Trinidad y Tobago; figura 1a) el 6 de julio de 1994, hasta su última detección el 2 de agosto de 1995 en las costas de la Península de Yucatán. El intervalo entre cada gráfica es de 6 semanas. El 6 de julio de 1994 se observa un remolino ciclónico que colisiona con las Antillas Menores en Trinidad y Tobago; el diámetro de este remolino C es de 130 km y su anomalía dinámica del nivel del mar es de 10 cm. 42 días más tarde (31 de

agosto), el mismo remolino C es localizado 400 km hacia el oeste de la posición que tenía el 6 de julio; su diámetro se ha aumentado a 173 km así como la anomalía dinámica del nivel del mar (25 cm), posiblemente por el reciente paso por la Elevación Las Aves (figura 1b).

El 26 de octubre de 1994, el remolino C se ha desplazado 500 km y su diámetro ha disminuido a 130 km probablemente porque se está aproximando a la Dorsal Beata; sin embargo la anomalía dinámica del nivel del mar se mantiene en 25 cm. Para el 21 de diciembre se observa que tanto el diámetro (130 km) como su progreso hacia el oeste (500 km) se mantienen constantes, mientras que la anomalía dinámica se intensifica (> -25 cm); consecuencia que posiblemente es debida al paso del remolino C por la cordillera oceánica Beata que quizá sea la responsable de intensificar a todos los remolinos que cruzan la región central del Mar Caribe.

Para el 15 de febrero de 1995 el remolino C se ha movido 300 km hacia el oeste y se observa que el diámetro ha sufrido una reducción de 44 km. La anomalía dinámica del nivel del mar también se ha disminuido a 10 cm posiblemente porque el remolino C se ha aproximado a la Elevación de América Central, sitio en donde muchos remolinos se disipan o modifican. El 12 de abril el remolino C avanza 200 km y elonga su forma para alcanzar, en su eje mayor, los 173 km de diámetro al adentrarse en el Canal Chibcha (figura 1b). Su anomalía dinámica del nivel del mar permanece en 10 cm.

El 7 de junio de 1995, 11 meses después del impacto del remolino C en las Antillas Menores, se percibe que ha viajado 500 km hacia el oeste en el interior del Mar de Caimán (figura 1a) y que se ha incrementado a 20 cm, mientras que su diámetro se ha reducido hasta los 86 km debido a que se observa una separación en dos vórtices; lo que sugiere

advección caótica. El 2 de agosto el remolino C ha viajado 300 km hacia el oeste e impacta con las costas de la Península de Yucatán, en donde se ve que nuevamente se reduce su señal dinámica a 10 cm mientras que su diámetro aumenta hasta los 130 km y una semana más tarde se disipa en esa zona. La velocidad de propagación promedio, hacia el oeste, del remolino C es de 11 cm/s, con un tiempo de vida de 13 meses.

En la figura 20 se exhibe la trayectoria de un remolino anticiclónico (etiquetado como A; anomalía dinámica del nivel del mar positiva) que entra al Mar Caribe por las Antillas Menores (por el Canal Santa Lucía; figura 1a) el 29 de mayo de 1996, hasta su última detección el 11 de diciembre de 1996 en las mediaciones de la Elevación de América Central. El intervalo entre cada gráfico es de 4 semanas.

El 29 de mayo de 1996 se observa que el remolino anticiclónico A tiene un diámetro de 86 km y una anomalía dinámica del nivel del mar de 10 cm. Este remolino es detectado en el Canal de Santa Lucía y se desprende posiblemente del remolino anticiclónico ubicado al noreste (aproximadamente a los 58°W) de A, el cual también tiene una señal dinámica de 10 cm. Un mes más tarde (26 de junio de 1996), el remolino A se ha desplazado 400 km hacia el oeste en donde se vislumbra que su diámetro ha aumentado 87 km (173 km), así como la su señal dinámica (20 cm). Esta intensificación y aumento de tamaño tal vez se deba a la interacción del remolino A con el rasgo topográfico denominado Elevación Las Aves (figura 1b)

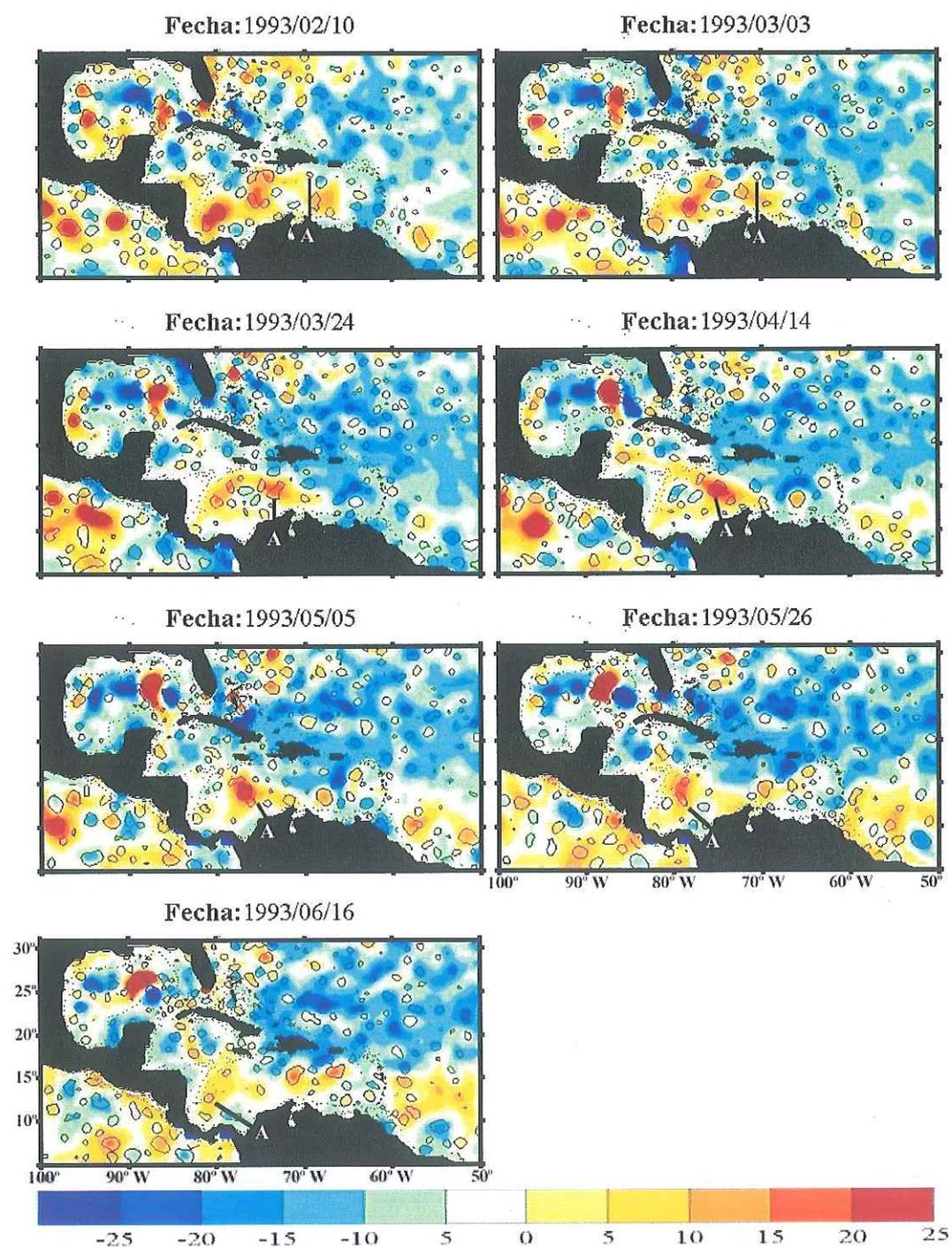


Figura 18. Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolino Anticiclónico (A) generado el 10 de febrero de 1993 en la región central del Mar Caribe, hasta el 16 de junio de 1993 (última vez que fue observado). La línea punteada representa la isobata de los 200 m. El intervalo de cada gráfico es de 3 semanas.

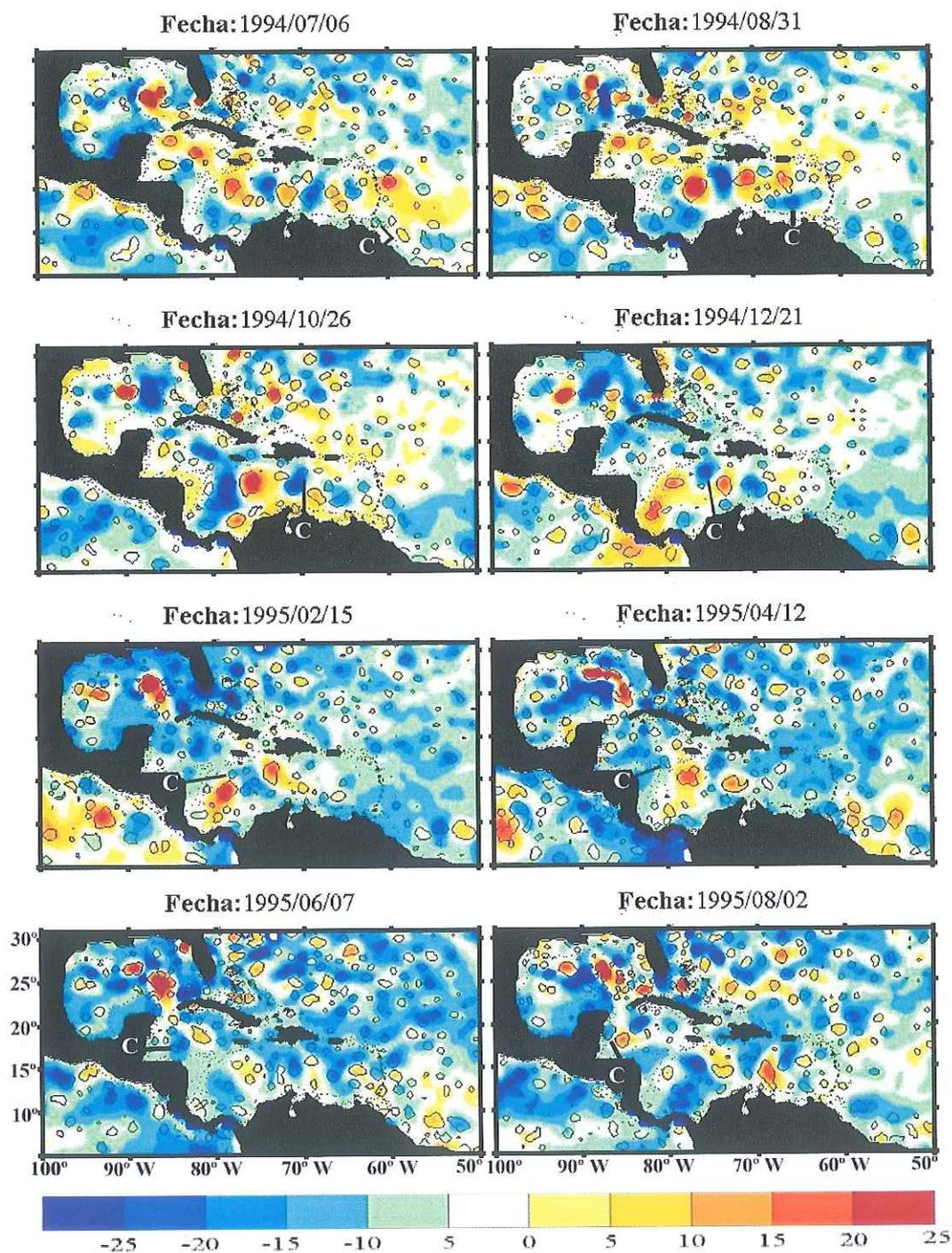


Figura 19. Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolino ciclónico (C) que se introduce al Mar Caribe por las Antillas Menores el 6 de julio de 1994, el 12 de abril de 1995 cruza por el Canal Chibcha y el 2 de agosto de 1995 es última vez que se observa. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 6 semanas.

El 24 de julio (figura 20) el remolino A alcanza su dimensión máxima con 739 km de diámetro (medido en el eje mayor) y se ha movido 200 km hacia el oeste. También se observa que en el centro del remolino, la anomalía dinámica del nivel del mar se ha intensificado a 25 cm; esto es 5 cm más que el mes anterior. Para el 21 de agosto, el remolino A se ha desplazado 200 km hacia el oeste y se localiza al este de la Dorsal Beata alcanza la máxima intensificación (>25 cm), mientras que se percibe que el diámetro disminuye hasta los 217 km.

Para el 18 de septiembre el remolino A se ha movido 400 km hacia el oeste y se observa que se ha dividido en dos vórtices que están muy cercanos el uno del otro. La elevación dinámica es máxima en el remolino mayor (25 cm), en la porción mas adyacente al remolino de menor escala. Esta separación probablemente sea la consecuencia del paso del remolino A por la Dorsal Beata, la cual se localiza al este de dicha estructura. Un mes después (16 de octubre de 1996) el par de remolinos nuevamente se han fusionado para formar un vórtice de mayor escala con 695 km de diámetro, con una elevación del nivel del mar de 20 cm y un progreso hacia el oeste de 100 km.

El 13 de noviembre de 1996 el remolino A nuevamente se ha dividido en dos, uno de 173 km de diámetro mientras que el segundo, al oeste del vórtice mayor, tiene una dimensión del orden de los 60 km de diámetro y una elevación dinámica del nivel de mar menor a los 5 cm. Finalmente, 11 de diciembre de 1996 los remolinos A, encontrados el mes anterior, posiblemente interactúen y generen un vórtice de 130 km con una señal dinámica de menor elevación (10 cm). Que el diámetro del remolino A sea menor después de la unión de los vórtices observados el 13 de noviembre, se debe quizás a la disminución

de la profundidad ya que la Elevación de América Central esta próxima al lugar del remolino A. Dos semanas después (26 de diciembre de 1996; no se presenta) el remolino A ha reducido su diámetro a menos de 10 km para luego disiparse 100 km mas al oeste. El tiempo de vida de este remolino anticiclónico es de 7.5 meses con una velocidad de propagación hacia el oeste de 10 cm/s.

En la figura 21 se exhibe la trayectoria de un remolino ciclónico (etiquetado como C; anomalía dinámica del nivel del mar negativa) que se genera en el interior del Mar de Caimán (figura 1a) el 20 de agosto de 1997 y penetra al Golfo de México el 4 de febrero de 1998. El intervalo entre cada gráfico es de 4 semanas.

El 20 de agosto de 1997 se observa al noroeste del Canal Chibcha un remolino ciclónico pequeño (78° W y 17° N) de 86 km de diámetro y una señal dinámica menor a los 5 cm. Se cree que este remolino ha sido formado en el Mar de Caimán ya que en las semanas anteriores no se detecto indicio alguno de dicho vórtice. El remolino C avanzó, con una velocidad de propagación de 8 cm/s, 200 km hacia el oeste en las siguientes 4 semanas (17 de septiembre) en donde se observa que el remolino C sufre incremento de 22 km en el diámetro y una intensificación de aproximadamente 15 cm.

El 15 de octubre el remolino C cambia su dirección oeste a noroeste y se desplaza 200 km para nuevamente aumentar su dimensión a 130 km de diámetro y conservar su altura dinámica de 20 cm. Para el 12 de noviembre de 1997, el vórtice C se ha movido 200 km hacia el oeste, su diámetro se reduce a 86 km y la anomalía dinámica del nivel del mar decrece a 10 cm. En el siguiente mes (10 de diciembre) el remolino C incrementa su

diámetro a 152 km al desplazarse 200 km hacia el oeste, posición en la que se intensifica a 25 cm tal vez por la interacción con la Dorsal Caimán que se encuentra en el oeste del Mar de Caimán (figura 1b).

Para el 7 de enero de 1998 el remolino C se desvía hacia el noroeste con un progreso de 100 km a una velocidad de propagación de 4 cm/s. Se observa que el diámetro del remolino disminuye a 130 km y la elevación dinámica se reduce a 20 cm; lo cual posiblemente se debe a la topografía, ya que el remolino C se encuentra casi sobre la isobata de los 200 m. El 4 de febrero se observa que el vórtice ciclónico C ha viajado 200 km hacia el noreste, para introducirse al Canal de Yucatán en donde su diámetro se incrementa a 173 km y se intensifica a 25 cm debido a la interacción con un remolino ciclónico localizado a los 87° W y 23° N el 7 de enero de 1998.

Para el 4 de marzo de 1998, el remolino ciclónico C se mueve 100 km hacia el noreste y se fusiona con un vórtice de mayor escala presente en el Golfo de México (ubicado al noreste de C el 4 de febrero). Esta nueva estructura de 304 km de diámetro y señal dinámica mayor a 25 cm fluctúa a lo largo del tiempo; es decir, que sufre separación y fusión de remolinos de menor escala, pero permanece aproximadamente en la misma posición, con pequeños desplazamientos hacia el norte y sur.

El tiempo de vida del remolino ciclónico C hasta antes de ser absorbido por el vórtice del Golfo de México es de aproximadamente 7 meses y viaja a una velocidad de propagación media hacia el oeste-noroeste-norte-noreste de 7 cm/s.

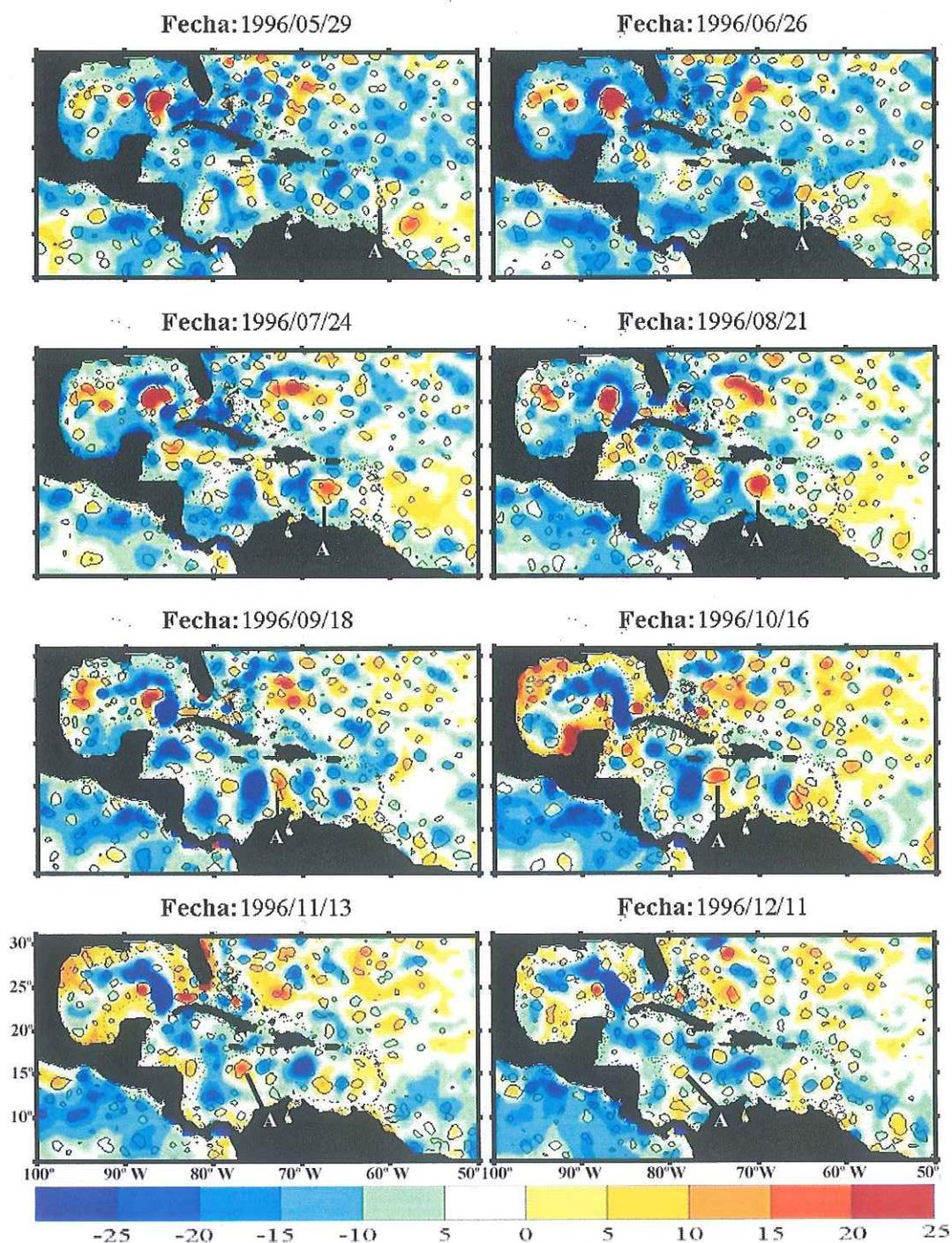


Figura 20. Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolino anticiclónico (A) que se introduce al Mar Caribe por el Canal de Santa Lucía en las Antillas Menores el 29 de mayo de 1996, se propaga hacia el oeste durante 7 meses y se disipa el 11 de diciembre de 1996. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 4 semanas.

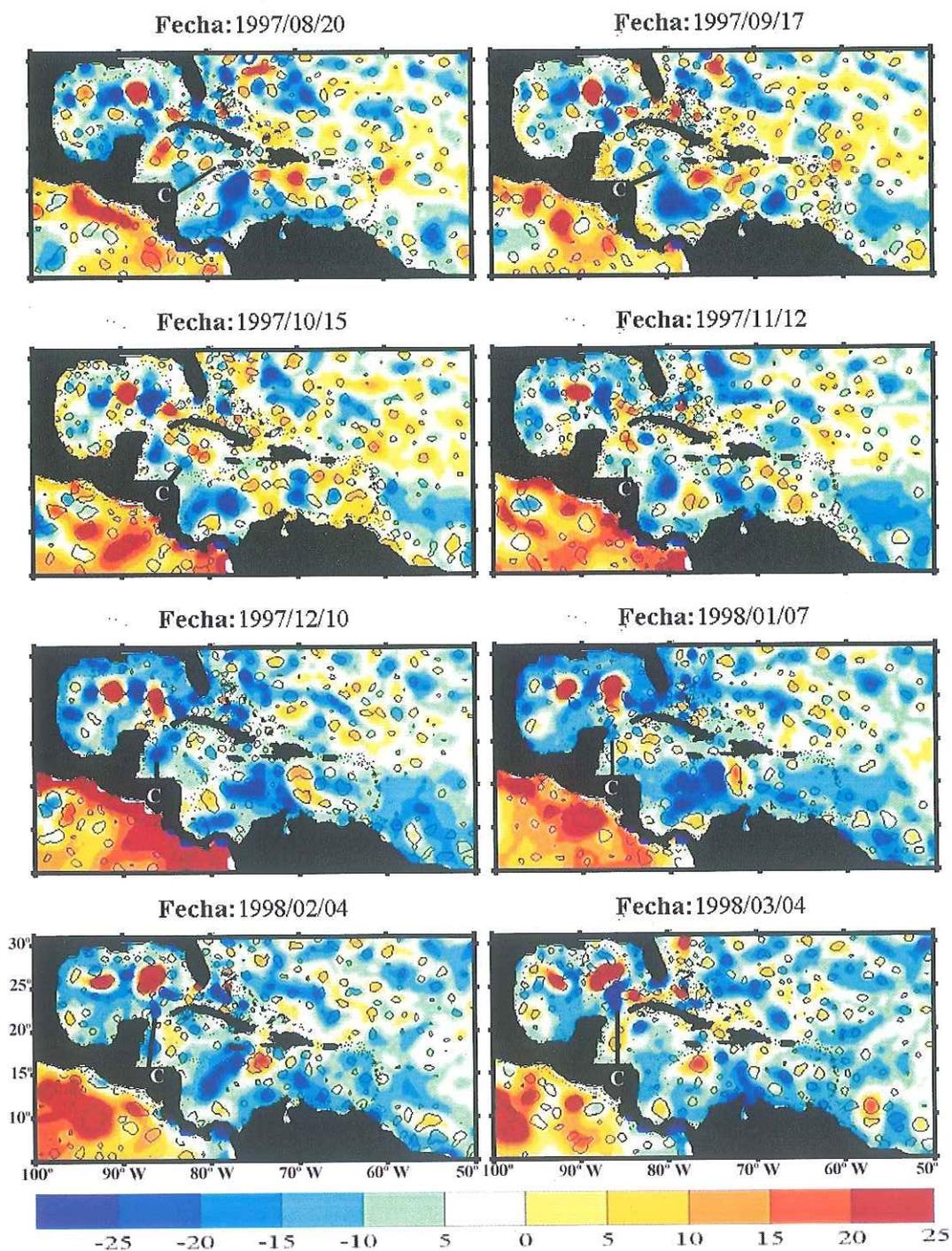


Figura 21. Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolino ciclónico (C) que se genera en el Mar de Caimán el 20 de agosto de 1997, el 4 de febrero de 1998 cruza por el Canal de Yucatán y el 4 de marzo de 1998 se fusiona con un remolino de mesoescala presente en el Golfo de México. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 4 semanas.

En la figura 22 se exhibe la trayectoria de un remolino ciclónico (C; anomalía dinámica del nivel del mar negativa) que se introduce al Mar Caribe por el Paso de los Vientos (figura 1b) el 3 de marzo de 1999 y penetra al Mar de Caimán el 16 de junio de 1999. El intervalo entre cada gráfico es de 3 semanas.

El 3 de marzo de 1999 se observa un remolino ciclónico (C) que esta cruzando por el Paso de los Vientos con un diámetro aproximado de 86 km y una elevación dinámica del nivel del mar de 5 cm. Para el 24 de mayo (tres semanas después) el remolino C se ha movido 300 km hacia el suroeste y se ha intensificado a 10 cm, mientras que su diámetro permanece constante.

Para el 14 de abril se percibe que el remolino C con diámetro de 130 km y amplitud de 10 cm, se ha desplazado 50 km y pasa a través del canal que esta entre Jamaica y la Española. Tres semanas mas tarde (5 de mayo de 1999) este remolino C reduce su diámetro a 86 km así como su señal dinámica lo hace a 5 cm y viaja 100 km hacia el este, lo que tal vez sugiere la presencia de un flujo en esa dirección. El 26 de mayo el remolino se ha reducido 65 km de diámetro y se mueve 300 km hacia el oeste, para introducirse de nuevo por el canal de Jamaica-Española.

El 16 de julio el remolino C tiene un diámetro de 108 km y penetra al Mar de Caimán en donde viaja 100 km hacia el oeste (7 julio) y posteriormente 50 km hacia el suroeste (28 de julio) para después de una semana (4 agosto de 1999) disiparse. El tiempo de vida de este remolino es de 5 meses y su velocidad media de propagación es de 9 cm/s.

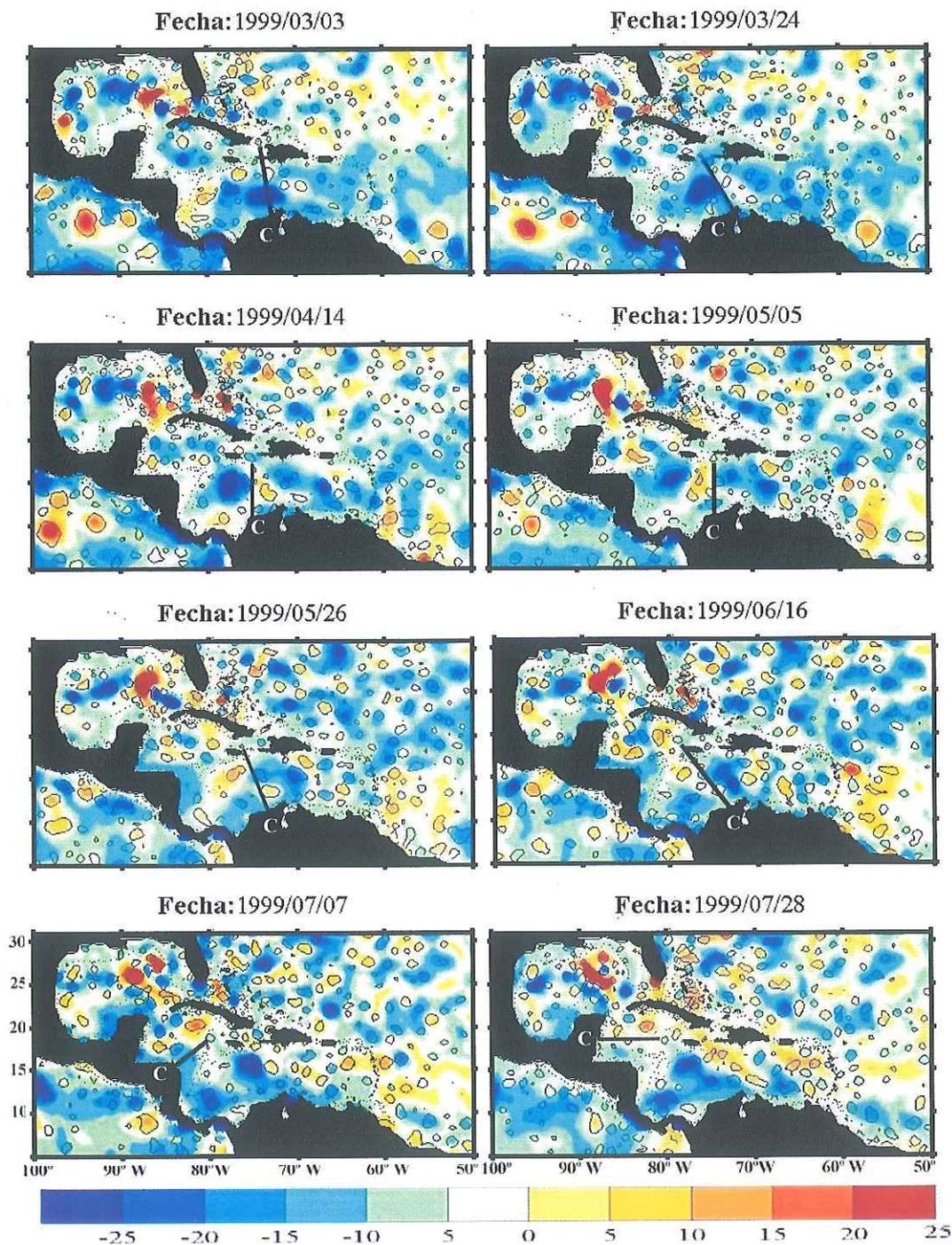


Figura 22. Elevación dinámica del nivel del mar ($\tilde{\eta}$; a color y en cm) y $R=0.3 \times 10^{-11}$ (s^{-2} ; contorno negro), para mostrar la propagación de un remolino ciclónico (C) que penetra el 3 de marzo de 1999 por el Paso de los Vientos, el 16 de junio de 1999 se introduce al Mar de Caimán y el 28 de julio de 1999 se disipa. La línea punteada representa la isobata de los 200 m y el intervalo de cada gráfico es de 3 semanas.

Otro rasgo importante que se observa tanto en las secuencias animadas del segundo invariante del gradiente de la velocidad (R), es la presencia de remolinos ciclónicos y anticiclónicos cuasi-permanentes en el interior del Golfo de México y al norte del Canal de Yucatán. A lo largo del tiempo, estos remolinos se fusionan y se dividen y en algunas ocasiones los remolinos liberados de aquellos de mayor escala; viajan hacia el oeste hasta llegar a la costa y disiparse, o bien, dirigirse hacia el suroeste del Golfo de México en donde unos desaparecen al cabo de 1 o 2 meses, y otros permanecen ahí aproximadamente de 4 a 5 meses. Esta separación y propagación hacia el oeste se puede interpretar como el desprendimiento de vórtices de la Corriente de Lazo, reportado por muchos autores (Murphy et al., 1999; Oey et al., 2003).

XII. Trayectorias de los remolinos.

Para encontrar la trayectoria preferencial de los remolinos se diseñó un programa en matlab, el cual tiene como base el siguiente método:

1. Se realiza una búsqueda del valor máximo (mínimo) en los campos de $\tilde{\eta}$. Se hicieron, simultáneamente, 6 búsquedas distintas del valor máximo (mínimo) de la elevación dinámica el nivel del mar ($\tilde{\eta}$).

La primera a los 62° W para los remolinos procedentes de la Zona de Retroflexión de la Corriente del Brasil que se introducen al Mar Caribe por las Antillas Menores (figura 1a). La segunda búsqueda se inició en la Cuenca de Granada (figura 1b) al este de la Elevación Las Aves (64° W), la tercera principió en la Cuenca de Venezuela al oeste de la Elevación Las Aves a los 67° W; el motivo por el cual se realizaron estas dos búsquedas

tiene su fundamento en lo encontrado en el capítulo 11, en el cual se observó que hay formación de remolinos en el interior de ambas cuencas.

En el capítulo anterior se vio que ocurre una gran disipación y modificación de remolinos en la región de la Elevación de América Central (figura 1b), sitio en el que ocurren desprendimientos de pequeños vórtices que cruzan por el Canal Chibcha para adentrarse en el Mar de Caimán. Hacer un seguimiento de estos remolinos es complicado y por tal motivo se realizó una cuarta búsqueda en el Mar de Caimán, con el inicio en el Canal Chibcha (16° N y 79° W).

También se realizó una búsqueda de remolinos que entran al Mar Caribe mediante el Paso de los Viento (figura 1b), ya que estos juegan un papel importante en la regeneración de los exiguos vórtices que penetran al Mar de Caimán. Esta búsqueda se comenzó entre los 20-22° N y los 72-74° W. Finalmente, la sexta búsqueda se hizo para los remolinos que penetran al Golfo de México vía el Canal de Yucatán (figura 1a).

2. La identificación de remolinos se realiza con la ayuda del criterio de Okubo-Weiss, descrito en el capítulo 11. En otras palabras, se considera como vórtice cuando la posición (longitud, latitud) del máximo (mínimo) de $\tilde{\eta}$ corresponde a un valor de $R \geq 0.3 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$; de ocurrir lo contrario, la búsqueda es cancelada.

3. Si se determina que la posición (longitud, latitud) del máximo (mínimo) de $\tilde{\eta}$ es un remolino, se le suma la velocidad de propagación media (12 cm/s), calculada en el capítulo 5, para hacer avanzar, hacia el oeste, a la búsqueda. En la nueva posición

(longitud, latitud) del máximo (mínimo) se centra un círculo de radio 1.5° y se repiten los 3 pasos. Este método se continua hasta que el remolino ya no es detectado, es decir, la búsqueda se suspende cuando el valor de $R < 0.3 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$.

4. Cuando el remolino ya no se observa, se inicia un nuevo seguimiento dos meses después al inicio de la búsqueda anterior. Se escogió este periodo ya que en el capítulo 9 se encontró que la banda de frecuencia de mayor variación ocurre entre los 50 y 200 días, y que a los 60 días es cuando tiene lugar la máxima variabilidad.

En la figura 23 se presentan las trayectorias preferenciales de (a) los remolinos anticiclónicos y de (b) los ciclónicos; por otro lado, el contorno negro es la isobata de los 200 m, a la cual se encuentra el rasgo topográfico más importante del Mar Caribe, la Elevación de América Central (figura 1b). Las líneas rojas corresponden a los vórtices que entran al Mar Caribe. Las trayectorias verdes y azules son para aquellos remolinos generados o regenerados en las Cuencas de Granada y Venezuela (figura 1b), respectivamente. Las líneas color cian indican las trayectorias de los remolinos que penetran al Mar de Caimán vía el Canal Chibcha; las de matiz magenta se refieren a los vórtices introducidos, por el Paso de los Vientos, al Mar de Caimán; y finalmente, las trayectorias amarillas son las correspondientes a los remolinos que cruzan el Canal de Yucatán para adentrarse al Golfo de México.

Al parangonar las trayectorias ciclónicas (figura 24b) con las anticiclónicas (figura 24a), se puede ver que existen mas remolinos ciclónicos que anticiclónicos; tanto para los

que entran al Mar Caribe (por el Paso de los Vientos y por las Antillas Mayores) y al Golfo de México, como para los que se forman o regeneran en el interior del Mar Caribe (en las Cuencas de Granada y Venezuela y en el Mar de Caimán). Este resultado es contrario al resto de los estudios previos de remolinos en el Mar Caribe, en los que los autores encuentran una mayor cantidad de remolinos anticiclónicos en el Mar Caribe (Nystuen y Andrade, 1993; Murphy et al., 1999; Andrade y Barton, 2000, Oey et al., 2003; entre otros).

En las trayectorias (figura 23a y 23b) que siguen los remolinos introducidos, formados o regenerados en el Mar Caribe, se percibe que estos se propagan hacia el oeste con una pequeña componente hacia el norte en la región central. Cuando estos remolinos llegan a los 81° W y 15° N, se divisa una desviación hacia el suroeste producida por la barrera topográfica de América Central. Muchos de estos remolinos desaparecen en esa área, otros continúan avanzando hacia el sur para incorporarse a la circulación ciclónica del Giro Panamá-Colombia (como se observa en las trayectorias azules), en donde terminan por desvanecerse al poco tiempo de su llegada (del orden de semanas). También se observa, aunque en menor medida, que algunos remolinos cruzan hacia el norte por el canal que se encuentra entre Jamaica y la Española (figura 1b).

Algunos de los remolinos que no se disipan en la zona de la Elevación de América Central sufren una modificación al desprender vórtices de reducida talla, los cuales se introducen al Canal Chibcha y penetran al Mar de Caimán, en donde se regeneran las estructuras de mesoescala debido a la interacción de estos con los remolinos que entran, se forman o se regeneran en el Paso de los Viento.

Tanto los remolinos del Mar de Caimán como aquellos procedentes del Paso de los Vientos que no sufren una influencia recíproca, pues se localizan cerca de las costas de Cuba; viajan hacia el oeste hasta llegar a las costas del Norte de América Central y la Península de Yucatán, en donde viran hacia el norte. En el trayecto hacia el norte, se observa que hay una fusión de los remolinos de Mar de Caimán con los del Paso de los Vientos; aunque esto último solo se observa en las trayectorias de los remolinos ciclónicos. Algunos de estos remolinos, al llegar al Canal de Yucatán (figura 1a), entran al Golfo de México en donde progresan hacia el norte para luego desviarse hacia el oeste. Unos de estos remolinos presentan una mayor penetración hacia el norte que otros, comportamiento que se debe a la incorporación de estos en la Corriente de Lazo (Murphy et al., 1999; Oey et al., 2003).

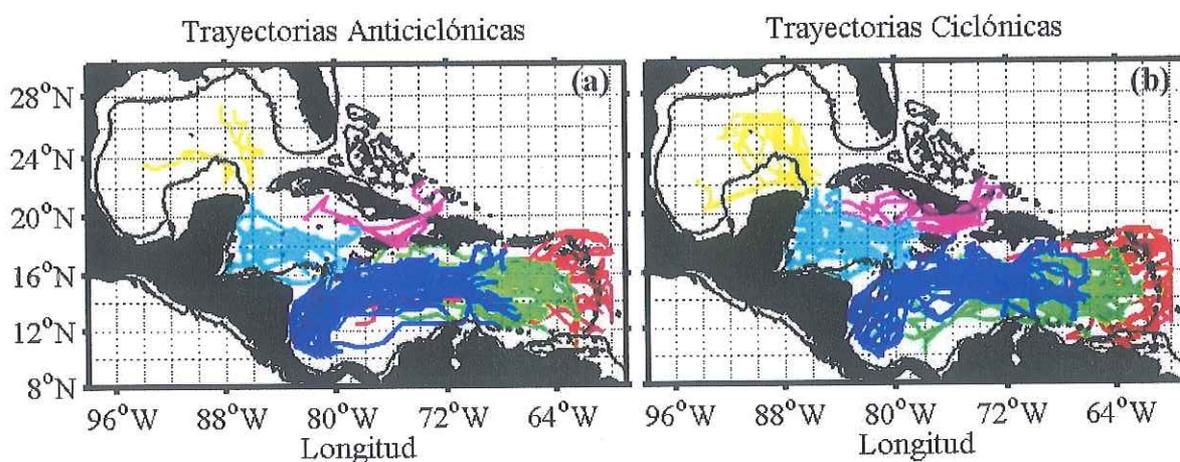


Figura 23. Trayectorias de (a) los remolinos anticiclónicos y (b) ciclónicos. Las líneas rojas corresponden a los remolinos que entran al Mar Caribe, las verdes y azules para aquellos remolinos que son formados o regenerados en las Cuencas de Granda y Venezuela, respectivamente. Las trayectorias color cian corresponden a los remolinos que penetran al Mar de Caimán, las de matiz magenta para aquellos introducidos al Mar Caribe vía el Paso de los Vientos, y las amarillas para los que atraviesan hacia el Golfo de México.

XIII. Conclusiones.

La componente estérica en las latitudes medias del Mar Caribe enmascara la variabilidad de alta frecuencia, por lo que se debe realizar la corrección estérica para el estudio de estos fenómenos.

La mayor variabilidad del nivel del mar ocurre en la región Central y Suroeste del Mar Caribe aunque no es tan claro en que época del año sucede.

La topografía es un factor importante en la disipación, regeneración y modificación de remolinos.

Los estudios basados en modelos numéricos sugieren que los vórtices anticiclónicos de gran escala encontrados en el Mar Caribe provienen de la zona de retroflexión de la Corriente Norte de Brasil. Sin embargo, el análisis de 10 años de datos de anomalía del nivel del mar sugiere que existen más anomalías ciclónicas que anticiclónica y que solo algunas provienen de esa región. La mayoría de los remolinos parecen ser generados en el interior del Mar Caribe.

Los remolinos viajan hacia el oeste y se disipan al llegar a la Elevación de América Central. En este proceso se desprenden pequeñas estructuras que penetran al Mar de Caimán por el Canal Chibcha, en donde interactúan con otros vórtices generados ahí o

introducidos por el Paso de los Vientos y luego se disipan en la Península de Yucatán o penetran al Golfo de México por el Canal de Yucatán.

La variabilidad dominante ocurre el periodo de 50-100 días para el Mar Caribe, y en el de los 100-200 días para el Golfo de México.

No se encontró una relación local clara entre el rotacional del esfuerzo del viento y la elevación dinámica del nivel del mar, por lo que no se puede decir que el viento es el principal forzamiento de generación de remolinos en el Mar Caribe.

Bibliografía.

- Andrade, C. A. 1993. Analysis of the surface-wind speed over the Caribbean Sea. *Bull. Sci. Cent. Invest. Hidrogr.* 13: 33-44 p.
- Andrade, C. A., y E. D. Barton. 2000. Eddy development and motion in the Caribbean Sea. *J Geophys. Res.* 105: 26,191-26,201 p.
- Basdevant, C., y T. Philipovich. 1994. On the validity of the "Weiss criterion" in two-dimensional turbulence. *Physica D.* 113: 17-30 p.
- Brigham, E. O. 1988. The Fast Fourier Transform and its applications. *Prentice Hall.* New Jersey. 448 pp.
- Carton, J. A., y Y. Chao. 1999. Caribbean Sea eddies inferred from TOPEX/POSEIDON altimetry and 1/6° Atlantic Ocean model simulation. *J. Geophys. Res.* 104: 7743-7752 p.
- Challenor P. G., P. Cipollini y D. Cromwell. 2001. Use of 3D Radon transform to examine the properties of oceanic Rossby waves. *J. Atmos. Oceanic. Technol.* 18: 1558-1566 p.
- Chelton, D. B. y M. G. Schlax. 1996. Global observations of oceanic Rossby waves. *Science.* 272: 234-238 p.
- Elhmaïdi, D., A. Provenzale y A. Babiano. 1993. Elementary topology of two-dimensional turbulence from a Lagrangian viewpoint and single-particle dispersion. *J. Fluid Mech.* 257: 533-558 p.
- Frantantoni, D. M., W. E. Johns y T. L. Townsend. 1995. Rings of the North Brazil Current: Their structure and behavior inferred from observations and a numerical simulation. *J. Geophys. Res.* 100: 10,633-10,654 p.
- Frantantoni, D. M. 2001. North Atlantic surface circulation during the 1990's observed with Satellite-tracked drifters. *J. Geophys. Res.* 106: 22067-22093 p.
- Fu, L. L. y B. Holt. 1983. Some examples of detection of oceanic mesoscale eddies by the SEASAT synthetic-aperture radar. *J. Geophys. Res.* 88: 1844-1852 p.

- Gallegos A. y S. Czitrom. 1997. Aspectos de la oceanografía física regional del Mar Caribe. *Contribuciones a la oceanografía física en México, Unión geofísica mexicana*. 3: 225-242 p.
- Gill, A. E. 1982. Atmosphere-Ocean Dynamics. *Academic Press*. San Diego. 662 pp.
- Gill, A. E. y P. P. Niiler. 1973. The theory of the seasonal variability in the ocean. *Deep-Sea Res.* 20: 142-177 p.
- Gordon, A. 1967. Circulation of the Caribbean Sea. *J. Geophys. Res.* 72(24): 6207-6223 p.
- Isern-Fontanet, J., E. García-Ladona y J. Font. 2003. Identification of marine eddies from altimetric maps. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 20: 772-778 p.
- Jeong J. y F. Hussain. 1995. On the identification of a vortex. *J. Fluid Mech.* 285: 69-94 p.
- Johns, W. E., T. N. Lee, F. A. Schott, R. J. Zantopp y R. H. Evans. 1990. The North Brazil Current Retroflexion: Seasonal structure and eddy variability. *J. Geophys. Res.* 95: 22,103-22,120 p.
- Kinder, T. H. 1983. Shallow currents in the Caribbean Sea and Gulf of Mexico as observed with satellite-tracked drifters. *Bull. Mar. Sci.* 33(2): 239-246 p.
- Kinder, T. H., G. W. Heburn y A. W. Green. 1985. Some aspects of the Caribbean circulation. *Mar. Geol.* 68: 25-52 p.
- Le Traon, P. Y., y F. Ogor. 1998. ERS-1/2 orbit improvement using TOPEX/Poseidon: The 2 cm challenge. *J. Geophys. Res.* 103: 8045-8057 p.
- Le Traon, P. Y., F. Nadal, y N. Ducet. 1998. An improved mapping method of multi-satellite altimeter data. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 15:522-534 p.
- McWilliams, J. 1984. The emergence of isolated coherent vortices in turbulent flow. *J. Fluid Mech.* 146: 21-43 p.
- Molinari, R. L., M. Spillane, I. Brooks, D. Atwood y C. Duckett. 1981. Surface currents in the Caribbean Sea as deduced from lagrangian observations. *J. Geophys. Res.* 86: 6537-6542 p.
- Mooers, C. N. K. y G. A. Maul. 1998. Intra-Americas sea circulation. In: K. H. Brink y A. R. Robinson. *The Sea*. Wiley. New York. 1062 pp.

- Morrison, J. M. y O. P. Smith. 1990. Geostrophic transport variability along the Aves Ridge in the Eastern Caribbean Sea during 1985-1986. *J. Geophys. Res.* 95: 699-710 p.
- Murphy, S. J., H. E. Hurlburt y J. J. O'Brien. 1999. The connectivity of height variability in the Caribbean Sea, the Gulf of Mexico, and the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* 104: 1431-1453 p.
- Nystuen, J. A. y C. A. Andrade. 1993. Tracking mesoscale ocean features in the Caribbean Sea using Geosat Altimetry. *J. Geophys. Res.* 98: 8389-8394 p.
- Oey, L. Y., H. C. Lee y W. J. Schmitz Jr. 2003. Effects of winds and Caribbean eddies on the frequency of Loop Current height shedding: A numerical model study. *J. Geophys. Res.* 108: 22-1-22-25 p.
- Okubo, A. 1970. Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. *Deep-Sea Res.* 17: 445-454 p.
- Patullo, J. G., W. Munk, R. Revelle y E. Strong. 1955. The seasonal oscillation in sea level. *J. Mar. Res.* 14: 88-155 p.
- Pedlosky, J. 1987. Geophysical Fluid Dynamics. *Springer-Verlag*. New York. 710 ppp.
- Polito, P. S. y P. Cornillon. 1997. Long baroclinic Rossby waves detected by TOPEX/POSEIDON. *J. Geophys. Res.* 102: 3215-3235 p.
- Pond, S. y G. L. Pickard. 1978. Introductory dynamic oceanography. *Pergamon Press*. Oxford. 241 pp.
- Roemmich, D. 1981. Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *J. Geophys. Res.* 86: 7993-8005 p.
- Semtner Jr., A. J. y R. M. Chervin. 1992. Ocean General circulation from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res.* 97: 5493-5550 p.
- Stammer, D. 1997. Steric and wind-induced changes in TOPEX/POSEIDON large-scale sea surface topography observations. *J. Geophys. Res.* 102: 20,987-21,009 p.
- Thompson, J. D., T. L. Townsend, A. Wallcraft y W. J. Schmitz Jr. 1992. Ocean prediction and the Atlantic Basin: Scientific issues and technical challenges. *Oceanography*. 5(1): 36-41 p.