

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA**



**Dinámica de Ondas del Este y su Interacción con el
flujo medio en el Caribe.**

T E S I S

Que para obtener el grado de Doctor en Ciencias
en Física de la Atmósfera
presenta

José Antonio Salinas Prieto.

**Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda
Asesor.**

México, D.F.

Marzo 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

Centro de Ciencias de la Atmósfera

CIRCUITO EXTERIOR, CIUDAD UNIVERSITARIA
C. P. 04510 MEXICO, D. F., MEXICO

Ciudad Universitaria, 31 de marzo de 2006

Dra. Blanca Mendoza Ortega
Coordinadora del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de tutor para el examen de grado del estudiante de Doctorado en Ciencias (Física de la Atmósfera), José Antonio Salinas Prieto, y habiendo supervisado el trabajo desde sus inicios y revisado la tesis titulada "Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe", considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente

Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: José Antonio Salinas Prieto

FECHA: 20/03/06

FIRMA:

Jiutepec, Mor., 31 de marzo de 2006

Dra. Blanca Mendoza Ortega
Coordinadora del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Doctorado en Ciencias (Física de la Atmósfera), José Antonio Salinas Prieto, y habiendo revisado la tesis titulada "Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe", considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente



Dr. René Lobato Sánchez.

Jiutepec, Mor, 31 de marzo de 2006

Dra. Blanca Mendoza Ortega
Coordinadora del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Doctorado en Ciencias (Física de la Atmósfera), José Antonio Salinas Prieto, y habiendo revisado la tesis titulada "Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe", considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente



Dr. Ricardo Prieto González.

ASU
ARIZONA STATE UNIVERSITY

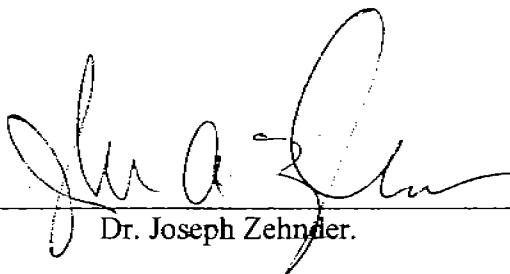
Ciudad Universitaria, 31 de marzo de 2006

Dra. Blanca Mendoza Ortega
Coordinadora del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Doctorado en Ciencias (Física de la Atmósfera), José Antonio Salinas Prieto, y habiendo revisado la tesis titulada "Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe", considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente,



Dr. Joseph Zehnder.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

Centro de Ciencias de la Atmósfera

CIRCUITO EXTERIOR, CIUDAD UNIVERSITARIA
C. P. 04510 MEXICO, D. F., MEXICO

Ciudad Universitaria, 31 de marzo de 2006

Dra. Blanca Mendoza Ortega
Coordinadora del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Doctorado en Ciencias (Física de la Atmósfera), José Antonio Salinas Prieto, y habiendo revisado la tesis titulada "Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe", considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente

Dr. Tomás Morales Acoltzin.

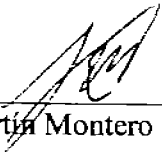
Jiutepec, Mor., 31 de marzo de 2006

Dra. Blanca Mendoza Ortega
Coordinadora del Posgrado en
Ciencias de la Tierra

Por medio de este conducto me permito comunicarle que, en calidad de jurado para el examen de grado del estudiante de Doctorado en Ciencias (Física de la Atmósfera), José Antonio Salinas Prieto, y habiendo revisado la tesis titulada "Dinámica de ondas del este y su interacción con el flujo medio en el Caribe", considero que ésta cubre los requisitos señalados en los lineamientos académicos del Posgrado en Ciencias de la Tierra; por lo tanto el estudiante puede continuar con los trámites para solicitar fecha del examen de grado.

Sin más por el momento aprovecho la ocasión para enviarle un cordial saludo.

Atentamente



Dr. Martín Montero Martínez.

DE : CIGEFI UCR

NO. DE FAX :

18 ABR. 2006 03:09PM P2



Universidad de Costa Rica
Vicerrectoría de Investigación
Centro de Investigaciones Geofísicas
2060 San José, Costa Rica
Tel. (506) 2075320 / 2075096
Fax. (506) 234 2703
Email: cigefi@cigefi.ucr.ac.cr

San José, 12 de abril de 2006


Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra
Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán
C.P. 04510 México D.F.

Estimados Señores,

La presente es para comunicarles que he leído el trabajo de Tesis Doctoral "Dinámica de Ondas del Este y su Interacción con el flujo medio en el Caribe" del Señor José Antonio Salinas Prieto para optar por el grado de Doctor en Ciencias en Física de la Atmósfera en el marco del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra y emito mi voto **aprobatorio** para que el mencionado candidato a Doctor presente el correspondiente Examen de Grado de acuerdo a la reglamentación vigente en esa Institución.

Atentamente,




Dr. Jorge A. Amador
Director
Centro de Investigaciones Geofísicas
Catedrático e Investigador
Escuela de Física
Universidad de Costa Rica

c/arch.

Agradecimientos

Al Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (*IMTA*) por su atinado programa de apoyo para realizar estudios de posgrado.

Al Dr. Víctor Magaña, por su dirección, paciencia, comentarios, enseñanzas, y observaciones.

Al Dr. Javier Aparicio Mijares, por su decidido impulso a la formación de recursos humanos.

Al Dr. René Lobato, por su comprensión, apoyo y solidaridad en esta difícil tarea y por sus observaciones a este trabajo.

Al Dr. Ricardo Prieto González, por apoyarme en el análisis de estabilidad, tanto los programas como en la interpretación y por sus revisiones del detalle del trabajo.

Al Dr. Saúl Miranda, por su apoyo inicial en estos estudios.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada para la realización de este trabajo.

Al Dr. Joseph Zehnder, por sus valiosas aportaciones y su disposición continua.

Al Dr. Arturo Quintanar, por sus innovadoras ideas que se transformaron en resultados interesantes.

Al Dr. Martín Montero, por su apoyo a la conclusión del trabajo y su solidaridad.

Al Dr. Jorge Amador, por sus ideas acerca de la inestabilidad de la corriente en chorro del Caribe y por sus revisiones de fondo que contribuyeron a mejorar este trabajo.

Al Dr. Tomás Morales, por sus comentarios en los planteamientos centrales.

Al Dr. Michel Rosengaus, por abrir la vía operativa en el Servicio Meteorológico Nacional (*SMN*) a métodos de identificación de ondas del este y a la Dra. Valentina Davydova, por su incansable labor de mejorar las operaciones en *SMN*.

A Hugo, por su mapa revelador del Atlántico, su solidaridad y su incesante curiosidad ejemplo de construcción de nuevos tiempos.

A Mariana, por su apoyo, inspiración y solidaridad, porque me ha enseñado que lo impecable se lleva con todo.

A Maru, por su amor, comprensión, solidaridad, apoyo, aguante e impulso a este trabajo que parecía no tener fin, con ella lo encontré y también está obteniendo un grado.

A Carlos, Paco y Laura, por el pasado, el presente y el largo futuro que todavía nos queda, aún tenemos mucho por hacer.

A mis padres, porque siempre han hecho su mejor esfuerzo, aún ahora, abriéndome nuevas opciones .

Al grupo de Hidrometeorología del *IMTA*, donde he compartido espacios, planes, logros y desencuentros, porque hemos logrado paulatinamente ganarnos un lugar en la comunidad científica y tecnológica, en especial a Fernando Oropeza por su compromiso con el grupo y su ejemplo de integridad, a Yolanda Santos por su apoyo profesional, entusiasmo y por involucrarse cotidianamente en asuntos siempre importantes y a René Lobato, por su visión y énfasis en el desarrollo personal, pero sobre todo por mantenerse siempre erguido.

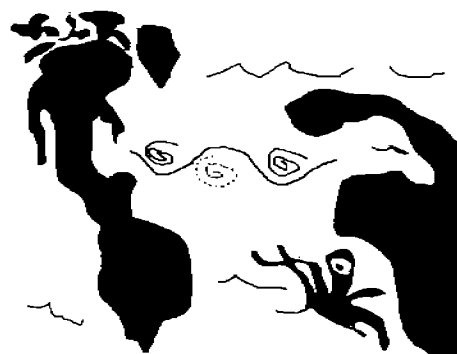
A mis amigos (bajo riesgo de olvidar a alguien) que entre convivencias con netas me han enseñado lo bueno que es estar aquí: Perla, Martín, Ovidio, Gemma, Betty, Jaime, Rubén, Alejandro, Lety, Juan Carlos, Paty, el otro Martín, Mónica, Nando, Minerva, el otro Alejandro, Temo, Joselo, Juanito, la otra Lety, Mario, otra Lety más, Ricardo, Dalva, Daniel, Anallie, Neba, el otro Ricardo, Santiago y toda la larga lista de cuates de Ensenada, con quienes he aprendido y desaprendido cosas grandes y pequeñas de la vida (la de ellos y la mía). Todos me han mostrado que la vida se vive en primera persona, en presente y aquí.

Dedicatoria

A Hugo, Mariana y Maru, coautores intelectuales de este proyecto, responsables también de haberlo concluido, (no de los posibles errores, si de algunos retrasos), los aciertos los logré motivado por su compañía incondicional y constante apoyo. Me siento muy orgulloso de tenerlos como mi familia.

A Memo, que sigue estando y cada vez de manera diferente.

A mis padres, por razones obvias, pero además por despojarse de la razón para apoyarme hasta en mis andanzas con tinte de locuras, también de las locuras se aprende.



Hugo Salinas Matus

Contenido

| | |
|---|-----------|
| Resumen..... | i |
| Capítulo 1 | |
| 1. Introducción..... | 1 |
| 1.1 La estructura y circulación en los trópicos..... | 2 |
| 1.2 Las ondas del este | 4 |
| 1.3 Observaciones | 5 |
| 1.3.1 Ondas del Este (<i>OE</i>) en África y Atlántico | 5 |
| 1.3.3 <i>OE</i> en el Caribe..... | 8 |
| 1.4 Teoría de <i>OE</i> | 11 |
| 1.4.1 Génesis y dinámica de las <i>OE</i> | 11 |
| 1.4.2 Mecanismos de mantenimiento e intensificación de <i>OE</i> | 12 |
| 1.4.3 Consideraciones energéticas..... | 13 |
| 1.4.3.1 Ciclo energético..... | 13 |
| 1.5 Hipótesis | 15 |
| 1.6 Objetivo general..... | 16 |
| 1.6.1 Objetivos particulares..... | 16 |
| Capítulo 2 | |
| 2. Metodología y datos | 17 |
| 2.1 Datos | 17 |
| 2.2 Metodología | 18 |
| 2.2.1 Métodos estadísticos..... | 18 |
| 2.2.1.1 Análisis espectral | 18 |
| 2.2.1.2 Onduletas | 18 |
| 2.2.1.3 Correlación cruzada con desfaseamiento..... | 19 |
| 2.3 Diagnósticos dinámicos..... | 20 |
| 2.3.1 Balance de momento.... | 20 |
| 2.3.2 Transferencia de momento entre flujo medio y perturbaciones | 21 |
| 2.3.3 Definición del vector de flujo Eliassen-Palm..... | 21 |
| 2.4 Conversiones barotrópicas | 24 |
| 2.5 Intercambio de energía cinética entre perturbaciones y flujo medio..... | 25 |
| 2.6 Análisis de estabilidad de la CCC..... | 25 |

Capítulo 3

| | |
|--|----|
| 3. Resultados | 28 |
| 3.1 Análisis del estado medio en el Caribe..... | 28 |
| Vientos..... | 28 |
| Divergencia | 28 |
| Velocidad omega..... | 30 |
| Vorticidad absoluta | 30 |
| 3.2 Dinámica del Caribe | 32 |
| 3.3 Identificación estructura de <i>OE</i> en el Caribe..... | 38 |
| 3.3.1 Análisis espectral | 38 |
| 3.3.2 Análisis de onduletas | 40 |
| 3.3.3 Distribución vertical de energía de onda..... | 42 |
| 3.3.4 Distribución horizontal de energía de onda | 44 |
| 3.3.5 Correlación cruzada con desfaseamiento..... | 47 |
| 3.4 Balances de momento entre la <i>CCC</i> y <i>OE</i> | 54 |
| 3.5 Relación de perturbaciones con flujo medio zonal | 65 |
| 3.5.1 Diagnóstico del flujo de momento entre perturbaciones y flujo medio..... | 65 |
| 3.6 Análisis de estabilidad de la <i>CCC</i> | 73 |
| 4. Discusión | 80 |
| 4.1 Dinámica de las <i>OE</i> | 80 |
| 4.2 Dinámica de la <i>CCC</i> | 81 |
| 4.3 Relación onda-flujo medio | 82 |
| 5. Conclusiones | 86 |
| 5.1 Estadística y dinámica de la <i>CCC</i> | 86 |
| 5.2 Estadística y dinámica de <i>OE</i> | 87 |
| 5.3 Diagnóstico dinámico de la relación onda-flujo medio..... | 88 |
| 5.4 Interacción entre las <i>OE</i> y la <i>CCC</i> | 88 |
| 5.5 Inestabilidad de la <i>CCC</i> | 88 |
| 5.6 Las <i>OE</i> y el pronóstico del tiempo y clima meteorológico..... | 88 |
| 5.7 Trabajo a futuro..... | 89 |
| 6. Referencias | 90 |

Lista de figuras.

Fig. 1.1 a) Patrón medio de razón de precipitación ($\text{Kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) ($\times 10^{-5}$) (junio-septiembre 1968-1996) b) Climatología de temperatura superficial del océano ($^{\circ}\text{C}$), mismo período.

Fig. 1.2 Climatología de viento (m/s) a 925 hPa. (julio-octubre 1968-1996)

Fig. 1.3 Razón de precipitación (mm/día) julio a octubre: 1981, 1988, 1985, 1993, 1999 menos 1980, 1986, 1990, 1994, 1997 y 2001. Ver texto.

Fig. 1.4 Viento en 700 hPa. julio a octubre: 1981, 1988, 1985, 1993, 1999 menos 1980, 1986, 1990, 1994, 1997 y 2001.

Fig. 1.5 Secuencia de evolución de una *OE* en depresión y tormenta tropical.

Fig. 1.6 Varianza de viento meridional medio en el Atlántico Tropical para diferentes rangos de período (Cook, 2004).

Fig. 1.7 Diagrama Hovmöller de viento meridional (m/s) en 17.5°N y 700 hPa. filtrado de 3 a 9 días . La línea punteada corresponde a la zona del Mar Caribe, mientras que las continuas delimitan el área continental mexicana. 2000. La elipse roja indica una *OE* que se intensificó en el Caribe.

Fig. 1.8 Vorticidad relativa (s^{-1}) ($\times 10^{-5}$) (julio-octubre 1968-1996)

Fig. 1.9. Modelo simplificado de una *OE*.(www.planearthsci.com)

Fig. 1.10 Ciclo energético propuesto por Lorenz (1955). *G* significa generación, *C* conversión y *D* disipación de energía.

Fig. 1.11 Modelo conceptual de la hipótesis de este trabajo. a) Etapa de aceleración de la corriente asociada a divergencia de momento del oeste asociada a perturbaciones. b) Etapa de desaceleración de la corriente asociada a convergencia de momento del oeste.

Fig. 2.1 Orientaciones relativas del eje mayor de la anisotropía de perturbaciones: elipses y del vector de flujo *E*, definido en 2.12)

Fig. 3.1 Climatología de divergencia superficial (10^{-5} 1/s) (1968-1996)

Fig. 3.2 Climatología de velocidad vertical omega a 700 hPa. (Pa/s) (1968-1996).

Fig. 3.3 Gradiente meridional de vorticidad relativa en superficie (10^{-10} 1/m s) en 75°W (1968-1996)

Fig.3.4 Gradiente meridional de vorticidad relativa $1/m\ s$ ($15^\circ\ N, 75^\circ\ W$). El factor de normalización lo da el valor máximo registrado en el mes de julio.

Fig. 3.5 a) Divergencia de viento horizontal ($1/s$).
b) Divergencia vertical de omega ($1/s$). Ambos en $17.5^\circ\ N$ (Julio 1968-1996). Las líneas onduladas representan el nivel de máxima energía de *OE*.

Fig. 3.6 a) Viento zonal en $17.5^\circ\ N$. Julio 1968-1996. b) Velocidad omega en la misma línea y periodo. c) Componente meridional de vorticidad relativa como indicador de circulación directa en el plano zonal-vertical (ver texto).

Fig. 3.7 Igual que Fig. 3.6, pero para el mes de octubre.

Fig. 3.8 a) Perfil vertical de viento zonal (m/s) en $15^\circ\ N$ y $75^\circ\ W$. b) Perfil meridional de viento zonal ($75^\circ\ W, 925\ hPa.$). (1968-1998).

Fig. 3.9 a) Diferencias en precipitación y circulaciones divergentes medias entre a) julio y finales de mayo. b) Inicios de septiembre y julio. (Magaña y Caetano, 2005)

Fig. 3.10 Espectro de potencia de viento meridional a lo largo de $17.5^\circ\ N$ (junio-octubre 1968-1996).

Fig. 3.11 Espectro de potencia de humedad específica a lo largo de $17.5^\circ\ N$ (junio-octubre 1968-1996).

Fig. 3.12 Espectro de onduletas (1948-2001) de viento meridional (m/s) en $700\ hPa.$, y $17.5^\circ\ N$.

Fig. 3.13 Energía cinética de perturbación (m^2/s^2) en $17.5^\circ\ N$ (3 a 9 días) de viento meridional (1968-1996.)

Fig. 3.14 a) Varianza normalizada de viento meridional respecto a $15^\circ\ N$ y $75^\circ\ W$ en $700\ hPa$. Mayo a Octubre b) Coherencia de viento meridional respecto al mismo punto y período.

Fig. 3.15 a) Varianza normalizada (respecto a $15^\circ\ N$ y $75^\circ\ W$) de humedad específica en $700\ hPa$ entre 3 y 9 días de período. b) Coherencia en los mismos períodos respecto al mismo punto.

Fig. 3.16 Correlación cruzada con desfaseamiento (mayo a julio) en $700\ hPa$ para viento filtrado (3 a 9 días). El punto de referencia está en $12^\circ\ N$ y $75^\circ\ W$. a) -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

Fig. 3.17 Igual que 3.16, pero para los meses de agosto a octubre. a) -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

Fig. 3.18 Igual que 3.16, pero en 20° N, 75° W, mayo a julio. a) -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

Fig. 3.19 Igual que 3.16, pero para los meses de agosto a octubre. a) -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

Fig. 3.20 Inclinación de elipses asociadas a perturbaciones indicando transporte neto de momento del oeste. a) Al norte. b) Al sur

Fig. 3.21 Inclinación de las perturbaciones respecto al centro de la CCC en los meses de a) mayo a julio (fase de aceleración). b) De agosto a octubre (fase de desaceleración)

Fig. 3.22 Aceleración zonal promedio (m/s^2) en 925 hPa. (1968-1996) (Término I)

Fig. 3.23 Convergencia meridional de flujo de momento zonal transportado meridionalmente ($10^{-7} m/s^2$) en 925 hPa. (Término V)

Fig. 3.24 Término advectivo zonal (m/s^2) en 925 hPa (Término II)

Fig. 3.25 Término ageostrófico (m/s^2) en 925 hPa (Término VI)

Fig. 3.26 Término advectivo meridional (m/s^2) en 925 hPa (Término III)

Fig. 3.27 Término advectivo zonal (m/s^2) en 925 hPa (Término IV)

Fig. 3.28 Ampliación en el área del Caribe. Aceleración zonal promedio ($m/s^2 \times 10^{-7}$) en 925 hPa. (1968-1996)

Fig. 3.29 Ampliación en el área del Caribe. Convergencia meridional de flujo de momento zonal transportado meridionalmente ($m/s^2 \times 10^{-7}$) en 925 hPa.

Fig. 3.30 Divergencia vertical de momento zonal (m/s^2). a) Entre mayo y julio, b) Entre agosto y septiembre. c) Diferencia entre a) y b).

Fig. 3.31 Perfil vertical y zonal de viento zonal (m/s) en 15° N mostrando la CCC.

Fig. 3.32 Climatología de viento ($m \cdot s^{-1}$) Julio (1948-2001) en 700 hPa.

Fig. 3.33 Igual que Fig. 3.40, pero en 925 hPa

Fig. 3.34 Flujo meridional de momento zonal (m/s^2) en 700 hPa. (1968-1996). a) mayo a julio b) agosto a octubre.

Fig. 3.35 Vector de flujo Eliassen-Palm (m^2/s^2) y su divergencia (m/s^2) $\times 10^{-6}$ en 700 hPa. (1968-1996) a) mayo - julio b) agosto - octubre.

Fig. 3.36 Ampliación para el Caribe del vector de flujo Eliassen-Palm y su divergencia (m/s^2) $\times 10^{-6}$ en 700 hPa. (1968-1996) a) mayo – julio b) agosto – octubre.

Fig. 3.37 Viento zonal (m/s) y su gradiente en 700 hPa. (Julio 1968-1996)

Fig. 3.38 Conversión barotrópica de energía en 700 hPa. (m^2/s^3) (1968-1996). a) mayo a julio b) agosto a octubre

Fig. 3.39 Transferencia de energía cinética del flujo medio hacia perturbaciones (10^{-6}) (m^2/s^2) en 700 hPa. 1968-1996. a) mayo a julio b) agosto a septiembre

Fig. 3.40 Corte meridional a) del perfil del viento zonal y b) de vorticidad centrado a 75° W, región de máxima intensidad. 925 hPa. julio-septiembre 1969-1996.

Fig. 3.41 a) Perfiles meridionales de viento zonal u (m/s) en 75° W b) Doblamiento- e (días)

Fig. 3.42 Perfiles meridionales promedio de u en julio (1990-2001). En a) 65° W (negro), 70° W (rojo), 75° W (azul), 80° W (rojo punteado) y 85° W (negro punteado) b) De vorticidad absoluta c) Doblamiento e (días) correspondientes a cada mes como indicador de inestabilidad.

Fig. 3.43 Perfiles meridionales promedio de u en Septiembre (1990-2001). En a) 65° W (negro), 70° W (rojo), 75° W (azul), 80° W (rojo punteado) y 85° W (negro punteado) b) De vorticidad absoluta c) Doblamiento e (días) correspondientes a cada mes como indicador de inestabilidad.

Fig. 3.44 Variación del doblamiento e (días) en función de la inestabilidad de la corriente zonal máxima (U_{max}). Los valores menores a 0.25 días son los modos más inestables.

Fig. 3.45 Interpretación del flujo de momento zonal ($u'v'$) (m/s^2) en 700 hPa. a) mayo a julio. b) agosto a octubre

Fig. 3.46 Inclinación del eje mayor respecto al este en los meses de mayo a julio (fase de aceleración). Los grises indican valores mayores a 90° . El interior de la línea roja indica la zona de mayor transporte de momento del oeste al sur, resultando en una aceleración de la corriente del este.

Fig. 3.47 Inclinación del eje mayor respecto al este en los meses de agosto a octubre (fase de desaceleración). Los grises indican valores mayores a 90° . El interior de la línea roja indica la zona de mayor transporte de momento del oeste al norte, resultando en una desaceleración de la corriente del este.

Fig. 3.48 Inclinación de las perturbaciones respecto al centro de la corriente zonal en chorro en los meses de mayo a julio (fase de aceleración)

Fig. 3.49 Inclinación de las perturbaciones respecto al centro de la corriente zonal en chorro en los meses de agosto a octubre (fase de desaceleración).

Lista de símbolos.

| | |
|------------|---|
| η | vorticidad relativa |
| β | parámetro de Coriolis |
| u | viento zonal |
| v | viento meridional |
| G_P | ganancia de energía del flujo medio |
| G_E | ganancia de energía de perturbaciones |
| A_P | energía potencial disponible del flujo medio |
| A_E | energía potencial disponible del flujo medio |
| C_1 | conversión de energía potencial disponible entre flujo medio y perturbaciones |
| C_2 | conversión de energía potencial disponible a energía cinética entre el flujo medio |
| C_3 | conversión de energía potencial disponible a energía cinética entre perturbaciones |
| C_4 | conversión de energía cinética del flujo medio a energía cinética de perturbaciones |
| K_P | energía cinética del flujo medio |
| K_E | energía cinética de perturbaciones |
| D_P | Dispersión de energía del flujo medio |
| D_E | Dispersión de energía del flujo medio |
| Ψ_0 | Función Morlet |
| Ω | Parámetro adimensional de tiempo, $\Omega = \frac{t}{s}$, $s = 10 \Delta t$, Δt es intervalo de tiempo. |
| ω_0 | Frecuencia adimensional |
| r_{xy} | Correlación espacial entre la serie x e y. |
| τ | Desfasamiento en tiempo de correlaciones |
| u' | Varianza de viento zonal |

| | |
|---------------|--|
| v' | Varianza de viento meridional |
| $u'v'$ | Flujo zonal de perturbaciones transportado meridionalmente |
| f | Parámetro de Coriolis |
| Vg | Componente de viento geostrófico |
| E | Vector de flujo de momento Eliassen-Palm |
| $\bar{\zeta}$ | Vorticidad absoluta |
| ω | Frecuencia temporal |
| k, l | Número de onda zonal y meridional respectivamente |
| c_x, c_y | Velocidad de grupo en la componente zonal y meridional respectivamente |
| θ | Angulo de inclinación de elipses asociadas a perturbaciones |
| C | Variación temporal de energía cinética asociada a perturbaciones |
| ϕ | Latitud |
| λ | Longitud |
| ψ' | Función corriente perturbada |
| m | Número de onda |
| P^m | Polinomio de Legendre de orden m |

Resumen.

La dinámica de los trópicos en verano y otoño es modificada en gran medida por perturbaciones tipo Rossby, como las Ondas del Este (*OE*), cuya estructura y evolución genera lluvias. Estas ondas se observan con mayor frecuencia entre mayo y octubre mostrando gran variabilidad espacial y temporal. La zona con mayor actividad de *OE* es África occidental y Atlántico Oriental, por lo que ahí se han realizado la mayor cantidad de estudios.

La propagación de estas perturbaciones se registra desde África hasta las Américas, las aguas frías del Océano Atlántico provocan su debilitamiento que continúa hasta llegar al Caribe. Aún no es claro si las *OE* registradas en el Continente Americano son las mismas que las observadas en África, pero existen evidencias de que en algunas ocasiones, bajo condiciones poco claras, las *OE* en el Caribe se intensifican y amplifican, produciendo zonas de lluvia intensa en Centroamérica y México al extender meridionalmente su área de influencia.

En México, estas perturbaciones se manifiestan tanto por el gran impacto en lluvias que dejan a su paso como por ser precursoras de depresiones, tormentas y ciclones tropicales. Dada su complicada dinámica, se requiere identificar los principales mecanismos que propician su intensificación.

El paso de las *OE* modifica el tiempo meteorológico, conocer su dinámica e interacción con el estado medio contribuirá a mejorar los pronósticos. Debido a su alta incidencia (45 al año en promedio), su influencia en el clima regional es importante, siendo los estudios estadísticos y diagnósticos dinámicos necesarios para entender su evolución.

Debido a la falta de estudios en el Caribe, se realiza un estudio de las características y evolución de las *OE*, y su interacción con la corriente de Chorro del Caribe (*CCC*), evaluando las condiciones de intensificación mutua entre mayo y octubre de 1948 a 2001.

Se aplica un diagnóstico de la climatología y dinámica del estado atmosférico medio en el Caribe para el verano y otoño, temporada de mayor actividad de *OE*, incluyendo viento, análisis de vorticidad, divergencia, velocidad vertical, humedad y convección. Una vez analizadas las condiciones medias en el Caribe, se realiza un diagnóstico de la estructura y trayectorias de *OE*, principalmente en términos de la dinámica de la relación onda-flujo medio, con balances de momento. El efecto de Coriolis y los términos advectivos zonales y meridionales de momento zonal se cancelan mutuamente por lo que los balances en la zona del Caribe se dan principalmente entre aceleraciones medias zonales y el flujo de momento de perturbaciones que pueden ser del tipo *OE*, resultado consistente con la hipótesis de que las *OE* mantienen el flujo medio en el Caribe.

Los análisis energéticos muestran que las transformaciones de tipo barotrópico resultan en transferencia de energía de la perturbación (*OE*) al flujo medio (*CCC*) en la etapa de aceleración de ésta. Por el contrario, en la etapa de desaceleración de la *CCC*, la transferencia energética se observa de la *CCC* hacia *OE*.

Para conocer la interacción entre las *OE* y la *CCC* se calculan las transformaciones barotrópicas mediante la divergencia del vector de flujo Eliassen-Palm y la corriente media zonal en el Atlántico y Caribe. Las inclinaciones de las elipses asociadas a perturbaciones juegan un papel fundamental en la transferencia de momento zonal meridionalmente, localizándose áreas donde existen transferencias energéticas bajo ambientes barotrópicos identificándose zonas de potencial intensificación de *OE* y meses de aceleración de la *CCC*.

Se determinan los modos más inestables aplicando un análisis de estabilidad de la *CCC*. Según la hipótesis central de este trabajo las *OE* en esta región intercambian energía y momento con este sistema casi-estacionario. Dado que la *CCC* cumple con la condición Charney-Stern de inestabilidad de un flujo medio, se propone que las *OE* poseen números de onda y frecuencias similares a los modos inestables (análisis en modos normales), estimándose el rango de las longitudes de onda de las perturbaciones que pueden amplificarse a expensas de esta *CCC*.

Los resultados de este estudio indican que en el Caribe existe una corriente del este en chorro con estructura clara cuyo centro se localiza en 15° N y 75° W y 925 hPa. De Mayo a Julio se acelera hasta alcanzar 15 m/s en julio, iniciando su fase de desaceleración en Agosto. Esta *CCC* zonal posee una estructura que satisface la condición de inestabilidad de Charney-Stern, la cual establece que exista un cambio de signo en el gradiente meridional de la vorticidad potencial, en el caso del Caribe, este cambio de signo se da al sur del centro de la corriente.

Las *OE* que viajan desde África por el Atlántico hasta el Caribe, lo hacen en una guía de onda zonal claramente definida (entre 12° N y 20° N) con grandes variaciones de intensidad, alcanzando la máxima amplitud en el Atlántico del Este y Central (entre 20° W y 40° W), disminuyendo paulatinamente al acercarse al Caribe, donde encuentra las condiciones medias para intensificarse nuevamente. Las *OE* africanas poseen máximas intensidades en 850 hPa, mientras que las Caribeñas en 700 hPa. La velocidad de fase promedio de las *OE* que llegan al Caribe es de 6°/día, equivalente a 7 m/s, requiriendo desde que salen de África de 14.6 días para llegar a costas yucatecas o centroamericanas, recorriendo 88 ° longitud.

Desde un punto de vista dinámico, las *OE* interactúan con la *CCC* a través de intercambios de momento y energía, resultando de ello que entre mayo y julio, las ondas pierden energía cinética, mientras que la *CCC* la gana, acelerándose. Por otra parte, durante los meses de agosto a octubre, las perturbaciones ganan energía, cuando la *CCC* se desacelera.

Un análisis de la relación onda y flujo medio indica que las ondas ceden momento a través de su inclinación, alimentando de energía cinética a la corriente provocando su aceleración (mayo a julio) por convergencia de momento zonal. En este período, las perturbaciones tienen una inclinación que permite al norte (sur) de la *CCC* transportar momento del oeste al norte (sur), siendo el núcleo de la corriente un área donde diverge momento del oeste, teniendo como consecuencia la aceleración del este. Cuando esta corriente excede el umbral de 10 m/s, esta energía es cedida a las ondas mediante un

proceso de inestabilidad barotrópica y por transferencia de momento zonal a través de las perturbaciones, observándose una desaceleración entre agosto y octubre, cuando las perturbaciones transportan momento del oeste al norte, tanto al sur como al norte de la CCC, teniendo como resultado que el centro de esta corriente llega momento del oeste, acelerándose del oeste (desacelerándose del este). Este mecanismo de transporte meridional de momento zonal regula la aceleración o desaceleración de esta CCC.

La experiencia en meteorología sinóptica identifica períodos de OE intensos (débiles) entre mayo a julio (agosto a octubre), una explicación la da esta relación onda-flujo medio en el Caribe.

Los análisis de estabilidad aplicados a la CCC indican que las OE de aproximadamente 2,666 Km de longitud y período de 5 a 7 días tienen mayor potencial de debilitamiento en el Caribe de mayo a julio y de intensificación de agosto a octubre por transferencia de energía de la CCC.

Dada la gran importancia de las lluvias asociadas a estas perturbaciones en México, Centroamérica y el Caribe, se deben incorporar mejores condiciones iniciales en el Caribe para describir adecuadamente la dinámica onda-flujo medio, ello aumentará la confiabilidad de los pronósticos numéricos mayores a 24 horas.

Capítulo 1

1. Introducción

Los pronósticos del tiempo y del clima son cada vez más solicitados por diversos sectores socioeconómicos, ya que es clara la estrecha relación entre sociedad y ambiente. Para mejorar estos pronósticos, se requiere incorporar nuevos conocimientos de la dinámica atmosférica que describan la variabilidad climática. En los últimos años, la predecibilidad del clima en los trópicos ha aumentado gracias a las campañas observacionales, tanto permanentes como especiales. Mediante los avances de la tecnología en transmisión y procesamiento de datos, estas observaciones son complementadas con modelos numéricos que describen la dinámica atmosférica a diferentes escalas, dando elementos para adquirir nuevos conocimientos.

México ha participado en diversos programas y campañas nacionales e internacionales que brindan información útil tanto a la sociedad en general, como a la comunidad científica y operativa, esta información debe ser manejada de manera consistente reconociendo sus alcances y limitaciones en su aplicación.

Las actividades de vinculación de la ciencia con diversos sectores productivos han sido impulsadas tanto por los grandes centros de pronóstico mundiales, como por las agencias y los programas de cooperación internacionales, tal es el caso del Programa internacional de investigación mundial en variabilidad y predecibilidad climática (CLIVAR, por sus siglas en inglés), que inició a partir de 1995 promoviendo estudios para entender la variabilidad climática natural y los efectos antropogénicos en el clima. Este programa pretende identificar los elementos predecibles en el clima, sus límites y su contribución a la variabilidad climática global para mejorar los pronósticos estacionales, interanuales y decadales. Para la zona de los trópicos, este programa se orienta a estudiar los casos del Monzón Asiático-Australiano, el de Norteamérica, el del Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), y en el Atlántico Tropical, la periodicidad preferencial de la variabilidad regional de lluvias y la circulación de gran escala a la que está asociada. Los resultados de estos subprogramas son importantes para entender la variabilidad en el sistema climático tropical.

Las circulaciones atmosféricas poseen por naturaleza gran variabilidad, observándose fluctuaciones de todas las escalas temporales y espaciales, las cuales poseen mecanismos eficientes para transportar momento y temperatura, tanto horizontal como verticalmente, modificando la circulación media de la atmósfera, la cual a su vez modifica a las perturbaciones mediante procesos de inestabilidad barotrópica o baroclínica. Los mecanismos que intervienen en este proceso son complejos implicando transferencia de energía entre diferentes escalas espaciales y temporales que de entenderse en mayor medida, implicaría una posibilidad de mejorar los pronósticos de estos procesos.

En el Pacífico del Este se mantiene la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Fig. 1.1a), con zonas de TSO mayores a 28° C, (Fig. 1.1 b) nombrada como Alberca de Agua Caliente de las Américas, y sus efectos en la dinámica atmosférica es tema de

diversas investigaciones. El estudio de estas circulaciones y su variabilidad es fundamental para reconocer el tipo de perturbaciones asociadas y las condiciones para su intensificación y debilitamiento.

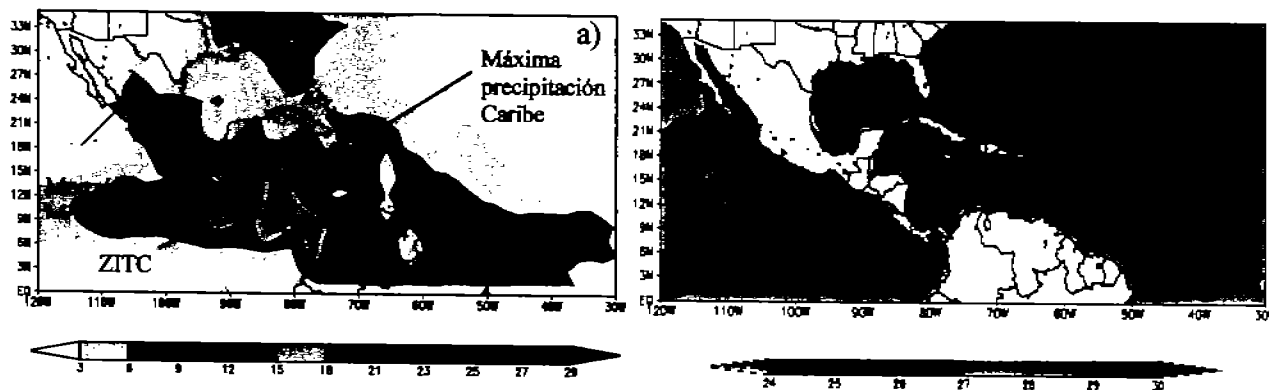


Fig. 1.1 a) Patrón medio de razón de precipitación ($\text{Kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) ($\times 10^{-5}$) (junio-septiembre 1968-1996) b) Climatología de temperatura superficial del océano ($^{\circ}\text{C}$), mismo período.

Este estudio pretende aportar elementos para el entendimiento de la dinámica de *OE* en el Caribe y sus impactos en la climatología regional en México y Centroamérica en verano y otoño, que contribuyan a la elaboración de políticas de desarrollo sostenible al incorporar factores climáticos regionales, sus impactos y los escenarios esperados bajo diferentes condiciones atmosféricas.

1.1 La estructura y circulación en los trópicos.

En los trópicos, las circulaciones de escala sinóptica están generalmente relacionadas con ondas, las cuales pueden ser resultado de procesos de inestabilidad hidrodinámica (Kuo, 1948), forzamientos convectivos (Holton, 1972), o forzamientos de latitudes medias (Yanai y Lu, 1983). Por ello, el estudio de la atmósfera tropical requiere considerar no sólo la dinámica de las ondas, sino también la relación que éstas guardan con la lluvia y con otras circulaciones. Adicionalmente, el impacto de las ondas tropicales en el tiempo o clima regionales requiere analizar las interacciones océano-atmósfera y océano-continentes, en las correspondientes escalas espacio-temporales.

La atmósfera tropical se caracteriza por un gradiente térmico débil y una gran actividad convectiva, siendo la liberación de calor latente la principal fuente de energía en las circulaciones de la región (Holton, 1992). No obstante, efectos mecánicos como flujos de momento debidos a perturbaciones atmosféricas de todas las escalas, modifican la intensidad de dichas circulaciones (Hoskins, 1983).

La distribución del calentamiento diabático en los trópicos depende de la temperatura superficial del océano (TSO) y de sus gradientes (Webster, 1994). Existen diferentes modos de respuesta a este forzante térmico con escalas del orden de horas, hasta años. Considerando medias zonales, la atmósfera tropical se caracteriza por vientos del este débiles en la Troposfera, sin embargo, es necesario identificar también sus variaciones longitudinales (Lorenz, 1962, Peixoto, 1992).

En los trópicos la magnitud de la componente meridional de viento es mucho menor que la zonal, siendo en el Atlántico tropical los vientos del este los que predominan. En escalas planetarias las zonas donde existe divergencia en altura y convergencia en superficie, corresponde a actividad convectiva y con frecuencia a precipitación. Desde un punto de vista climatológico, se pueden identificar zonas de mayor intensidad en Indonesia, África y América del Sur, en el Pacífico del este también se identifica un máximo relativo que tiene influencia en México y Centroamérica. La distribución espacial de la convección está relacionada con la distribución longitudinal de vientos zonales, la cual presenta claras anticorrelaciones entre 200 y 1000 hPa, (Hendon y Liebman, 1987) indicando celdas zonales, por otra parte, en 500 hPa, el flujo horizontal es débil relacionándose ello como un nivel de no divergencia, balanceando las zonas de convergencia o divergencia en toda la columna atmosférica.

Uno de los factores moduladores de la variabilidad climática en México es el contraste entre el Océano Pacífico del Este, (caracterizado por su gran actividad convectiva, y vientos débiles en superficie), y el Mar Caribe, (con precipitaciones menores, y fuertes vientos alisios, con una corriente en chorro (CCC) en niveles bajos (925 hPa.) (Fig. 1.1 y 1.2a)).

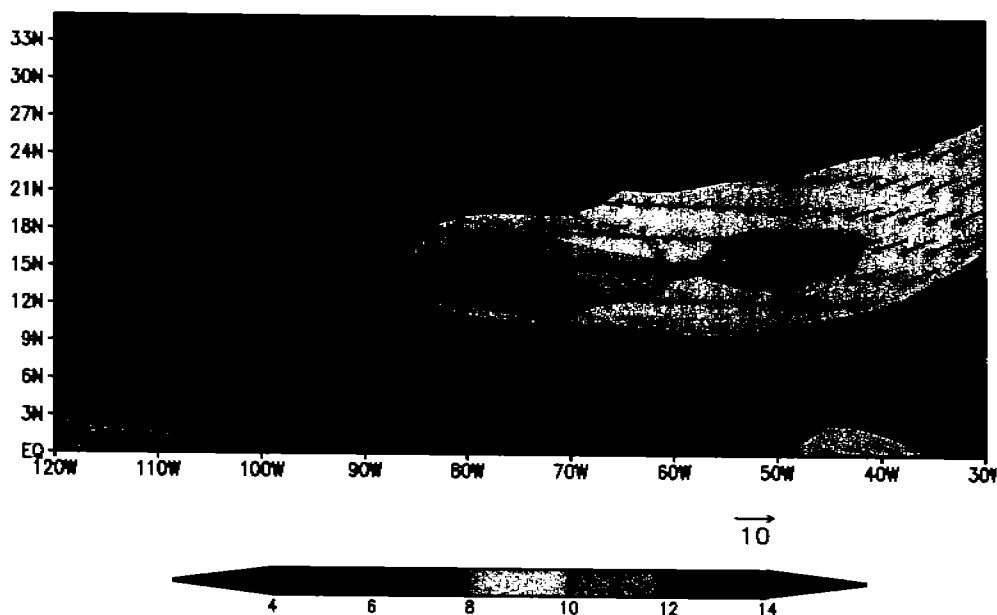


Fig. 1.2 Climatología de viento (m/s) a 925 hPa. (julio-octubre 1968-1996)

La alta frecuencia de las OE en México (más de 40 al año) resulta en la modificación de la climatología de lluvias, sin embargo, no se han realizado estudios completos de la evolución de estas perturbaciones en el Caribe, los cuales brindarían elementos al entendimiento de la distribución espacio-temporal de lluvias. Diversas investigaciones han demostrado que existe una variabilidad interanual importante en la actividad de onda, como Cook (2004), quien muestra que los años 1981,1988,1985,1993,1995 y 1999 poseen gran actividad de onda en el Caribe, mientras que los años 1980, 1986, 1990, 1994, 1997 y 2001 esta actividad es menor. Los efectos en precipitación debida a OE en años intensos se reflejan en mayor medida en el Caribe y

península de Yucatán, (Fig. 1.3) con anomalías positivas, se ha observado que en éstas zonas las perturbaciones ganan energía, existiendo una relación directa entre años de ondas intensas y anomalías positivas en la región, indicando la gran importancia de las ondas en las lluvias de verano-otoño en el sureste de México, mientras que en el resto del país las anomalías son cercanas a cero, indicando que ahí el efecto por perturbaciones es menor.

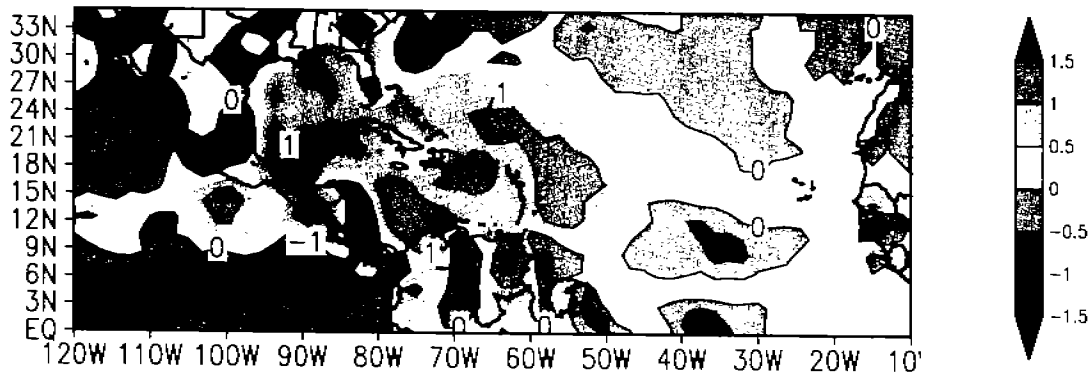


Fig. 1.3 Razón de precipitación (mm/día) julio a octubre: 1981, 1988, 1985, 1993, 1999 menos 1980, 1986, 1990, 1994, 1997 y 2001. Ver texto.

Desde un punto de vista estacional o anual, en las escalas planetarias se observan estructuras coherentes con regiones que favorecen la convección, en movimientos ascendentes, sin embargo, en la escala sinóptica en los trópicos, día con día, las regiones de convección corresponden a perturbaciones de pequeña escala que se propagan zonalmente y su período de vida es del orden de días.

Un tipo de oscilación atmosférica cuya variabilidad longitudinal en los trópicos es grande son las Ondas del Este (*OE*). Las que afectan México se propagan durante los meses de mayo a noviembre por el Atlántico desde África hasta el Caribe, Golfo de México y Océano Pacífico del Este, (Burpee: 1972), Molinari J. et. al.1997. Cook et al. (2004). No obstante, al cruzar el Atlántico, con *TSO* relativamente frías, algunas perturbaciones se debilitan o disipan.

Algunos meteorólogos de la región Caribe sugieren que aquellas perturbaciones que llegan al Caribe pueden intensificarse y amplificarse meridionalmente bajo condiciones atmosféricas promedio aún inciertas. La propagación de *OE* se da en una guía de ondas localizada entre 12°N y 20° N, su período de arribo está entre 3 y 9 días, siendo por su alta frecuencia una componente fundamental del tiempo y clima de México.

1.2 Las ondas del este.

Estas perturbaciones tipo Rossby generan ambientes propicios (convergencia superficial) para el desarrollo de convección profunda, provocando zonas de lluvias intensas en el centro y sureste mexicano, así como en Centroamérica e incluso norte de Venezuela. La relación convergencia-convección-lluvia, no es fácil de establecer de manera lineal, ya que las escalas espaciales y temporales varían y los procesos físicos involucrados son complejos (Webster, 1994).

La dinámica de la interacción onda-flujo medio en el Caribe es vital en los diagnósticos y eventuales pronósticos del tiempo y clima regional, siendo su dinámica de suma importancia en el tiempo de México. Por su alta frecuencia, las *OE* aportan un alto porcentaje de lluvia de verano y otoño en la región centro, sur y sureste de nuestro país, pronosticar el comportamiento de estas perturbaciones para la región representaría un avance significativo en la mejora de los pronósticos de lluvia para México. Aunque las escalas de estas perturbaciones son del orden de días, el efecto acumulado en cada año implica un aporte importante en la climatología de lluvia entre mayo y noviembre para el sureste de México (Fig. 1.1). Por ello el estudio de lluvias asociadas a estas perturbaciones puede verse tanto desde un punto de vista de clima, como de tiempo meteorológico. Por otra parte, la dinámica en el Caribe es modificada por el paso de las ondas, en años con mayor actividad de onda se observan vientos más del este, (vectores Fig. 1.4), indicando ello menor intensidad del este de la *CCC*, identificándose una relación inversa entre ondas y flujo medio, la cual se explica dinámicamente en este trabajo.

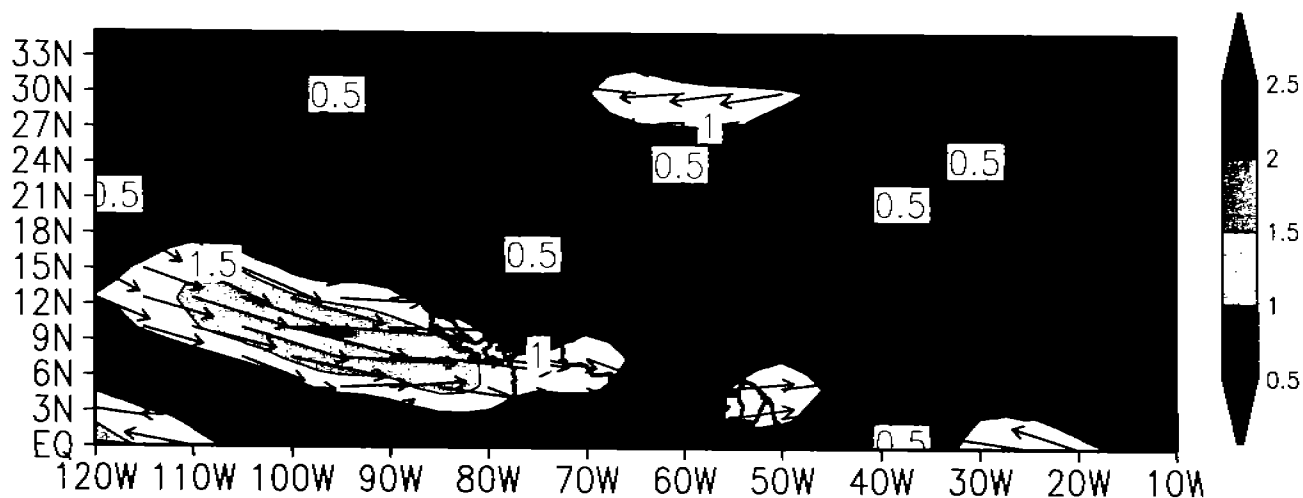


Fig. 1.4 Viento en 700 hPa. julio a octubre: 1981, 1988, 1985, 1993, 1999 menos 1980, 1986, 1990, 1994, 1997 y 2001.

1.3 Observaciones

1.3.1 *OE* en África y Atlántico.

Los estudios de las *OE* en África se han realizado para conocer tanto la variabilidad de la lluvia en África del oeste como la variabilidad interanual de tormentas tropicales en el Atlántico (Cook, 2004), esta variabilidad puede ser en número de onda, intensidad, estructura y periodicidad. Pasch y Ávila (1992) encontraron una débil variabilidad interanual en convección asociada a ondas mediante datos de radiación saliente de onda larga en África del oeste. En contraste, Thorncroft y Hodges (2001) reportan gran variabilidad en número de onda y correlación positiva entre la actividad de onda y ciclones tropicales.

La dinámica de *OE* en presencia o ausencia de humedad es diferente, Grist et al. (2002) analizó estas diferencias entre años secos y húmedos, identificando que los años

húmedos poseen mayor razón de crecimiento y velocidad de fase, asociando este hecho a que bajo estas condiciones existe un gran esfuerzo cortante tanto vertical como horizontal, factor que hace cumplir la condición de inestabilidad de flujos Charney-Stern, adicionalmente, en años húmedos la componente barotrópica se incrementa.

Diversos estudios acerca de la estructura y propiedades de las *OE* se basan en métodos estadísticos, dinámicos y numéricos. Sin embargo, espacialmente se han centrado en la región noroeste de África (Reed et al., 1988 Chang, 1993; Thorncroft, 1994; Druyan, 1997 entre otros). Para el Caribe, sólo se tienen algunas estadísticas de su paso y descripciones de su efecto en la ciclogénesis local, con análisis de las condiciones medias que resaltan la relación ondas-flujo medio (Molinari, 1997).

Las *OE* modulan la convección profunda de verano (Burpee et al, 1975, Reed et al, 1977 y Druyan 1999) en África y en el Atlántico, por lo que es importante establecer el impacto de estas perturbaciones en la precipitación de la región, para ello se han realizado diversos experimentos como el GATE, que en 1974 permitió analizar el papel de los trópicos en la circulación atmosférica global. Las principales conclusiones de este trabajo que involucró barcos, aviones y boyas en el Atlántico de alrededor de 20 países fueron:

El factor precursor de las ondas africanas es una corriente de chorro del este en la troposfera media, la cual se localiza en la zona baroclínica al sur del Sahara. Durante los periodos de ondas africanas, desaparece el gradiente mensual promedio de la vorticidad potencial a lo largo de superficies isentrópicas. Charney y Stern (1962) indicaron ésta como una condición necesaria para la inestabilidad de una corriente de chorro, misma que propiciaría la generación de perturbaciones. La convergencia superficial en el lado oeste de las crestas de *OE*, coincide en regiones con gran convección y donde se reportaron las mayores precipitaciones. (Leng Yi 1982). En el ciclo de vida de un sistema convectivo se identificaron tres fases: a) Convergencia en bajos niveles, b) Intensificación de movimientos ascendentes, y c) Decaimiento del sistema. (Ogura et al. 1979).

Además de los efectos directos de las *OE*, éstas contribuyen al desarrollo de depresiones, tormentas y huracanes (Fig. 1.5), ya que de 60% a 65% de las depresiones, tormentas y huracanes en el Atlántico, se desarrollan partiendo de *OE* (Pasch et al., 1998), además, 80% de los huracanes intensos en el Atlántico se desarrollan a partir de estas perturbaciones (Landsea, 1993). Sin embargo, considerando la generación de numerosas *OE* y la menor cantidad de tormentas con nombre, es evidente que la mayoría de las *OE* se debilitan en el Atlántico, resultando de interés conocer bajo qué condiciones se intensifican las perturbaciones que afectan México y Centroamérica.

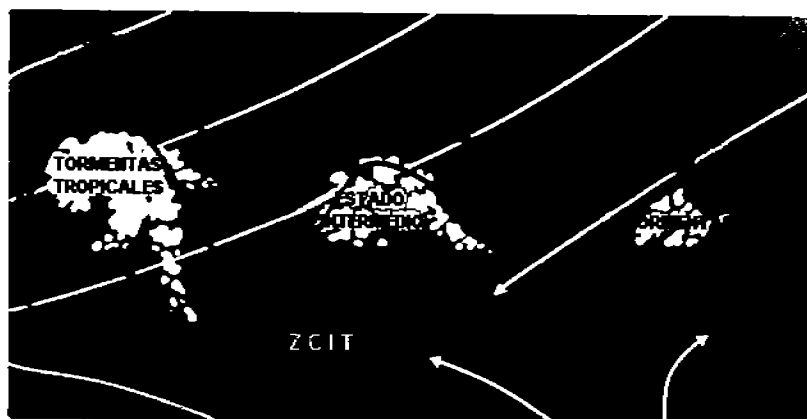


Fig. 1.5 Secuencia de evolución de una OE en depresión y tormenta tropical.

Las características espaciales y temporales de las OE presentan gran variabilidad, identificándose dos guías de onda: la primera en 8° N, con velocidades de fase de 12 m/s y 4000 Km. de longitud de onda, con periodicidad de 3.5 días. La segunda: entre 17° N y 20° N, con períodos de 4.5 días y longitudes de onda de 3200 Km. siendo más intensas en 850 hPa. al oeste de África, propagándose en 700 hPa. en el Atlántico central llegando al Caribe en 17.5° N con mayor actividad entre julio y septiembre (Cook, 2001) (Tabla I).

En general, en el Atlántico, las perturbaciones con períodos entre 3 y 9 días poseen una fase de mayor actividad entre julio y septiembre (Fig. 1.6), período de mayor intensidad de la CCC, convergiendo en ese período tanto la actividad de onda como la del flujo medio, por otra parte, las ondas de período entre 5 y 9 días tiene una disminución en la actividad en el mes de agosto, mientras que las de período entre 3 y 5 días tienen un aumento. Una de las razones de este comportamiento diferente es la interacción particular que experimentan los tipos de ondas, de ahí la importancia de un estudio en la región del Caribe que caracterice esta relación.

Tabla I. Características espacio-temporales de las OE en diferentes longitudes. (Cook, 2004)

| Tipo de onda | Longitud | Longitud de onda (Km.) | Velocidad de fase (m/s) |
|---|----------------|------------------------|-------------------------|
| 3-5 días de período en 850 hPa. y 7.5° N. julio a septiembre | 10° W | 4100 | 12.2 |
| | 30° W | 4000 | 12.1 |
| | 50° W | 3700 | 11.7 |
| | 70° W | 4900 | 14.8 |
| 3-5 días de período en 850 hPa. y 20° N. julio a septiembre | 10° W | 3100 | 8.9 |
| | 30° W | 3300 | 9.6 |
| | 50° W | 3300 | 10.0 |
| | 70° W | 3200 | 9.5 |
| 3-5 días de período en 700 hPa. y 17.5° N. julio a noviembre | 10° W | 2800 | 8.4 |
| | 30° W | 3100 | 9.1 |
| | 50° W | 3300 | 10.0 |
| | 70° W | 3200 | 9.7 |
| 5-9 días de período en 700 hPa. y 22.5° N. julio a noviembre | 10° W | 4100 | 7.3 |
| | 30° W | 4400 | 7.9 |
| | 50° W | 4200 | 7.7 |
| | 70° W | 4100 | 7.4 |

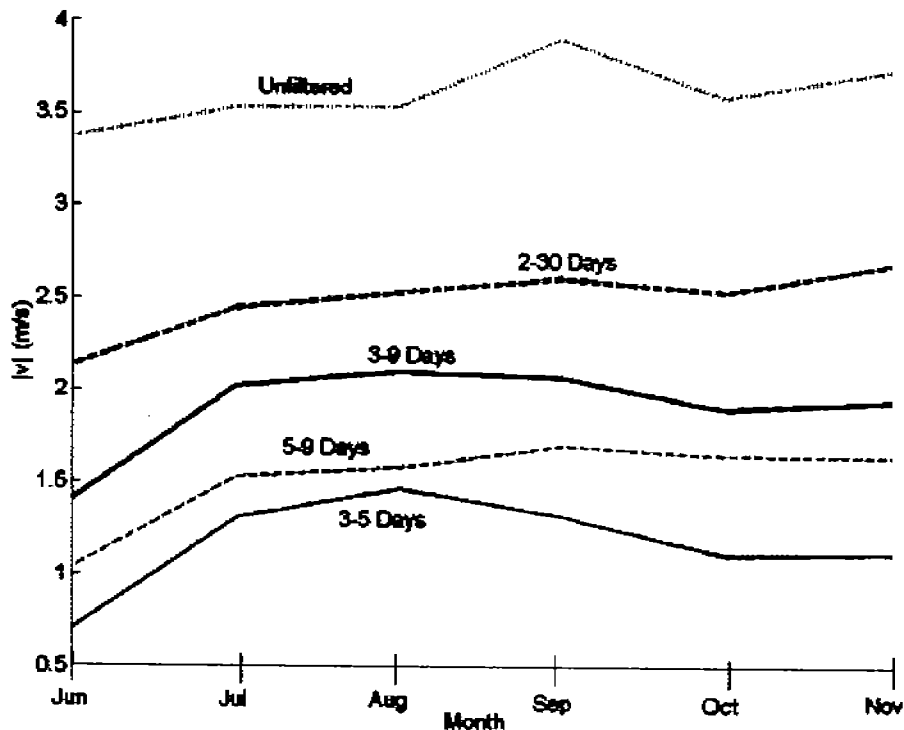


Fig. 1.6 Varianza de viento meridional medio en el Atlántico Tropical para diferentes rangos de período (Cook 2004).

1.3.3 OE en el Caribe.

Los estudios mencionados cubren la región Atlántico, sin embargo, para el Caribe no se ha desarrollado un experimento similar que brinde elementos acerca de la dinámica de las OE con la finalidad de estimar su impacto en México y la región centroamericana.

Una vez que pasan del continente africano al Océano Atlántico, que posee TSM relativamente frías, las perturbaciones decaen, aún así viajan hasta el Caribe que durante la temporada de ciclones tropicales es dominada por flujos barotrópicamente inestables. Tal condición puede, en principio intensificar las OE en la zona (Molinari et al. 1997).

La Corriente de Chorro del Caribe (CCC) se observa en la zona oceánica frente a Nicaragua (15° N, 75° W) su intensidad máxima es de 15 m/s y es alcanzada en el mes de julio en 925 hPa (Fig. 1.1). Los efectos de esta corriente en la climatología local se han descrito recientemente. Sin embargo es necesario establecer los mecanismos físicos que existen en la relación de OE –flujo medio. (Cook, 2004).

En el período de mayo a principios de agosto, las perturbaciones que llegan al Caribe tienden a debilitarse (Fig. 1.7), es cuando la CCC se encuentra en su fase de aceleración, por otra parte, entre agosto y noviembre, las perturbaciones tienden a intensificarse, período en que esta corriente se desacelera. Esta correlación inversa es un hecho importante, ya que sugiere una relación dinámica entre perturbaciones y flujo medio, tema central de este trabajo.

En el Caribe se cumple la condición Charney-Stern, necesaria para la inestabilidad barotrópica del flujo medio, la cual consiste en el cambio de signo del gradiente meridional de la vorticidad relativa (Fig. 1.8), sin embargo, dicha condición no es suficiente para la ciclogénesis tropical.

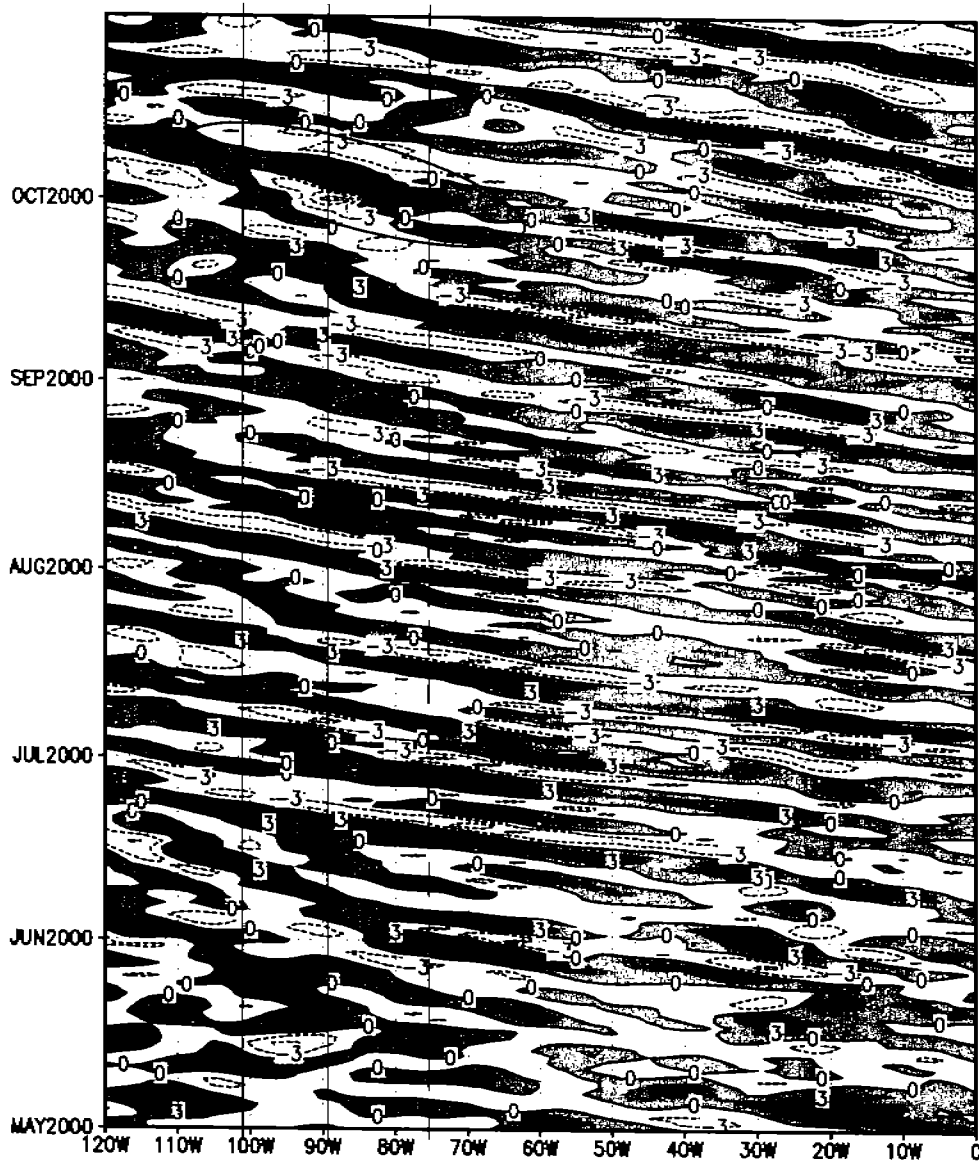


Fig. 1.7 Diagrama Hovmöller de viento meridional (m/s) en 17.5° N y 700 hPa. filtrado de 3 a 9 días. La línea punteada corresponde a la zona del Mar Caribe, mientras que las continuas delimitan el área continental mexicana. 2000. La elipse roja indica una OE que se intensificó en el Caribe.

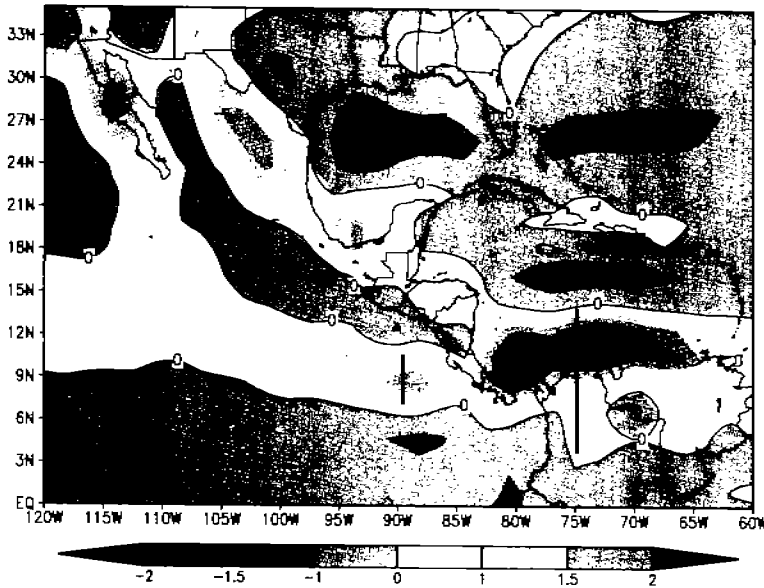


Fig. 1.8 Vorticidad relativa (s^{-1}) ($\times 10^{-5}$) (julio-octubre 1968-1996)

Para el Caribe, la ciclogénesis presenta una distribución bimodal, con un máximo relativo en junio y otro en octubre (Inoue, 2002), a diferencia del Atlántico del Norte, donde existe sólo un máximo y se da en septiembre, coincidiendo con la actividad máxima de onda que emana de África occidental (Thorncroft y Hodges, 2001). De hecho, las *OE* son precursoras de la mayoría de los huracanes en Atlántico Tropical (Landsea et al. 1993). Esta diferencia en la ciclogénesis del Atlántico y el Caribe implica una dinámica local tanto del océano como de la atmósfera moduladora de esta actividad en el Caribe, como lo proponen Enfield y Alfaro (1999).

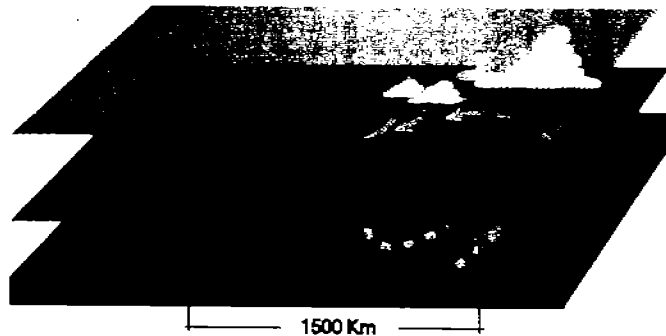


Fig. 1.9. Modelo simplificado de una *OE*.(www.planearthsci.com)

Estas características poseen una gran variabilidad zonal y temporal, investigar esta variabilidad es fundamental para mejorar los pronósticos del tiempo meteorológico. A pesar de que en el Caribe existen las condiciones atmosféricas necesarias para la generación o intensificación de perturbaciones con propagación zonal (Frank, 1969; Shapiro, 1977; Molinari, 1997), no existe suficiente información y conocimiento de la dinámica de las oscilaciones que podrían generarse en el Caribe debido a la inestabilidad barotrópica de la *CCC*, al respecto surge la pregunta: ¿Cuáles son los mecanismos que mantienen las *OE* en su recorrido por el Atlántico?

Tabla II. Características espacio-temporales de las OE en África y Caribe.

| | Período (días) | Longitud de onda (Km.) | Velocidad de fase (Km./día) | Nivel más energético (hPa) | Extensión meridional (Km.) | Latitud central guía de onda | Máxima amplitud (m/s) |
|--------|-------------------|------------------------------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|
| África | 3, 7 | 3,000 | 660 | 850 | 2200 | 12.5° | 1.7 |
| Caribe | 5 | 2,660 | 770 | 700 | 1100 | 15° | 1. |

Aunque se ha avanzado en el conocimiento de la estructura de las *OE*, aún se especula sobre si las perturbaciones que llegan a México son las mismas que proceden de África, al respecto es importante estudiar la dinámica onda-flujo medio en el Caribe, determinando las características de las *OE* susceptibles de intensificarse en la región y en qué época del año, además de analizar su aporte a las lluvias de verano en México.

1.4 Teoría de *OE*.

Las diversas teorías aplicables a ondas parten tanto de relaciones teóricas como las ecuaciones de movimiento en las escalas adecuadas, como de modelos analíticos y numéricos. Estas teorías se han demostrado en sus componentes generales mediante observaciones, las cuales en algunas ocasiones brindan respuestas, en otras más un aumento de dudas, la combinación de teorías y observaciones brindan panoramas cada vez más claros de la dinámica de cierto tipo de fenómenos, como estas perturbaciones.

1.4.1 Génesis y dinámica.

El principal mecanismo de generación de las *OE* africanas se ha atribuido a la inestabilidad barotrópica de una corriente de chorro del este. (Kuo, 1949, Miller R. et al., 1992). La condición Charney-Stern se cumple cuando el gradiente meridional de la vorticidad relativa cambia de signo (Kuo, 1949):

$$\frac{\partial \bar{\eta}}{\partial y} = \beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}$$

Las *OE* son concebidas como el resultado de una inestabilidad de una corriente de chorro en la troposfera media y baja durante el verano.

Durante el verano y otoño del hemisferio norte se forma la corriente de chorro del Caribe, que cumple con la condición de inestabilidad propuesta por Charney, et al. (1962), donde la conversión de energía tanto en ambientes barotrópicos como baroclínicos contribuye como fuentes de energía de las *OE* hacia el flujo medio (corrientes en chorro) y viceversa. En el caso de África el ambiente es tanto barotrópico como baroclínico (Thorncroft, 1994), mientras que en el del Caribe, el ambiente es barotrópico en mayor medida (Molinari et al., 1997). Estos elementos nos llevan a preguntarnos ¿Qué mecanismos son los precursores de las *OE* en el Caribe?

1.4.2 Mecanismos de mantenimiento e intensificación de *OE*.

A pesar de la importancia de las perturbaciones mencionadas en la distribución espacial y temporal de lluvias, se han realizado pocos estudios de su dinámica en el Caribe, siendo la *CCC* un elemento esencial a considerar en la génesis de perturbaciones.

Una parte básica en cualquier estudio acerca de la generación, mantenimiento, intensificación y disipación de sistemas atmosféricos es la transferencia de energía y flujos de momento con su entorno. Las *OE* pueden tratarse como resultado de inestabilidades de un flujo medio zonal. Kuo (1949), Simmons (1977), Albignat (1980), Miller et al. (1992) Tanto en el caso de *OE* africanas como en el Caribe, existen evidencias de la estrecha relación entre estas inestabilidades de corrientes de chorro del este mediante intercambio de energía cinética. Ello contribuirá a identificar las condiciones del estado medio para que exista inestabilidad en el Caribe y en qué época del año se observa

Para la región del Caribe, durante la temporada de ciclones tropicales, se observa un cambio de signo en el gradiente meridional de vorticidad potencial en el Caribe en alturas cercanas a 700 hPa. Esta condición permite tanto la generación de perturbaciones tipo *OE* en la zona, como la intensificación de Ondas Africanas. (Molinari et al. 1997), Aún más, existe una correlación entre la intensidad negativa de este gradiente y la ciclogénesis en el Pacífico Oriental. Aunque en el Caribe existe la condición Charney-Stern, necesaria para la inestabilidad del flujo medio, dicha condición no es suficiente para la ciclogénesis tropical. Estos resultados sugieren que en Caribe las *OE* pueden ser favorecidas por la *CCC* para su intensificación.

La relación entre convección y el desarrollo de vórtices ciclónicos es compleja y ha sido interpretada mediante diversas teorías (Charney et al. 1962, Ooyama K: 1964), las cuales se han revisado añadiendo nuevas contribuciones. La teoría de Inestabilidad Condicional de la segunda Clase (CISK, por sus siglas en inglés) describe la forma en que la fuerza de flotación debida a nubes cúmulus cercanas al centro de un vórtice incipiente, puede forzar la intensificación de este vórtice. Charney y Eliassen (1964), propusieron un mecanismo de interacción donde la razón de liberación de calor latente por nubes cumulus es proporcional a la convergencia de humedad en la capa límite, mientras que la intensificación del vórtice trae como consecuencia el aumento de la convergencia de humedad y por lo tanto la liberación de calor latente. La formulación básica de Charney et al. está contenida en su modelo de dos capas con efecto de rotación, donde no permite variaciones meridionales excepto de presión, aplica una aproximación de Boussinesq en una malla escalonada, considerando la estratificación atmosférica y el calentamiento diabático debido a liberación de calor latente. Respecto a éste proceso, aplica dos suposiciones: a) El modelo tiene suficiente resolución horizontal como para describir la dinámica de nubes individuales aunque no lo logra para flujos turbulentos (no obstante la resolución vertical es insuficiente para describir la estructura nubosa). La relación entre flujos turbulentos y variables asociadas al flujo medio la efectúa mediante una "cerradura"

1.4.3 Consideraciones energéticas de las OE.

1.4.3.1 Ciclo energético

Estudiar el ciclo energético de la atmósfera ha contribuido a entender la relación entre circulaciones generales y perturbaciones atmosféricas. Lorenz (1955), propuso un ciclo energético de la atmósfera. Su formulación implica que bajo movimientos adiabáticos, la energía atmosférica total permanecerá constante y que las únicas fuentes y sumideros de la Energía Cinética (K) es la Energía Potencial (EP). Dividiendo la energía potencial disponible (A) y K en la parte debida al flujo medio y en la debida a perturbaciones, se esquematiza el ciclo energético: (Lorenz, 1955).

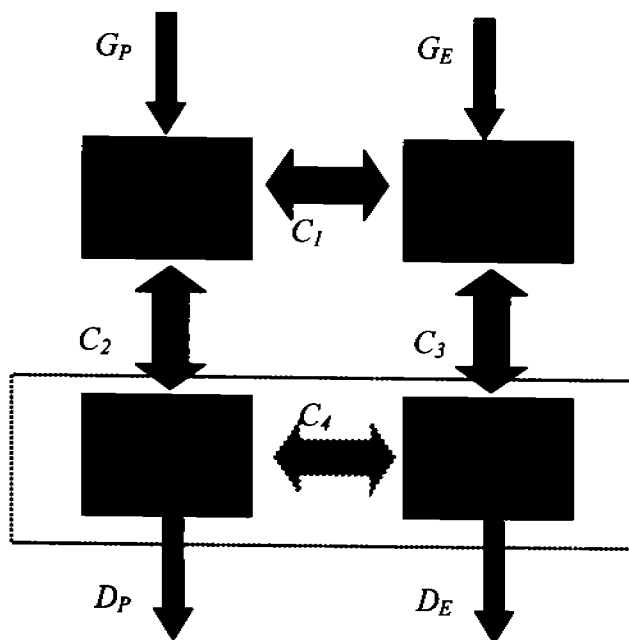


Fig. 1.10 Ciclo energético propuesto por Lorenz (1955). G significa generación, C conversión y D disipación de energía.

Donde los subíndices P y E significan promedio temporal (flujo medio) y perturbaciones respectivamente. Este esquema representa tanto la conversión de A y K entre el estado base y las perturbaciones, como la transferencia energética entre flujo medio y ondas en ambos sentidos (flechas horizontales) mediante transformaciones de A y K , en el presente trabajo se evalúa el caso de conversión C_4 del esquema (flecha roja), ello estimando las transformaciones barotrópicas y sus efectos en las aceleraciones del flujo medio.

En el Caribe, el mayor interés está en C_4 , porque significa la ganancia o pérdida de energía en las OE a través de un intercambio energético con la CCC. Sin embargo se debe identificar el sentido entre K_P y K_E para establecer la relación OE-flujo medio y con ello la variabilidad espacial y temporal de la transformación energética entre OE y el la CCC y con ello el balance de momento y energía entre OE y la CCC bajo diferentes escenarios climáticos regionales e identificar los mecanismos responsables de amplificar las OE en el Caribe.

Por otra parte, los efectos de las *OE* en el clima regional se empiezan a dirigir a establecer la relación entre *OE* y otros sistemas locales, como el Monzón Mexicano (MM). Esta relación aún permanece en el terreno de la controversia, sin embargo, se han encontrado elementos que unen la dinámica de este MM con la de *OE*, (Fuller y Stensrud 2000), quienes observaron que el aporte de humedad por perturbaciones en la parte sur del Golfo de California es importante, ya que en esta zona se dispara este sistema monzónico.

La intensificación de *OE* observada en el Caribe es suficiente en muchos casos para que se refleje un impacto en el Pacífico del Este (aún existiendo barreras topográficas) y provocando convergencia superficial, que sumada al efecto orográfico, contribuye a la convergencia de humedad en el sur del Golfo de California. La actividad del MM posee una correlación inversa a la ciclogénesis en el Caribe, esto es, la distribución bimodal descrita por Inoue et al. (2002), es máxima en junio (mínima para el MM) y octubre (mínima para el MM), y mínima en julio (máxima para el MM), indicando ello que en periodos cuando las *OE* no se convierten en tormentas o ciclones tropicales éstas son una fuente importante de humedad en el sur del Golfo de California al llegar a esta zona aún como *OE*. Este comportamiento indica que las *OE* mantienen su importancia durante toda su temporada (de mayo a noviembre), además para la actividad de ciclogénesis (junio y octubre), para el MM (julio), para el resto de los meses su importancia reside en el aporte de lluvias significativo en la distribución regional.

1.5 Hipótesis

Durante los meses de mayo a julio, (agosto a septiembre) las *OE* transfieren (reciben) energía y momento a la (de la) *CCC*, (Fig. 1.11 a) y b)) acelerándose (desacelerándose) la corriente del este.

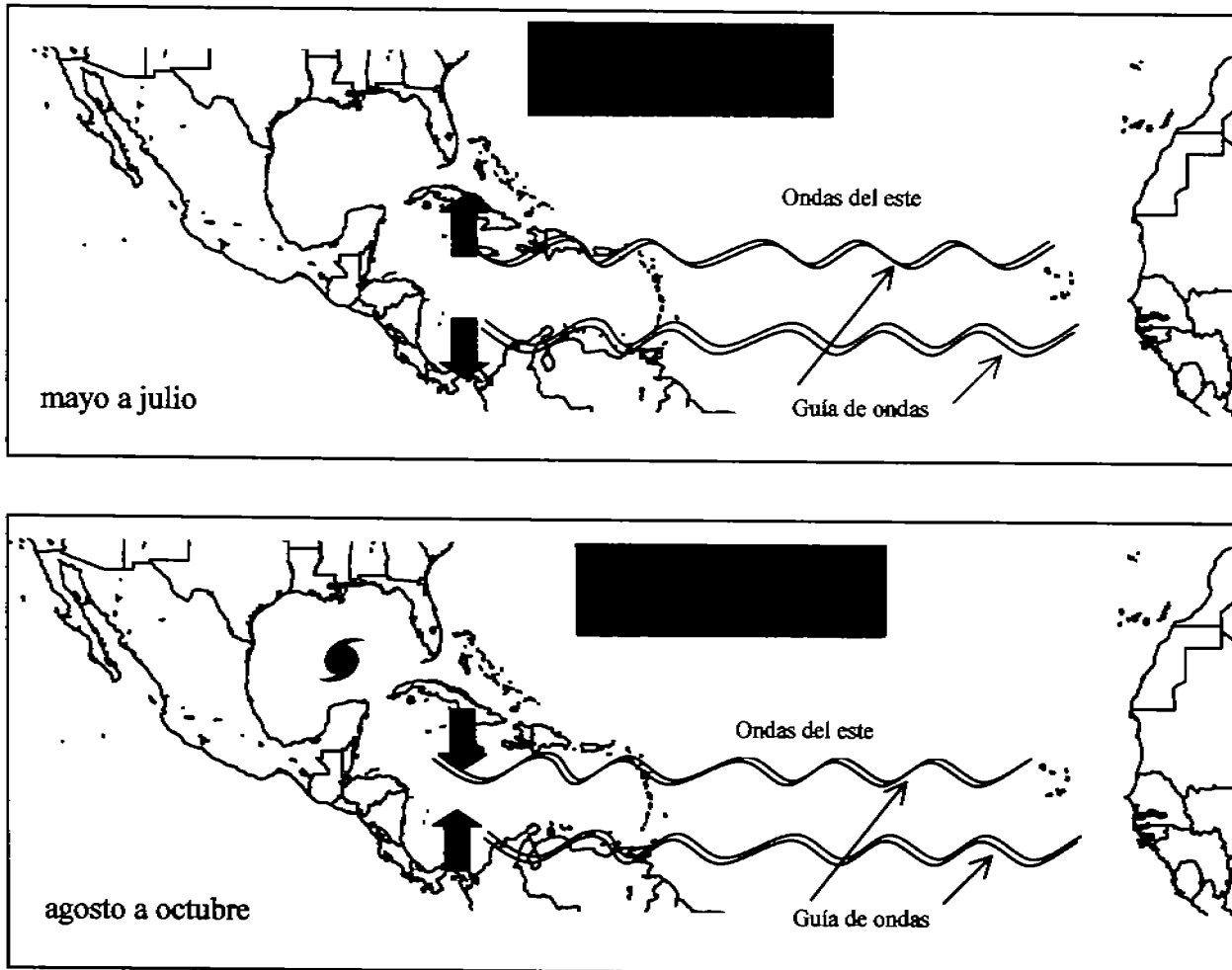


Fig. 1.11 Modelo conceptual de la hipótesis de este trabajo. a) Etapa de aceleración de la corriente asociada a divergencia de momento del oeste asociada a perturbaciones. b) Etapa de desaceleración de la corriente asociada a convergencia de momento del oeste.

1.6 Objetivo general

Identificar los factores que intensifican las *OE* en el Caribe, estudiando los procesos de interacción de *OE* y *CCC*, donde se intercambian energía y momento involucrados, considerando las características espaciales y temporales tanto de las perturbaciones como del estado medio.

1.6.1 Objetivos particulares

1. Caracterizar las *OE* en el Caribe.
2. Analizar la interacción *OE-CCC* desde el punto de vista de intercambio de momento y energía.
3. Investigar la importancia de las interacciones *OE-CCC* para el clima de la región.

Capítulo 2

2. Metodología y datos.

El paso de las *OE* modifica la circulación y provoca transporte tanto vertical como horizontal de momento y humedad. Su identificación y seguimiento puede realizarse utilizando vorticidad, viento y humedad. Una manera efectiva de identificación es mediante viento meridional, el cual posee la mayor variabilidad asociada a estas perturbaciones, ya que cambia, además de intensidad, de signo en cada línea de fase de las ondas.

Considerando las escalas espaciales de estas perturbaciones, la base de datos a utilizar debe poseer una resolución espacial y temporal capaz de reproducir sus variaciones. Las ondas del este tienen una longitud de onda entre 2000 y 4000 Km. y una periodicidad de 3 a 9 días, por lo tanto una base de datos con una resolución temporal de un día y espacial de 220 Km. es adecuada.

2.1 Datos

Características generales

Se utilizan los datos de reanálisis preparado por NCEP y NCAR (Kalnay et al. 1996), la cual fue puesta en operación en 1991 mediante el Sistema de Asimilación de Datos Climáticos (CDAS, por sus siglas en inglés) del Centro Meteorológico Nacional (NMC, por sus siglas en inglés). La información disponible abarca 40 años (1957-1996). El desarrollo de este proyecto fue patrocinado por la Oficina de Programas Globales de la NOAA. Este sistema de reanálisis fue diseñado en NCEP, mientras que la adquisición de datos estuvo a cargo de NCAR.

El sistema contiene tres grandes módulos: 1) Decodificador de datos y preprocesado de control de calidad, 2) Sistema de asimilación con sistema de monitoreo, esta parte constituye la central y 3) Almacenamiento.

En cuanto al sistema de asimilación de datos se tienen las siguientes características: (Kalnay et al, 1997).

Resolución espectral T62 (aproximadamente 2°), manejada por el modelo de asimilación de NCEP operativo (Kanamitsu, 1989). Análisis Espectral de Interpolación Estadística (SSI, por sus siglas en inglés). Control de Calidad para datos de radiosondeo. Interpolación Óptima (OI) (Woollen, 1991) basada en el sistema de control de calidad. Promedios espaciales óptimos (Gandin, 1993). Reanálisis de temperatura superficial del océano (SST, Reynolds et al. 1994) mediante Interpolación Óptima. Modelo acoplado atmósfera-océano de asimilación.

2.2 Metodología

El análisis y diagnóstico de estas perturbaciones consta de una componente estadística y otra dinámica, las cuales se complementan para identificar los mecanismos de intensificación y debilitamiento tanto de las perturbaciones como del estado medio atmosférico, caracterizando las perturbaciones y el flujo medio que interactúan.

2.2.1 Métodos estadísticos

Dada la periodicidad de las perturbaciones, éstas se analizan mediante técnicas espectrales, las cuales descomponen las series de tiempo para identificar las componentes oscilatorias más energéticas y su frecuencia asociada, estimando también los niveles verticales y ubicaciones geográficas de mayor importancia, así como los meses de mayor actividad de onda.

2.2.1.1 Análisis espectral .

Para conocer la variabilidad temporal de las *OE*, se aplicó análisis espectral a datos diarios globales de viento meridional y humedad específica como indicador de convección.

Las funciones de autocorrelación y crosacorrelación se estimaron utilizando el Método de Máxima Entropía (MME) (Burg, 1967). Una ventaja del MME respecto a otros estimadores espectrales, es que para registros cortos brinda resoluciones más finas que los métodos convencionales (Hayashi, 1977). En principio, este método se determina extrapolando al infinito el corrimiento en la correlación, de tal forma que la entropía de su correspondiente función de densidad de probabilidad es máxima. El proceso se realiza mediante una extrapolación de la autocorrelación mediante un ajuste auto regresivo.

2.2.1.2 Onduletas

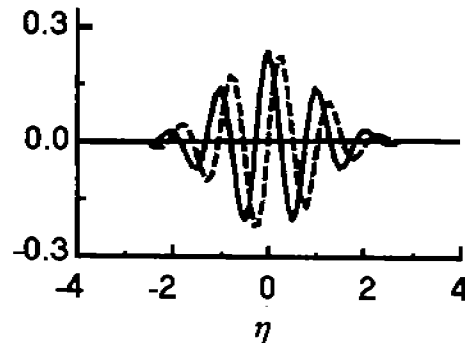
El análisis de onduletas es una extensión del espectral, sólo que el primero incluye la descripción oscilatoria a lo largo del tiempo de estudio, ello permite identificar fechas de máximas varianzas asociados a períodos de actividad de onda importante. La descomposición espectral de series de tiempo determina tanto los modos dominantes de la variabilidad, como la variación de estos modos en el tiempo. Las onduletas tienen una creciente aplicación en diversos estudios atmosféricos y oceánicos, como El Niño-oscilación del sur (ENSO, por sus siglas en inglés), frentes fríos, dispersión de ondas oceánicas, crecimiento y ruptura de oleaje, estructuras coherentes en flujos turbulentos, todos ellos identificando estructuras oscilatorias y periódicas tanto en el espacio como en tiempo. A continuación se resumen los fundamentos (C. Chui, 1998).

En analogía con la Transformada de Fourier, que utiliza senos y cosenos como funciones analíticas ortogonales, la transformada wavelet (onduletas) se construye de funciones que son combinaciones de otras funciones analíticas, estas combinaciones deben cumplir con ciertas condiciones como la ortogonalidad. En general, la transformada wavelet es la convolución (producto y suma de dos funciones punto a punto) de la serie de

tiempo y la función wavelet seleccionada, la cual es una ventana que está definida tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia, en este trabajo se utilizó la función llamada Morlet, la cual consiste en una onda plana, modulada por una curva Gaussiana mediante, la cual posee la forma:

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2}$$

donde $\eta = \frac{t}{s}$ es un parámetro adimensional del tiempo, $s = 10 \Delta t$, ω_0 es la frecuencia adimensional.



Función Morlet utilizada para calcular onduletas. La línea continua es la parte real, mientras que la punteada representa la imaginaria.

2.2.1.3 Correlación cruzada con desfaseamiento

Para identificar las trayectorias de las OE, se aplica una herramienta estadística basada en correlaciones entre viento meridional, viento zonal y humedad. El método consiste en determinar la coherencia entre dos señales para diferentes corrimientos de la siguiente manera (Lau et al., 1983):

$$r_{xy}(\tau) = \frac{C_{xy}(\tau)}{[C_{xx}(0)C_{yy}(0)]^{1/2}} \quad 2.1)$$

donde

$$C_{xy}(\tau) = \frac{1}{N-|\tau|} \sum_{n=1}^{N-|\tau|} (X_n - \bar{X})(Y_{n+\tau} - \bar{Y}) \quad 2.2)$$

y

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N X_n, \quad \bar{Y} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N Y_n$$

Este análisis se hace tanto para datos sin filtrar como para los pasados por un filtro pasa-banda, manteniendo las perturbaciones entre 3 y 9 días. En el primer caso brinda información del desplazamiento de perturbaciones al observar las zonas de máxima coherencia. El segundo caso se aplica para identificar la estructura espacial de las perturbaciones. Para correlaciones que involucran únicamente viento, su representación se

hace en forma vectorial, donde la componente zonal es la coherencia entre viento zonal en cada punto de la malla y viento meridional en un punto fijo, mientras que la componente meridional es coherencia entre viento meridional en cada punto de la malla y viento meridional en el punto definido. Se esperan el valor máximo (vector unitario con componente puramente meridional) en el punto seleccionado y teniendo como corrimiento a cero.

Para el caso de correlaciones entre viento meridional en el punto seleccionado y humedad específica en toda la malla, los resultados se presentan en contornos, siendo éstos un indicador de la convección asociada a OE.

2.3 Diagnósticos dinámicos

La componente dinámica de este estudio se aplica para investigar los mecanismos físicos del intercambio tanto de momento, como de energía cinética entre perturbaciones y flujo medio. Los diagnósticos dinámicos permiten analizar los órdenes de magnitud de los términos que forman las ecuaciones de movimiento de interés, resaltando los balances que puedan identificarse.

2.3.1 Balance de momento.

Las ecuaciones de movimiento describen de manera adecuada los procesos atmosféricos en escalas donde no intervenga la turbulencia en una manera importante, como es este caso de la relación OE-CCC, la cual es un problema típico en el estudio de Circulación General de la atmósfera.

El balance de momento entre la aceleración media de un flujo medio (CCC) y diversos términos asociados a perturbaciones, gradientes de presión y Coriolis (componente zonal de ecuaciones de movimiento promediadas en tiempo es: (Holton, 1992):

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = \underbrace{-\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}}_{\text{I}} - \underbrace{\bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}}_{\text{II}} - \underbrace{\frac{\partial \bar{u}^2}{\partial x}}_{\text{III}} - \underbrace{\frac{\partial \bar{u} \bar{v}'}{\partial y}}_{\text{IV}} + \underbrace{f(V - Vg)}_{\text{VI}} \quad (2.3)$$

Donde u', v', w' son las velocidades perturbadas, los productos $u'v'$ representan el flujo zonal transportado meridionalmente en las bandas de frecuencia entre 3 y 9 días, de igual manera u'^2 representa el flujo zonal de momento zonal, las barras indican promedio temporal. $Vg = \frac{\partial \phi}{\partial x}$, es la componente geostrofica del viento, ϕ es el geopotencial. La

componente vertical no se considera en este análisis. Para incorporar el vector de flujo de momento, la ecuación 2.3) se reagrupa:

$$\overline{Dv} = -fk \times \bar{v}'_a + V$$

y definiendo el flujo de momento por perturbaciones:

$$V = -(\nabla \cdot \bar{v}'u', \nabla \cdot \bar{v}'v')$$

el viento ageostrófico es: $\bar{v}_a = \bar{v} - f^{-1} k \times \nabla \bar{\phi}$

que agregándole una fuente:

$$\bar{v}_{om} = \bar{v} - f^{-1} k \times \nabla (\bar{\phi} + S)$$

con $S = v'$

$$V_m = -(\nabla \cdot \bar{v}' u', \nabla \cdot \bar{v}' v') + \nabla S$$

$$V_m = (\nabla \cdot E, -(u'v')_x)$$

$$\bar{v}_{om} = \bar{v} - f^{-1} k \times \nabla (\bar{\phi} + \overline{v'^2})$$

entonces, el flujo medio se balanceará entre circulaciones meridionales y convergencia de momento por perturbaciones de la forma:

$$\overline{D}u = f \bar{v}_{om} + \nabla \cdot E \quad 2.4)$$

Este balance se realiza para estimar el aporte energético entre perturbaciones y flujo medio, en Atlántico, con especial énfasis en el Caribe. Donde E represente el vector de flujo Eliassen-Palm, definido en la siguiente sección. Se observa que cuando exista convergencia del vector E, inducirá aceleración del este.

2.3.2 Transferencia de momento entre flujo medio y perturbaciones.

Se ha especulado acerca de los mecanismos de transferencia de momento entre el flujo medio zonal y sus inestabilidades (transientes). En el presente trabajo se estudia la relación entre las inestabilidades de la CCC y el flujo zonal medio para describir los mecanismos de forzamiento mutuo entre las OE y la CCC, ello partiendo de la hipótesis: Algunas Ondas Africanas que llegan al Caribe se intensifican a expensas de la CCC. El objetivo de sección del estudio es conocer las características de las perturbaciones que selectivamente se intensifican en el Caribe.

2.3.3 Definición del vector de flujo Eliassen-Palm.

Partiendo de la correlación de viento horizontal entre fluctuaciones:

$$\overline{u'_i v'_j} = \overline{(u', v') \cdot (u', v')} = (\overline{u'u'} + \overline{u'v'}), (\overline{u'v'} + \overline{v'v'})$$

que en forma tensorial es (Hoskins, 1983):

$$c = \begin{pmatrix} \overline{u'^2} & \overline{u'v'} \\ \overline{u'v'} & \overline{v'^2} \end{pmatrix} \quad 2.5)$$

utilizando:

$$u'^2 = \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) + \left(\frac{u'^2 - v'^2}{2} \right) = K + M \quad 2.5a)$$

$$v'^2 = \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right) - \left(\frac{u'^2 - v'^2}{2} \right) = K - M \quad 2.5b)$$

con:

$$K = \left(\frac{u'^2 + v'^2}{2} \right)$$

K representa la energía cinética de las perturbaciones, y M la distribución energética entre la parte zonal y meridional, si M es positiva (negativa) es mayormente zonal (meridional):

$$M = \left(\frac{u'^2 - v'^2}{2} \right)$$

sustituyendo 2.5a) y 2.5b) en 2.5:

$$c = \begin{pmatrix} K + M & N \\ N & K - M \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} K & 0 \\ 0 & K \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} M & N \\ N & -M \end{pmatrix}$$

$$N = \overline{u'v'}$$

A es la parte anisotrópica:

$$A = \begin{pmatrix} M & N \\ N & -M \end{pmatrix}$$

entonces:

$$c = \begin{pmatrix} K & 0 \\ 0 & K \end{pmatrix} + A \quad 2.6)$$

Este tensor c es simétrico y está separado en sus partes isotrópica (I) y anisotrópica (A), las cuales describen la intensidad y forma de las perturbaciones respectivamente. La barra significa el operador promedio, mientras que las primas las desviaciones de este promedio.

En cuanto al ángulo de rotación ϑ de la parte anisotrópica respecto a los ejes zonal y meridional, tenemos:

$$A = \begin{pmatrix} \hat{M} & \hat{N} \\ \hat{N} & -\hat{M} \end{pmatrix}$$

donde: $(\hat{M}, \hat{N}) = (M \cos 2\vartheta + N \operatorname{sen} 2\vartheta, -M \operatorname{sen} 2\vartheta + N \cos 2\vartheta)$

si el ángulo ϑ es de 0 , el eje mayor estará orientado zonalmente, (perturbaciones elongadas en esa dirección), en cambio si es de 90° este eje estará orientado meridionalmente.

Este tipo de diagnóstico es muy útil para estudiar la naturaleza de la relación flujo medio con perturbaciones (Hoskinsk, 1983).

Para relacionar la inclinación de la anisotropía de las perturbaciones respecto a la corriente media se utiliza la vorticidad absoluta del flujo medio:

$$\bar{\zeta} = f + v_x - u_y \quad (2.7)$$

y la relación de dispersión de Ondas de Rossby barotrópicas Holton (1992):

$$\omega = k\bar{u} + l\bar{v} - (k\bar{\zeta}_y - l\bar{\zeta}_x) / (k^2 + l^2) \quad (2.8)$$

Partiendo de la ecuación de vorticidad para un fluido barotrópico (la vorticidad absoluta se conserva siguiendo el movimiento), y se aplica a un flujo con estado medio mas un estado perturbado cuya función corriente tiene la forma:

$$\psi' = A \cos(kx + ly + \omega t) \quad (2.9)$$

que al sustituirla en la ecuación de vorticidad se llega a la ecuación 2.8). Las componentes en x e y de la velocidad de grupo son:

$$c_x = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \bar{u} + \frac{[(k^2 - l^2)\bar{\zeta}_y - 2kl\bar{\zeta}_x]}{(k^2 + l^2)^2} = \bar{u} + \frac{[-M\bar{\zeta}_y + N\bar{\zeta}_x]}{(k^2 + l^2)^2} \quad (2.6)$$

$$c_y = \frac{\partial \omega}{\partial l} = \bar{v} + \frac{[2kl\bar{\zeta}_y + (k^2 - l^2)\bar{\zeta}_x]}{(k^2 + l^2)^2} = \bar{v} + \frac{[-M\bar{\zeta}_x - N\bar{\zeta}_y]}{(k^2 + l^2)^2}$$

con la función corriente oscilatoria 2.5) se cumple:

$$\frac{M}{1/2 \bar{\zeta}^2} = \frac{(l^2 - k^2)}{(k^2 + l^2)^2}, \quad \frac{N}{1/2 \bar{\zeta}^2} = -\frac{(2kl)}{(k^2 + l^2)^2} \quad (2.10)$$

y combinando las componentes de velocidad de grupo (ec. 2.6), se llega a:

$$1/2 \bar{\zeta}^2 (c_x - \bar{v}) = (-M\bar{\zeta}_y + N\bar{\zeta}_x, -M\bar{\zeta}_x - N\bar{\zeta}_y)$$

$$= -|\nabla \bar{\zeta}| (\hat{M}, \hat{N}) \quad (2.11)$$

$$1/2 \bar{\zeta}^2 c_r = -|\nabla \bar{\zeta}| M (\text{sen } 2\gamma)$$

C_g es la resultante de C_x y C_y , (ec. 2.6) γ es el ángulo que forma el eje mayor de la anisotropía con contornos de vorticidad absoluta, C_r es la velocidad de grupo relativa al flujo medio .

El vector E (Flujo de momento Eliassen-Palm) fue definido por Edmon et al. en 1980, éste es una representación del transporte de momento de perturbaciones, el cual sigue la dirección del vector velocidad de grupo c_g .

$$E \equiv [-2M i, -N j] = (v'^2 - u'^2, -u'v') \quad 2.12)$$

La orientación del vector E respecto al eje x es: $\tan^{-1}(N/2M)$, mientras que la del eje mayor de la elipse es: $1/2 \tan^{-1}(N/M)$. En la Fig. 2.1 se dan ejemplos de combinaciones posibles del tensor de correlación (elipses) y de la orientación relativa del vector E.

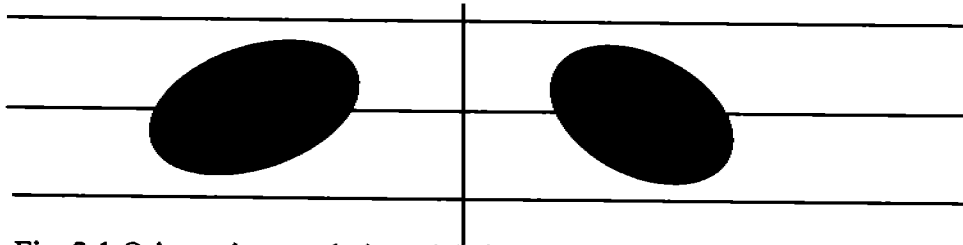


Fig. 2.1 Orientaciones relativas del eje mayor de la anisotropía de perturbaciones: elipses y del vector de flujo E, definido en 2.12)

Cuando el eje mayor de la anisotropía está elongado zonalmente, el vector E se propaga al este. El vector E incluye la forma de las perturbaciones (para $M > 0$, significa que $u'^2 \gg v'^2$ y se tendrá una elipse alineada zonalmente, mientras que para $v'^2 \gg u'^2$ $M < 0$ y la elipse es meridional. La elipse izquierda (derecha) transporta momento del oeste al norte (sur), su vector de flujo E asociado posee componente meridional negativa (positiva), que por la definición de éste vector, significa que $u'v'$ es positiva (negativa). Por ello el papel que juegan las orientaciones de las perturbaciones es fundamental para modificar las intensidades de los vientos medios.

Como indicador de la anisotropía de las perturbaciones Hoskins definió $\alpha = M/K$ cuyo valor oscila entre 0 (isotrópico) y 1 (perturbaciones en una sola dirección; como ejemplo las Ondas de Kelvin), en el caso de las OE, poseen componentes tanto meridionales como zonales tipo onda de Rossby.

El ángulo de inclinación de las elipses asociadas a las perturbaciones se determinó mediante (Hoskins, 1983):

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{u'v'}{u'^2 - v'^2} \right)$$

Donde θ es el ángulo de inclinación del eje mayor de la elipse respecto al este (90° es el norte).

2.4 Conversiones barotrópicas

La conversión de energía C_{EC} (ciclo de Lorenz descrito en la sección anterior) bajo un ambiente barotrópico de los transientes hacia el flujo medio es: (Wallace, 1985)

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = C_{EC} = u'^2 \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + v'^2 \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + u'v' \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)$$

donde las barras significan promedios en tiempo y los apóstrofes perturbaciones. Si el flujo medio es no divergente, se reduce a:

$$C_{EC} = 2M \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + N \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right)$$

con $M = (u'^2 - v'^2)/2$, y $N = u'v'$

como estamos en el caso de una corriente de chorro zonalmente orientada: $\frac{\partial u}{\partial y} \gg \frac{\partial v}{\partial x}$, la conversión energética en forma vectorial se reduce a:

$$C = -E \cdot \nabla u \quad 2.13)$$

donde E es el flujo horizontal de momento zonal: vector de flujo Eliassen-Palm (E - P) (Hendon y Hartmann, 1985), su divergencia puede verse como una medida del forzamiento de perturbaciones hacia el flujo medio (convergencia de momento por perturbaciones).

En regiones donde E es divergente (convergente), existirá un forzamiento de la circulación media zonal con tendencia a incrementar los flujos del oeste (este). Este hecho se utilizó como herramienta de estudio de la intensificación de la CCC la cual es un flujo zonal del este. El vector E - P contiene información acerca de la orientación y dirección de propagación de las perturbaciones, así, si E es del oeste (este) ello implica la existencia de perturbaciones orientadas meridionalmente (zonalmente) con una velocidad de grupo relativa al flujo medio hacia el este (hacia el oeste).

2.5 Intercambio de energía cinética entre perturbaciones y flujo medio.

El signo de la conversión de energía cinética asociada a perturbaciones (K_E) y energía cinética asociada al flujo medio (K_P) (C_4 en el esquema energético de la Fig. 1.5) está dado por (Wiin-Nielsen et al. 1993) :

$$C(K_E, K_P) = -\frac{\bar{u}}{g} \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial (u'v') \cos^2 \phi}{\partial \phi} \quad 2.14)$$

donde g representa la aceleración de la gravedad, a el radio de la tierra y ϕ la latitud.

Si esta conversión es positiva (negativa) significa que las perturbaciones reciben (aportan) energía del flujo medio. Para vientos del este (oeste) u será negativo (positivo), y cuando exista convergencia meridional de momento las perturbaciones recibirán (aportarán) energía.

2.6 Análisis de estabilidad de la CCC.

Uno de los mecanismos de generación de OE se ha atribuido a la inestabilidad barotrópica de una corriente de chorro zonal, (Kuo, 1949, Burpee, 1972, Simmons et. al., 1977, Albignat J., 1980, Miller R. et. al., 1992, Mak M., 1989), la cual existe al cumplirse la condición Charney-Stern (cambio de signo en el gradiente meridional de la vorticidad absoluta) (Burpee, 1972, Molinari, 1997).

Para la región del Caribe, Molinari et al. (1997) encontraron que durante la temporada de ciclones tropicales de 1991 existe un cambio de signo en el gradiente meridional de vorticidad absoluta en alturas cercanas a 700 hPa, esto requiere que la vorticidad total del flujo base $f_0 + \beta_0 y - u'$ debe tener un extremo (máximo o mínimo) en el dominio. Este resultado fue derivado por primera vez por Kuo en 1949, y diversos autores han retomado el tema recientemente como condición que permite la intensificación y amplificación de perturbaciones atmosféricas, como las *OE*. Molinari reporta adicionalmente una correlación entre la intensidad negativa de este gradiente y la ciclogénesis en el Pacífico Oriental. Señalan que bajo este escenario, en el Caribe existe la condición Charney-Stern, necesaria para la inestabilidad del flujo medio, no obstante, concluye que dicha condición necesaria, no es suficiente para la ciclogénesis tropical. Reconocen además, la necesidad de entender el papel de la topografía tanto de Centroamérica como de México (incluyendo el efecto del Istmo de Tehuantepec en flujos superficiales) en el gradiente mencionado y la eventual ciclogénesis en el Pacífico Oriental; este mecanismo permite, pero no requiere necesariamente una *OE* como precursora.

La corriente de chorro (CCC) se encuentra ubicada en el mar Caribe, frente a Nicaragua (15° N, 75° W) su intensidad máxima es de 14 m/s y es alcanzada en el mes de julio en alturas de 925 hPa. Esta corriente está poco documentada y sus efectos en la climatología local no se han entendido de manera integral y aún no se describe el papel de esta corriente en la intensificación de las *OE*, siendo un tema de investigación científica con aplicaciones inmediatas en la predecibilidad de lluvias en la región.

En esta sección se investigan los modos oscilatorios más inestables derivados de la transferencia de energía del flujo medio hacia las perturbaciones, postulándose como hipótesis que las *OE* en el Caribe son las inestabilidades barotrópicas de la CCC, que se generan bajo las condiciones Charney-Stern, las cuales son necesarias, más no suficientes para que exista inestabilidad de una corriente de chorro. Bajo ciertas condiciones aún no entendidas en su totalidad, algunas perturbaciones se amplifican a expensas de estas corriente generando las *OE* tanto en África como el Caribe.

En mecánica de fluidos, la inestabilidad de flujos bajo diferentes condiciones se ha estudiado desde diversos puntos de vista: Kuo (1949), Simmons (1976, 1977) Ripa (1983), Holton (1992), Molinari (1997). Todos ellos concluyen que la condición necesaria para la existencia de inestabilidad barotrópica de un flujo zonal es el cambio de signo del gradiente meridional de la vorticidad absoluta.

La ecuación de vorticidad para un flujo zonal base perturbado, no divergente en una atmósfera barotrópica y en coordenadas esféricas es:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial a \cos \phi \partial \lambda} \right) \nabla^2 \psi' + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{d\bar{\zeta}}{d\phi} \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0 \quad 2.15)$$

donde:

$$u' = -\frac{\partial \psi'}{a \partial \phi}, \quad v' = \frac{\partial \psi'}{a \cos(\phi) \partial \lambda}$$

ϕ es la latitud y λ la longitud, ψ' es la función corriente perturbada, $\bar{u} = \bar{u}(\phi)$ es el flujo zonal base, $\bar{\zeta}(\phi) = -\frac{1}{a \cos \phi} \frac{d}{d\phi} (\bar{u} \cos \phi) + 2\Omega \sin \phi$ es la vorticidad absoluta. La función corriente perturbada se aproxima en forma oscilatoria con propagación zonal y amplitud meridional, definiendo $\mu = \sin(\phi)$:

$$\psi'(\lambda, \mu, t) = \text{Re} \sum_{n=m}^N \psi_n^m P_n^m(\mu) e^{i(m\lambda - \sigma t)} \quad 2.16)$$

Las funciones armónicas esféricas $P_n^m(\mu) e^{i(m\lambda - \sigma t)}$ son las eigensoluciones del operador laplaciano de la ecuación 2.15), cuya amplitud está definida por los polinomios asociados de Legendre $P_n^m(\mu)$.

Sustituyendo 2.16) en 2.15) y considerando que: $\nabla^2 \psi' = \sum_{n=m}^N a^{-2} n(n+1) \psi_n^m P_n^m(\mu) e^{i(m\lambda - \sigma t)}$ tenemos:

$$\frac{m\bar{u}}{a\sqrt{1-\mu^2}} \sum_{n=m}^N n(n+1) \psi_n^m P_n^m(\mu) - m \frac{d\bar{\zeta}}{d\mu} \sum_{n=m}^N \psi_n^m P_n^m(\mu) = \sigma \sum_{n=m}^N n(n+1) \psi_n^m P_n^m(\mu) \quad 2.17)$$

donde m es el número de onda de la perturbación, (cantidad real).

Aplicando 2.17) para diferentes latitudes $\mu = \mu_1, \mu_2, \mu_3, \dots, \mu_n$ con m fijo se tiene un sistema de ecuaciones que pueden escribirse en forma matricial como:

$$M_1 \psi = \sigma M_2 \psi \quad 2.18)$$

o equivalentemente:

$$(M_2^{-1} M_1) \psi = \sigma \psi$$

con:

$$M_1 = \frac{m\bar{u}}{a\sqrt{1-\mu^2}} \sum_{n=m}^N n(n+1) P_n^m(\mu) - m \frac{d\bar{\zeta}}{d\mu} \sum_{n=m}^N P_n^m(\mu), \quad M_2 = \sum_{n=m}^N n(n+1) P_n^m(\mu)$$

$\psi = (\psi_m^m, \psi_m^{m+1}, \psi_m^{m+2}, \dots, \psi_m^{m+N-1})^T$ son los eigenvectores, σ es la frecuencia de la perturbación, la cual debe ser compleja para que exista un cambio en su energía (amplificación o amortiguamiento) $\sigma = \sigma_r + i \sigma_i$. Si σ_i es diferente de cero, entonces la amplitud será una función exponencial del tiempo (amplificación de oscilaciones), para $\sigma_i < 0$ la amplitud decrecerá con el tiempo (oscilaciones amortiguadas). Por otra parte, si $\sigma_i = 0$ la amplitud permanecerá constante (oscilaciones neutras). En este estudio nos interesan las oscilaciones que se amplifican. El tiempo de desdoblamiento e se toma como un indicador de la inestabilidad de la corriente, significa el tiempo en que las perturbaciones, con intensificación exponencial es mayor: a menor tiempo de respuesta la CCC es más estable y viceversa.

Capítulo 3

3. Resultados

Para estudiar la evolución de *OE* requiere analizar los resultados desde dos aspectos: estadísticos y dinámicos, ello tanto para las perturbaciones como para el estado medio en el Caribe.

3.1 El estado medio en el Caribe.

Considerando que las *OE* que llegan a México son afectadas por el estado medio del Caribe, se analizaron las condiciones climatológicas de 28 años (1968-1996) de 6 variables en el Caribe, Golfo de México y Pacífico del Este. Estas variables afectan la dinámica de las *OE* y son: viento, divergencia, velocidad omega, humedad, convección y vorticidad relativa. Con ello se documentan las condiciones medias mensuales que imperan al arribo de perturbaciones entre junio y octubre.

Vientos.

Entre junio y octubre la componente zonal de viento forma una corriente de bajos niveles (925 hPa.) que en este trabajo se le nombró *CCC* (Corriente de Chorro del Caribe), centrada en 75°W y 15°N. Estos vientos inician su aceleración en mayo, observándose en junio intensidades de 8 m/s, continuando su aceleración hasta julio, cuando alcanzan sus intensidades máximas: más de 11 m/s (Fig. 1.3), para iniciar en agosto su desaceleración, registrándose 9 m/s, continuando esta desaceleración en septiembre, con intensidades promedio de 7 m/s hasta debilitarse aún más en octubre, cuando llega a magnitudes de 5 m/s. En cuanto a la estructura vertical, esta corriente alcanza su máxima intensidad en el mes de julio en 925 hPa. y la mínima en octubre, en el mismo nivel (Fig. 3.2). Este ciclo se repite año con año, modulando la dinámica local de una forma aún no entendida totalmente, ya que aún no se han estudiado los mecanismos que provocan esta aceleración zonal hasta formar un corriente de chorro en ciclos estacionales, en este trabajo se estudia uno de estos mecanismos: la convergencia de momento tanto meridional, como vertical debido a perturbaciones entre 3 y 9 días de período (Sección 3.3).

Divergencia.

Dadas las características de esta *CCC*, sus variaciones espaciales generan grandes contrastes en la divergencia horizontal en superficie (Fig. 3.1), localizándose un área de gran convergencia en 11° N, 82°W, al suroeste del máximo de esta corriente, producto del debilitamiento espacial que sufre ésta (salida de la corriente). Esta convergencia se mantiene intensa en junio, mientras que en septiembre se debilita, manteniendo su posición.

En general, existe convergencia superficial, además de la ya descrita en la zona de la *CCC*, también en áreas sobre la Sierra Madre Oriental y Occidental (Fig. 3.1), en junio, ello

por forzamiento orográfico en asociación al Monzón Mexicano (MM), con máximas intensidades en el norte y noroeste de México. Una tercera zona es la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), área del Pacífico del Este, cuyos efectos en la ciclogénesis del área están siendo ampliamente estudiados. Sobre estas tres áreas transitan las OE, y estas convergencias generan movimientos ascendentes que pueden conectar la dinámica de bajos niveles de la CCC (925 hPa.) con la de OE en niveles superiores (700 hPa.) en el Mar Caribe, produciendo efectos mutuos que brindarían información valiosa acerca de las condiciones del estado medio que fomente la intensificación de las perturbaciones y viceversa. En cuanto a máximos en divergencias se observan dos: el primero en el Océano Pacífico, frente a las costas de Baja California, áreas de grandes desiertos, donde la subsidencia es común en casi todo el año, y el segundo justo en la costa de la frontera entre Veracruz y Tamaulipas, zona intensos contrastes en los regímenes de precipitación (Veracruz lluvioso, Tamaulipas, árido).

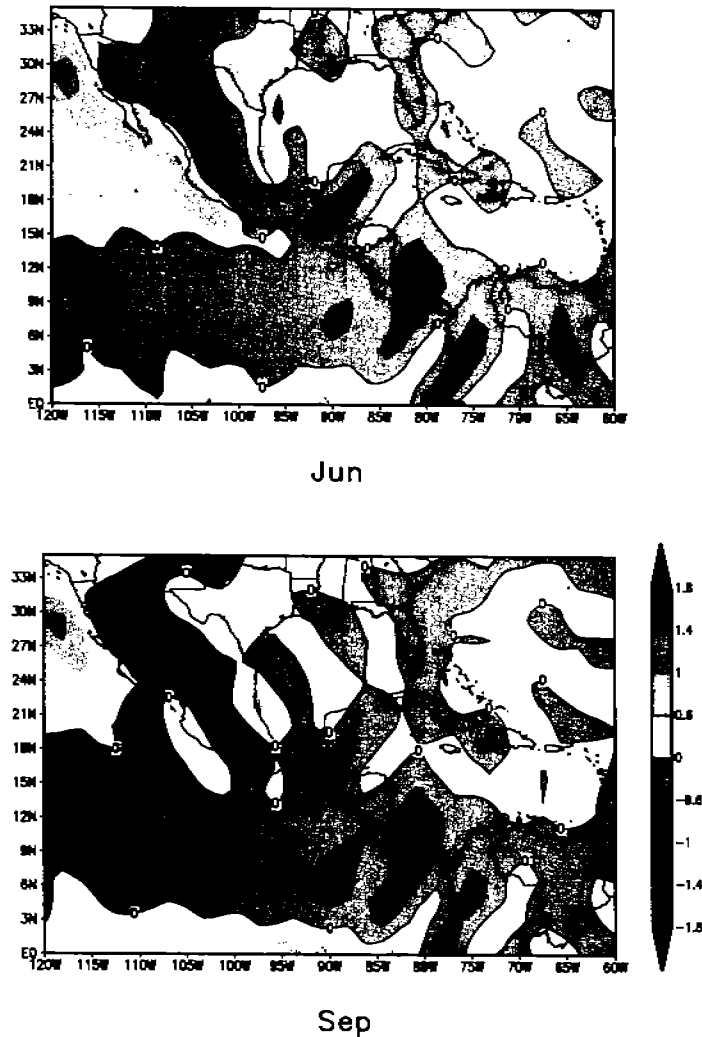


Fig. 3.1 Climatología de divergencia superficial (10^{-5} 1/s) (1968-1996)

Velocidad vertical omega.

Como respuesta a la divergencia superficial descrita, existe una velocidad vertical ascendente (omega negativa) muy intensa, justo donde la convergencia es máxima: 11°N, 82°W, en junio, cubriendo el sur de Nicaragua, Costa Rica, Panamá y centro de Colombia, (Fig. 3.2) suma de efectos tanto orográficos como de esta convergencia en el Caribe. En septiembre vuelve esta velocidad omega a registrarse sobre Colombia, en estos meses la corriente en cuestión inició su franca desaceleración y la convergencia, por ende la velocidad vertical ascendente se debilita

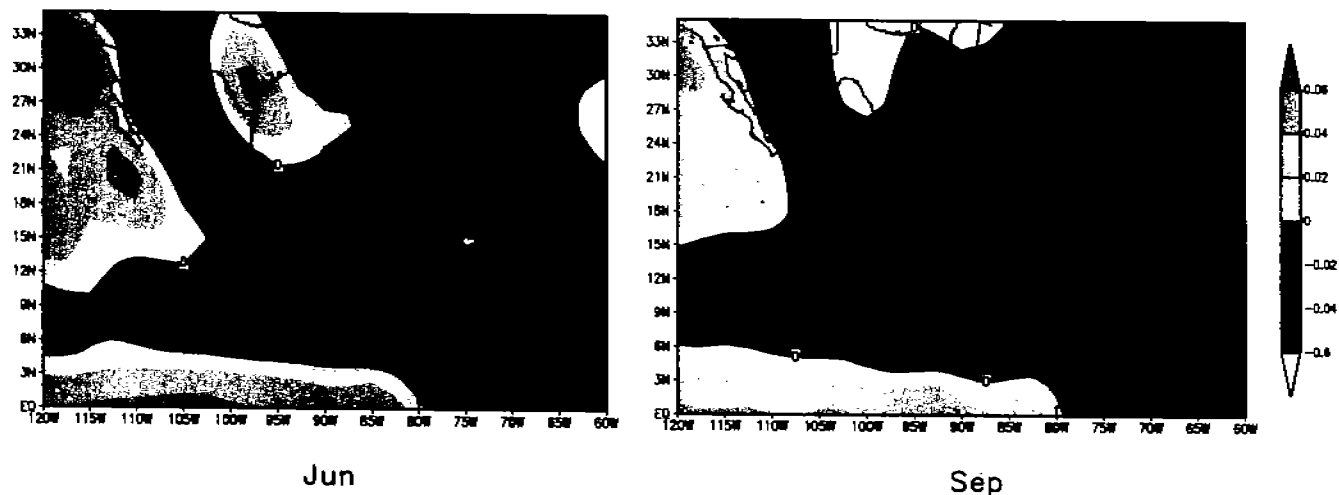
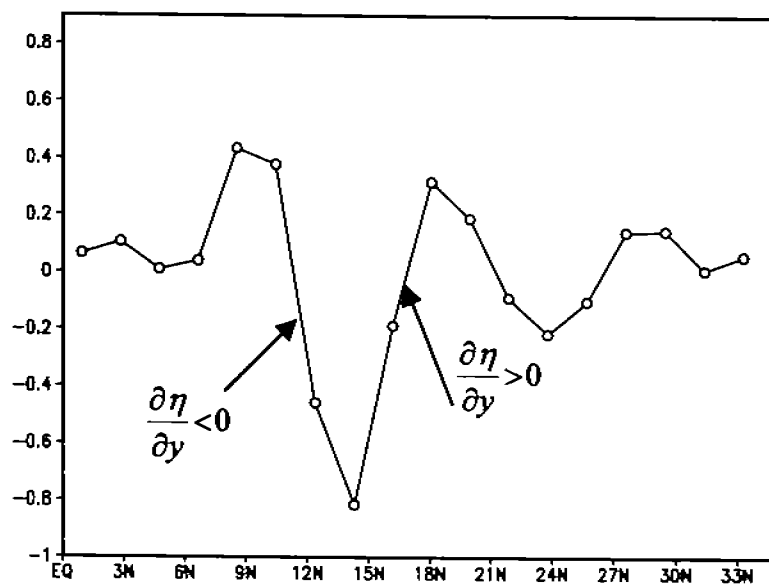


Fig. 3.2 Climatología de velocidad vertical omega a 700 hPa. (Pa/s) (1968-1996).

Vorticidad absoluta.

La dinámica del Caribe genera condiciones de inestabilidad del flujo medio, como el cambio de signo del gradiente meridional de la vorticidad absoluta, (Fig. 3.3), el cual entre 9°N y 14°N es de signo negativo, mientras que de 15°N a 19°N es positiva. Es en esa zona donde las OE mantienen su guía de onda, siendo de interés investigar el efecto de la CCC en las perturbaciones que llegan en las dos guías de onda identificadas: 12°N y 17.5°N.

La variabilidad temporal de esta condición es importante, entre junio y septiembre este gradiente alcanza sus valores máximos (Fig. 3.4), siendo entre julio y agosto cuando llega a su valor mayor ello implica que en esos meses las OE que llegan al Caribe tienen mayor posibilidad de intensificarse a costa de esta corriente.



Jun

Fig. 3.3 Gradiente meridional de vorticidad relativa en superficie (10^{-10} 1/m s) en 75°W (1968-1996)

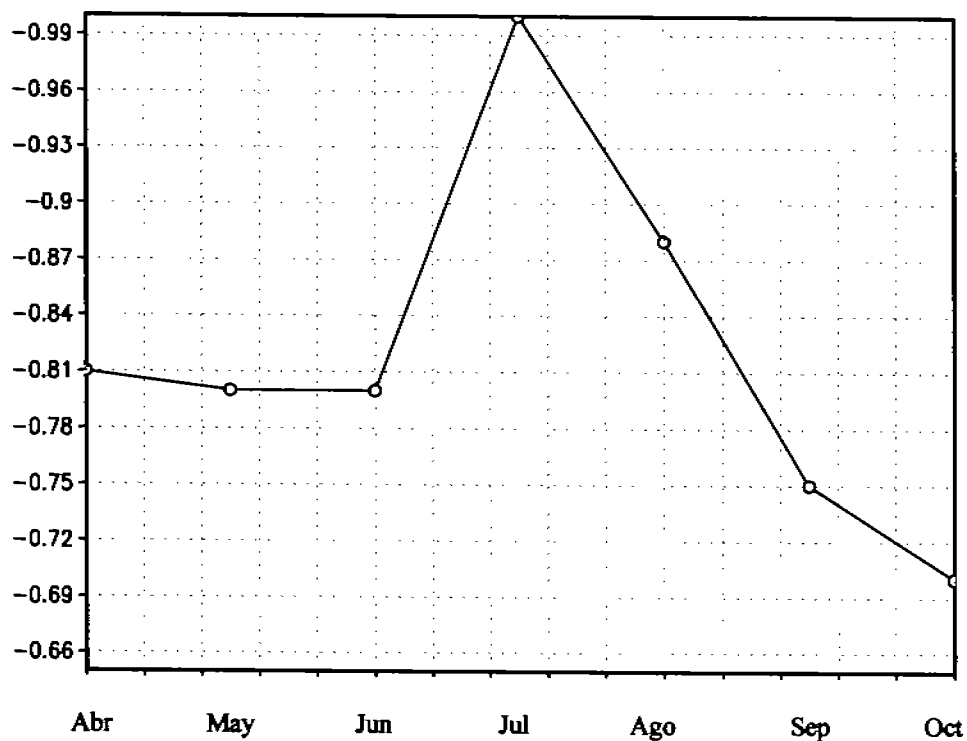


Fig.3.4 Gradiente meridional de vorticidad relativa 1/m s ($15^\circ\text{N}, 75^\circ\text{W}$). El factor de normalización lo da el valor máximo registrado en el mes de julio.

3.2 Dinámica del Caribe.

La CCC modula la zona de actividad convectiva modificando tanto la climatología regional, como los sistemas atmosféricos que transitan en la zona, como las OE. En esta sección se discute la circulación local para el Caribe y Pacífico del Este entre 60°W y 120°W y en la vertical entre 950 hPa. y 550 hPa. Considerando incompresible un fluido: ($\nabla \cdot u = 0$) la divergencia horizontal se balancea con el signo contrario a la divergencia vertical. En cuanto a la componente horizontal, ésta se muestra en la Fig. 3.8 a) donde se observan cuatro polos de signo alternante flanqueando a la corriente tanto horizontal como zonalmente, (dos a la entrada de la corriente zonal y dos a la salida de la misma) el primero se encuentra entre 800hPa y 950hPa. y entre las longitudes 63°W y 77°W , el cual es positivo, (convergencia horizontal: flechas rellenas de Fig.3.5 a) y b)) justo en la zona con mayor aceleración zonal el cual provoca convergencia vertical (Fig. 3.5 b), el segundo polo, por debajo de 900 hPa. se localiza entre 77°W y 86°W siendo éste negativo (divergencia horizontal) (Fig. 3.5 a), generando divergencia vertical (Fig. 3.5 b). El tercer polo se ubica entre 900 hPa. y 600 hPa., (también entre 60°W y 77°W), el cual es negativo (divergencia horizontal) (Fig. 3.5 a), provocando divergencia vertical, y finalmente, el cuarto polo, (entre 77°W y 85°W) el cual es positivo (convergencia horizontal, Fig. 3.5 a), asociado a convergencia vertical (Fig. 3.5 b), ello entre 900 hPa. y 600 hPa. Esta circulación local es debida a las variaciones espaciales de la CCC.

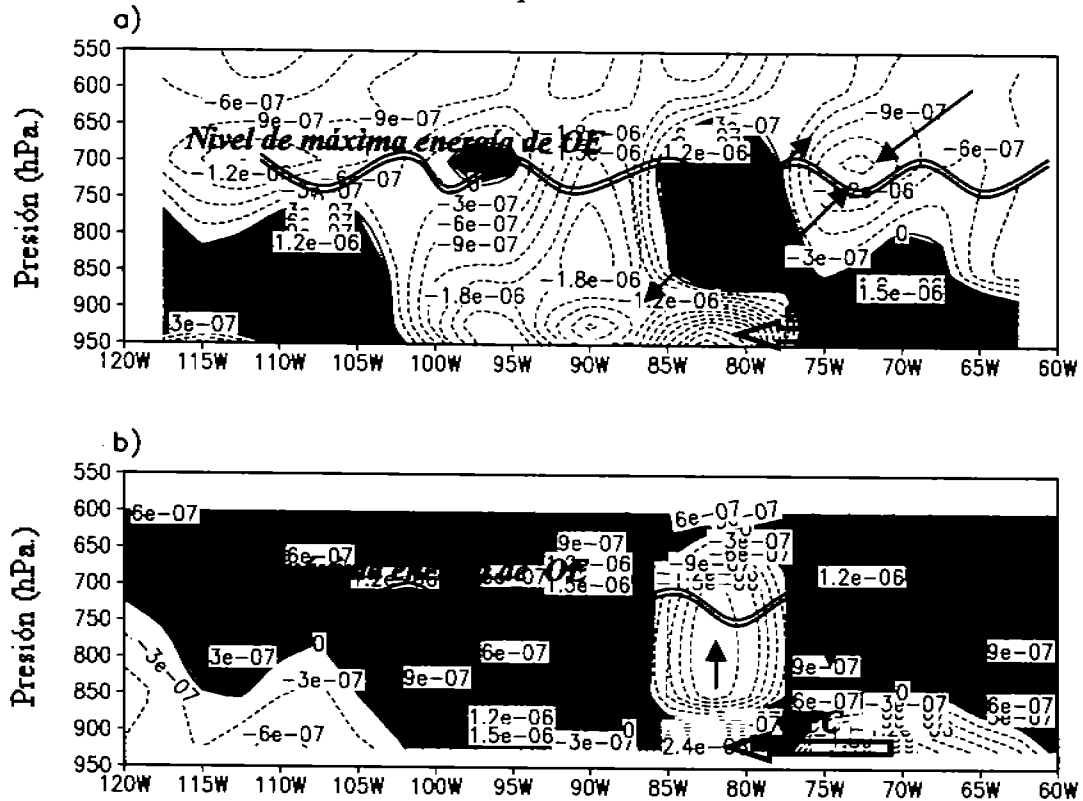


Fig. 3.5 a) Divergencia de viento horizontal (1/s).
 b) Divergencia vertical de omega (1/s). Ambos en 17.5°N (Julio 1968-1996). Las líneas onduladas representan el nivel de máxima energía de OE.

La dinámica descrita genera velocidades verticales ascendentes intensas en julio entre 77°W y 85°W, (Fig. 3.6 b) cuyo ascenso va más arriba que 500 hPa., (las prolongaciones hacia 100°W están más relacionados a la *ZCIT*). Sin embargo, existe un polo de velocidad descendente entre 60°W y 75°W (entrada del jet) y entre los niveles de 950 hPa. y 700 hPa. Ambos hechos sugieren una circulación directa en el plano zonal-vertical (Fig. 3.6 b) donde el viento del este en niveles de 925 hPa. (Fig. 3.6 a) conforma la parte inferior de esta circulación, la corriente ascendente se localiza en 82°W, salida del jet: Fig. 3.6 b), mientras que la descendente (velocidad omega positiva) está centrada en 77°W.

Una medida de la circulación en el plano zonal-vertical es la componente meridional de vorticidad relativa, $\gamma = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}$, al involucrar variaciones espaciales de viento medio en la zona de la *CCC*, éstas son grandes implicando cambios tanto de magnitud como de signo (Fig. 3.6 c), en la parte superior del máximo de esta corriente (entre 62° W y 82° W) ésta vorticidad es positiva, generando los movimientos ascendentes y descendentes observados en la Fig. 3.6 b). En este patrón de circulación, cuando la *CCC* es más intensa (Fig. 3.6 a) y los movimientos ascendentes y descendentes también lo son (Fig. 3.6 b), permite transporte vertical de momento de 925 hPa. (nivel de la *CCC*) hacia 700 hPa. (nivel del paso de *OE*) y viceversa, conectando así ambos procesos, interés primordial en este trabajo.

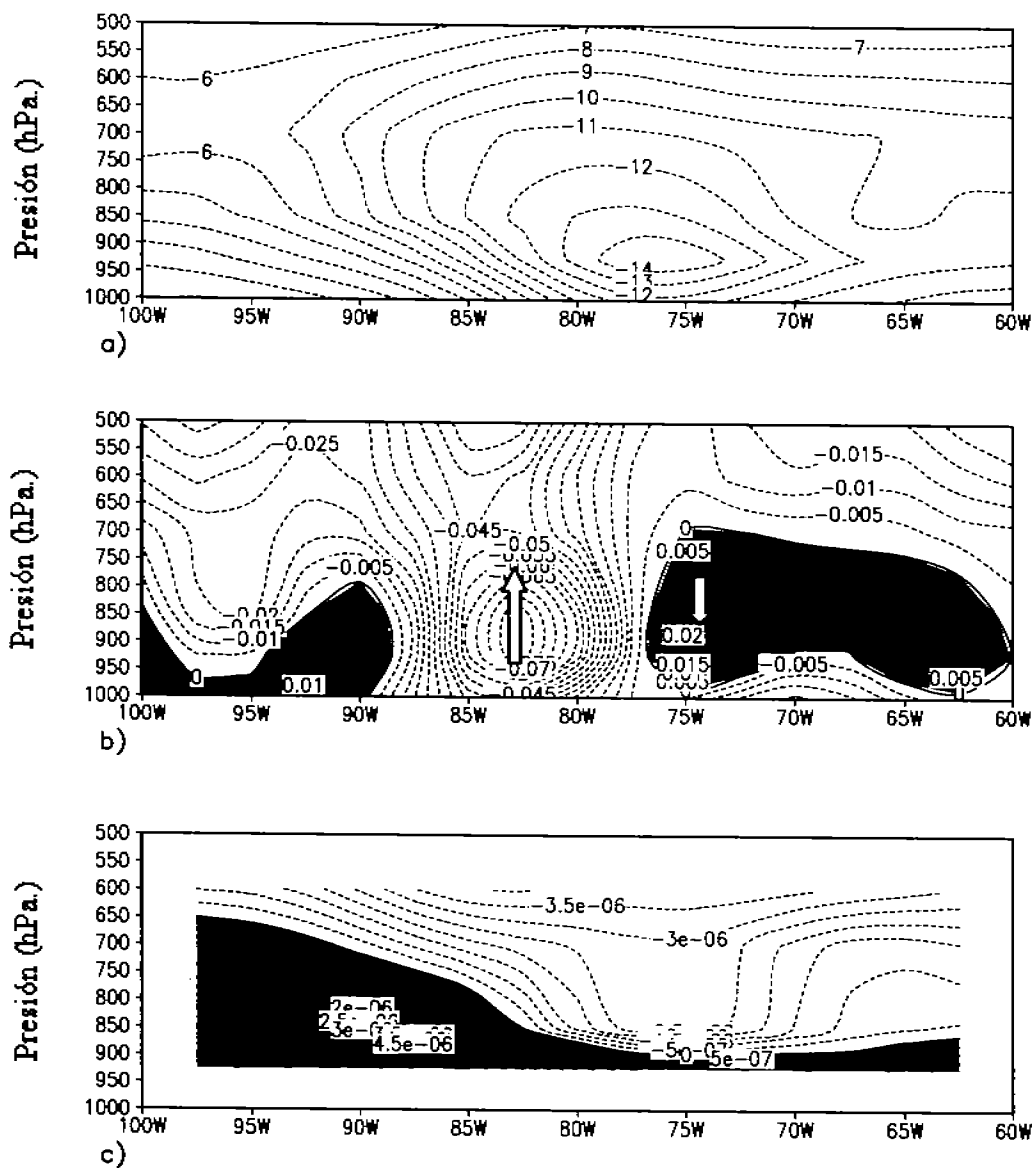


Fig. 3.6 a) Viento zonal en 17.5° N. Julio 1968-1996. b) Velocidad omega en la misma línea y período. c) Componente meridional de vorticidad relativa como indicador de circulación directa en el plano zonal-vertical (ver texto).

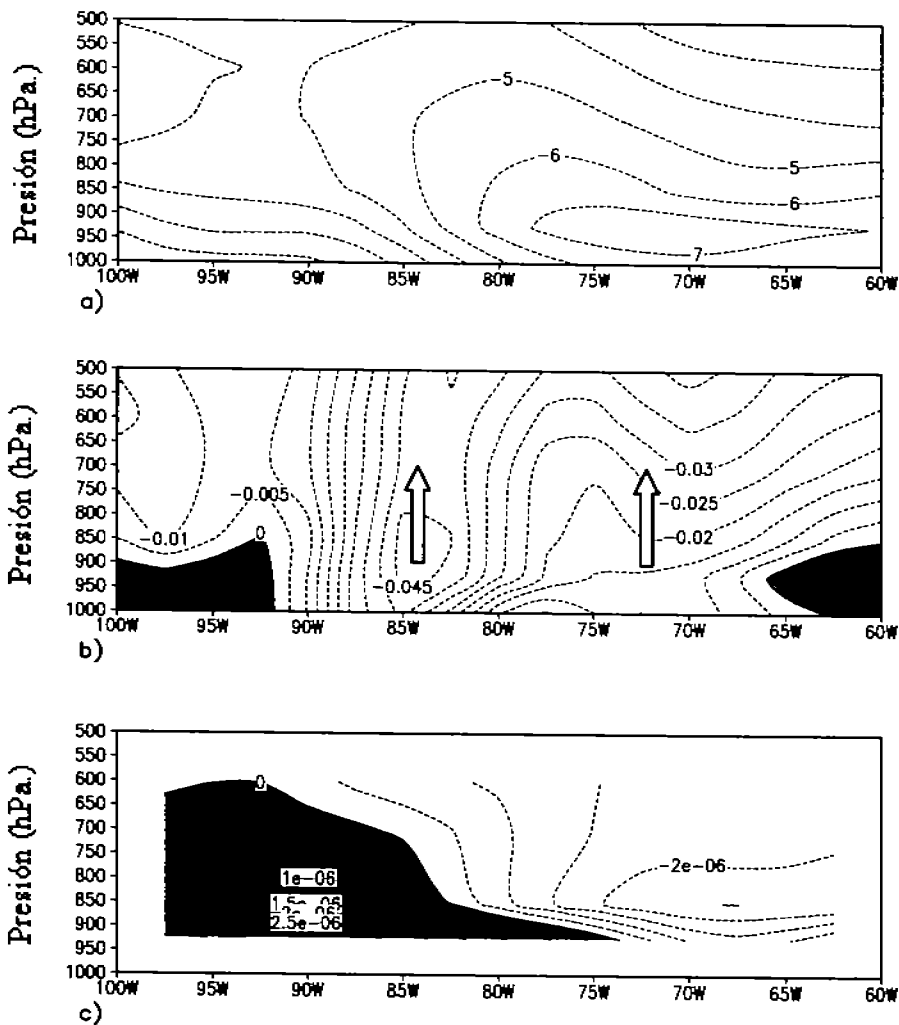


Fig. 3.7 Igual que Fig. 3.6, pero para el mes de octubre.

Esta circulación es analizada desde un punto de vista dinámico, ello utilizando la componente meridional de vorticidad relativa como medida de esta circulación en el plano zonal-vertical, observándose que la CCC está flanqueada verticalmente por vorticidad meridional positiva (parte inferior) (Fig. 3.6 c) y negativa (parte superior), este signo lo provee la variación del viento zonal en la vertical, la cual es más intensa que la variación de omega zonalmente, la intensidad de esta vorticidad es máxima en junio (Fig. 3.6 c) y julio (Fig. 3.6 c), mientras que en octubre se debilita (Fig. 3.7 c). Los resultados en la componente vertical inducen a pensar en mecanismos de transferencia vertical de momento zonal, tal como la convergencia de este momento, factor que conectaría la dinámica de la CCC, en 925 hPa, con la de OE, en 700 hPa. Introducir estos análisis verticales brinda un panorama tridimensional de la transferencia zonal y vertical de momento zonal.

Una componente fundamental en el entendimiento de la dinámica de ondas en el Caribe es la CCC, la cual posee una estructura vertical y horizontal clara, donde su máximo negativo (del este) alcanza 15 m/s en julio en 925 hPa. (Fig. 3.8 a), siguiéndole en intensidad el mes de junio y agosto. Estos perfiles denotan una fase de aceleración (mayo a

julio) y otra de desaceleración del este (agosto a octubre), su máxima intensidad se localiza en 15° N (Fig. 3.8 b), teniendo una extensión meridional de 19°, ya que va de 5°N a 24°N. Esta clara estructura de corriente se mantiene durante los meses de mayo a octubre y su dinámica resulta, además de interesante, poco estudiada, abriéndose un nuevo tema de estudio con fases tanto de investigación científica como de aplicación a procesos operativos en el pronóstico del tiempo y del clima.

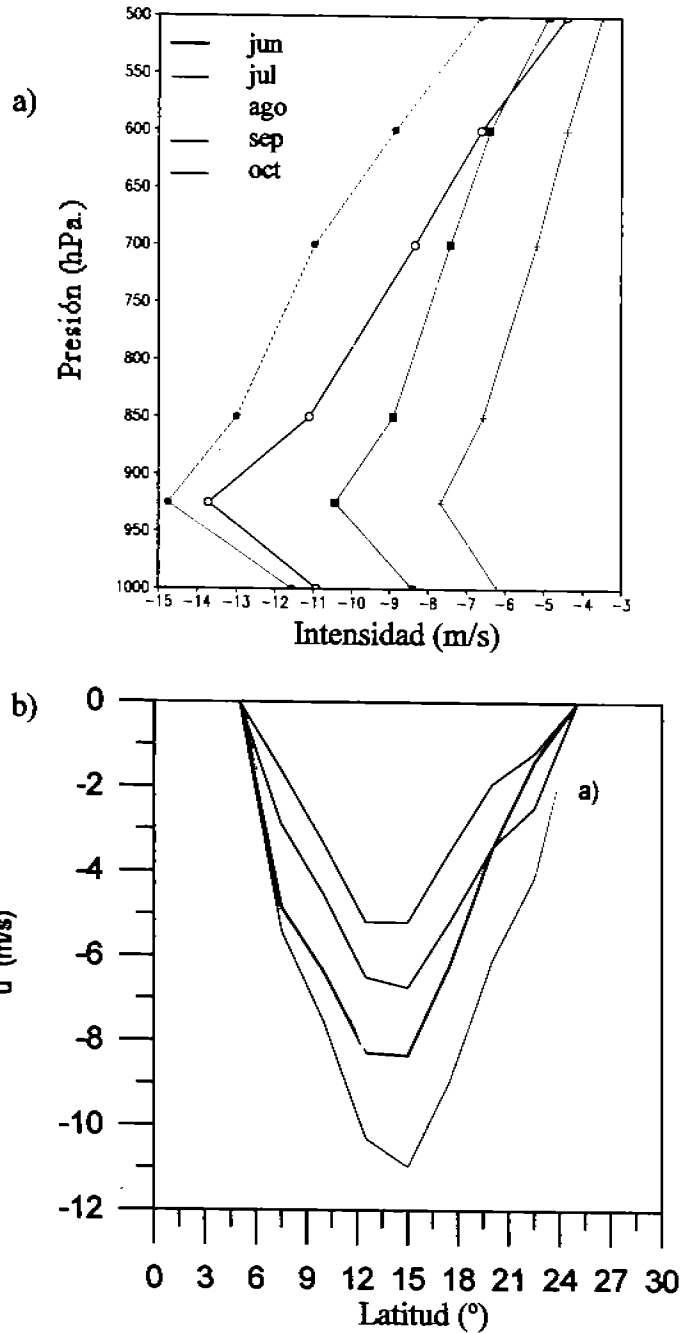


Fig. 3.8 a) Perfil vertical de viento zonal (m/s) en 15° N y 75° W. b) Perfil meridional de viento zonal (75° W, 925 hPa.). (1968-1998).

Para el Caribe, en el inicio de la temporada de lluvias, de mayo a julio, la componente divergente de circulación en el plano zonal-vertical se caracteriza por regiones de subsidencia en el Caribe del oeste (Fig. 3.9 a)), mientras que en el Caribe del este por regiones de gran convección, en cambio, entre julio y septiembre en toda la región del Caribe se observa gran convección, período en que las *OE*, según la hipótesis de este trabajo, se intensifican, situación interesante en la dinámica de estas perturbaciones.

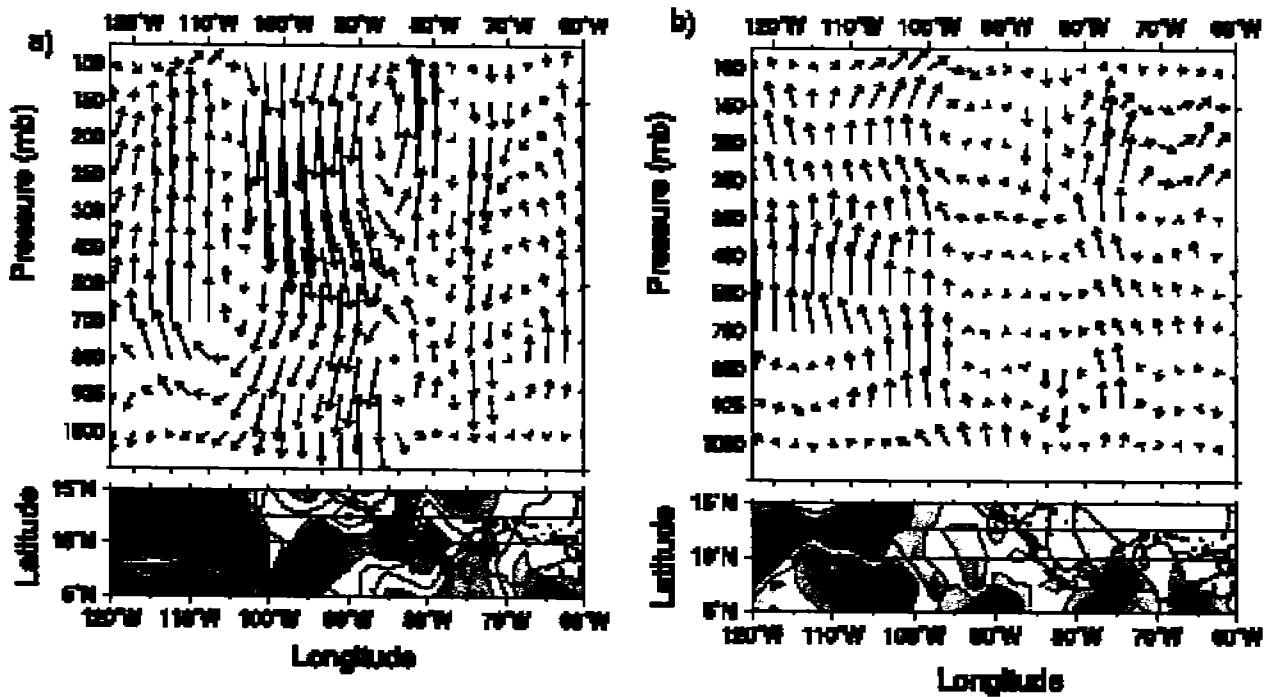


Fig. 3.9 a) Diferencias en precipitación y circulaciones divergentes medias entre a) julio y finales de mayo. b) Inicios de septiembre y julio. (Magaña y Caetano, 2005)

3.3 Identificación de la estructura de OE.

Las *OE* que llegan al Caribe desde el Atlántico sufren una gran variación longitudinal en sus características espaciales y temporales, (Cook, 2004). Para analizar la estructura de las perturbaciones que llegan a interactuar con la *CCC* y la modificación que sufren como consecuencia, se aplica análisis espectral, ya que por su carácter oscilatorio, históricamente, las *OE* como muchas otras ondas atmosféricas y oceánicas, se han identificado mediante análisis espectral (Yanai, 1980, Hayashi, 1981, Magaña, 1991).

3.3.1 Análisis espectral.

El análisis de la distribución espacio-temporal de energía de *OE* se realiza utilizando análisis espectral en diferentes puntos del Atlántico y Caribe a lo largo de la guía de onda, identificando las bandas de frecuencia y el nivel más energético, para ello se utiliza la distribución espectral promedio de viento meridional de 1968 a 1996 durante los meses de junio a octubre en la latitud 17.5° N (Fig. 3.10) cubriendo la totalidad del Atlántico en intervalos espaciales de 40° longitud, iniciando en 0° (África) y terminando en 120° W (Pacífico del Este). Para identificar el nivel más energético, este análisis se aplica tanto para datos a 850 hPa. como a 700 hPa. En general, para 700 hPa. se observa mayor variabilidad en los períodos entre 3 y 9 días, en todos los casos a partir de 40° W hacia el oeste, se definen tres picos espectrales alrededor de períodos de 3.5 días, 5.5 días y 7 días respectivamente. Exceptuando la latitud 17.5° N la varianza a 700 hPa. es mayor en 0° longitud, en las tres latitudes se alcanza un máximo energético en 40° W, definiéndose claramente los tres picos mencionados en 15° N y 17.5° N. Una vez que la señal llega al Caribe (80° W) en las tres latitudes, ésta disminuye a una tasa de 20 % respecto a su máximo alcanzado en el Atlántico (40° W), conservando la estructura en los tres picos referidos. En el Pacífico del Este, la actividad de onda en los tres máximos se incrementa nuevamente, sobre todo en la banda de 5.5 días, ello para las tres latitudes, con este análisis se elige el nivel de 700 hPa. para describir trayectorias y estructuras de las oscilaciones de interés.

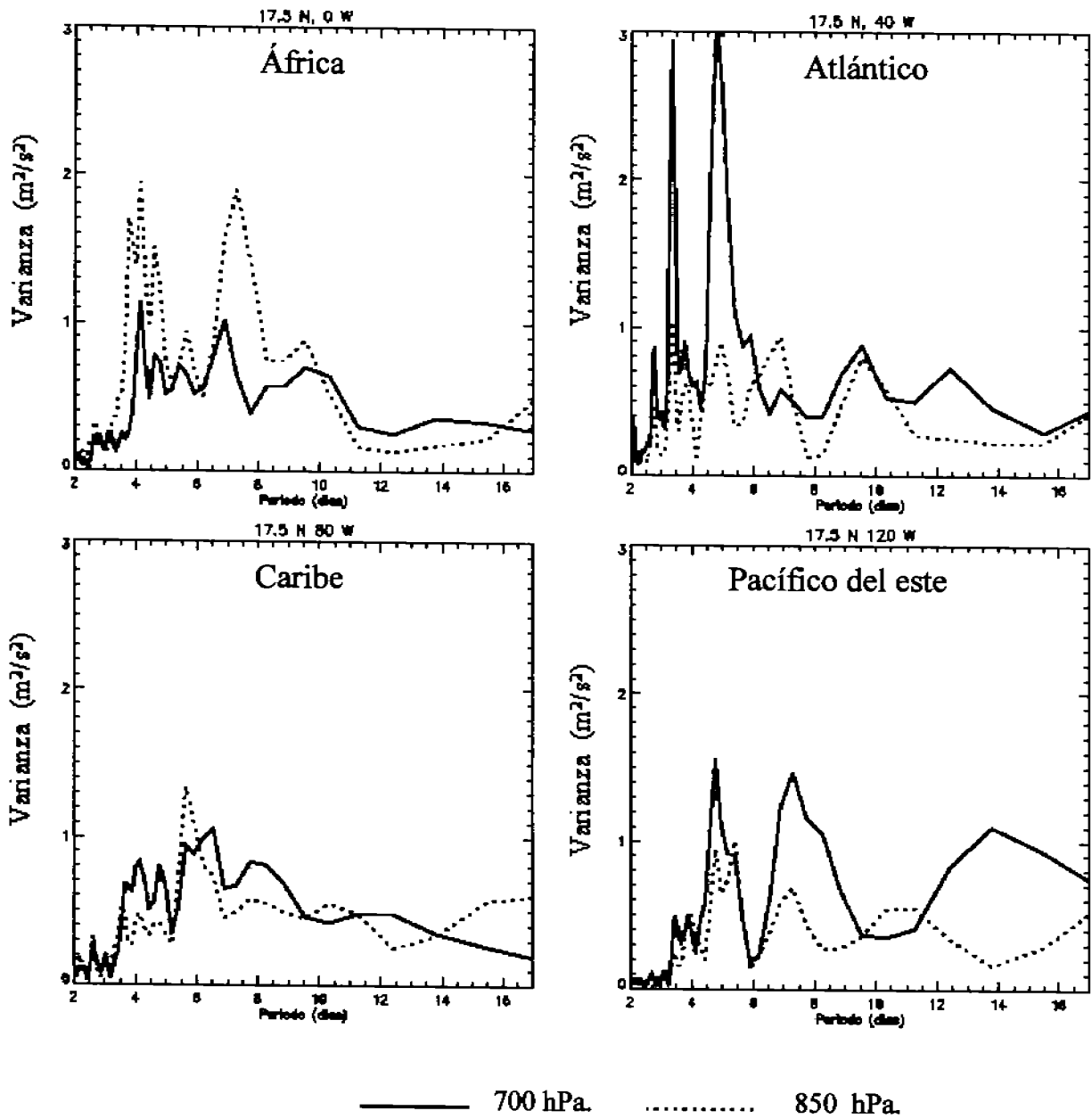


Fig. 3.10 Espectro de potencia de viento meridional a lo largo de 17.5° N (junio-octubre 1968-1996).

Respecto a la distribución espectral de humedad específica como indicador de la convección asociada a *OE*, en los mismos puntos que el caso de viento meridional, además de existir también los tres picos espectrales detectados en el caso de viento, la energía es mayor en una banda no observada en viento, ésta corresponde a 12 días de período y alcanza su máximo también en 40°W para las tres latitudes (Fig. 3.11). En este caso, en el Atlántico medio (40°W) para las tres latitudes seleccionadas, la máxima energía espectral se registra en 850 hPa., y no en 700 hPa., como en viento meridional, indicando esto una convección más somera en el Atlántico medio respecto a África y América, para las tres latitudes mostradas, en la longitud 120°W aparece una nueva componente, la más importante en el

área, la cual se encuentra en períodos mayores a 12 días, la cual está más relacionada con la ZCIT que las OE.

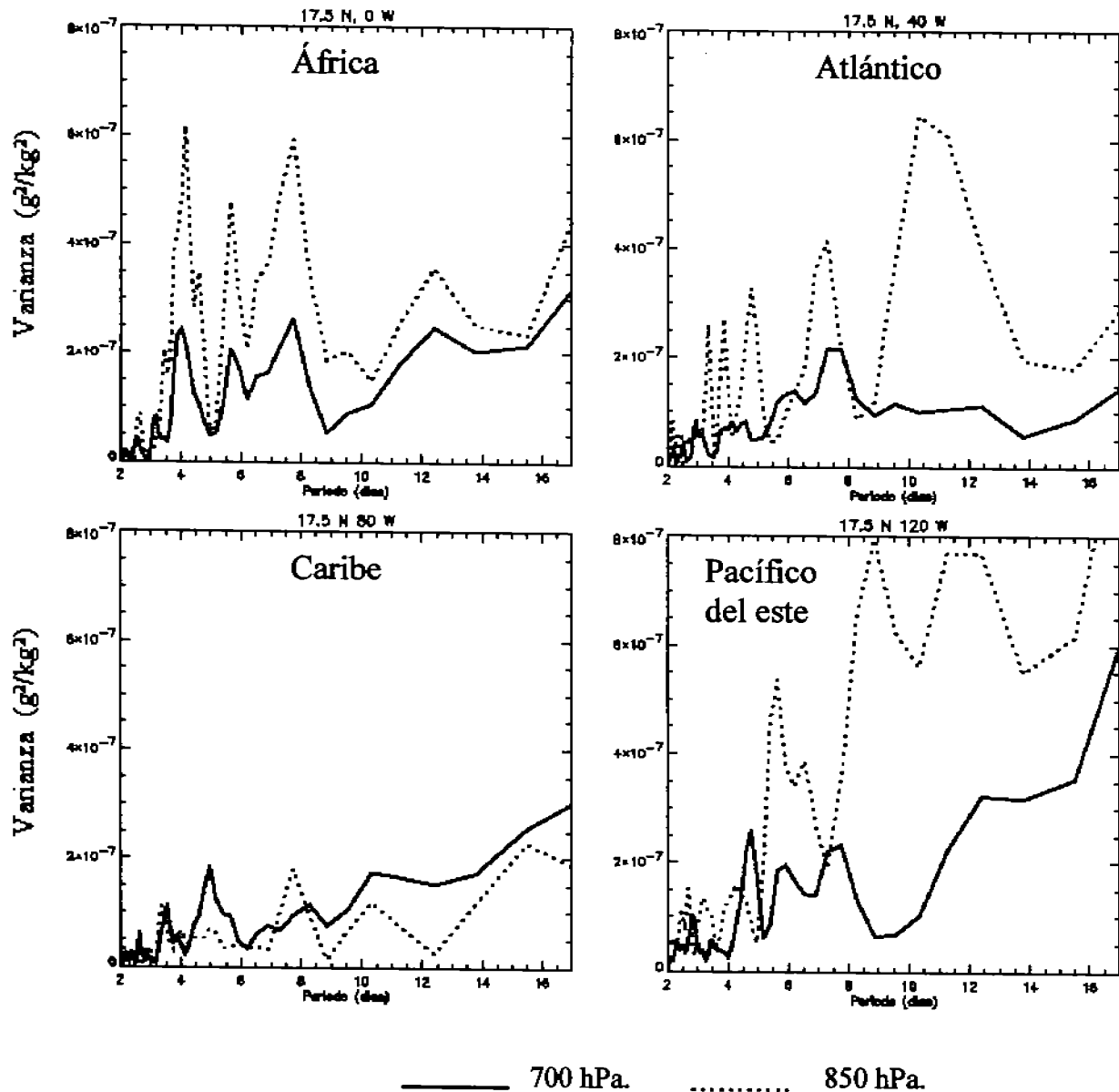


Fig. 3.11 Espectro de potencia de humedad específica a lo largo de 17.5° N (junio-octubre 1968-1996).

3.3.2 Análisis de onduletas.

La identificación de los períodos intraestacionales e interestacionales de mayor actividad de onda se realiza extendiendo el análisis espectral a un análisis de onduletas (Chui, 1992), del cual es posible identificar las características espacio-temporales de OE al calcular su variabilidad en tiempo y espacio de 1948 a 2001. Este análisis se aplica a viento

meridional en 700 hPa., nivel más energético de ondas en el Caribe, en 4 puntos de la región, utilizando como guía de onda a la latitud 17.5° N. (Fig. 3.12)

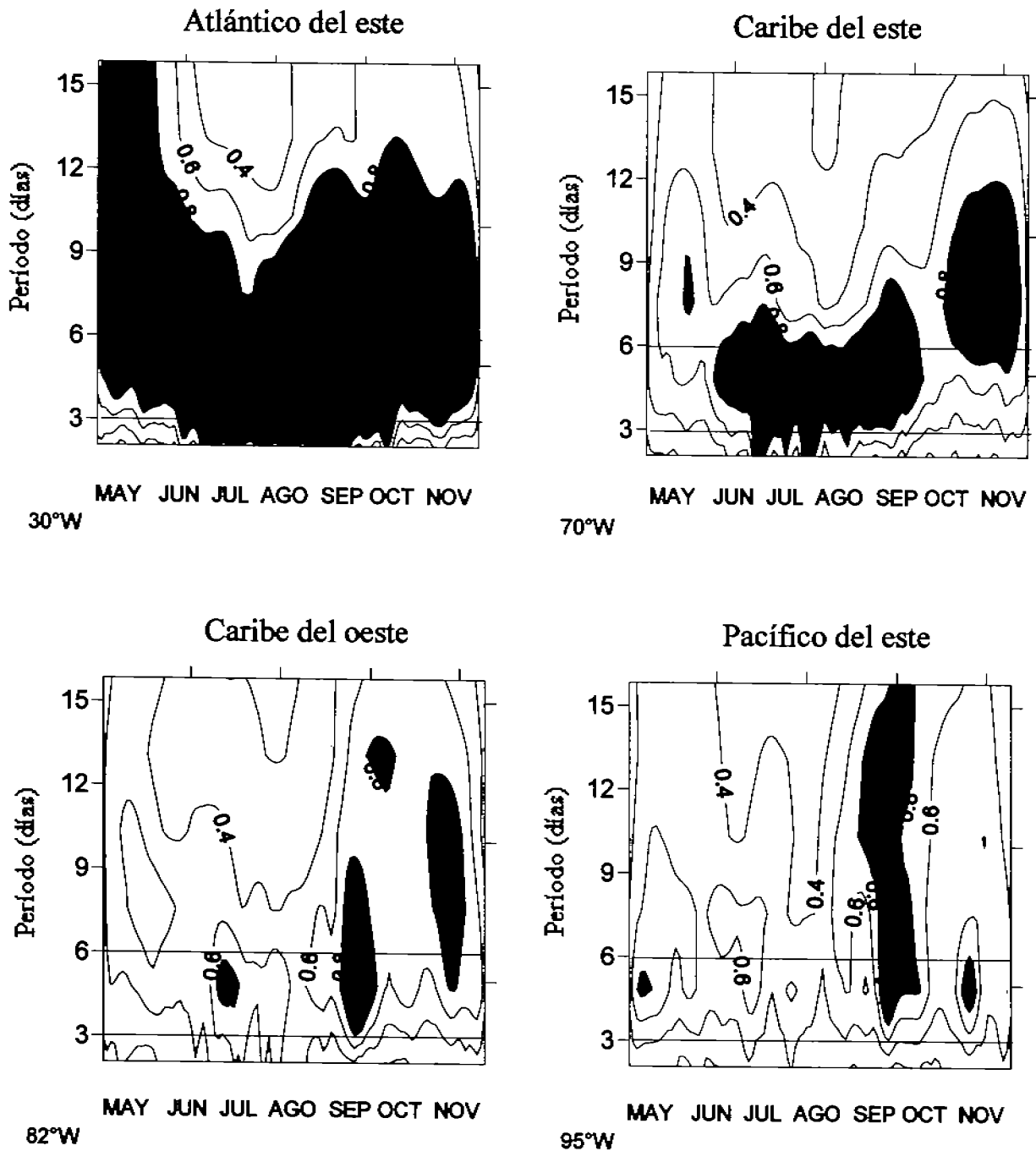


Fig. 3.12 Espectro de onduletas (1948-2001) de viento meridional (m/s) en 700 hPa., y 17.5° N.

En la longitud 30° W (Atlántico del este) (Fig. 3.12) se observa una máxima concentración de energía entre las frecuencias correspondientes a 3 y 9 días, con un pico espectral centrado en el período 5 días, intensificándose a partir de junio alcanzando máximos en junio, julio y septiembre. Tanto al inicio de la temporada de ondas (mayo)

como al final (noviembre) las perturbaciones concentran su variabilidad hacia períodos mayores (entre 6 y 9 días) extendiéndose hasta 12 días.

Una vez que llegan al Caribe del oeste (70° W), entrada de la corriente en chorro, las perturbaciones de 5 días en junio y julio son más débiles respecto al Atlántico medio por un factor aproximado de 3, aunque mantiene una estructura espectral similar entre los 3 y 6 días de periodo. En septiembre, el debilitamiento es por un factor de 2 (Fig. 3.12). En este punto las perturbaciones aún no han interactuado con la CCC.

Para el Caribe del oeste (82° W), región de la salida de la corriente en chorro, las perturbaciones entre 3 y 7 días se mantienen, principalmente entre julio y septiembre, con picos centrados en 5 días (Fig. 3.12). En esta región, el mes de septiembre es la única temporada en que se intensifican las perturbaciones respecto al este, las perturbaciones ya han interactuado con la CCC, mostrando cómo durante los meses de aceleración de esta corriente (mayo a julio), las perturbaciones se debilitan, mientras que para el período de aceleración de la corriente, las perturbaciones se intensifican, sobre todo en septiembre, sugiriendo un mecanismo de transferencia energética entre perturbaciones y flujo medio, el cual se analizará en los análisis posteriores.

Finalmente, para el Pacífico del Este (95° W), las perturbaciones entre 3 y 6 días ya no existen y septiembre es un mes que mantiene una estructura importante, ampliándose los períodos espectrales hasta 15 días (Fig. 3.12), pudiéndose asociar a interacciones con circulaciones de diferentes características, lo cual tiene sentido considerando los grandes contrastes en la intensidad del viento entre el Caribe y el Pacífico del este (Fig. 1.1).

3.3.3 Distribución vertical de energía de onda.

La distribución vertical de energía asociada a perturbaciones entre 3 y 9 días se identifica mediante energía cinética de perturbación filtradas entre 3 y 9 días a lo largo de 17.5° N de viento meridional para el período de 1968 a 1996. (Fig. 3.13). Esta energía posee una gran variabilidad temporal y espacial. En mayo, se localiza un máximo relativo en 700 hPa. y 25° W (Atlántico del Este), extendiendo su área de influencia en junio (de 20° W a 70° W), afectando al Caribe del este. Para julio, este máximo se mueve al oeste (a 50° W), manteniéndose en 70 hPa., influenciando en este mes, a todo el Caribe. Para agosto, el máximo retorna al oeste (40° W), permaneciendo en 70hPa. En septiembre, el área de influencia vuelve a afectar el Caribe y en octubre la varianza disminuye nuevamente en el Caribe, aumentando en el Pacífico del este en un área pequeña (entre 90° W y 100° W), mientras que el máximo relativo en el Atlántico se localiza en 30° W.

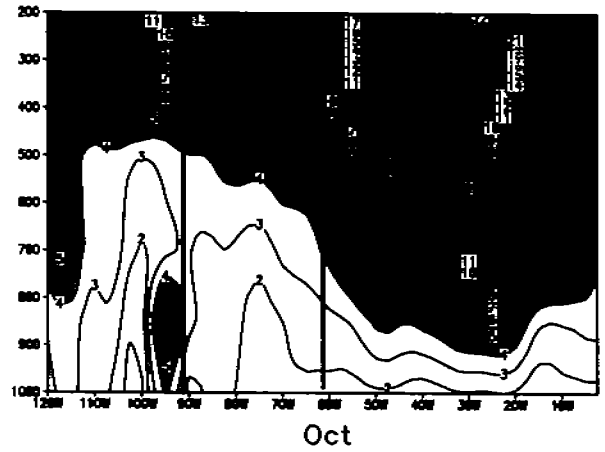
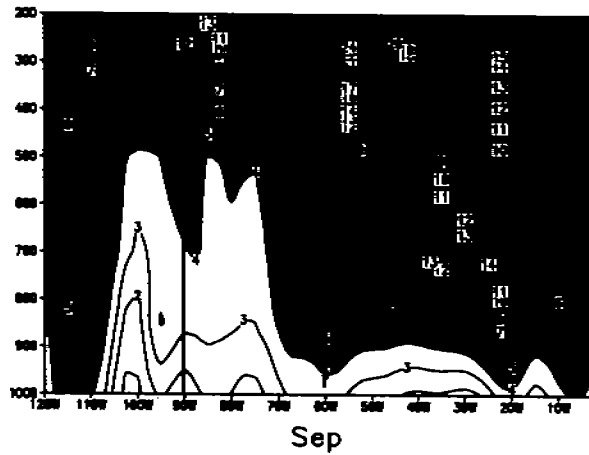
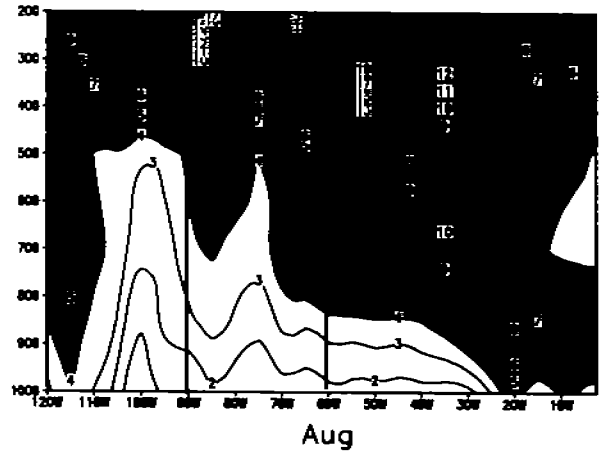
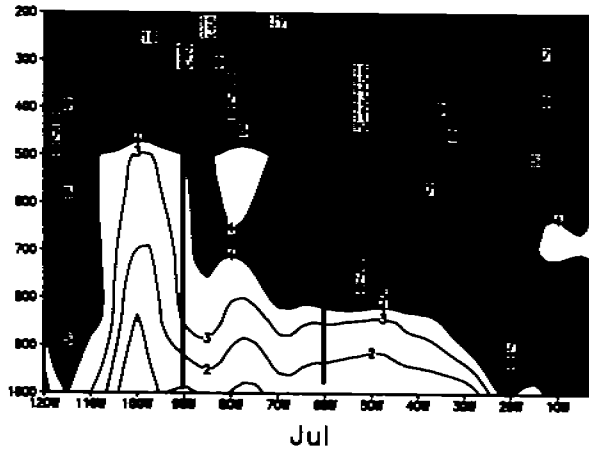
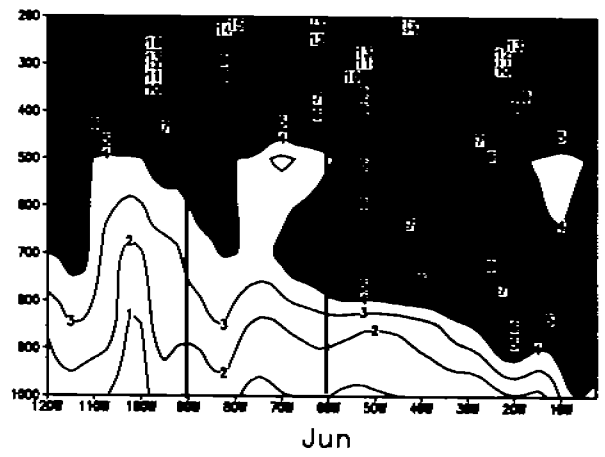
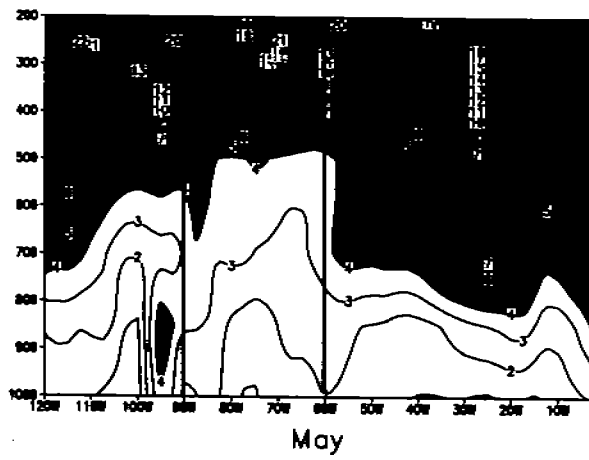


Fig. 3.13 Energía cinética de perturbación (m^2/s^2) en $17.5^\circ N$ (3 a 9 días) de viento meridional (1968-1996.)

El análisis vertical de la actividad de onda entre 3 y 9 días de período muestra que las perturbaciones que llegan al Caribe durante los meses de mayo a julio sufren un debilitamiento en el nivel de 700 hPa entre 60°W y 90°W cuando se acelera la CCC, mientras que en Atlántico se intensifican. Este comportamiento se observa año con año, las perturbaciones intensificadas en el Caribe se debilitan con menor potencial de lluvia en México y Centroamérica. Por otra parte, en los meses de agosto a octubre, en el Atlántico se mantiene la intensificación de ondas, mientras que en el Caribe ya aparece un área positiva de ganancia de ondas, la cual indica que en promedio las perturbaciones entre 3 y 9 días se intensifican en la razón indicada, habiendo períodos que lo hacen en mayor medida y otros en menor. En la distribución de varianzas por período del análisis de onduletas se observa que es en septiembre cuando prácticamente todas las perturbaciones entre 3 y 9 días se intensifican (en mayor medida el período de 5 días) (Fig. 3.12)

3.3.4 Distribución horizontal de varianzas asociadas a ondas.

Para analizar la variabilidad energética espacial en términos relativos, se calculó la varianza de viento meridional normalizada respecto al punto 15° N, 75° W: Caribe central para los meses de mayo a octubre (Fig. 3.14 a). En el Atlántico central, (45° W y 20° N) se identifica el máximo, que representa 5 veces la energía asociada a la componente meridional de perturbaciones que se registra en el Caribe central), de ese punto la energía disminuye hacia todas las direcciones. Para la zona del Caribe del este el valor es menor a uno, indicando ello que las ondas entre 3 y 9 días no vuelven a recuperarse hacia el oeste de 45° W. Sin embargo, considerando el análisis de onduletas y la distribución vertical de varianza (Fig. 3.12), existen períodos favorecidos para intensificarse en el Caribe: 5 días. El desfaseamiento de la posición del máximo de energía cinética de perturbación (25°W, 21°N) respecto al máximo de varianza de viento meridional indica la existencia de anisotropía de perturbaciones, la cual se estudia en este trabajo evaluando el aporte de momento zonal por perturbaciones transportado meridionalmente en la intensificación o debilitamiento de los vientos medios.

Este análisis sintetiza todo el período de actividad de onda entre mayo y octubre, sin embargo, el análisis de onduletas muestra el comportamiento de estas perturbaciones por mes y período individuales.

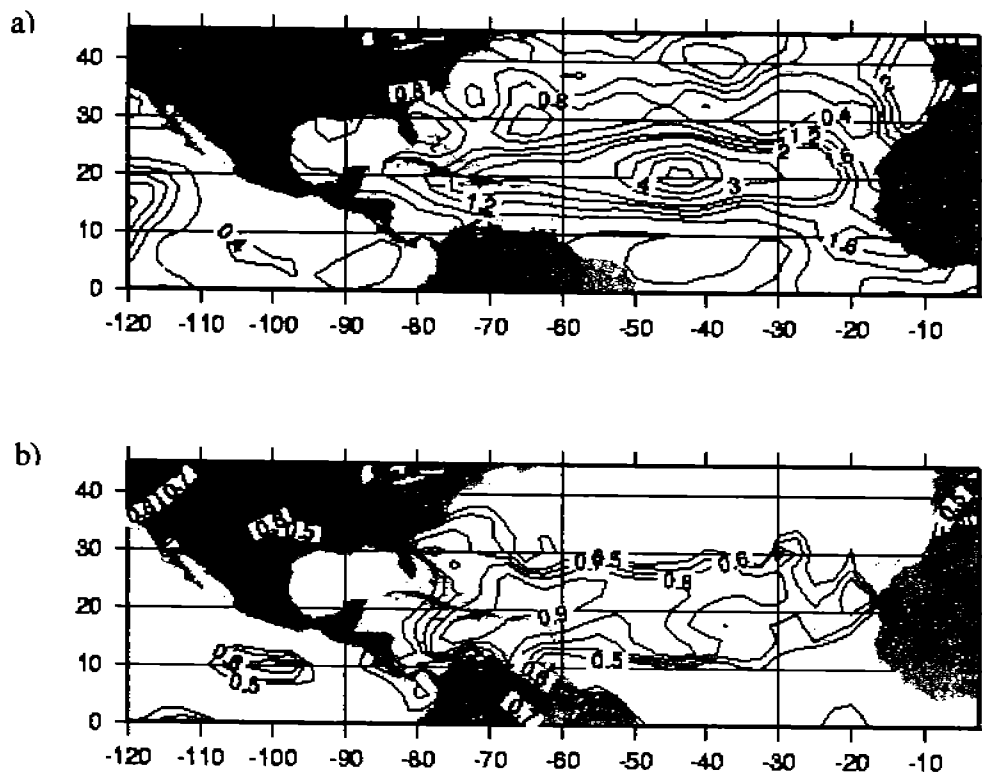


Fig. 3.14 a) Varianza normalizada de viento meridional respecto a 15°N y 75°W en 700 hPa. Mayo a Octubre b) Coherencia de viento meridional respecto al mismo punto y período.

La variabilidad de la estructura de onda se estimó calculando la coherencia respecto al mismo punto (15° N, 75° W) de las perturbaciones entre 3 y 9 días. Los valores mayores a 0.5 delimitan meridionalmente el área zonal desde África hasta el Caribe de la trayectoria de ondas del este (Fig. 3.14 b). El área de tránsito se localiza en el Atlántico entre 10° N y 30° N, mientras que en el Caribe se amplía ésta área hasta 35° N. Algo de interés en esta distribución de coherencia es que al oeste de 80° W (salida de la corriente del Caribe), se presentan valores menores a 0.5, indicando ello un cambio de estructura asociada a esta zona de influencia de la corriente. Es decir, el flujo medio en el Caribe modifica la estructura de las perturbaciones que vienen de África.

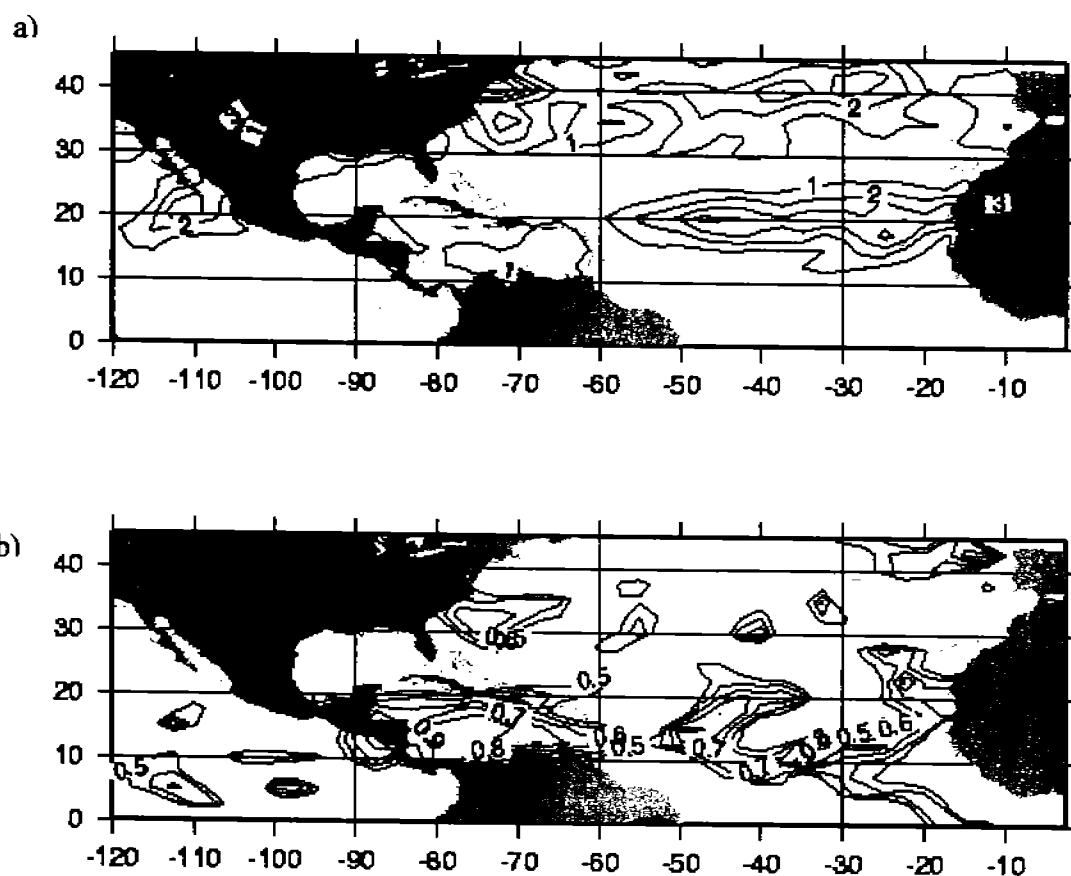


Fig. 3.15 a) Varianza normalizada (respecto a 15° N y 75° W) de humedad específica en 700 hPa entre 3 y 9 días de período. b) Coherencia en los mismos períodos respecto al mismo punto.

La propagación de perturbaciones está asociada a convección, la cual puede identificarse mediante variables de humedad (específica), utilizándola como trazador pasivo, este análisis espacial de varianza normalizada respecto al Caribe central (17° N, 75° W), se aplica también para la humedad específica en 700hPa (Fig. 3.15 a), la cual está en función directa de la convección asociada a perturbaciones entre 3 y 9 días. Se observa que el máximo de varianza normalizada también se encuentra en 45° W, no obstante disminuye drásticamente en la zona del Caribe. Esta máxima varianza está centrada a lo largo de 20° N, como en el caso de la varianza de viento meridional. A diferencia de ésta última la humedad específica disminuye su concentración drásticamente en el Caribe del Este, es decir, a pesar de existir intensidad de onda considerable, al oeste de 60° W la humedad es menor.

Mediante la función coherencia respecto al mismo punto en el Caribe (15° N, 75° W) que en Fig. 3.14 para la misma banda de frecuencias y nivel. En la Fig. 3.15 b) se observa que las coherencias mayores de 0.5 están acotadas entre 12° N y 22° N, siendo el área meridional más estrecha que la guía de ondas del caso de viento meridional (Fig. 3.14 a), teniendo áreas de poca coherencia (como entre 40° W y 20° W, y entre 50° W y 60° W), éstas áreas las podemos evaluar como más secas (de menor convección, aún en presencia de las OE), esto nos indica que no necesariamente la humedad es un trazador adecuado de estas

perturbaciones en el Atlántico central, que ahí existen zona de mínima convección y a pesar de ello existen ondas propagándose, probablemente por ello los centros operativos pierden la señal en esta área, ya que intentan rastrear su paso mediante imágenes de satélite asociadas a variables de humedad.

Respecto a la zona del Caribe, se presenta un máximo relativo entre 60°W y 80°W pudiéndose relacionar con una incipiente generación o intensificación de *OE* en la zona y debido a que existe disponibilidad de humedad en el Caribe, inicia una zona de convección asociada a perturbaciones, región donde los centros operativos vuelven a identificar las *OE* con variables de humedad. Esto induce a pensar en la intensificación de perturbaciones en el Caribe por efectos locales, hipótesis central de este trabajo, como la *CCC*, que aunado a un aumento en la disponibilidad de humedad ocasionaría grandes impactos en lluvias en el país.

3.3.5 Correlación cruzada con desfaseamiento.

Para identificar la estructura y propagación de las *OE* se aplica una correlación cruzada con desfaseamiento descrito en la sección de metodología. Las trayectorias desde el Caribe hasta el Pacífico del Este se estiman tomando dos puntos en el Caribe en la misma longitud: uno al norte de la *CCC*: 20°N , 75°W , y otro al sur: 12°N y 75°W . Estas correlaciones se aplican para datos de viento meridional y zonal pasados por un filtro pasa bandas entre 3 y 9 días de período. El rango de desfaseamientos debe cubrir al menos un período (según el análisis espectral previo). Se inicia con un desfaseamiento negativo (-2 días) (Fig. 3.16). La componente meridional de las líneas de corriente es la correlación entre el viento meridional del punto seleccionado y el viento meridional en todos los puntos de la malla, mientras que la componente zonal es la correlación entre el viento meridional en el punto seleccionado y el viento zonal en el resto de la malla, con esto tendremos líneas de corriente alineadas meridionalmente cuando estas correlaciones con viento zonal sean mínimas, siendo esto de utilidad para describir las líneas de fase y trayectorias de *OE* ya que estas líneas de corriente describe vórtices tanto al oeste de la máxima correlación como al este, siendo estos vórtices indicadores de la inclinación, posición y desplazamiento de las oscilaciones, los cuales se siguen día a día.

Esta correlación se realizó en ambos puntos para dos períodos: mayo a julio y agosto a octubre, correspondiendo a la fase de aceleración y desaceleración de la corriente en chorro, respectivamente.

Durante los meses de mayo a julio, para el desfaseamiento -2 días respecto al punto en el Caribe al sur de la corriente: 12°N , 75°W , se observa el par de vórtices característico de *OE*, un vórtice ciclónico débil se localiza en 67°W y 15°N , (Fig. 3.16 a), el cual se desplaza 12° al oeste en dos días (Fig. 3.16 b, c y d)), este desplazamiento continúa hasta llegar al Caribe (Fig. 3.16 b).

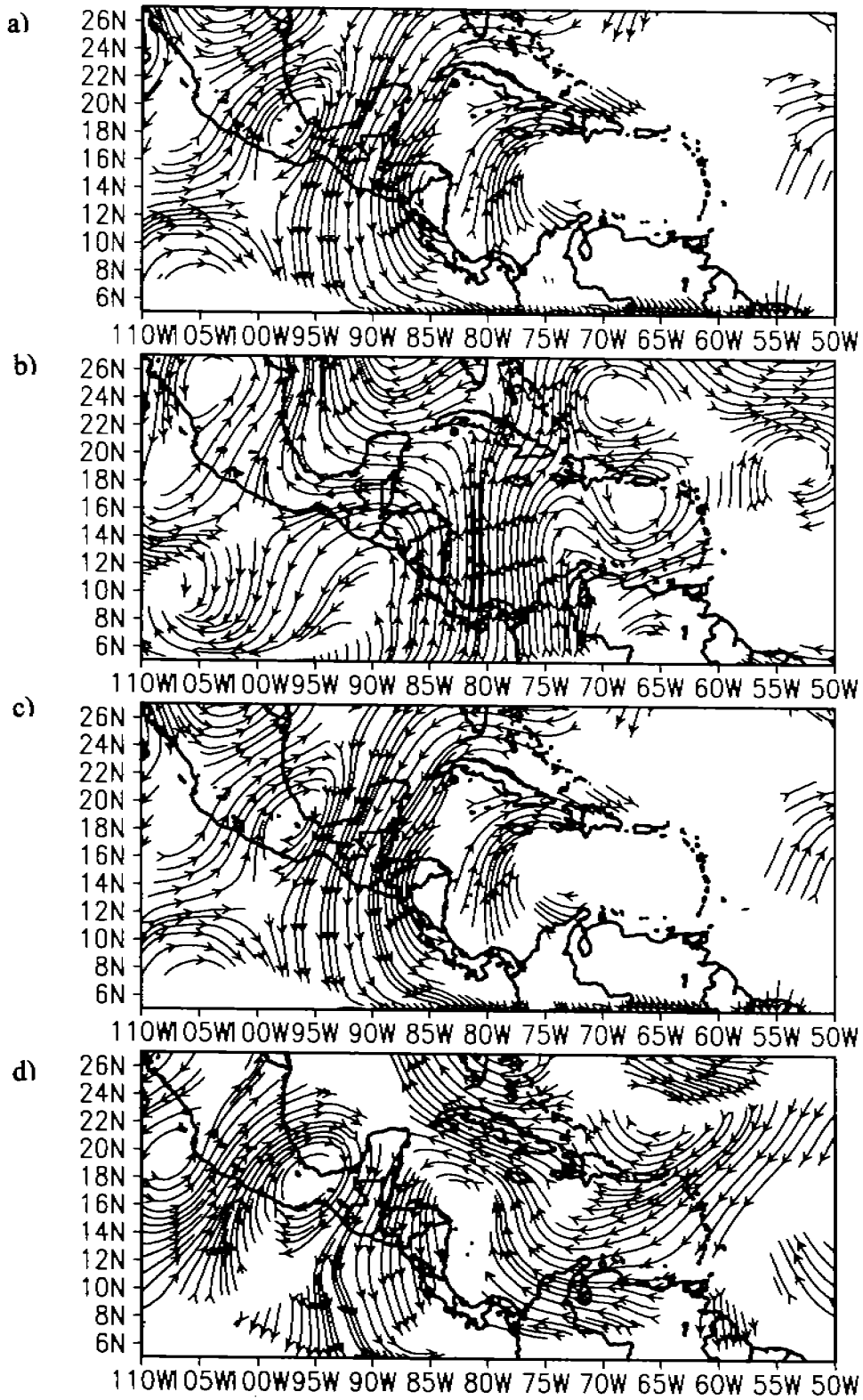


Fig. 3.16 Correlación cruzada con desfaseamiento (mayo a julio) en 700 hPa para viento filtrado (3 a 9 días). El punto de referencia está en 12° N y 75° W.
a) -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

Para las correlaciones con desfases positivos, siguiendo en el punto al sur de la CCC, este vórtice avanza hacia México, al llegar al Caribe el desplazamiento adquiere una componente meridional, deflectándose al norte. En este período, por la debilidad de las perturbaciones que llegan a México, es difícil intuir la inclinación de los vórtices, sin embargo se observa una inclinación de más de 90° respecto al este, indicando ello que las elipses de perturbaciones transportan momento del oeste al norte, acelerándose la CCC del este. Dada la debilidad de estas perturbaciones entre mayo y julio, esta inclinación se calcula más adelante utilizando conceptos geométricos.

Por otra parte, en el mismo punto al sur de esta corriente, pero para los meses de agosto a octubre la señal de onda es mucho más clara, definiéndose la inclinación y la velocidad de fase de las perturbaciones (Fig. 3.17 a). La inclinación de la elipse asociada a los vórtices es menor de 90° respecto al este, indicando ello transporte de momento del oeste hacia el norte, al tratarse de un punto al sur de la CCC, este momento desacelera a la corriente, la cual es del este. Además de la inclinación, es clara la velocidad de fase (9° cada dos días).

Para conocer la inclinación de las OE tanto al norte como al sur de la corriente descrita, aplicando la correlación cruzada ahora en un punto al norte del centro de la corriente, en la misma longitud que el punto anterior, (20°N y 75°W). Durante los meses de mayo a julio, la inclinación de la elipse asociada a perturbaciones es menor de 90° respecto al este (Fig. 3.18 a) indicando que transporta momento del oeste al norte, al tratarse de un punto al norte del centro de la corriente, el resultado es que las perturbaciones extraen momento del oeste haciéndose esta corriente más intensa del este. En cuanto a los meses de agosto a octubre en el mismo punto al norte de la corriente, la inclinación de las elipses es mayor de 90° respecto al este (Fig. 3.19 a), indicando que las perturbaciones transportan momento del oeste al sur, haciendo la CCC más del este, provocando la desaceleración observada en la Fig. 3.10 a) y b).

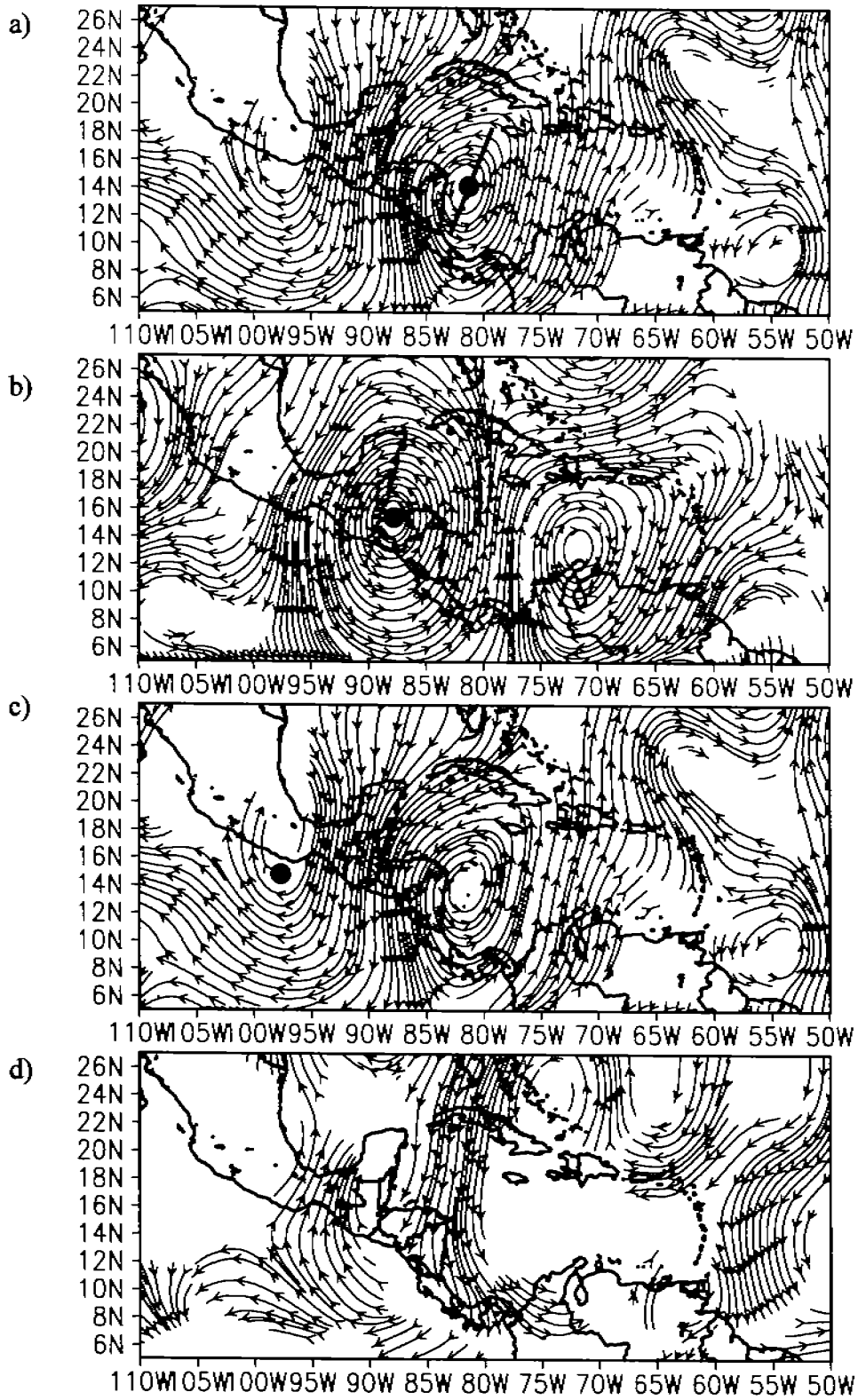


Fig. 3.17 Igual que 3.16, pero para los meses de agosto a octubre.
 a) -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

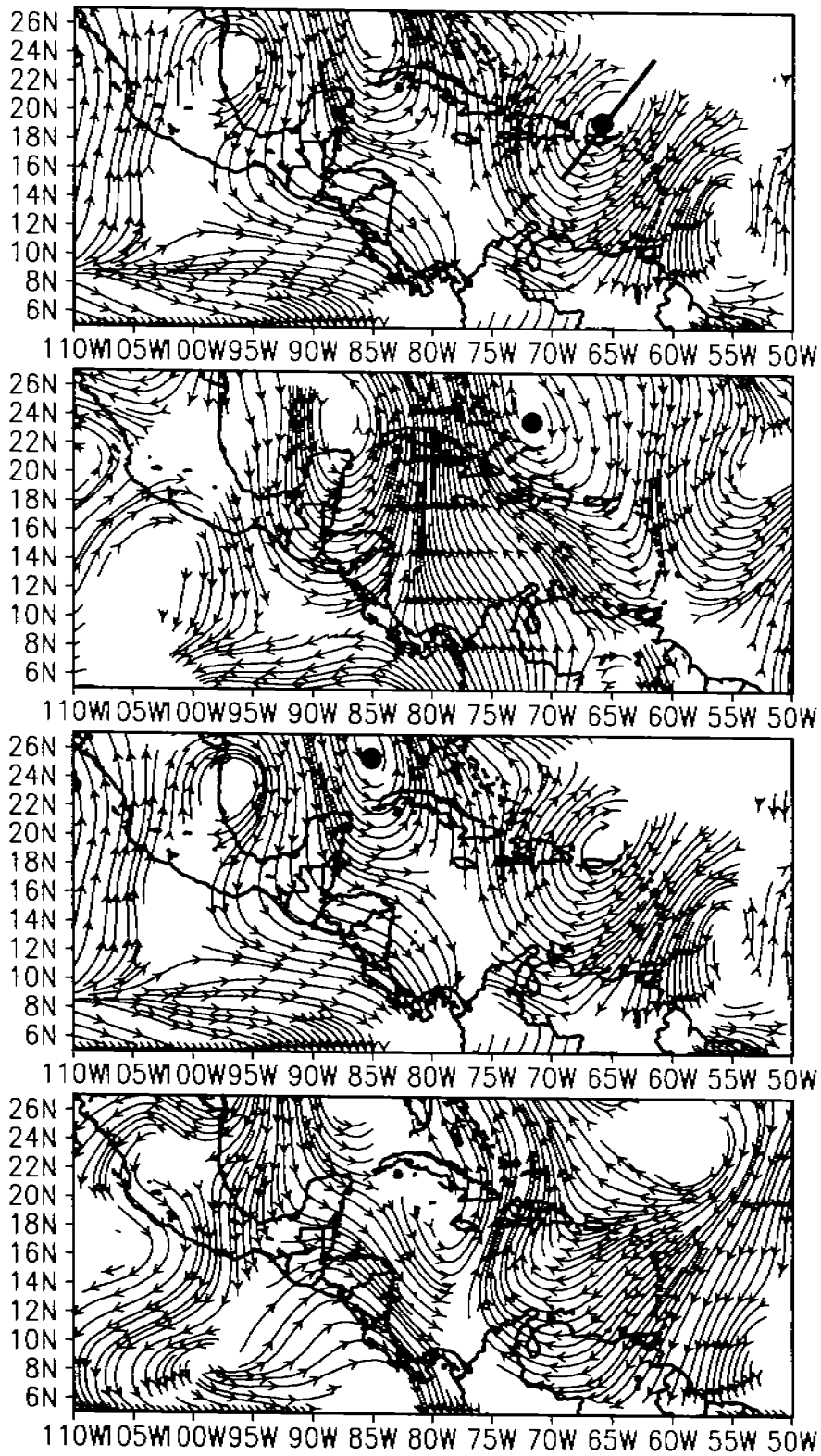


Fig. 3.18 Igual que 3.16, pero en 20°N , 75°W , mayo a julio.
 a) -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

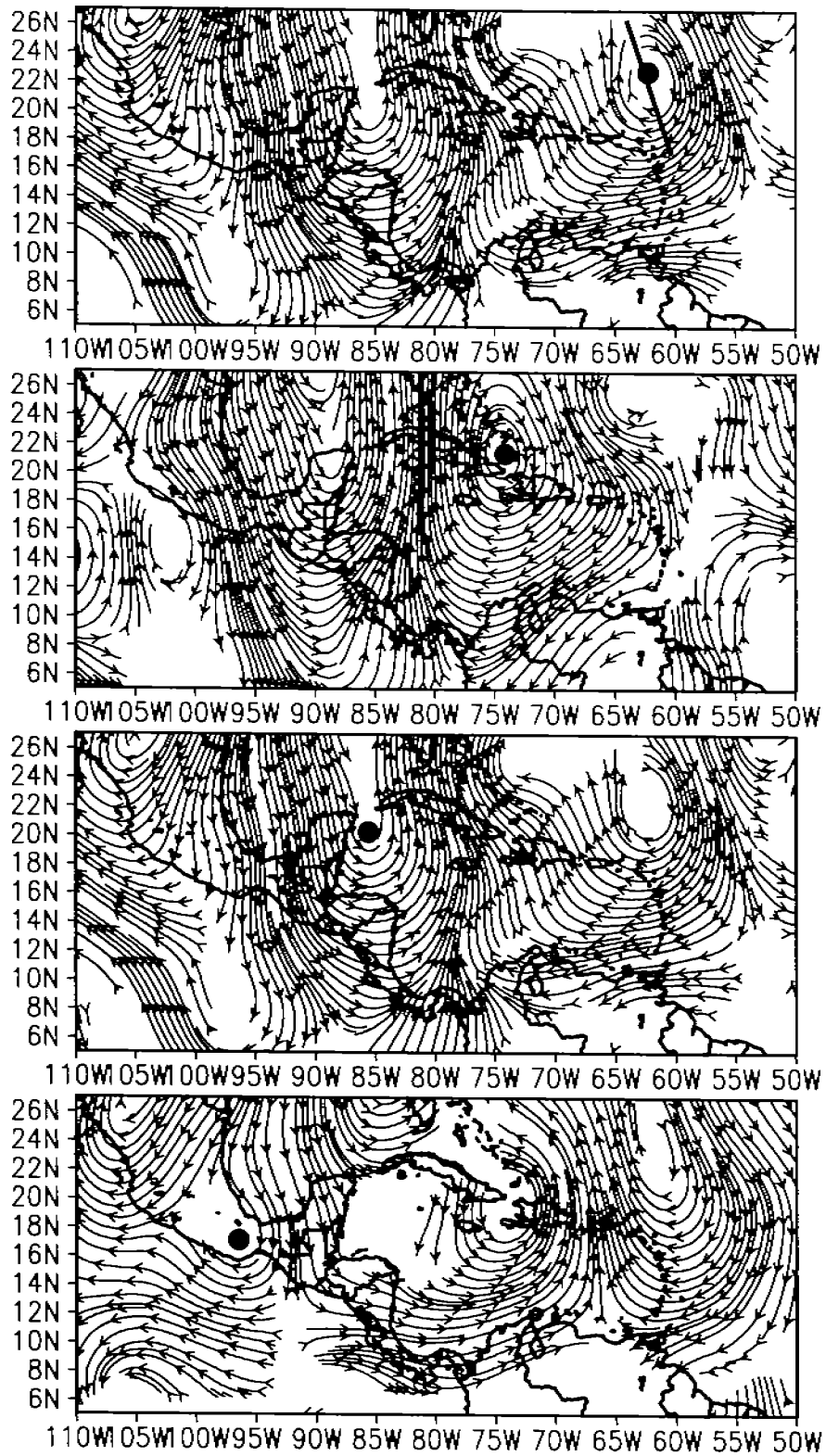


Fig. 3.19 Igual que 3.16, pero para los meses de agosto a octubre.
 -2 días b) 0 días c) 2 días d) 4 días

Sintetizando, las inclinaciones de las elipses descritas por los vórtices de las perturbaciones tanto al norte como al sur de la CCC poseen una configuración tal entre mayo y octubre, que promueve la aceleración y desaceleración de la corriente del Caribe descrita. (Fig. 3.20)

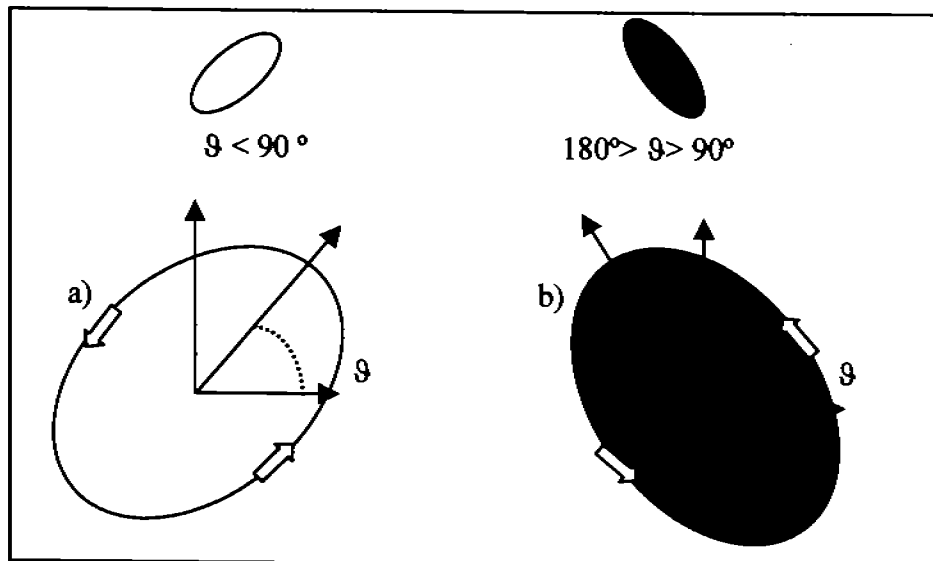


Fig. 3.20 Inclinación de elipses asociadas a perturbaciones indicando transporte neto de momento del oeste. a) Al norte. b) Al sur

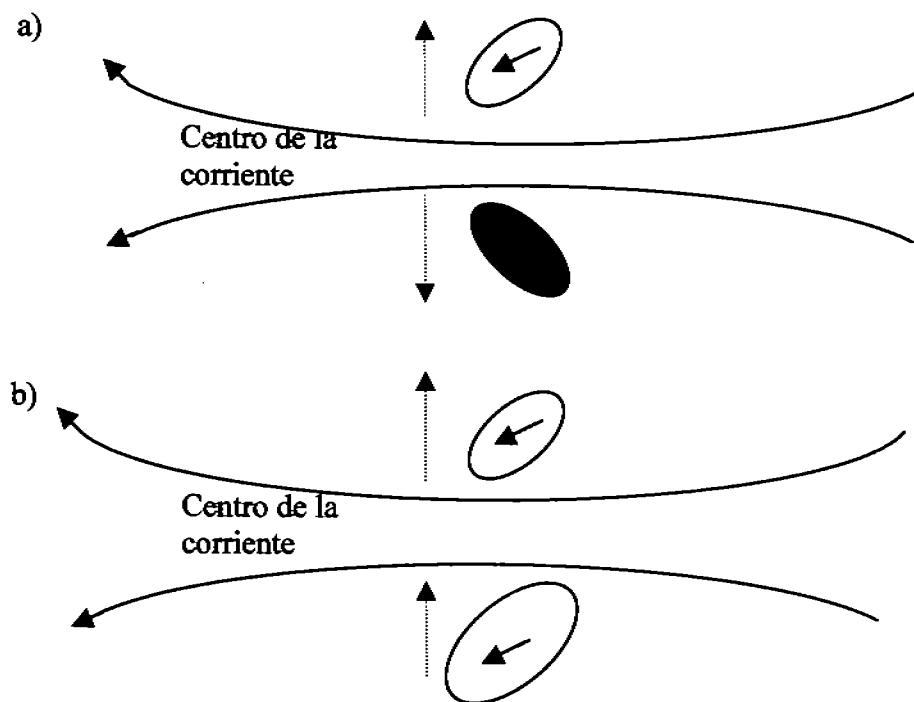


Fig. 3.21 Inclinación de las perturbaciones respecto al centro de la CCC en los meses de a) mayo a julio (fase de aceleración). b) De agosto a octubre (fase de desaceleración)

Entre mayo y julio, la inclinación de las perturbaciones al norte transporta momento del oeste al norte (elipse amarilla) (Fig. 3.21 a), el sentido de este transporte es representado por las flechas rojas, del centro de la corriente es extraído momento del oeste, haciéndose más del este, observándose la aceleración de ésta corriente. Adicionalmente, en el mismo período, al sur de la corriente las elipses tienen una inclinación tal que también extraen momento del oeste, esta vez al sur, contribuyendo también a la aceleración del este. Entre los meses de agosto a octubre, las elipses al norte de la corriente invierten su inclinación, (Fig. 3.21 b), igual que al sur se invierte, en ambas zonas el transporte neto de momento del oeste es hacia el norte. La intensidad de este flujo de momento se determina más adelante, mediante su cuantificación con 48 años de datos.

3.4 Balances de momento entre la CCC y OE

Para analizar el papel que juega el flujo medio en las perturbaciones y viceversa, se aplica un diagnóstico dinámico a través de cálculos de balance de momento de los términos de la ecuación:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u} \bar{v}'}{\partial y} + f(V - Vg) \quad 3.1)$$

Término: I II III IV V VI

La cual describe la relación entre la aceleración zonal del flujo medio y términos advectivos, divergencia de flujos zonales transportados tanto meridional como zonalmente y viento ageostrófico. Los términos de la izquierda (derecha) de la ecuación 3.1 implican variaciones temporales (espaciales). Utilizando un esquema de diferencias centradas en el tiempo, los términos de la derecha fueron evaluados para el mes de junio y septiembre, comparando las aceleraciones (desaceleraciones) de mayo a julio (agosto a octubre) con junio (septiembre).

En las variaciones mensuales de viento zonal en el período de mayo a julio (término I), se observan desaceleraciones, considerando el signo negativo de los vientos del este, se trata de una aceleración del este, (Fig. 3.22) el máximo del Caribe se encuentra entre 70° W y 80° W en 15° N área del núcleo de la CCC. Esta aceleración llega a su máximo en julio (Fig. 3.10). Para los meses de agosto a octubre las zonas que tenían mayor desaceleración del oeste en el período previo se aceleran en el área del Caribe, indicando ello que la CCC sufre una clara desaceleración en estos meses, la cual es menor en magnitud a la desaceleración de los meses previos, por ello en los meses de agosto a octubre la intensidad de esta corriente es suficiente para mantenerse inestable barotrópicamente, excediendo los 10 m/s (Fig. 3.10).

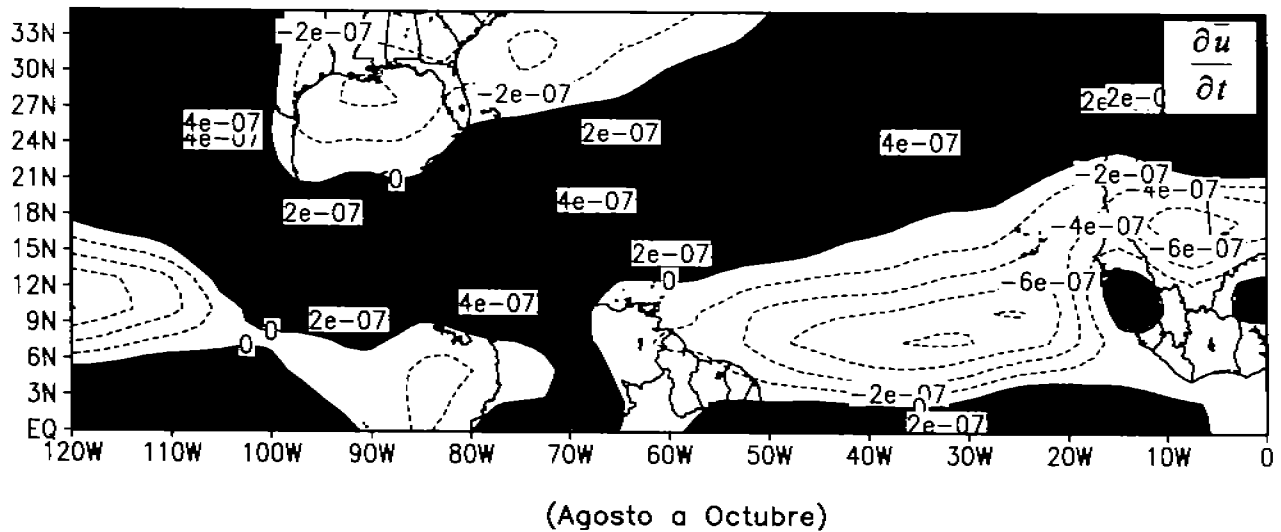
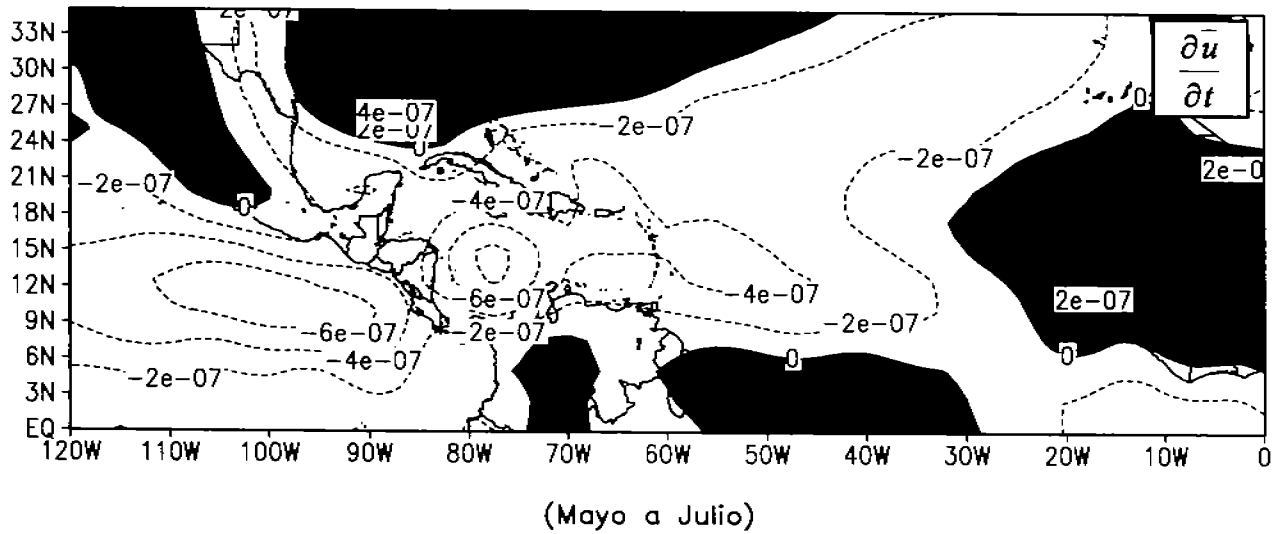
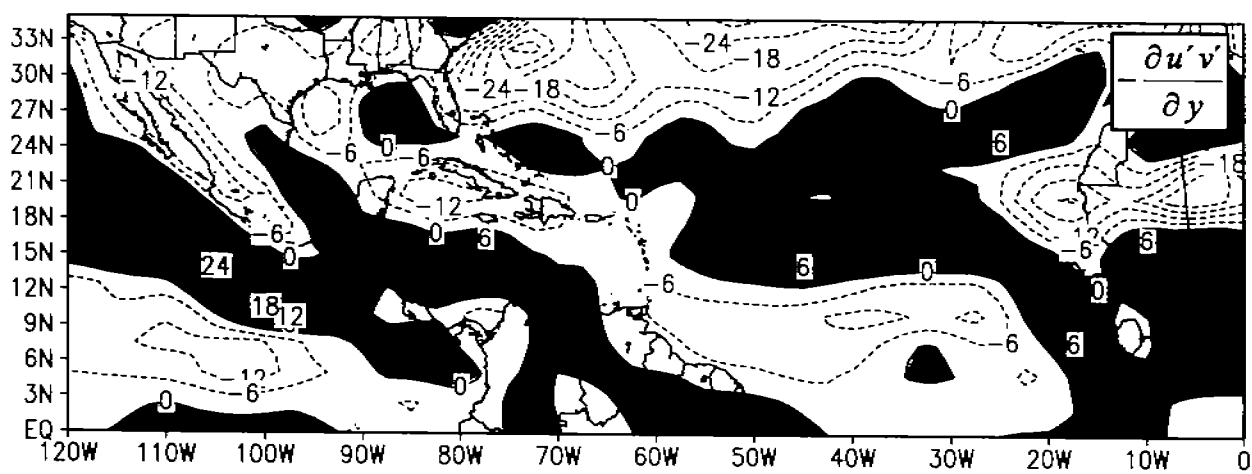
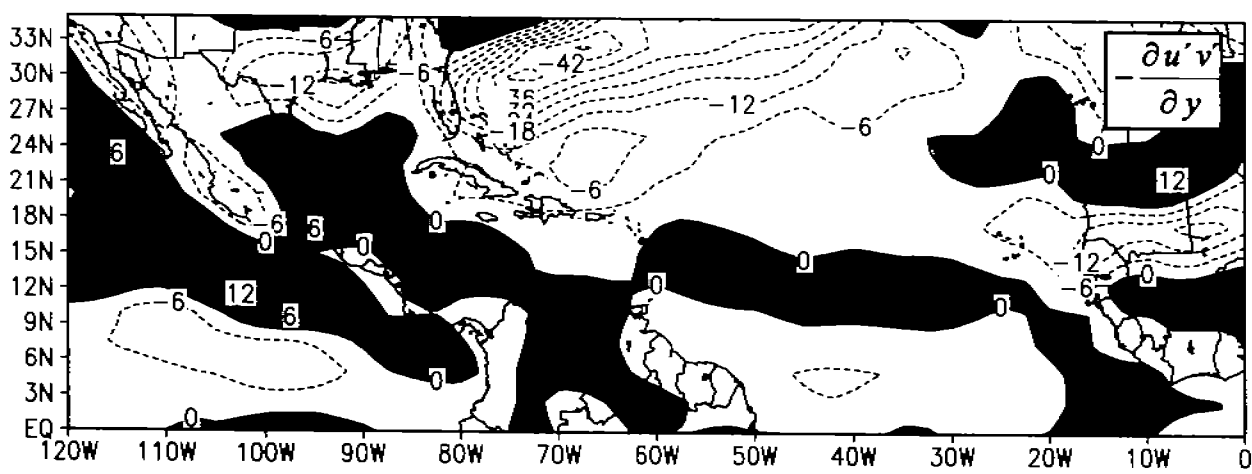


Fig. 3.22 Aceleración zonal promedio (m/s^2) en 925 hPa. (1968-1996)
(Término I)

En cuanto al término V se identifica una diferencia importante en la convergencia meridional de momento zonal transportado meridionalmente entre junio y septiembre. En el mes de junio (mes de aceleración de la corriente), esta convergencia en el Caribe es máxima justo en el área del centro de la CCC (Fig. 3.23), siendo de igual magnitud que la aceleración registrada en la zona para los meses de mayo a julio (Fig. 3.22). Estos dos términos (I y V) se balancean, indicando ello que la convergencia meridional de momento asociado a perturbaciones acelera la corriente hacia el este, esta relación la describe claramente la ecuación 3.1, la cual indica que los cambios eulerianos del viento zonal se balancean (entre otros términos) con la divergencia meridional, estos dos términos son los únicos que sufren modificaciones importantes en el tiempo, siendo de igual orden de magnitud.



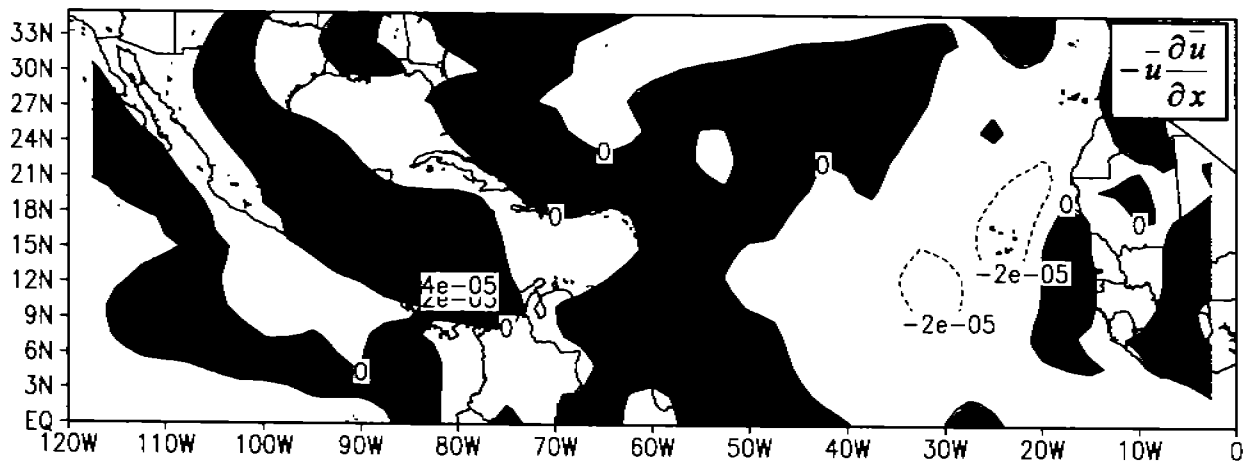
(Junio)



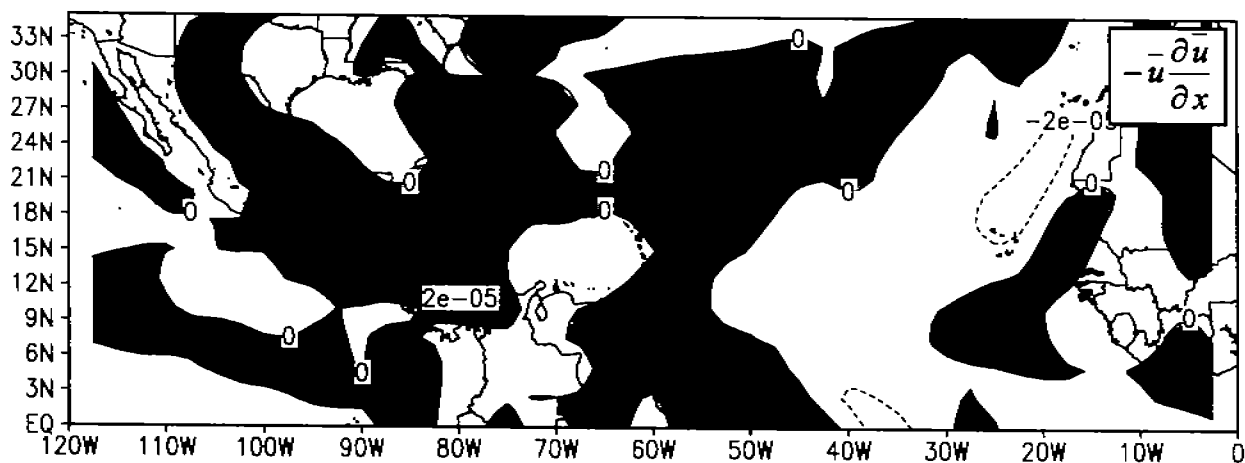
(Septiembre)

Fig. 3.23 Convergencia meridional de flujo de momento zonal transportado meridionalmente (10^{-7} m/s^2) en 925 hPa. (Término V)

La advección zonal (término II), para el mes de junio posee un máximo absoluto en la salida de la CCC (entre 75° W y 82° W), el signo de este valor es positivo (Fig. 3.24), sin embargo, para mantener a la derecha de la ecuación los términos diferentes a las variaciones temporales, se invirtió el signo, ello significa que es negativo ese máximo a la salida de la corriente, la cual es una de las manifestaciones de la zona de desaceleración de una corriente en chorro, esta estructura en la entrada y salida de la CCC indica el gran contraste entre ambas zonas de una corriente de chorro bien definida como la del Caribe. En el mes de septiembre se mantiene la estructura del término II, indicando que éste no balancea las aceleraciones o desaceleraciones de la corriente, sino que se cancelará con a algún otro término, lo cual se demostrará en el transcurso de las discusiones de este sección.



(Junio)



(Septiembre)

Fig. 3.24 Término advectivo zonal (m/s^2) en 925 hPa (Término II)

El viento ageostrófico (término VI) en los meses de junio de septiembre presenta estructuras similares en el Caribe (Fig. 3.25), con máximos relativos en la CCC. Estas estructuras están asociadas a las circulaciones meridionales, las cuales presentan pocas variaciones entre junio y septiembre, ya que las máximas variaciones de vientos medios mensuales se dan en la componente zonal, formando la corriente en chorro del estudio.

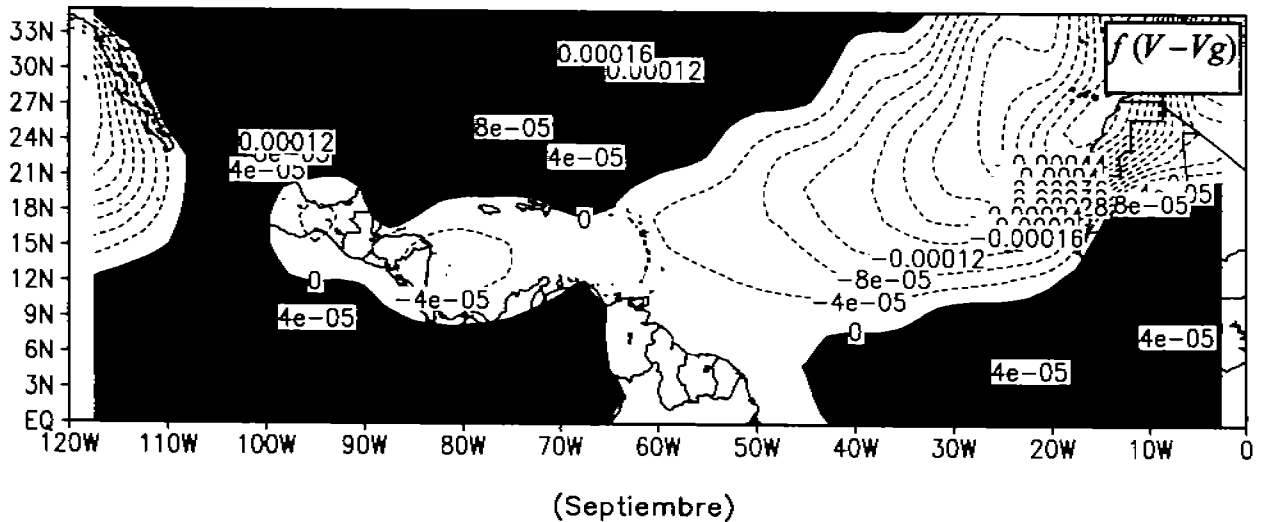
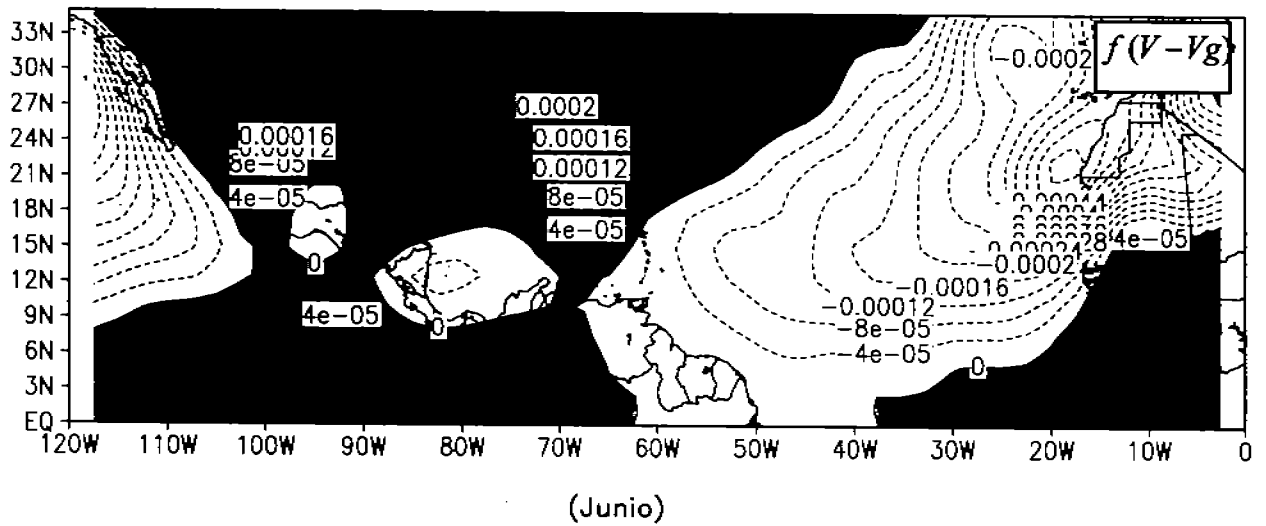
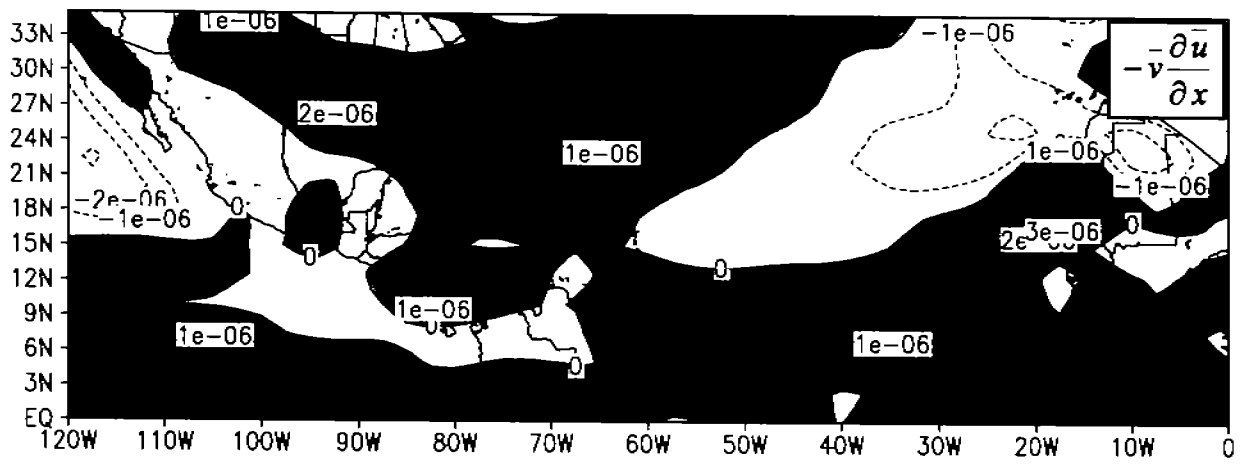
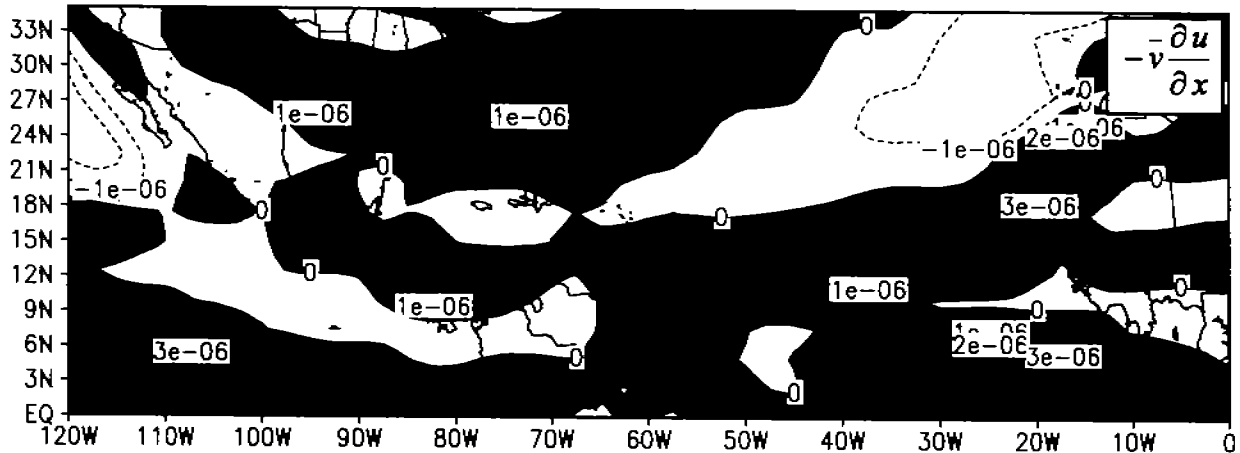


Fig. 3.25 Término ageostrófico (m/s^2) en 925 hPa (Término VI)

El término III de la citada ecuación para junio y septiembre también mantiene una estructura similar indicando de igual forma que éste término no balancea a los cambios temporales de velocidad zonal, observándose que al sur del centro de la CCC se localiza el máximo relativo en el Caribe (Fig. 3.26). Nuevamente, al ser positivo, por haber invertido el signo para mantenerlo a la derecha de la ecuación, su valor original es negativo, indicando ello que al ser positiva la variación meridional de la componente zonal de viento al sur de la corriente, el signo del viento meridional debe ser negativo, indicando que la advección de este término es hacia el sur (norte) en la zona sur (norte) de la CCC.



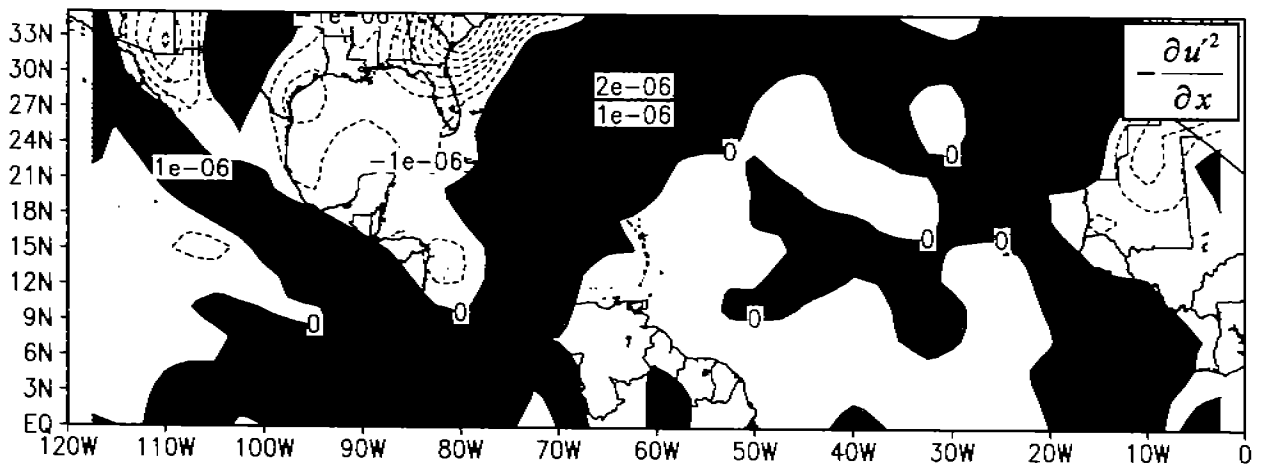
(Junio)



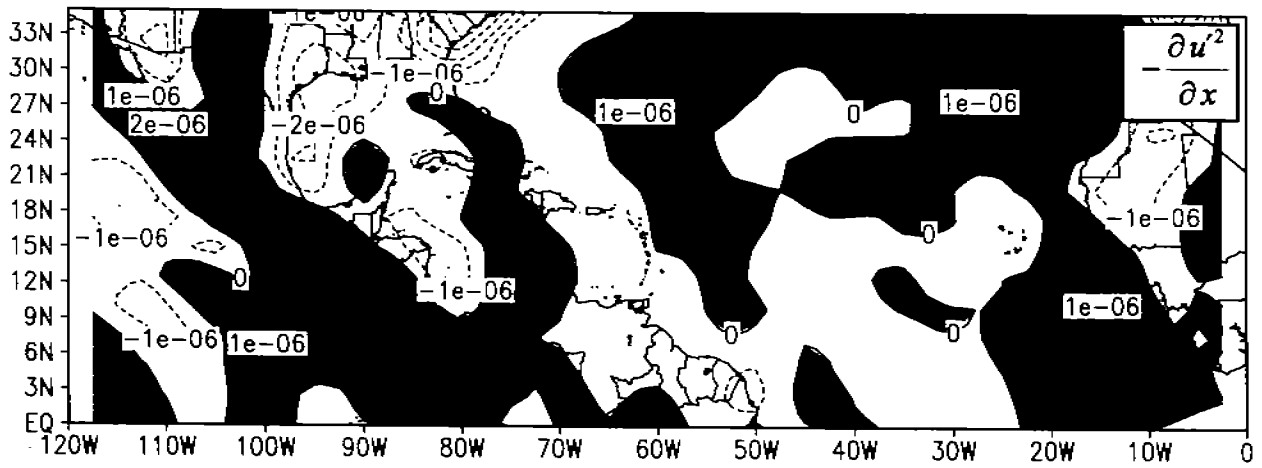
(Septiembre)

Fig. 3.26 Término advectivo meridional (m/s^2) en 925 hPa (Término III)

Finalmente, el término IV es negativo en la salida de la CCC, tanto para los meses de junio como de septiembre (Fig. 3.27). Por el mismo argumento de cambio de signo de los términos ya mencionado, al ser originalmente positivo (negativo) en la salida (entrada) de la corriente se asocia este hecho a la desaceleración de esta corriente.



(Junio)



(Septiembre)

Fig. 3.27 Término advectivo zonal (m/s^2) en 925 hPa (Término IV)

Los ordenes de magnitud se dan de la siguiente manera:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}^2}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}\bar{v}}{\partial y} + f(V - Vg)$$

\downarrow \downarrow \downarrow \downarrow \downarrow \downarrow

Orden de magnitud I: 10^{-7} II: 10^{-5} III: 10^{-6} IV: 10^{-6} V: 10^{-7} VI: 10^{-5}

Los términos de la derecha unidos por flechas rojas y verdes se cancelan al tener signos opuestos y del mismo orden de magnitud. Quedando las aceleraciones locales balanceadas por el término V, siendo claro que de existir divergencia (convergencia) de momento por perturbaciones, la corriente media zonal se acelere hacia el oeste (este). Esto significa que existe divergencia del vector de flujo de momento E balanceando en gran medida la relación $\frac{\partial u}{\partial t} \approx \nabla \cdot E$ descrita en la sección de métodos, es decir, las aceleraciones del Atlántico y Caribe son debidas en gran medida a la convergencia lateral de momento de perturbaciones.

Una vez identificados los términos que sufren mayores modificaciones en tiempo y que se balancean (términos I y V), se realiza un análisis con mayor resolución espacial para el Caribe: la aceleración del este (de mayo a julio) es mayor a su desaceleración (agosto a septiembre) en un 33% (Fig 3.28 a) y b)), esto significa que a pesar de desacelerarse en el segundo período, se mantiene intensa la corriente.

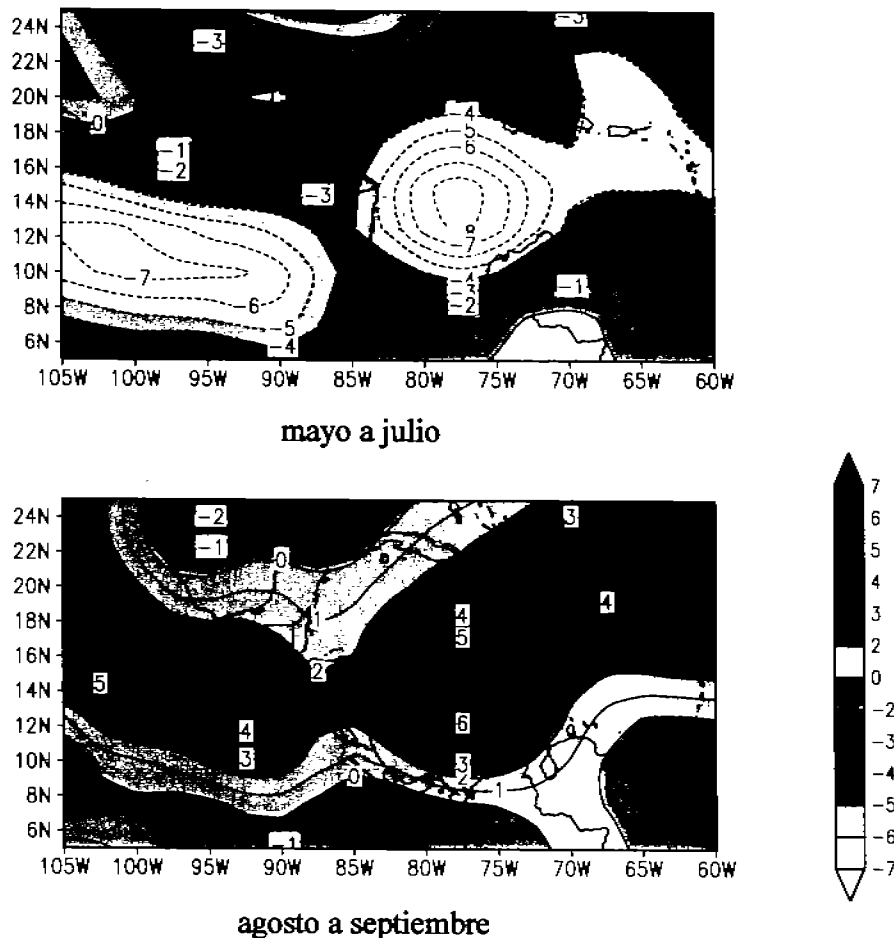


Fig. 3.28 Ampliación en el área del Caribe. Aceleración zonal promedio ($m/s^2 \times 10^{-7}$) en 925 hPa. (1968-1996)

Dada la intensificación de las *OE* en este período y la relación onda-flujo medio que se propone en este trabajo, esta desaceleración está asociada a la transferencia de energía cinética hacia las perturbaciones, siendo entre agosto a septiembre lo suficientemente inestable la corriente como para transferir energía cinética a las perturbaciones.

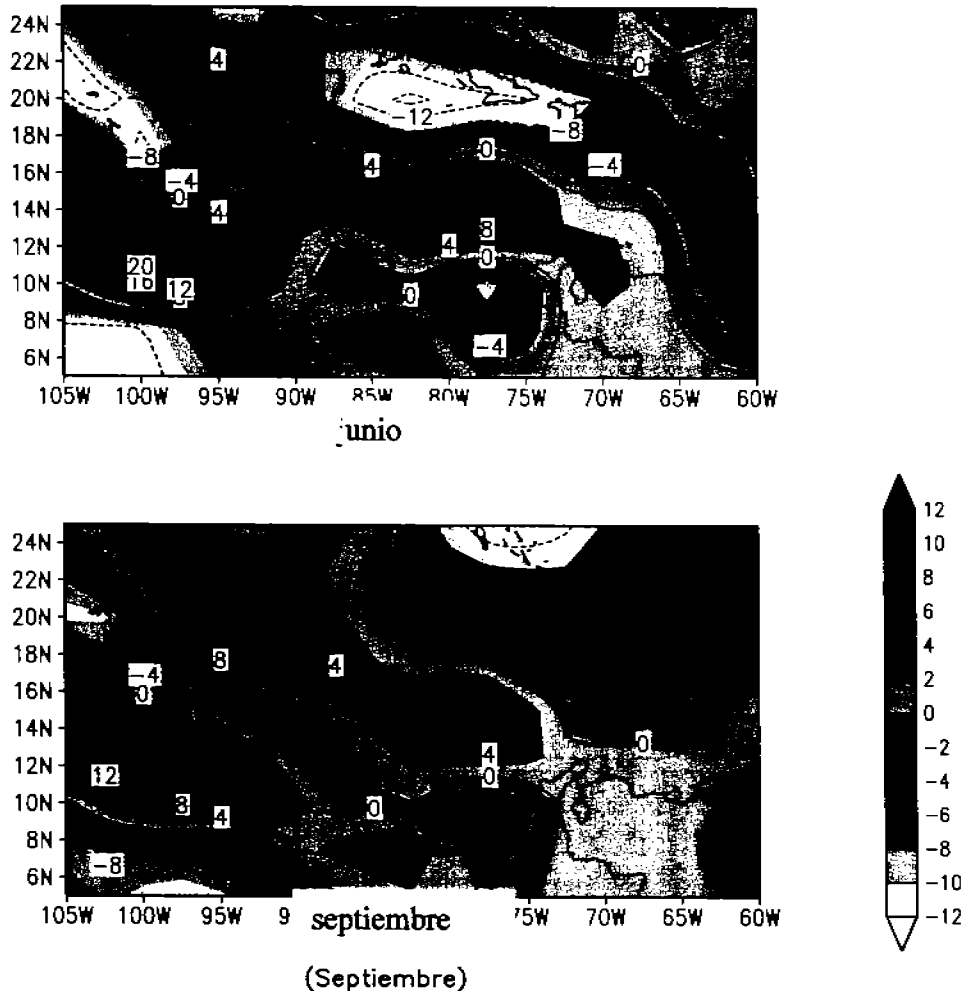


Fig. 3.29 Ampliación en el área del Caribe. Convergencia meridional de flujo de momento zonal transportado meridionalmente ($m/s^2 \times 10^{-7}$) en 925 hPa.

El término V , por otra parte, es de magnitud similar al I , indicando que la convergencia meridional de momento zonal aporta o elimina momento a la *CCC*, existiendo este balance entre mayo y octubre, sin embargo, a pesar de continuar entre agosto y septiembre la convergencia meridional de momento (Fig. 3.29), inicia la desaceleración, esto sugiere la incorporación de la componente vertical en la convergencia de momento.

El transporte de momento vertical entre los niveles de 1000 hPa. y 500 hPa. muestra una estructura clara en el Caribe (Fig. 3.30 a), la distribución de la divergencia vertical del flujo vertical de momento zonal, $\frac{\partial u' \omega'}{\partial p}$ entre mayo y julio meses de aceleración de la

corriente en chorro, mantiene regiones donde hay convergencia vertical: entre 67°W y 74°W y entre 1000 hPa y 700 hPa, siendo mayor entre 850 hPa y 925 hPa., nivel de máxima intensidad de la corriente en chorro. Esta convergencia vertical de momento zonal asociada a perturbaciones se extiende hasta el Caribe del oeste: 90°W, entre 925 hPa, y 700 hPa, conformando una amplia zona a excepción de la región de la salida de la corriente: entre 75°W y 90°W y en niveles bajos: entre 900 y 925 hPa, donde hay divergencia de momento, zona de desaceleración de esta corriente.

Por otra parte, en los meses de desaceleración de la corriente (agosto a septiembre), esta convergencia vertical se desplaza al nivel de 700 hPa. en dos longitudes: 66°W y 81°W, áreas de intensificación de ondas del este en el Caribe (Fig. 3.30 b). Para conocer la convergencia vertical neta de momento, se calculó la diferencia entre ambos períodos: agosto a septiembre menos mayo a julio, (Fig. 3.30 c) observándose que la convergencia neta se localiza en la zona de la corriente de chorro del Caribe (entre 70°W y 85°W y entre 925 hPa. y 700 hPa) (Fig. 3.31) siendo una evidencia de que en entre junio y septiembre la convergencia vertical de perturbaciones atmosféricas de período entre 3 y 9 días contribuye a la intensificación de esta corriente en chorro.

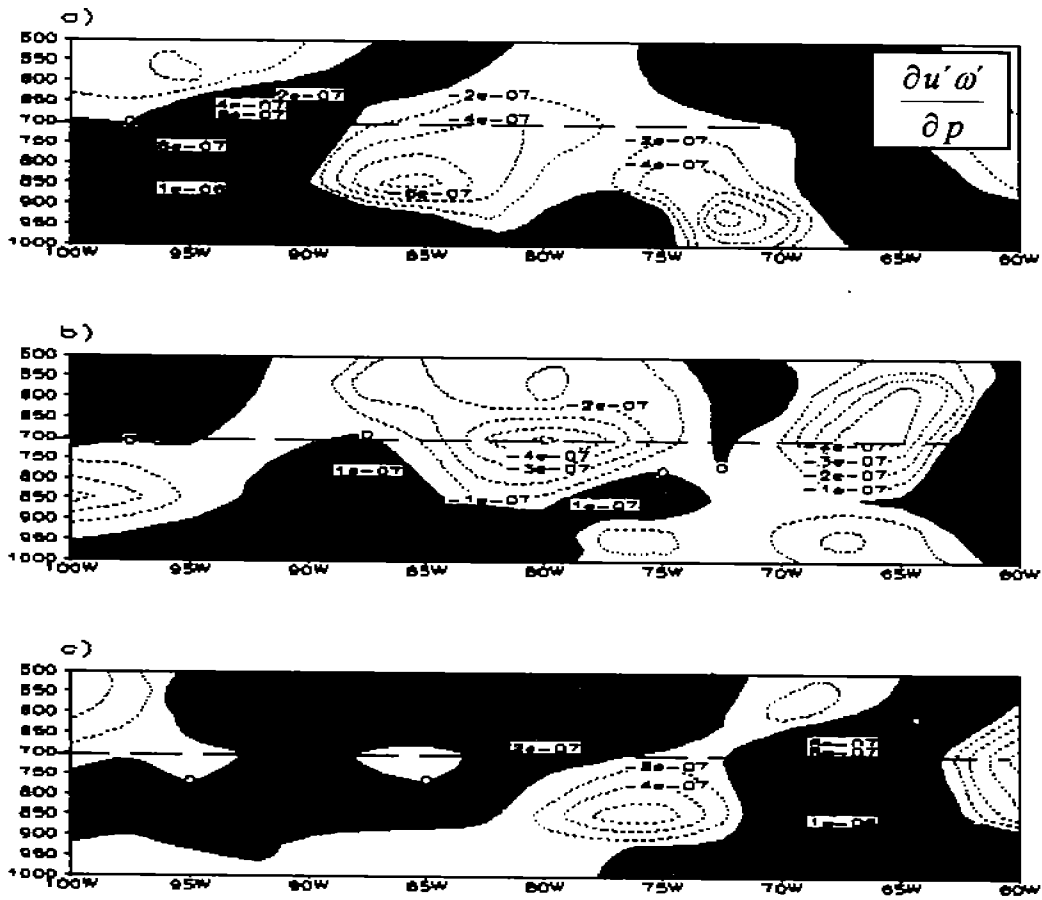


Fig. 3.30 Divergencia vertical de momento zonal (m/s^2). a) Entre mayo y julio, b) Entre agosto y septiembre. c) Diferencia entre a) y b).

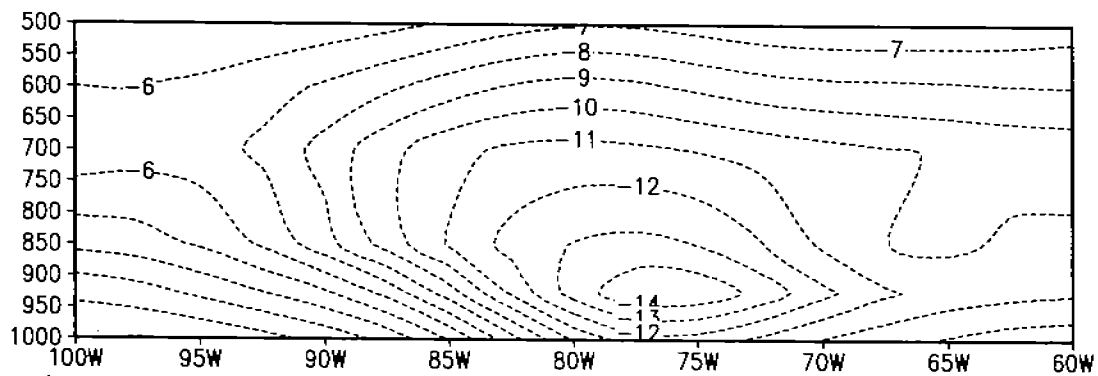


Fig. 3.31 Perfil vertical y zonal de viento zonal (m/s) en $15^\circ N$ mostrando la CCC.

3.5 Relación de perturbaciones con flujo medio zonal

Dados los bajos órdenes de magnitud de los términos de la ecuación 3.1: de 10^{-6} y 10^{-7} , es difícil un diagnóstico con operaciones basadas en términos cuadráticos. Por ello, y basado en estos primeros diagnósticos que apuntan a que las aceleraciones de la corriente están asociadas a la convergencia de momento debido a perturbaciones, se utiliza el vector de flujo de momento Eliassen-Palm.

3.5.1 Diagnóstico del flujo de momento entre perturbaciones y flujo medio.

Conocer las condiciones del estado base bajo las cuales se amplifican perturbaciones de ciertas características espaciales brinda elementos tanto de diagnóstico de la relación ondas-flujo medio como de pronóstico de intensificación de ondas y eventualmente de lluvias en el sur-sureste del país.

En el Atlántico tropical (hemisferio norte), los vientos son predominantemente del este con valores máximos de 10 m/s en 700 hPa en Julio (Fig. 3.32), estos máximos se localizan en una franja que cubre las trayectorias de las OE (entre 10° N y 18° N), esta franja también abarca áreas de latitudes mayores en el oeste del Mar Caribe, incluyendo la salida de la CCC. Los valores mayores a 10 m/s se localizan en el centro de la guía de onda, llegando hasta 11 m/s en áreas donde las perturbaciones alcanzan sus máximos climatológicos: en 40° W: Atlántico central y en 80° W: Caribe, habiendo más evidencias de la relación onda-flujo medio.

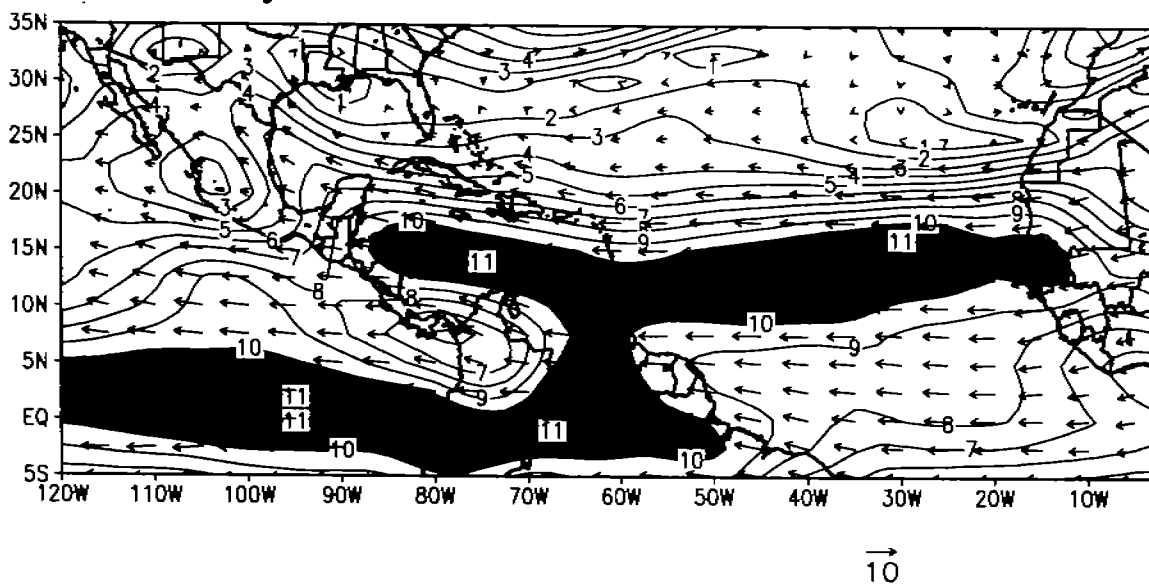
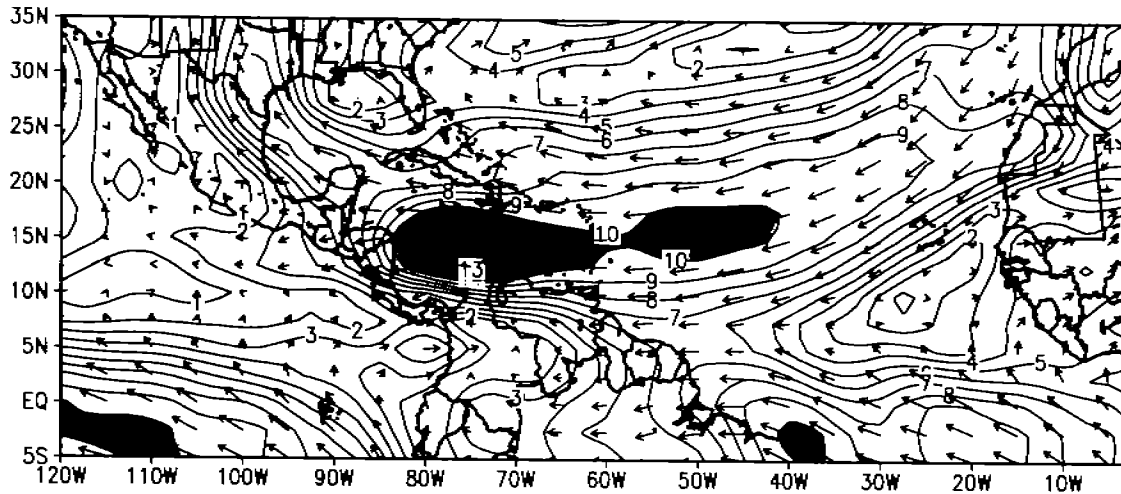


Fig. 3.32 Climatología de viento ($m \cdot s^{-1}$) Julio (1948-2001) en 700 hPa.

En niveles bajos, 925 hPa el viento zonal alcanza intensidades mayores de 14 m/s entre 60° W y 80° W en el Caribe (Fig. 3.33), identificándose claramente la estructura de esta CCC. Su estructura muestra una alineación zonal, con ello la cizalla meridional es grande contribuyendo ello a la existencia de inestabilidad barotrópica mencionada anteriormente.



→
10

Fig. 3.33 Igual que Fig. 3.40, pero en 925 hPa.

La transferencia de momento entre diferentes escalas espaciales y temporales se lleva a cabo en la atmósfera de manera común, sin embargo su análisis no es sencillo porque involucra procesos físicos aún no comprendidos en su totalidad y los términos involucrados son de escalas espaciales y temporales muy diversas.

Una herramienta adecuada en el estudio de la transferencia energética entre perturbaciones con su estado medio y viceversa es el vector de flujo Eliassen-Palm, descrito en la sección de metodología. Las componentes del tensor de correlación de velocidad horizontal descrito en esta sección brindan elementos de diagnóstico acerca de la anisotropía de las perturbaciones, así como su ubicación, la interpretación de las inclinaciones posibles se discutió en la citada sección.

La componente meridional del vector Eliassen-Palm (flujo meridional de momento zonal por perturbaciones: $u'v'$) de mayo a julio en el Atlántico (meses de aceleración de vientos del este) es positiva al norte de 21° N, mientras que en el Caribe del este, al norte de 18° N y en el Golfo de México nuevamente al norte de 21° N es positiva. El signo positivo indica que las perturbaciones transportan momento del oeste al norte (Fig. 3.34 a) (o momento del este al sur), dando como resultado que se aceleren los vientos del este alrededor de 15° N. Por otra parte, para el mismo período este flujo es negativo en una franja entre promedio entre 10° N y 15° N, su signo indica que las perturbaciones transportan momento del oeste al sur, o momento del este al norte, acelerando también al este los vientos alrededor de 15° N, el máximo absoluto negativo se encuentra al sur de 15° N (centro de la CCC), acelerando más drásticamente al este a los alisios, formando la CCC. Esta combinación de signos en el transporte de momento refuerza la aceleración hacia el este de los vientos en esta zona en 700 hPa, tal como se aprecia en la Fig. 3.32, donde los vientos alisios con intensidad mayor a 10 m/s se localizan justo en esta franja zonal desde África hasta Centroamérica.

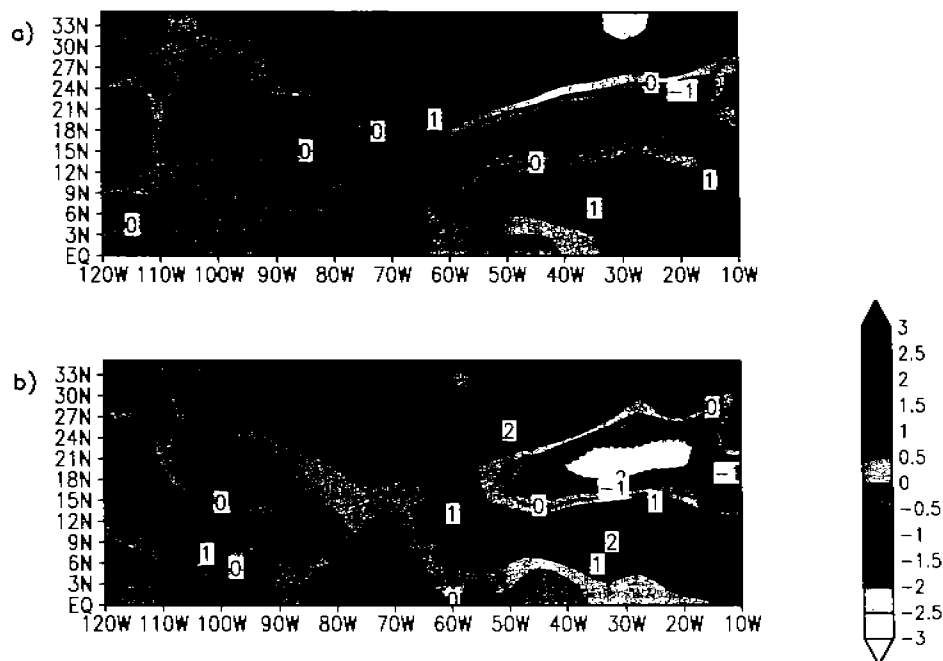


Fig. 3.34 Flujo meridional de momento zonal (m/s^2) en 700 hPa. (1968-1996).
a) mayo a julio b) agosto a octubre.

Para los meses de agosto a octubre (fase de desaceleración de vientos del este), en el Atlántico central y Caribe se observa un cambio de signo en el término $u'v'$, volviéndose positivo (transporte de momento del oeste al norte o del este al sur) (Fig. 3.34 b). En el Caribe se localiza un máximo relativo al sur de $15^\circ N$, en la zona de la salida de la CCC (entre $80^\circ W$ y $85^\circ W$) induciendo aceleración al oeste (desaceleración al este), al norte de $15^\circ N$, se mantiene el signo, aunque de menor intensidad

Una manera eficiente de continuar con este diagnóstico de convergencia de momento asociada a perturbaciones y aceleración del estado medio es utilizando el vector de flujo Eliassen-Palm (ecuación 2.12). En latitudes medias se observa que este vector posee una gran componente meridional, (Fig. 3.35 a) y b)) disminuyendo notablemente en los trópicos: En el centro del Atlántico Tropical este vector está orientado meridionalmente, es decir: $u'v' > v'^2 - u'^2$: el flujo meridional de momento zonal es mayor a la diferencia de las varianzas de meridionales y zonales), en mayor medida, este flujo del este se desplaza hacia el sur, en cambio, tanto en las zonas de África y el Caribe, este vector está orientado zonalmente ($u'v' < v'^2 - u'^2$). En el caso de África en la latitud $25^\circ N$, es del oeste, indicando ello que $v'^2 > u'^2$ es decir existe mayor varianza en viento meridional que zonal, en cambio para el Caribe $v'^2 < u'^2$ es el caso inverso, ya que la componente zonal de estos vectores del este. Para los meses de mayo a julio la componente meridional del vector es positiva, (Fig. 3.35 a) que por la definición del vector, $u'v' < 0$ (flujo del oeste transportado al sur) (Fig. 3.34 a). Contribuyendo ello a la aceleración de la corriente. En contraste, para los meses de agosto a octubre en el Caribe, esta componente meridional es negativa, significando que el flujo del oeste es transportado al norte, como lo indica la Fig. 3.34 b) contribuyendo a la desaceleración de la CCC, la cual es del este.

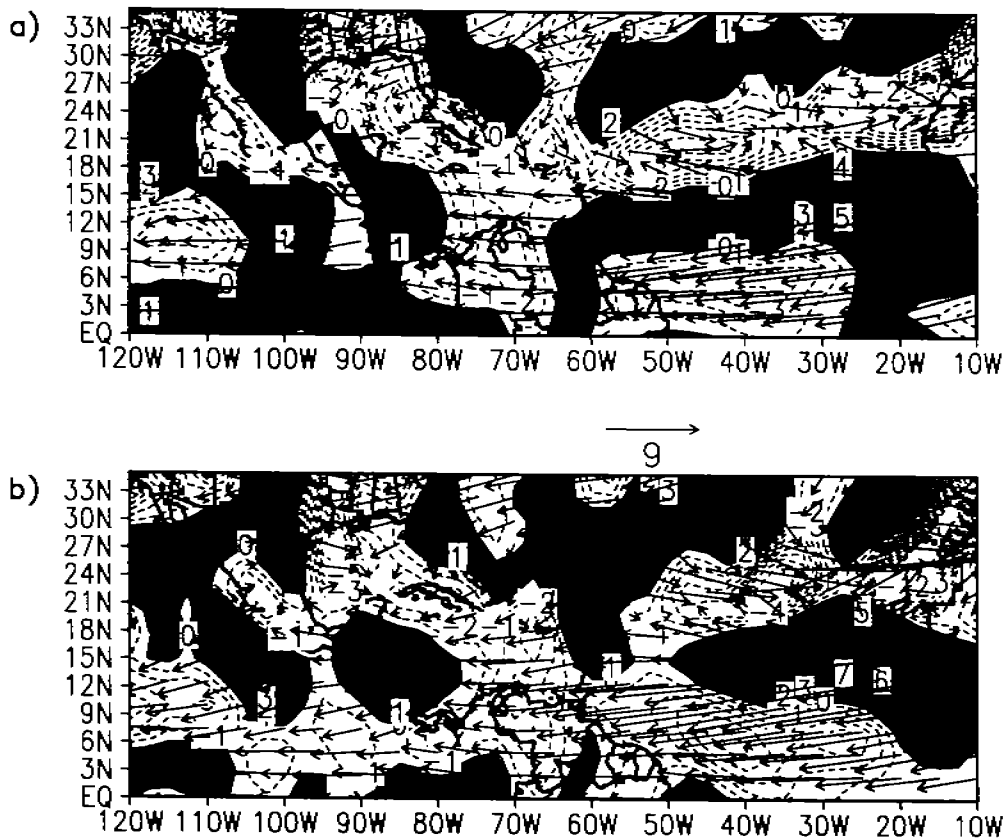


Fig. 3.35 Vector de flujo Eliassen-Palm (m^2/s^2) y su divergencia (m/s^2) $\times 10^{-6}$ en 700 hPa. (1968-1996) a) mayo - julio b) agosto - octubre

Como se explicó en la sección Métodos de Análisis, la divergencia del vector E brinda información acerca de la convergencia de momento proveniente de perturbaciones, este momento se transfiere al flujo medio acelerándolo (desacelerándolo) hacia el este (oeste) si la divergencia es negativa (positiva) (ecuación 2.4) siendo importante identificar su signo.

Entre mayo y julio (Fig. 3.35 a), en el Caribe, para la entrada (salida) de la corriente en chorro, existe una amplia zona de convergencia (divergencia) área blanca (área gris), acelerando (desacelerando) los vientos del este. En general, en el Atlántico y Caribe, las zonas de convergencia de este vector coincide con la zona de máxima intensidad de los vientos del este (Fig. 3.32) en 700 hPa. Para los meses de agosto a octubre, en el Atlántico se conserva el mismo patrón de convergencia-divergencia del vector E, en el Caribe, siendo la diferencia el signo de su componente meridional, como se explicó anteriormente, ello deriva en aceleración del flujo medio.

En detalle la zona del Caribe indica que entre mayo y julio, la convergencia positiva de este vector de flujo se extiende meridionalmente hasta 22°N, mientras que entre agosto y octubre la extensión es zonal, se observa que a pesar de persistir esta convergencia en ambos períodos, la CCC se desacelera en este último período, el tema se aborda en el análisis de estabilidad.

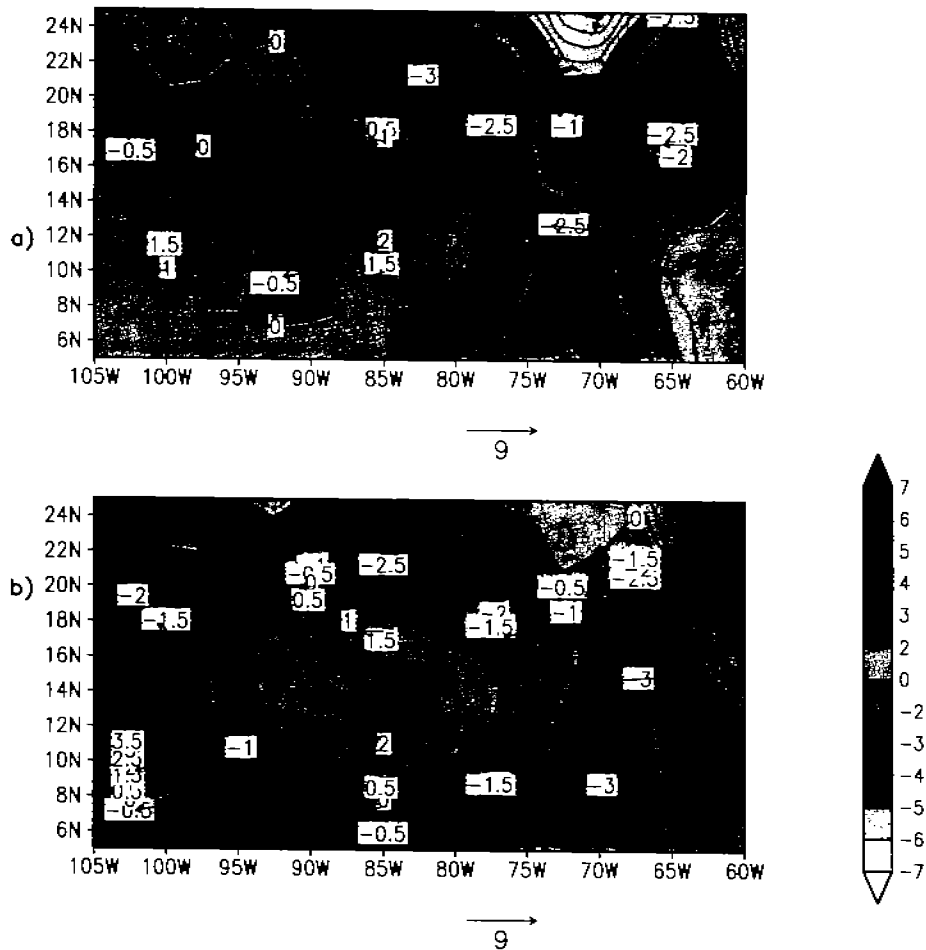


Fig. 3.36 Ampliación para el Caribe del vector de flujo Eliassen-Palm y su divergencia ($m/s^2 \times 10^{-6}$ en 700 hPa. (1968-1996) a) mayo - julio b) agosto - octubre

El cálculo de la transformación barotrópica descrita en la sección metodología, implica el análisis de la corriente media atmosférica y de su gradiente horizontal (ecuación 2.13), el cual posee el gradiente representativo del viento zonal de julio, mes de mayor intensidad de esta corriente, en la sección del Caribe (Fig.3.37), área de interés. La CCC está claramente definida, con su centro en 15°N, 75°W (contornos punteados), su gradiente se representa con vectores, los cuales en la cercanía al centro de la corriente son radiales. Las áreas de mayor conversión barotrópica son aquellas donde la proyección del vector $-E$ sobre ese gradiente sea máximo (ecuación 2.13), esto es, donde el vector E y el gradiente de u sean casi paralelos. Esta conversión representa la variación en el tiempo de la energía cinética de las perturbaciones estudiadas.

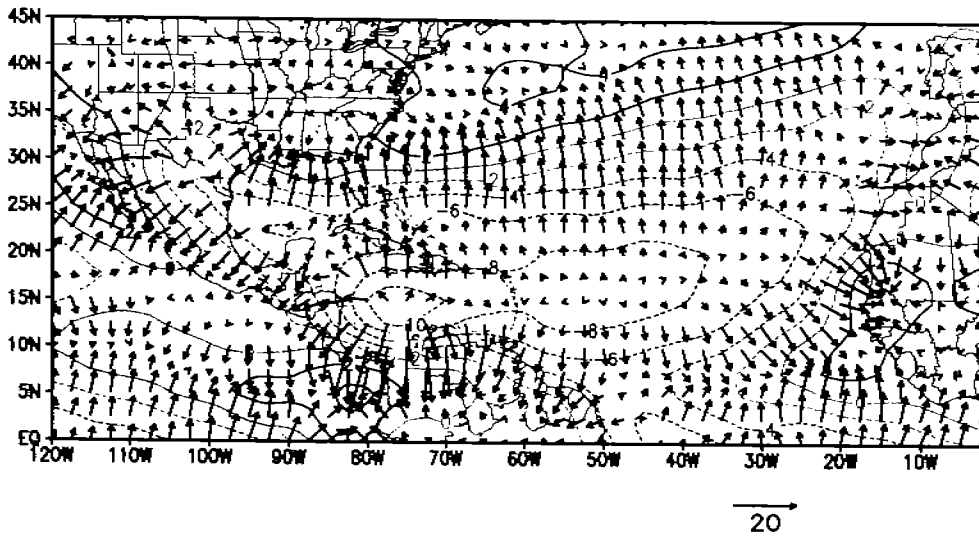


Fig. 3.37 Viento zonal (m/s) y su gradiente en 700 hPa. (Julio 1968-1996)

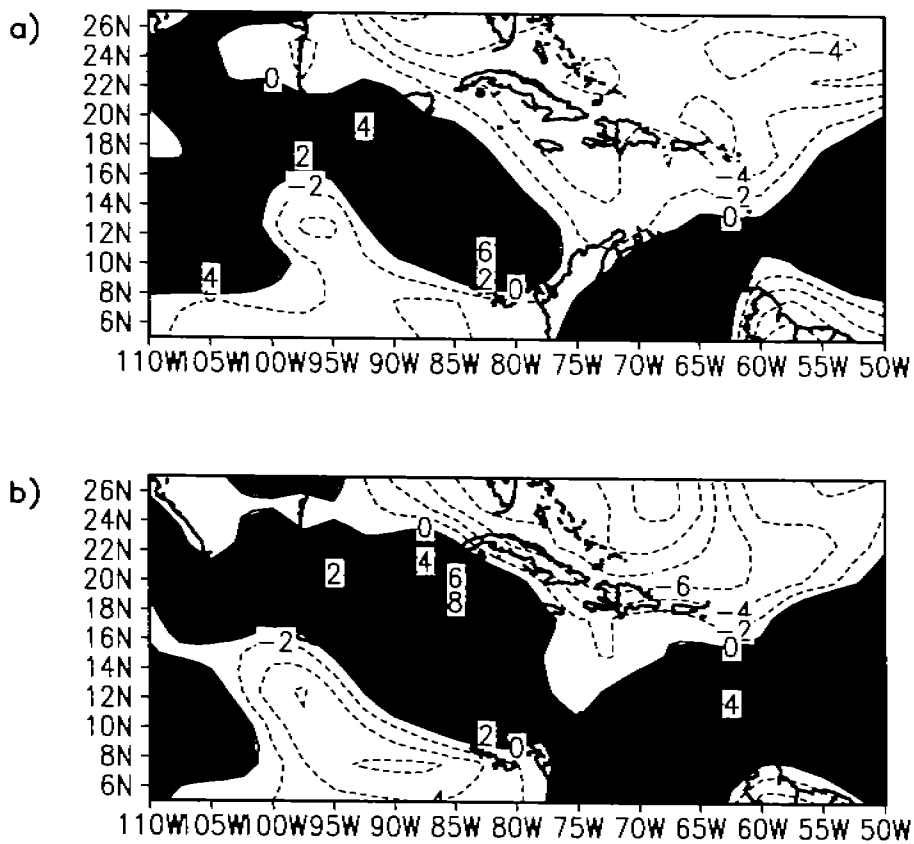


Fig. 3.38 Conversión barotrópica de energía en 700 hPa. (m^2/s^3) (1968-1996).
a) mayo a julio b) agosto a octubre

La conversión barotrópica para los meses de mayo a julio es positiva en Centroamérica, sureste y centro de México (Fig. 3.38 a), significando son áreas de ganancia de energía cinética de las perturbaciones. Hasta esta parte del estudio se ha demostrado que desde el punto de vista climatológico, en los meses de mayo a julio pierden energía cinética las perturbaciones (gana energía cinética la CCC), ello no significa que todas las perturbaciones pierden energía en esta zona, sino que en promedio, la cantidad de energía cedida por las perturbaciones hacia el flujo medio es mayor entre mayo y julio, que entre agosto y octubre. La Fig. 3.38 a) comparada con la Fig. 3.38 b) demuestra este hecho, ya que entre agosto y octubre, además de que la cantidad de energía cinética es mayor, el área meridional de influencia también es mayor (áreas grises)

Una consecuencia inmediata es que las perturbaciones que llegan al Caribe entre 10.5° N y 20° N, entre 75° W y 95° W toman energía del flujo medio que las intensifica y además amplifica meridionalmente, estas áreas de amplificación potencial en 700 hPa. se encuentran al oeste de la máxima intensidad de la corriente del Caribe, no obstante al este del máximo de la CCC existe una pequeña área de valores negativos (antes de pasar sobre 75° W), las OE tienen un potencial de pérdida de energía a favor del flujo medio que se conserva desde mayo hasta octubre, no obstante la mayor tasa de ganancia es en los meses de agosto a octubre.

La transferencia de energía cinética entre perturbaciones y estado medio depende del signo de la intensidad del flujo medio y de la convergencia de momento meridional asociada a perturbaciones (ecuación 2.14), esta transferencia se calculó en el nivel de 700 hPa., (Fig. 3.39). Entre mayo y julio en el Atlántico existe un área de valores positivos (ganancia de energía cinética de perturbaciones a costa del flujo medio) entre 0 y 60° W y entre 20° N y 24° N, abarcando la zona de mayor energía cinética asociada a perturbaciones, mientras que en el Caribe del este y central, las perturbaciones ceden energía al flujo medio (valores negativos), y en el Caribe del oeste (salida de la CCC) las perturbaciones vuelven a ganar energía extendiéndose hasta Centroamérica y sur de México, además del Pacífico del Este, en zona de gran ciclogénesis. Por otra parte, durante los meses de agosto a octubre las zonas de ganancia de las perturbaciones se extiende a mayores áreas, cubriendo al Caribe en la franja entre 15° N y 24° N, en la parte norte del Caribe se mantiene la pérdida de energía de perturbaciones. En Centroamérica se intensifica esta transferencia durante los meses de agosto a septiembre respecto al período de mayo a julio, pero se debilita en el Pacífico del Este (Fig. 3. 39 b)

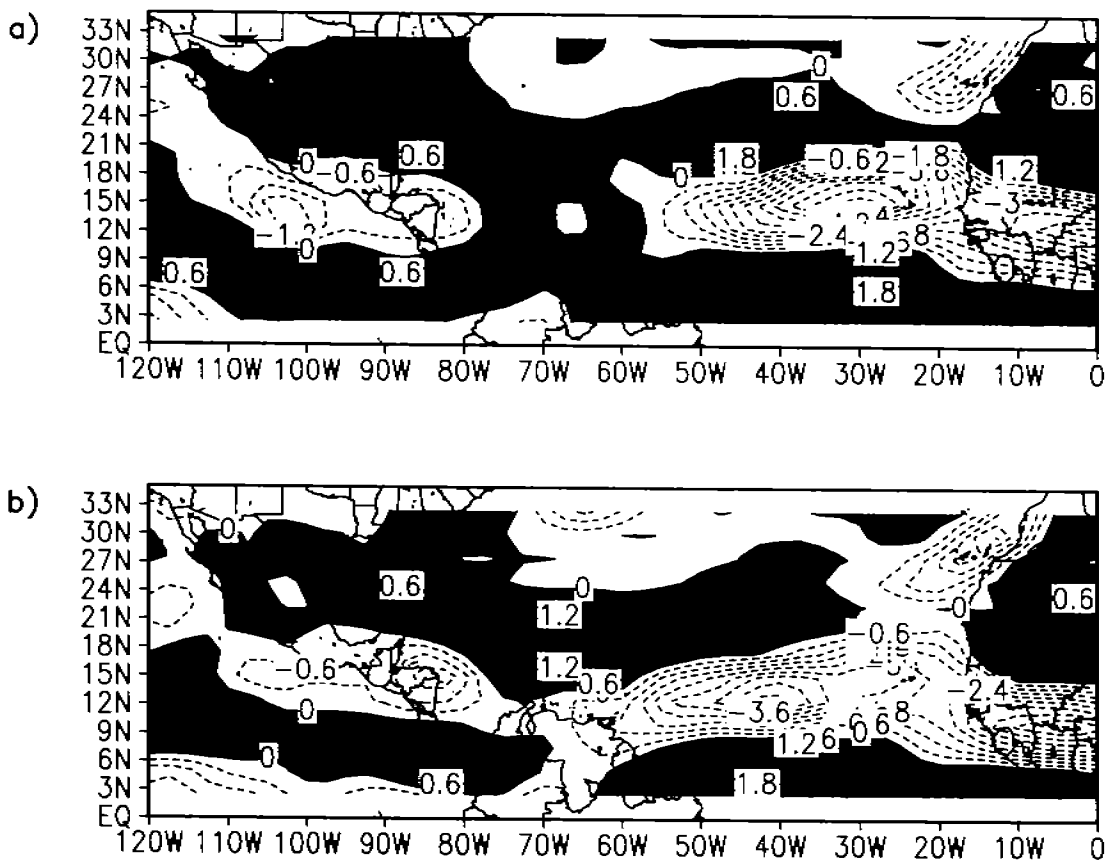


Fig. 3.39 Transferencia de energía cinética del flujo medio hacia perturbaciones (10^{-6}) (m^2/s^2) en 700 hPa. 1968-1996. a) mayo a julio b) agosto a septiembre

3.6 Análisis de estabilidad de la CCC

Debido a las variaciones espaciales y temporales que sufren las perturbaciones desde África hasta México, es importante estimar las características de aquellas que se intensifican y amplifican en el Caribe a costa de la corriente en chorro. Para ello se aplicó un análisis de estabilidad de la corriente mediante modos normales, los fundamentos del método se encuentran en la sección 2.10. De acuerdo al perfil meridional de la corriente zonal, ésta puede ser inestable, y lo será dependiendo del comportamiento de su vorticidad relativa, siendo determinadas perturbaciones las que se intensifiquen como resultado de esa inestabilidad, estimándose las características de esas perturbaciones.

El estudio analiza la estabilidad de la corriente para cada perfil mensual de mayo a octubre en diferentes secciones meridionales, la máxima intensidad de la corriente es en 925 hPa., con valores de hasta 14 m/s en julio (Fig. 3.10) el cambio de signo en el gradiente meridional de la vorticidad relativa se localiza en 10.5°N (Fig 3.40 b)). Con esta información se calcularon los modos más inestables al resolver el problema de eigenvalores de la ecuación 2.18).

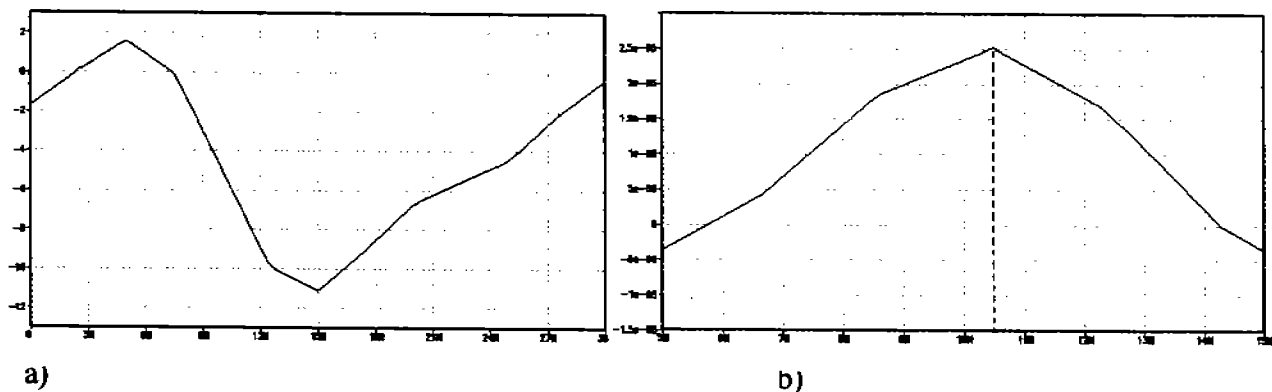


Fig 3.40 Corte meridional a) del perfil del viento zonal y b) de vorticidad centrado a 75° W, región de máxima intensidad.925 hPa.. julio-septiembre 1969-1996.

Considerando los perfiles de la CCC entre mayo y octubre, período del paso de las OE, se observa que esos meses conservan su máximo en la misma latitud: 15°N, siendo julio el más intenso (Fig. 3.41 a), alcanzando velocidades de 15 m/s con disminuciones más rápidas hacia el oeste que hacia el este, el período de aceleración es entre mayo y julio, mientras que la desaceleración de agosto a octubre, estos perfiles meridionales son introducidos en la ecuación 2.18), calculando los modos más inestables al resolver el problema de eigenvalores de la ecuación citada, siendo éstos los que presentan máximas magnitudes de σ_i parte compleja de las frecuencias de las perturbaciones. El factor de inestabilidad lo brinda el llamado doblamiento e , que representa físicamente el tiempo τ de respuesta de las inestabilidades (amplificación exponencial), en ciertas bandas de frecuencias, éste se calcula considerando cuando $e^{i(\sigma_r + \sigma_i)\tau} = e^1$ que cumple con: $\tau = 1/\sigma$.

Este parámetro τ presenta áreas de comportamiento para los cinco perfiles mensuales estudiados en función de los números de onda m (Fig. 3.41 b), donde de

presentan los rangos de $14 < m < 22$ entre los cuales se encuentran las *OE*, con escalas de tiempos de amplificación τ , entre 0 y 2.5 días. En este rango se observan 3 modos con gran inestabilidad ($m = 15$, $m = 19$ y $m = 21$ equivalentes a longitudes de onda $\lambda = 2,600$ Km., $\lambda = 2,105$ Km. y $\lambda = 1,904$ Km. respectivamente), mostrando una gran inestabilidad en todos los modos mayores a 15 con τ menor a 0.5 días, a excepción de 1 mes de octubre que inicia a ser más estable. De acuerdo a las reconstrucciones estadísticas de perturbaciones (correlaciones con corrimiento), su longitud de onda es $\lambda = 2,600$ Km. (aproximadamente $m = 15$), siendo estas las de mayor potencial de crecimiento al llegar al Caribe. Este análisis de estabilidad complementa la explicación de los procesos físicos de la transferencia de momento y energía cinética entre ondas del este y la corriente en chorro del Caribe.

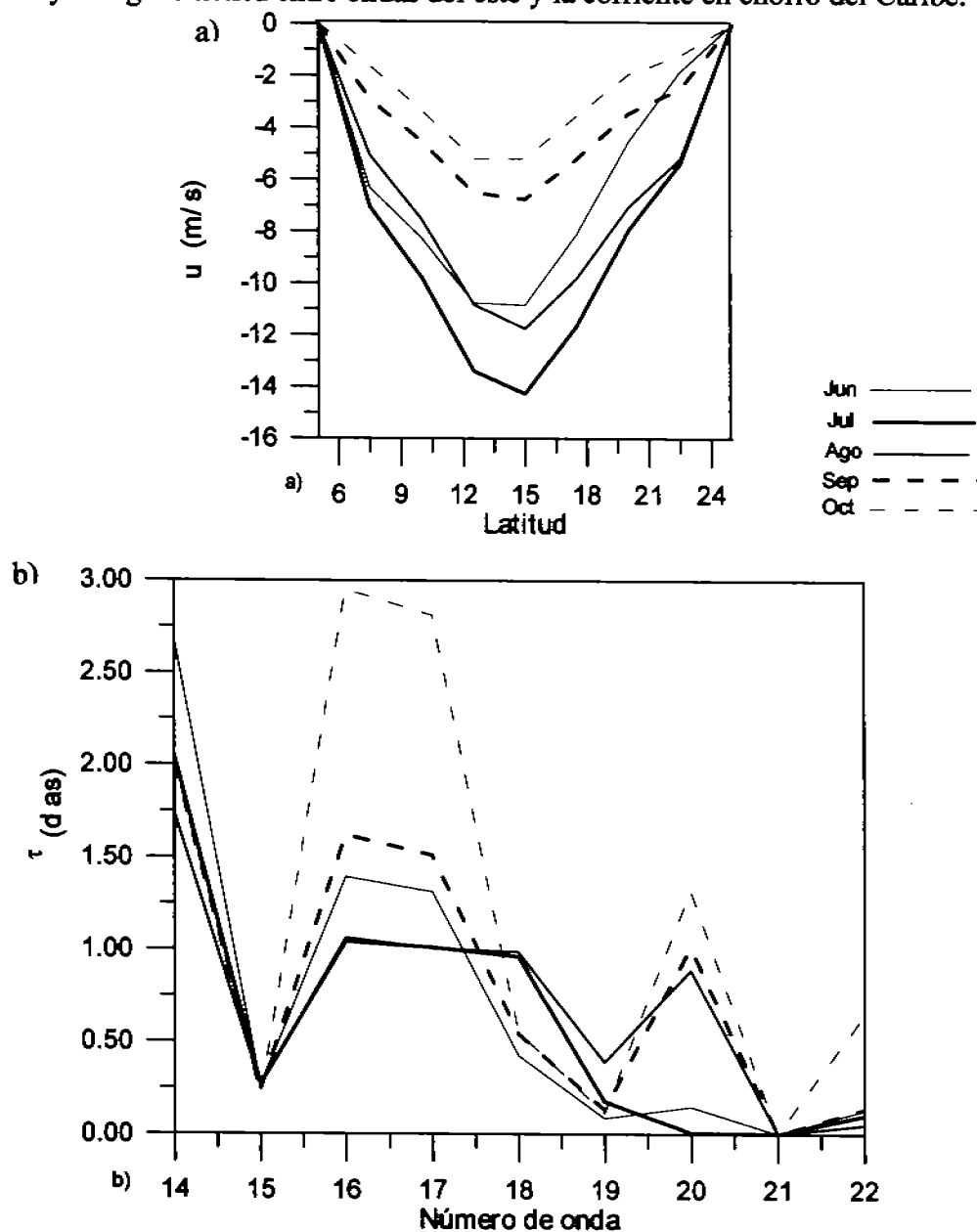


Fig 3.41 a) Perfiles meridionales de viento zonal u (m/s) en 75° W
 b) Doblamiento- e (días)

Dentro del área del Caribe se calculó la inestabilidad de la corriente en secciones meridionales aplicando este análisis al perfil meridional de viento zonal medio de julio, mes de mayor intensidad para 5 longitudes: Caribe del este 65°W y 70°W, Caribe central 75°W y Caribe del oeste 80°W y 85°W. La longitud 65°W, entrada de la corriente, posee la mayor extensión meridional (Fig. 3.42 a), seguido por la longitud 70°W, en cuanto al cambio de signo del gradiente meridional de la vorticidad relativa, ésta se calcula tanto para verificar que se cumpla la condición Charney-Stern como para resolver el problema de eigenvalores. Los perfiles utilizados representan únicamente las variaciones atribuidas a la CCC, no incorporando el resto de las variaciones meridionales en latitudes diferentes a donde existe la CCC, ya que incluirlas brindaría como resultados modos inestables por otros efectos diferentes a la corriente de interés.

El perfil del mes de julio (mes de máxima magnitud de la CCC) se observa una simetría en los perfiles meridionales de viento zonal (Fig. 3.42 a), siendo 75°W y 80°W las longitudes donde se localiza la máxima intensidad de la corriente.

En cuanto al perfil de vorticidad, en 75° W se nota claramente este cambio de signo en su gradiente meridional (en 10.5°N) (Fig. 3.42 b). El indicador de inestabilidad (doblamiento e se mantiene el mismo patrón que el mes anterior (Fig. 3.42 c), con $m=15$, $m=19$ y $m=21$, como inestables, ya que también en 6 horas existiría un crecimiento de perturbaciones. En este mes en 70°W se observa un mínimo en 70°W $m=16$ ($\lambda=2,500$) (Fig. 3.42 c), longitud de onda encontrada en los análisis estadísticos (correlación cruzada con corrimiento y regresiones lineales) como la correspondiente a OE. En general, la CCC en julio es más inestable que junio, ello debido a que su intensidad es mayor.

Para el mes de julio en todos los modos analizados se destaca la menor estabilidad de las zonas en la entrada de la corriente (65° W y 70° W) (Fig. 3.42 c) y la mayor estabilidad de las zonas en la salida de la misma (80° W y 85° W), el caso de 75° W (donde se registra el máximo de la corriente) presenta mayor variabilidad en los modos del cuarto área.

En septiembre continúa el debilitamiento de la corriente (Fig. 3.43 a) y la condición de inestabilidad se mantiene (Fig. 3.43 b), sobre todo en la salida de la corriente (75° W, 80° W y 85° W), también en este mes se conservan en todas las latitudes analizadas los modos $m = 15, 19, 21$, volviéndose ahora la longitud inestable 65° W, en esta longitud (entrada de la CCC) es el que presenta mayor variabilidad en los modos inestables.

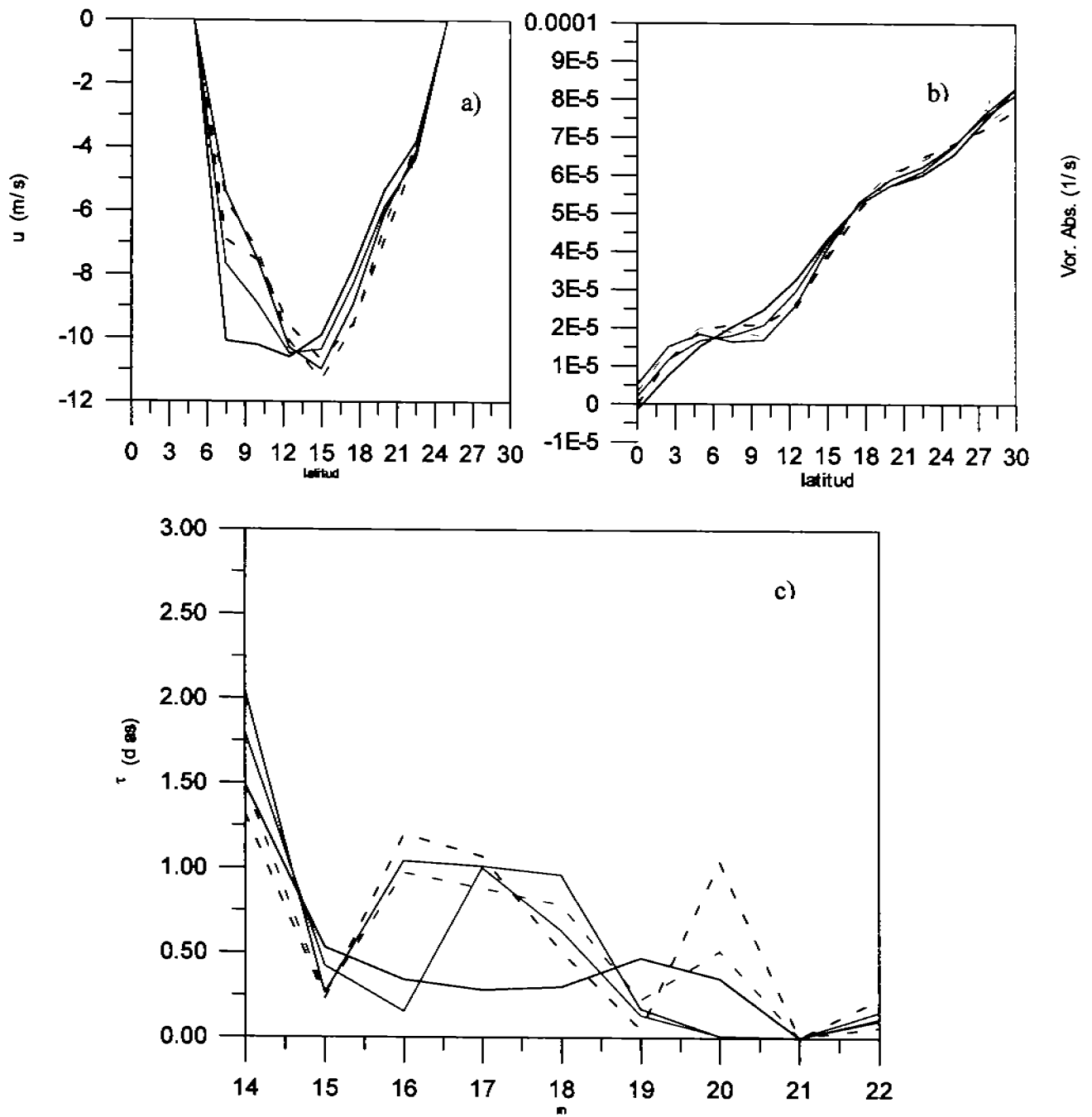


Fig. 3.42 Perfiles meridionales promedio de u en julio (1990-2001). En a) 65° W (negro), 70° W (rojo), 75° W (azul), 80° W (rojo punteado) y 85° W (negro punteado) b) De vorticidad absoluta c) Doblamiento e (días) correspondientes a cada mes como indicador de inestabilidad.

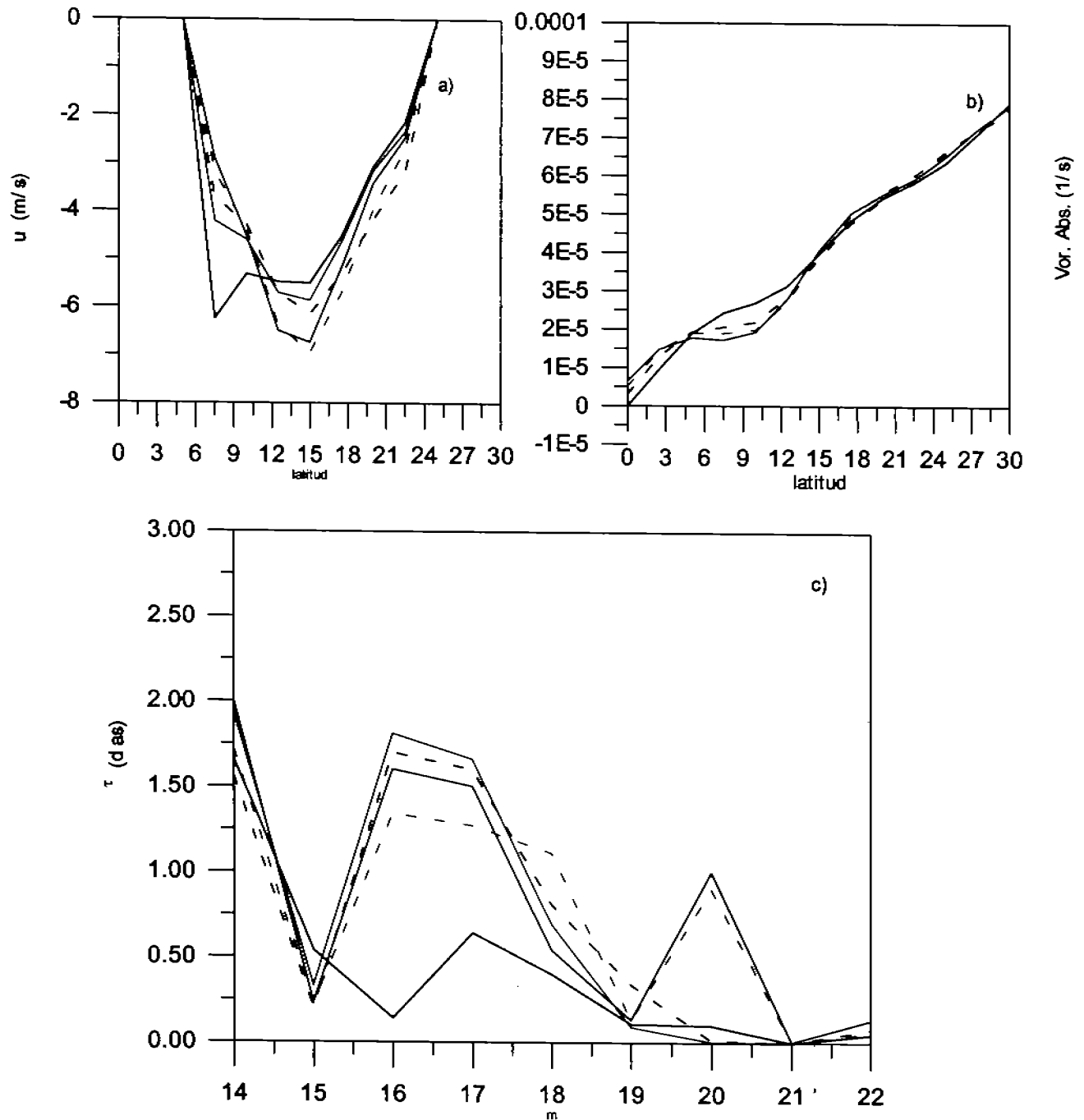


Fig. 3.43 Perfiles meridionales promedio de u en Septiembre (1990-2001). En a) 65° W (negro), 70° W (rojo), 75° W (azul), 80° W (rojo punteado) y 85° W (negro punteado) b) De vorticidad absoluta c) Doblamiento e (días) correspondientes a cada mes como indicador de inestabilidad.

Tomando a 15 como el número de onda de interés, se calculó para los meses de junio a octubre el período de ondas más inestable (T_i), y su doblamiento e (τ_i):

Tabla 3.1 Períodos inestables de perturbaciones con número de onda 15.

| m=15 | JUN | JUL | AGO | SEP | OCT |
|-----------------------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| T_i (días) | 6.9 | 6.9 | 6.9 | 5.8 | 5.0 |
| τ_i (días) | .26 | .26 | .26 | .23 | .20 |

En general, se aprecia que los períodos inestables en este modo oscilan entre 5 y 6.9 días, rango donde se encuentran las *OE*, (Tabla 3.1) y el tiempo de crecimiento de las perturbaciones es de 5 a 6 horas, disminuyendo en septiembre y octubre, cuando ocurre una disminución del doblamiento *e*.

Para conocer el efecto de la intensidad de la *CCC* en cada uno de los modos analizados entre mayo y octubre, se realizó un experimento modificando la intensidad de esta corriente cada 0.5 m/s entre 5 m/s y 15 m/s, ya que estos rangos son los observados en ese período, aplicando el mismo análisis en modos normales

Uno de los modos que consistentemente se mantuvo como inestable en los análisis anteriores corresponde a $m = 15$, ($\lambda = 2,600$ Km.) siendo su doblamiento *e* menor a 0.25 días para todas las intensidades de corriente media entre 5 m/s y 15 m/s, (Fig. 3.44), esto implica que durante todos meses de verano y otoño, las perturbaciones con longitud de onda de 2,600 Km. serán potencialmente favorecidas en su crecimiento, este tamaño de onda es la obtenida en *OE* mediante análisis estadísticos previos. Para los modos entre $m = 19$ y $m = 22$ tenemos algunas variaciones, por ejemplo una corriente con intensidades entre 7 m/s y 9 m/s no transferirá energía a perturbaciones de $m = 20$, lo mismo sucede para intensidades entre 13 m/s y 14 m/s.

La inestabilidad de esta *CCC* posee un umbral de 10 m/s, (Fig. 3.44) es decir, cuando la corriente en chorro rebasa esa intensidad máxima, el rango de números de onda cercanos a 15 se amplía, indicando que más perturbaciones se intensificarán a costa de esta corriente.

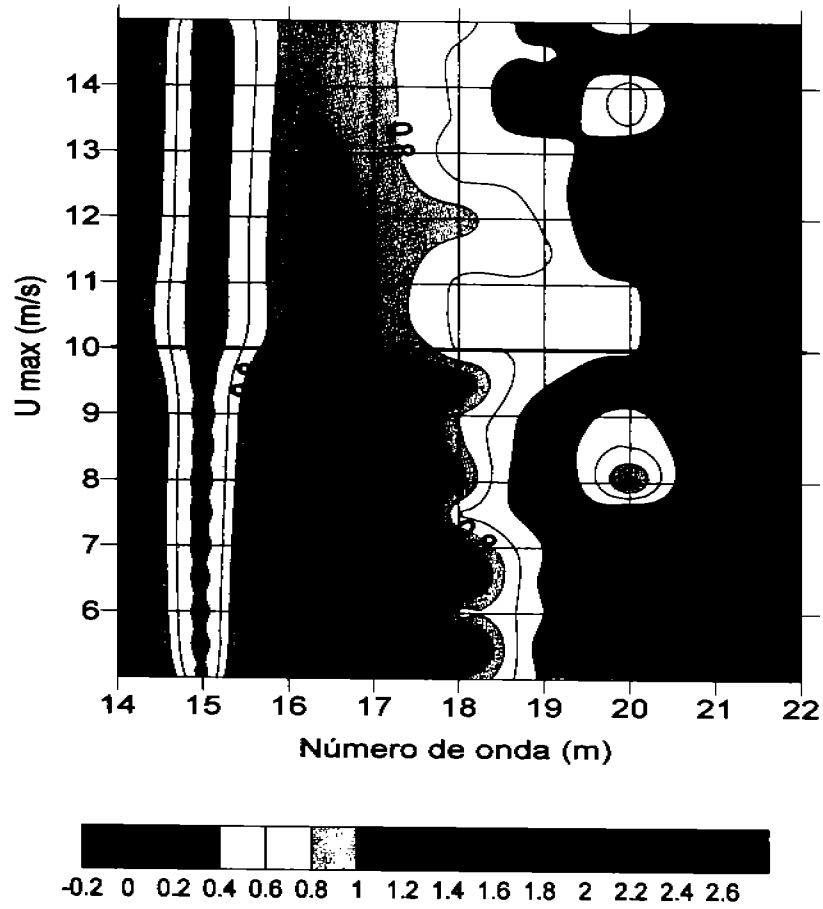


Fig. 3.44 Variación del doblamiento e (días) en función de la inestabilidad de la corriente zonal máxima (U_{max}). Los valores menores a 0.25 días son los modos más inestables.

4. Discusiones

En la dinámica atmosférica, las perturbaciones juegan un papel fundamental en procesos de transferencia de energía y momento en todas las escalas espaciales y temporales registradas, los efectos de las perturbaciones se reflejan tanto en climas regionales como en el estado del tiempo atmosférico, en los trópicos es de especial importancia los impactos en lluvias. Las *OE* que afectan las lluvias de México y Centroamérica en verano y otoño sufren modificaciones importantes en sus trayectorias por el Atlántico desde África, pero la mayor modificación es en el Caribe, donde al interactuar con una corriente en chorro de niveles bajos sufren transformaciones en su estructura y dinámica, afectando también a ésta corriente. Identificar estas transformaciones y las condiciones atmosféricas para ello es imprescindible en el mejoramiento de los pronósticos de lluvia para el centro, sur y sureste de México. En este trabajo se analizan estas condiciones y sus implicaciones en el clima regional.

4.1 Dinámica de las *OE*.

Las *OE* que viajan desde África por el Atlántico, alcanzan máximas intensidades en 40° W, 20° N, y favorecen el desarrollo de convección profunda desde África hasta 50° W, zona donde la carencia de humedad en el estado medio deriva en poca convección, así llegan en su recorrido hasta el Caribe sin humedad asociada, haciendo difícil el rastreo de su trayectoria en esta zona por medios tradicionales, como imágenes de satélite, no obstante, al arribar al Caribe y encontrarse con mayor disponibilidad de humedad, éstas perturbaciones provocan nuevamente convección profunda, que sumado al potencial de crecimiento que estas ondas encuentran en la región, hacen de particular importancia el diagnóstico del estado medio, ya que los efectos directos en precipitación es evidente en Centroamérica y México.

Los grandes contrastes atmosféricos entre el Caribe y Pacífico del Este (Fig. 1.3) hacen de la región de estudio de gran interés para analizar la evolución de *OE* en el Caribe, México y Centroamérica. Fundamentalmente la dinámica del estado medio en el Caribe modula la actividad de onda regional, influenciando la evolución de estas perturbaciones sobre México y Centroamérica. Esta dinámica propicia los mecanismos físicos de intensificación o debilitamiento de *OE* en verano y otoño, manteniendo la *CCC*.

Las *OE* africanas de mayor intensidad en el Atlántico se registran en 850 hPa., mientras que en el Caribe el máximo está en 700 hPa (Fig. 3.10), por lo que los análisis de onda en este trabajo para el Caribe se concentran en este nivel, considerando los procesos de transferencia vertical entre 700 hPa y 925 hPa., es decir, entre perturbaciones y corriente en chorro. Siguiendo la trayectoria zonal de estas perturbaciones, en África existen dos picos espectrales de mayor importancia: uno en 4 días y el otro en 7 días, al avanzar hacia el oeste, las perturbaciones alcanzan su máxima energía, y lo hacen en 40° W y 700 hPa, con dos picos máximos de importancia: en 3 y 7 días, al llegar al Caribe e interactuar con la corriente, gran parte de la energía se ha perdido, con picos espectrales significativamente menores, no obstante no todas frecuencias pierden energía en la misma proporción, ya que las perturbaciones de 5 días de período ganan energía en julio, mientras que las que están

entre 3 y 9 días de período ganan energía en septiembre, en mayor proporción las de 5 y 6 días de período.

En el centro de la guía de onda, a lo largo de 17.5° N, la estructura espectral posee gran variabilidad longitudinal (Fig. 3.12) y su intensidad es máxima para el Atlántico central (30° W), en los meses de máxima actividad de onda (de junio a octubre) los picos espectrales se centran entre 3 y 6 días, al inicio y final de la época de OE (mayo y noviembre) los picos espectrales están en períodos mayores a 6 días: en mayo en 9 días extendiéndose hasta 15 días, mientras que en noviembre de 12.

Al llegar al Caribe (70° W) (Fig. 3.12), en la entrada de la CCC, antes de interactuar con la misma, las perturbaciones pierden energía cinética respecto al Atlántico, manteniendo su estructura espectral entre junio y septiembre, con esta distribución energética interactúan con la CCC debilitándose entre mayo y agosto, teniendo un máximo relativo en julio (en 5 días de período) y septiembre (entre 3 y 9 días de período). Esto indica que se pierde simetría existente de perturbaciones entre mayo y julio respecto a agosto y septiembre que poseen en el Atlántico al llegar al Caribe, beneficiándose mayoritariamente las perturbaciones que llegan en septiembre, no obstante en julio el período 5 es favorecido.

Esto indica que las perturbaciones pierden energía cinética en los meses que la CCC se acelera (mayo a julio) y gana en los meses que se desacelera (agosto a octubre, en mayor medida septiembre) existiendo gran interacción ondas y el flujo medio.

Las perturbaciones entre 3 y 9 días de período poseen estructuras claras en los meses de agosto a octubre, desplazándose a 6° /día (7 m/s o 27 Km/h aproximadamente) con longitudes de onda de 23° (2,550 Km.) (Fig. 3.16). Las inclinaciones de las elipses asociadas a perturbaciones al norte y sur de la corriente son tales, que extraen momento del oeste entre mayo y julio del centro de la misma, acelerándose la corriente del este, mientras que entre agosto y octubre aportan al centro momento del oeste, desacelerando del este a esta corriente.

4.2 Dinámica de la CCC

En la zona existe una circulación zonal-vertical entre 60° W y 90° W proporcional a ésta corriente de chorro, generando convergencias que propician velocidades verticales ascendentes en la costa Caribeña de Nicaragua y Costa Rica, (Fig. 3.2) siendo más intensas en los meses de junio y julio. Ello provoca convección profunda en la región (Fig. 3.4).

Por otra parte la corriente de chorro genera vórtices positivos y negativos que la flanquean (Fig. 3.8 a) y b)) originando gradientes meridionales de vorticidad (Fig. 3.6), la cual es una condición necesaria, mas no suficiente de inestabilidad barotrópica de flujos medios (Charney-Stern), así, algunas perturbaciones que transitan por la zona se verán afectadas por esta CCC.

En cuanto a los mecanismos de aceleración de la CCC estudiados, los diferentes términos en un diagnóstico dinámico aplicado se cancelan (ecuación 2.3), balanceándose la convergencia meridional de momento zonal asociado a perturbaciones con la aceleración local del flujo medio. Ello indica que la convergencia meridional de momento zonal debida a perturbaciones genera la aceleración de esta corriente durante los meses de mayo a julio. Este diagnóstico implica derivadas hasta de segundo orden, y considerando que los términos poseen ordenes de magnitud pequeños (10^{-7}), es difícil establecer un balance exacto, ya que los términos de interés llegan a ser del mismo orden de magnitud que los errores asociados al cálculo, por ello se realizó un segundo estudio de la relación onda-flujo medio, el cual utiliza el vector de flujo Eliassen-Palm.

4.3 Relación onda-flujo medio.

El vector de flujo Eliassen-Palm sintetiza tanto la distribución energética (anisotropía), como la intensidad de perturbaciones (ecuación 2.12), su componente meridional representa el flujo meridional de momento zonal, que de mayo a julio es negativo en la zona del núcleo de la corriente (Fig. 3.45 a), transportando momento del oeste al sur (elipse azul), acelerando la corriente al este. Por otra parte, al norte de la corriente, el transporte de momento del oeste es positivo (elipse amarilla Fig. 3.45 a), contribuyendo también a la aceleración de esta corriente, ya que transporta momento del oeste al norte. Sintetizando: desde la zona norte (sur) del centro de la CCC se transporta momento del oeste al norte (al sur) (flechas negras), extrayendo momento del oeste en la región de la corriente, propiciando su aceleración del este.

En la segunda etapa: de agosto a octubre, al sur de la corriente cambia la inclinación de las perturbaciones, el signo del flujo de momento del oeste es positivo, indicando que las perturbaciones transportan momento del oeste al norte, (elipses amarillas) desacelerando del este al flujo medio del este. Esta inclinación está implícita en la representación gráfica del vector E (Fig. 3.35 a y b).

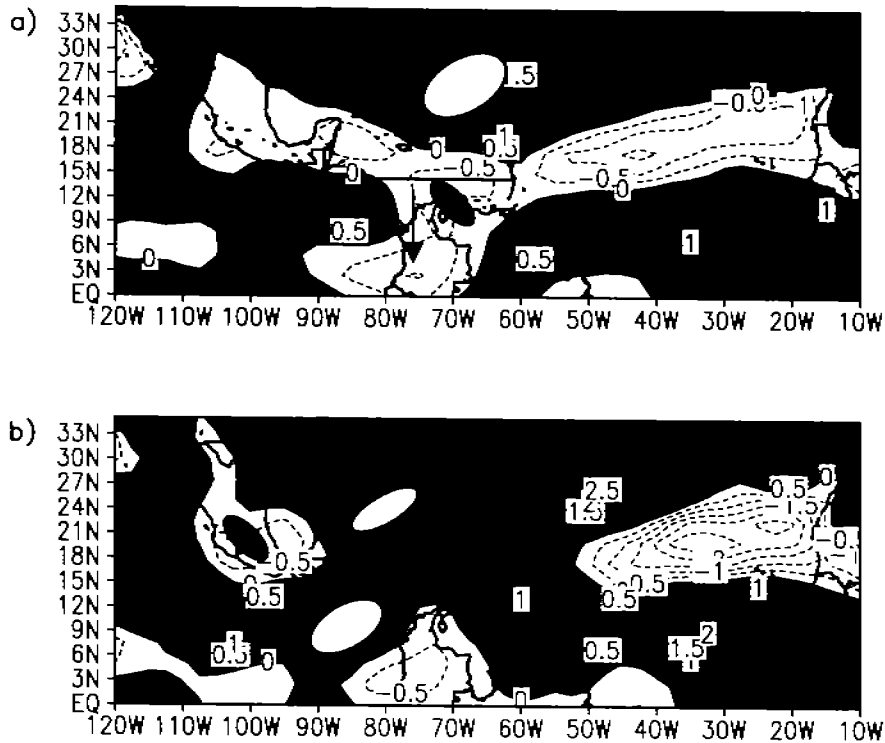


Fig. 3.45 Interpretación del flujo de momento zonal ($u'v'$) (m/s^2) en 700 hPa. a) mayo a julio. b) agosto a octubre

Durante la fase de aceleración de la corriente en chorro (de mayo a julio) las perturbaciones que llegan al Caribe entre $5^\circ N$ y $19^\circ N$ (centro y sur de la corriente), lo hacen con una inclinación mayor a 90° (Fig. 3.46), es decir de sureste a noroeste (representada como elipse azul), indicando ello que su transporte de momento del oeste neto es hacia el sur, haciendo a la corriente más del este, por ello se acelera en ese sentido. En cuanto a la inclinación de perturbaciones al norte del centro de la corriente (al norte de $19^\circ N$), es menor a $90^\circ N$ transportando momento del oeste al norte, colaborando con la aceleración del este de la corriente.

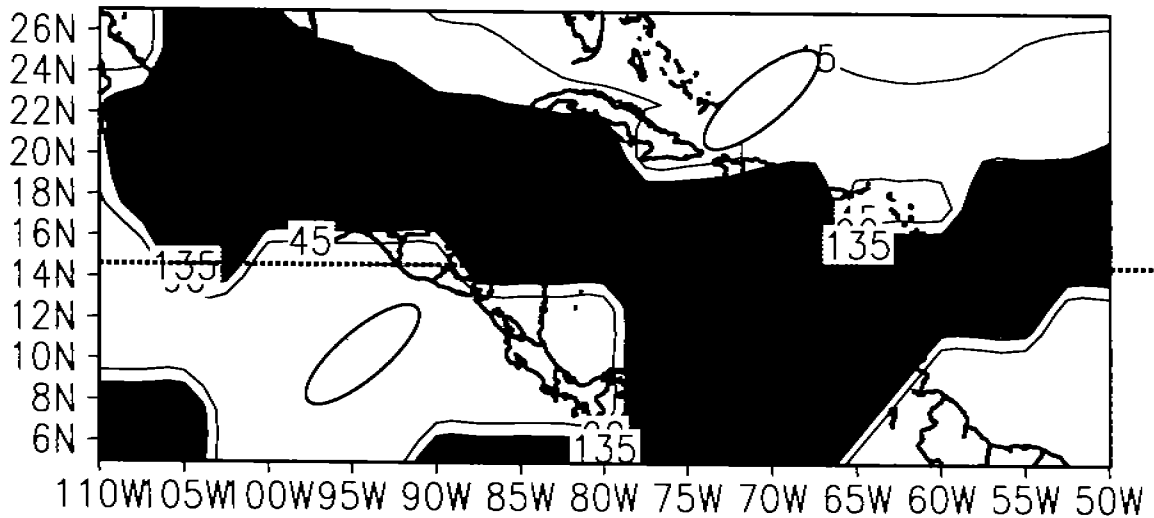


Fig. 3.46 Inclinación del eje mayor respecto al este en los meses de mayo a julio (fase de aceleración). Los grises indican valores mayores a 90° . El interior de la línea roja indica la zona de mayor transporte de momento del oeste al sur, resultando en una aceleración de la corriente del este.

Por otra parte, durante la fase de la desaceleración de la corriente en chorro (de agosto a octubre) la inclinación de las perturbaciones al norte de 10° N (sur y centro de la corriente) es menor a 90° N (representada como elipse amarilla en Fig. 3.47), transportando momento del oeste al norte, provocando que la corriente en chorro se vuelva más del oeste (desaceleración del este).

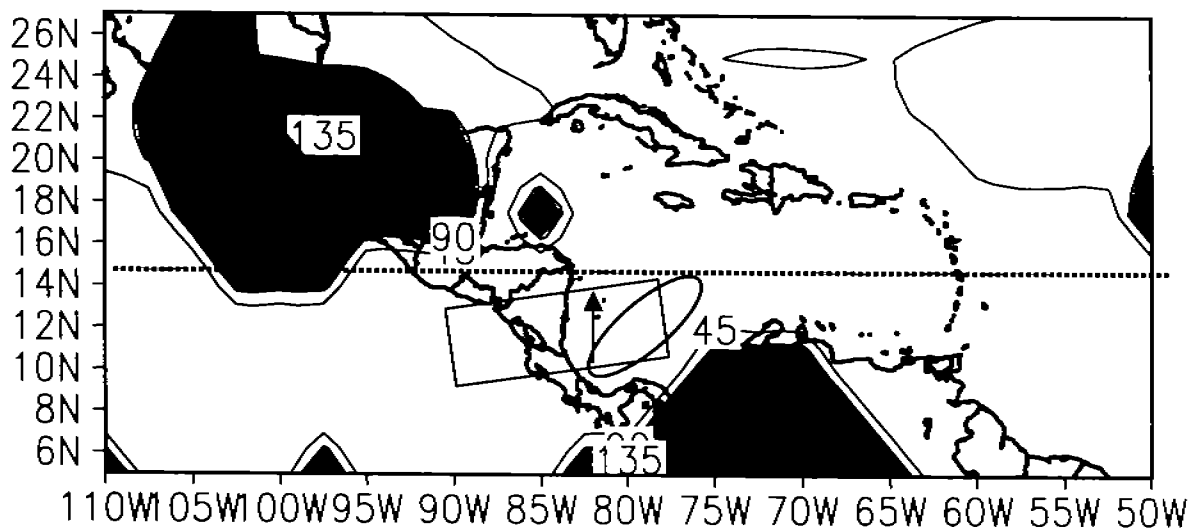


Fig. 3.47 Inclinación del eje mayor respecto al este en los meses de agosto a octubre (fase de desaceleración). Los grises indican valores mayores a 90° . El interior de la línea roja indica la zona de mayor transporte de momento del oeste al norte, resultando en una desaceleración de la corriente del este.

La inclinación de las perturbaciones es determinante en las fases de aceleración y desaceleración de la CCC, esta inclinación determina el signo del transporte meridional de momento zonal. En la Fig. 3.48 se presenta un modelo conceptual del mecanismo físico que acelera o desacelera la corriente. Las flechas dentro de las elipses representan el vector de flujo Eliassen-Palm, la corriente es representada por los vectores del este que convergen en el centro de la corriente o divergen tanto en la entrada como en la salida. La interpretación gráfica de las elipses está en la Fig. 3.20. En la fase de aceleración (mayo a julio) el momento del oeste es "extraído" del centro de la corriente (flechas rojas punteadas) (Fig. 3.48), divergiendo en esta zona, como consecuencia se tiene la aceleración del este, el tamaño de las elipses es proporcional a la magnitud de este transporte meridional. Por otra parte, en los meses de agosto a octubre, el momento del oeste llega del sur de la CCC en mayor medida que en el norte (Fig. 3.49), y al norte se conserva el signo de este transporte. Al ser mayor el momento de la zona sur que la norte, el balance neto es que el momento del oeste transportado hasta el centro de la CCC se queda ahí, desacelerando del este a la corriente.

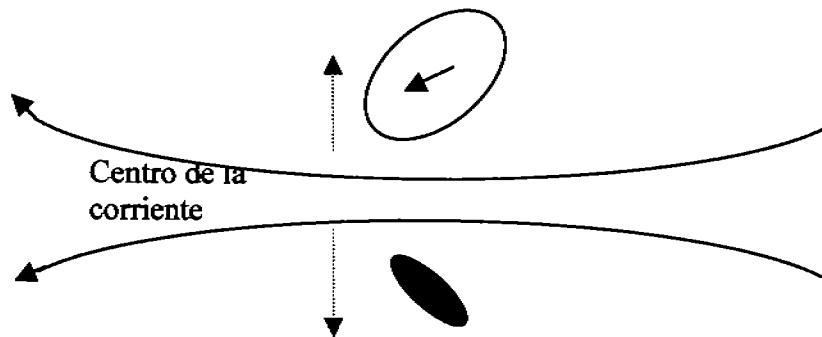


Fig. 3.48 Inclinación de las perturbaciones respecto al centro de la corriente zonal en chorro en los meses de mayo a julio (fase de aceleración)

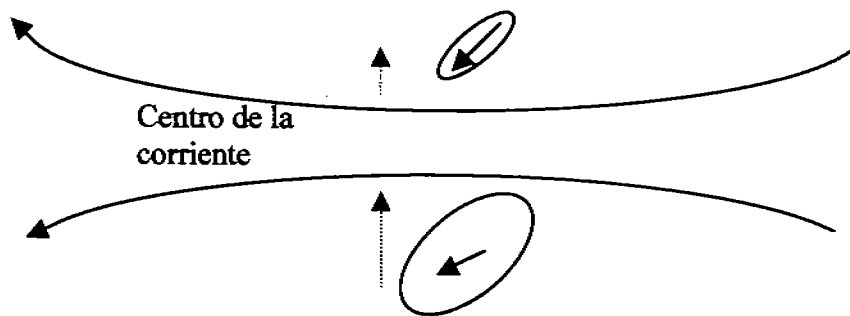


Fig. 3.49 Inclinación de las perturbaciones respecto al centro de la corriente zonal en chorro en los meses de agosto a octubre (fase de desaceleración)

En cuanto a las perturbaciones que llegan al Caribe entre mayo y julio, dado que climatológicamente pierden energía cinética, de manera alternativa esto puede verse también como que ganan menos energía respecto a los meses de agosto a octubre, (Fig. 3.38). Entre agosto y octubre las perturbaciones, además de ganar energía cinética (Fig. 3.38 b), meridionalmente aumenta la región de ganancia pudiendo derivar en la amplificación meridional de las perturbaciones observada en la región.

El signo de la transferencia de energía entre ondas y flujo medio muestra que en los meses de mayo a julio en el Caribe las perturbaciones no reciben energía del flujo medio (Fig. 3.39 a) es por ello que en este período las perturbaciones son menos energéticas en 82° W (Fig 3.12), en cambio para los meses de agosto a septiembre las áreas de transferencia positiva aumentan (Fig. 3.12) y en la salida de esta CCC es mayor la transferencia de energía hacia perturbaciones respecto a los meses de mayo a julio.

La interacción entre *OE* y *CCC* se corroboró aplicando un análisis de estabilidad a la corriente, el cual indica que entre junio y octubre, las perturbaciones con longitudes de onda $\lambda=2,600$, $\lambda=2,100$ y $\lambda=1,900$ son los modos con mayor potencial de inestabilidad, según análisis estadísticos de esta investigación, las *OE* poseen $\lambda=2,550$, estando en el rango de las perturbaciones favorecidas para adquirir energía cinética a costa de esta corriente. En cuanto a los períodos correspondientes al modo con número de onda 15 ($\lambda=2,600$), éstos son de 5 a 7 días, rango que el análisis espectral se observa con mayor variabilidad. Una vez que la *CCC* excede el umbral 10 m/s de intensidad, aumenta el intervalo de frecuencias espaciales de las perturbaciones cercanas al número de onda 15 (Fig. 3.44). Ello significa que para intensidades de la corriente menores de 10 m/s, las perturbaciones con longitudes de onda entre 2,649 Km. y 2,684 Km. serán intensificadas a costa de esta corriente. Para intensidades mayores de 10 m/s, el rango de longitudes de onda de perturbaciones aumenta, en este caso es entre 2,623 Km. y 2,712 Km.

Las discusiones de esta sección apuntan a que durante los meses de mayo a julio, la corriente del Caribe se acelera por la transferencia meridional de momento zonal asociada a perturbaciones entre 3 y 9 días. Este proceso se mantiene hasta que la *CCC* alcanza un umbral de 10 m/s, cuando excede este valor, se vuelve más inestable en la cercanía del número de onda 15 resultando en que más perturbaciones de diferente escala espacial se verán favorecidas por la inestabilidad de la corriente (de agosto a octubre), por ello las perturbaciones de este período se intensifican y amplifican meridionalmente, transformándose en depresiones, tormentas y ciclones tropicales.

5. Conclusiones.

5.1 Estadística y dinámica de la *CCC*

En el Caribe existe una corriente del este en chorro con estructura clara, la cual tiene su centro en 15° N y 75° W y 925 hPa. y de mayo a julio se acelera hasta alcanzar 15 m/s en julio, iniciando su fase de desaceleración en agosto, esta desaceleración es más lenta que la aceleración de los meses previos, manteniendo hasta septiembre una intensidad mayor a 10 m/s, umbral que permite que un mayor número de ondas se vean favorecidas. Esta corriente

En cuanto a las perturbaciones que llegan al Caribe entre mayo y julio, dado que climatológicamente pierden energía cinética, de manera alternativa esto puede verse también como que ganan menos energía respecto a los meses de agosto a octubre, (Fig. 3.38). Entre agosto y octubre las perturbaciones, además de ganar energía cinética (Fig. 3.38 b), meridionalmente aumenta la región de ganancia pudiendo derivar en la amplificación meridional de las perturbaciones observada en la región.

El signo de la transferencia de energía entre ondas y flujo medio muestra que en los meses de mayo a julio en el Caribe las perturbaciones no reciben energía del flujo medio (Fig. 3.39 a) es por ello que en este período las perturbaciones son menos energéticas en 82° W (Fig 3.12), en cambio para los meses de agosto a septiembre las áreas de transferencia positiva aumentan (Fig. 3.12) y en la salida de esta CCC es mayor la transferencia de energía hacia perturbaciones respecto a los meses de mayo a julio.

La interacción entre *OE* y *CCC* se corroboró aplicando un análisis de estabilidad a la corriente, el cual indica que entre junio y octubre, las perturbaciones con longitudes de onda $\lambda=2,600$, $\lambda=2,100$ y $\lambda=1,900$ son los modos con mayor potencial de inestabilidad, según análisis estadísticos de esta investigación, las *OE* poseen $\lambda=2,550$, estando en el rango de las perturbaciones favorecidas para adquirir energía cinética a costa de esta corriente. En cuanto a los períodos correspondientes al modo con número de onda 15 ($\lambda=2,600$), éstos son de 5 a 7 días, rango que el análisis espectral se observa con mayor variabilidad. Una vez que la *CCC* excede el umbral 10 m/s de intensidad, aumenta el intervalo de frecuencias espaciales de las perturbaciones cercanas al número de onda 15 (Fig. 3.44). Ello significa que para intensidades de la corriente menores de 10 m/s, las perturbaciones con longitudes de onda entre 2,649 Km. y 2,684 Km. serán intensificadas a costa de esta corriente. Para intensidades mayores de 10 m/s, el rango de longitudes de onda de perturbaciones aumenta, en este caso es entre 2,623 Km. y 2,712 Km.

Las discusiones de esta sección apuntan a que durante los meses de mayo a julio, la corriente del Caribe se acelera por la transferencia meridional de momento zonal asociada a perturbaciones entre 3 y 9 días. Este proceso se mantiene hasta que la *CCC* alcanza un umbral de 10 m/s, cuando excede este valor, se vuelve más inestable en la cercanía del número de onda 15 resultando en que más perturbaciones de diferente escala espacial se verán favorecidas por la inestabilidad de la corriente (de agosto a octubre), por ello las perturbaciones de este período se intensifican y amplifican meridionalmente, transformándose en depresiones, tormentas y ciclones tropicales.

5. Conclusiones.

5.1 Estadística y dinámica de la *CCC*

En el Caribe existe una corriente del este en chorro con estructura clara, la cual tiene su centro en 15° N y 75° W y 925 hPa. y de mayo a julio se acelera hasta alcanzar 15 m/s en julio, iniciando su fase de desaceleración en agosto, esta desaceleración es más lenta que la aceleración de los meses previos, manteniendo hasta septiembre una intensidad mayor a 10 m/s, umbral que permite que un mayor número de ondas se vean favorecidas. Esta corriente

zonal posee una estructura que satisface la condición de inestabilidad de Charney-Stern, la cual establece que exista un cambio de signo en el gradiente meridional de la vorticidad potencial. En el caso de la corriente del Caribe, este cambio de signo se observa al sur del centro de la corriente.

La aceleración de la CCC se debe a la convergencia meridional de momento zonal asociado a perturbaciones entre 3 y 9 días de período. Este estado medio en el Caribe, posee una circulación zonal-vertical directa, la cual genera movimientos ascendentes registrándose convergencia superficial y convección profunda en el Caribe del oeste.

5.2 Estadística y dinámica de OE

Las OE viajan desde África por el Atlántico en una guía de onda zonal claramente definida (entre 12° N y 20° N) con una gran variabilidad longitudinal. La máxima intensidad la alcanzan en el Atlántico del este y central (entre 20° W y 40° W), disminuyendo paulatinamente al acercarse al Caribe, donde encuentra las condiciones medias para intensificarse nuevamente. Las OE africanas poseen máximas intensidades en 850 hPa, mientras que las Caribeñas en 700 hPa.

La estructura espectral de las OE muestra que la máxima varianza está entre 3 y 9 días de período, sobre todo en el Atlántico del este, con un pico espectral centrado en 5 días, siendo máximo entre junio y octubre. En la entrada del Caribe (antes de interactuar con la CCC), las perturbaciones pierden energía, sobre todo en los períodos mayores de 6 días, manteniendo la estructura del pico espectral en los períodos entre 3 y 6 días. Cuando las perturbaciones interactúan con la corriente, esta estructura espectral se modifica drásticamente, sobre todo en los meses de mayo a julio cuando pierden energía, sin embargo en los meses de agosto a octubre se intensifican, aquellas de período de 5 días, sobre todo en septiembre, mes en que las perturbaciones entre 3 y 9 días se intensifican.

La velocidad de fase promedio de las OE que llegan al Caribe es de 6°/día, equivalente a 7 m/s, requiriendo desde que salen de África de 14.6 días para llegar a costas yucatecas o centroamericanas, recorriendo 88 ° longitud.

Desde un punto de vista climatológico, las OE pierden energía cinética entre los meses de mayo y julio, período en el que la CCC se acelera. Esta pérdida se refleja en casi todos los períodos, exceptuando en perturbaciones de 5 días, dicha pérdida no excluye que algunas OE se intensifiquen en este período. Por otra parte, en los meses de agosto a octubre, las perturbaciones ganan energía desde un punto de vista climatológico, cuando la CCC se desacelera. La inclinación de las perturbaciones juegan un papel fundamental en la aceleración de la CCC, ya que transportan momento del oeste meridionalmente.

Cuando las perturbaciones ya se encuentran en el Pacífico del este, su estructura espectral es totalmente distinta a la que poseen en el Atlántico o el Caribe, mostrando estructuras menos claras y una gran interacción en circulaciones de diferente escala temporal, ya que los máximos espectrales se extienden entre 3 y 15 días de período.

5.3 Diagnóstico dinámico de la relación onda-flujo medio.

De los términos analizados que involucran la aceleración de la CCC, mediante un diagnóstico dinámico se estimaron sus balances. Los términos advectivos, y viento ageostrófico se cancelan de tal manera que los residuales pueden atribuirse a los errores acumulados al calcular las derivadas hasta de segundo orden, ya que los términos son de ordenes de magnitud muy pequeños. Estas cancelaciones hacen que se mantenga un balance entre la convergencia de momento meridional asociado a perturbaciones y la aceleración local. Esto significa que las aceleraciones observadas en la CCC durante los meses de mayo a julio tiene como principal forzante a la convergencia meridional de momento zonal asociada a perturbaciones.

5.4 Interacción entre las OE y la CCC.

A través del vector de flujo Eliassen-Palm fue posible aportar más elementos para analizar los mecanismos de la relación onda-flujo medio. Estos elementos muestran cómo las inclinaciones de perturbaciones es el mecanismo central para acelerar o desacelerar la corriente en chorro. Para los meses de mayo a julio, las perturbaciones tienen una configuración tal al norte (sur) de la corriente, que transportan momento del oeste al norte (sur), siendo el núcleo de la corriente un área donde diverge momento del oeste, teniendo como consecuencia la aceleración del este. El caso contrario ocurre en los meses de agosto a octubre, cuando las perturbaciones transportan momento del oeste al norte, tanto al norte de la CCC, teniendo como resultado que el centro de esta corriente llega momento del oeste, acelerándose del oeste (desacelerándose del este). Este mecanismo de transporte meridional de momento zonal asociado a perturbaciones es un mecanismo eficiente para transportar momento del oeste en la dirección meridional, regulando la aceleración o desaceleración de esta corriente.

5.5 Inestabilidad de la CCC.

La dinámica del Caribe permite la existencia e inestabilidad de la CCC. Julio es el mes con mayor inestabilidad, mientras que el perfil de CCC de mayor inestabilidad es 75°W (centro de la corriente), mientras que en períodos de desaceleración de la corriente, existen dos perfiles con mayor inestabilidad: 60°W y 70°W (entrada del jet), existiendo un potencial de intensificación de OE en estas áreas. La inestabilidad de la CCC favorece mayoritariamente a modos oscilatorios del tamaño de las OE ($\lambda=2,600$) y períodos similares también: entre 5 y 7 días.

5.6 Las OE y el pronóstico del tiempo y clima meteorológico.

Dada la importancia de estas perturbaciones en el aporte de lluvias de verano-otoño en Centroamérica y México, el entender su dinámica y la relación que guardan con esta corriente ayudará a mejorar los pronósticos de lluvias mediante esquemas de relación intensificación de ondas con convergencia, que de acuerdo a la disponibilidad de humedad, se propiciará convección profunda e intensas precipitaciones, no obstante estos esquemas se han desarrollado, como el modelo WAVE-CISK, descrito aquí, no han dado respuestas

completas acerca de este complicado proceso. Algunos de estos esquemas están implícitos en los modelos numéricos de mesoescala, los cuales consideran el acoplamiento de la dinámica atmosférica a través de las ecuaciones de movimiento y relaciones empíricas, pero su entendimiento es bajo.

Por ello es importante generar líneas de investigación para explorar el impacto de *OE* en México, tanto de manera directa a través de las lluvias que dejan a su paso, como de forma indirecta, como la relación que guardan con la citada corriente del Caribe o con el Monzón Mexicano, el cual requiere un mecanismo disparador en julio y al parecer las *OE* pueden serlo. Desde esos puntos de vista, estas perturbaciones pueden ser el elemento central en la variabilidad climatológica de todo México en verano y otoño, así, estudiar la relación ondas del este con otros elementos regionales como el Monzón, la zona de convergencia intertropical, la orografía abrupta mexicana y sistemas convectivos de mesoescala brindará información y conocimientos para mejorar la predecibilidad regional, pilar fundamental del aporte de las ciencias atmosféricas al sector operativo que requiere mejorar sus esquemas de pronósticos con diferentes fines, desde la protección civil, hasta la planeación agrícola.

Por otra parte, la variabilidad interanual de la *CCC* depende también de otros aspectos de baja frecuencia, como el Niño, durante el cual, esta corriente es más intensa, en ese sentido, quedan abiertas líneas de investigación por explorar, como la variabilidad intraestacional de las perturbaciones que se favorecen con esta corriente más intensa, siendo importante la estimación de la ganancia de energía cinética de perturbación.

5.7 Trabajo a futuro.

Identificar los términos de las ecuaciones de movimiento susceptibles de mejorarse en los modelos numéricos de mesoescala para mejorar el pronóstico de las lluvias asociadas a las *OE*.

Para comprender mejor la complicada dinámica tridimensional tanto de la *CCC* como de las *OE*, es importante incluir análisis de procesos atmosféricos en la componente vertical, estimando flujos de momento y su variabilidad espacio temporal. Dado que en la vertical la dinámica atmosférica se desarrolla en escalas mucho menores que en la horizontal, es importante diseñar y llevar a cabo campañas de campo en el Caribe que obtengan datos con resoluciones suficientes, ya que en esa zona la instrumentación es escasa. Estas campañas deben hacerse a bordo de buques oceanográficos que midan variables atmosféricas y oceánicas simultáneamente, ya que la interacción océano-atmósfera en zonas de grandes contrastes como el Caribe del este y del oeste resulta de mucho interés en el entendimiento del clima regional.

Referencias.

- Albignat, J., and Reed, R. 1980. The Origin of Wave Disturbances during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1827-1839.
- Arakawa, A., and M. J. Suarez, 1983: Vertical differencing of the primitive equations in sigma coordinates. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 34-45.
- Asselin, R., 1972: Frequency filter for time integrations. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 487-490.
- Baker, W. E., S. C. Bloom, J. S. Woollen, M. S. Nestler, E. Brin, T. W. Schlatter, and G. W. Branstator, 1987: Experiments with a three-dimensional statistical objective analysis scheme using FGGE data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 272-296.
- Burrige, D. M., and J. Haseler 1977: A model for medium range weather forecasting--Adiabatic formulation. Tech. Rep. No. 4, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Bracknell, Berkshire, United Kingdom, 46pp.
- Burpee R., 1974. Characteristics of North African Easterly Waves During the Summers of 1968 and 1969. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1556-1570.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J Atmos. sci.*, **29** 77-90.
- Burpee R., 1975. Some Features of Synoptic-Scale Wave Based on a Compositing Analysis of GATE Data. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 921-925.
- Burpee R. 1972. The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77-90.
- Burg, J.P. 1967. Maximum entropy spectral analysis. 37th Annual International Meet. Soc. of Explor. Geophysics, Oklahoma.
- Chang, C.P., Morris, V.F., and Wallace J.M., 1970. A Statistical Study of Easterly Waves in the Western Pacific: July-December 1964. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 195-201.
- Chang, Ch. 1993. Impact of Desert Environment on the Genesis of African Wave Disturbances. *J. Atmos. Sci.* **50**, 2137-2145
- Charney, J.G., and M.E. Stern, 1962. On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 159-172.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-75.
- Chen, Y., and Ogura . 1982. Modulation of Convective Activity by Large-Scale Flow Patterns Observed in GATE. *J. Atmos. Sci.*, **39**,1260-1279.
- Chen, Y.-L., and Y. Ogura, 1982: Modulaion of convective activity by large-scale flow patterns in GATE. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1260-1279
- Chui, C. K. An Introduction to Wavelets San Diego, CA: Academic Press, 1992.
- Cook, K.H., CM Patricola, and E.K.Vizy. 2004. Esaterly Waves in the Tropical Atlantic: Climatology and Variability.
- Dunn, G.E., 1940. Cyclogenesis in the Tropical Atlantic. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **21**, 215-229.
- Druyan, L, Lonergan, P., and Cohen J., 1997. Case Studies of African Wave Disturbances in Gridded Analyses. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2520-2530.
- Edmon, H. J., Jr., B. J. Hoskins, M. E. McIntyre, 1980: Eliassen-Palm cross sections for the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2600-2616.
- Enfield, D. y E. Alfaro, 1999: The dependence of caribbean rainfall on the interaction of the tropical Atlantic and Pacific Oceans. *J.Climate*, **12**, 2093-2103

- Farfan, L. and J. Zehnder., 1997: Orographic Influence on the Synoptic-Scale Circulations Associated with the Genesis of Hurricane Guillermo (1991). *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2684-2698.
- Frank, N.L. 1969. The "Inverted V" Cloud Pattern-an Easterly Wave?.*Mon. Wea. Rev.*, **97**,130-141.B
- Frank, N.L., 1970: Atlantic tropical systems of 1969. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 307-314.
- Frank, Neil L., "The 'Inverted V' Cloud Pattern-An Easterly Wave?", *Monthly Weather Review*, Vol. **97**, No. **2**, Feb 1969, pp 130-140
- Frank, N.L. and G. Clark, 1980: Atlantic tropical systems of 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 966-972.
- Fuller, R.D., and D.J. Stensrud 2000: The relationship between easterly waves and surges over the Gulf of California during the North American monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2983-2989
- Gandin, L., 1993: Optimal averaging of meteorological fields. NMC Office Note 397, 45 pp. [Available from NOAA/NCEP, 5200 Auth Rd., Washington, DC 20233.]
- Grist, J. P., 2002: Easterly waves over Africa. Part I: The seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 197-211.
- Grist, J.P., S. E. Nicholson, and A. I. Barcilon, 2002: Easterly waves over Africa. Part II: Observed and modeled contrasts between wet and dry years. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 212-225
- Hayashi, Y. 1981. Space-Time Cross Spectral Analysis Using the Maximun Entropy Method. *J. Met. Soc. Japan.*, **59**, 620-624.
- Hendon HH, Liebmann G, 1990. The intra-seasonal (30-50) oscillation of the Australian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.* **47** (24), 2904-2923
- Hendon, H. H. and D. L. Hartmann, 1985: Variability in a nonlinear model of the atmosphere with zonally symmetric forcing. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2783-2797
- Holton, J.R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Academic Press, 4th ed., San Diego, CA, USA, 2004
- Hoskinsk, B, James I and White G. 1983. The Shape, Propagation and Mean-Flow Interaction of Large-Scale Weather Systems. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1595-1612
- Inoue, M., LC. Handoh, G.R. Bigg, 2002: Bimodal distribution of tropical cyclogenesis in the Caribbean Characteristics and environmental factors. *J. of Clim.* **15** (20): 2897-2905
- Kalnay, E., and R. Jenne, 1991: Summary of the NMC/NCAR reanalysis workshop of April 1991. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 1897-1904.
- Kalnay, E., M. Kanatmisu, R. Kistler and other, (1996). The NCEP/NCAR 40-year, Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Washington, **77**
- King-Shen T. and Ogura Y. 1987. An Observational Study of Easterly Waves over the Eastern Pacific in the Northern Summer Using FGGE Data. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 339-361.
- Kuo, H.-I., 1949: Dynamic instability of two-dimensional nondivergent flow in a barotropic atmosphere. *J. Meteor.*, **6**, 105-122
- Landsea, C.W., 1993: A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703-1713
- Lau, K., and P. H. Chan, 1983: Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part I: Simultaneous relationships. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2735-2750

- Lorenz E.N. 1962: The statistical prediction of solutions of dynamic equations. Proc. Int. Symp. on Numerical Weather Prediction, Tokyo, Japan, Meteorological Society of Japan, 629-635
- Lorenz E.N. 1955. Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*. Vol.7
- Magaña, V., and M. Yanai, 1995: Mixed Rossby-gravity waves triggered by lateral forcing. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1473-1486B
- Montgomery, M.T., and B. F. Farrell, 1993: Tropical cyclone formation. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 285-310.
- Merritt, E.S., 1964. Easterly Waves and Perturbations, a Reappraisal. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 367-381.
- Matsuno T. 1966: Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. *J. Met. Soc. of Japan.*, **44**, 25-42. Miller, R.L., and Lindzen, R.S. 1992. Organization of Rainfall by Unstable Jet with an Application to African Waves. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1523-1540.
- Mak, M., 1983. On Moist Quasi-Geostrophic Barotropic Instability. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2349-2367.
- Mak, M., and M. Cai, 1989: Local barotropic instability. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3289-3311
- Mesinger, F., et al, 2004: NCEP North American Regional Reanalysis, 15th Symp. On Global Change and Climate Variations, Seattle, WA, 11-15 Jan 2004.
- Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D., and Skubis, S. 1997. Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2699-2708.
- Mass., C. 1979: A linear primitive equation model of African wave disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 2075-2092.
- Mozer, B, and Zhender J. 1996. Lee Vorticity Production by Large-Scale Tropical Mountain Ranges. Part I: Eastern North Pacific Tropical Cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 521-538.
- Mozer, B, and J. Zhender. 1996. Lee Vorticity Production by Large-Scale Tropical Mountain Ranges. Part II: A Mechanism for the Production of African Waves. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 539-549.
- Norquist D., Recker, E. and Reed, J., 1977. The Energetics of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 334-342.
- Ooyama, K. V., 1964: A dynamical model for the study of tropical cyclone development. *Geophys. Int.*, **4**, 187-198.
- Pasch R. J., Avila L. A., 1992: Atlantic tropical systems of 1991. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2688-2696.
- Pasch, E.N., L. A. Avila, J.-G. Jiing, 1998: Atlantic Tropical Systems of 1994 and 1995: A Comparison of a Quiet Season to a Near-Record-Breaking One, *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1106-1123
- Peixoto, J.P., y A.H. Oort, *Physics of Climate*, AIP Press, New York, 1992.
- Rennick, M. A., 1976: The generation of African Waves. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1955-1969.
- Reed, A. Hollingsworth, W. A. Heckley, and F. Delsol, 1988: An evaluation of the performance of the ECMWF operational forecasting system in analyzing and forecasting tropical easterly wave disturbances over Africa and the Tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 824-865.

- Renard, R. J. and W. N. Bowman, 1976: The climatology and forecasting of eastern North Pacific Ocean tropical cyclones. Naval Environmental Prediction Research Facility Paper 7-76.
- Reynolds, R. W. and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, **7**, 929-948.
- Visher, S.S., 1925. Tropical cyclones of the Pacific. Honolulu, Bernice T. Bishop Museum, Bulletin No. 20, 163 pp.
- Regula, H., 1936. Barometrische Schwankungen und Tornados an der West Kueste von Afrika. *Annalen der Hydrographic*.
- Reed, R., and Recker, E., 1971. Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Equatorial Western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1117-1133.
- Reed, R. and Hollingsworth, A. 1988. The structure and Characteristics of African Easterly Wave Disturbances as Determined from the ECMWF Operational Analysis/Forecast System. *Met. Atmos. Phys.*, **38**, 22-33.
- Riehl, H., and J.S. Malkus, 1958. On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, **6**, 503-538.
- Ripa, P., 1983: General stability conditions for zonal flows in a one-layer model on the β -plane or the sphere. *J. Fluid Mech.*, **126**, 463-489.
- Shapiro, L.L., 1980. The Effect of Nonlinearities on the Evolution of Barotropic Easterly Waves in a Nonuniform Environment. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2631-2643.
- Sadourney, R., 1975: The dynamics of finite difference models of the shallow water equations. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 680-689.
- Shapiro, L.L., 1977. Tropical Storm Formation from Easterly Waves: A Criterion for Development. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1007-1021.
- Simmons, A. J., 1977: A note on the instability of the African easterly jet. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1670-1674.
- Simmons, A.J. 1977. A note on the Instability of the African Easterly Jet. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1670-1675.
- Thompson, R., Payne S., Recker, E, and Reed, R. 1979. Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 53-72.
- Thorncroft, C. and K. I. Hodges, 2001: African Easterly Wave Variability and its Relationship to Atlantic Tropical Cyclone Activity, *J. of Climate*, **14**, 1166-1179
- Thorncroft C.D. and Hoskins B.J., 1994: An idealized study of African easterly waves. I: A linear view. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **120**, 953-982.
- Thorncroft C.D. and Hoskins B.J., 1994: An idealized study of African easterly waves. II: A nonlinear view. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **120**, 983-1015.
- Velasco, L, and J.M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92(D)**, 9591-9613.
- Webster, P. 1994: The Role of Hydrological Processes in Ocean-Atmosphere Interaction. *Rev. of Geophys.*, **32**, 427-476
- Wallace, J. M., and N-C. Lau, 1985: On the role of barotropic energy conversions in the general circulation. *Advances in Geophysics*, **28A**, 33-74.
- Wiin-Nielsen A. and Chang Chen T. 1993: Fundamentals of Atmospheric Energetics. Oxford University Press. 386 pp.
- Wallace, J. M., and C.P. Chang, 1969: Spectrum Analysis of large-scale wave disturbances in the tropical lower troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 1010-1025.

Yanai, M., and M.-M. Lu, 1983: Equatorially trapped waves at the 200 mb level and their association with meridional convergence of wave energy flux. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2785-2803

Zhender, J. 1991. The Interaction of Planetary-Scale Tropical Easterly Waves with Topography: A Mechanism for the Initialization of Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1217.-1230.

Zehnder, J. and R. Gall, 1991: Alternative mechanism of tropical cyclone formation in the eastern North Pacific. *Atmósfera*, 4 37-51.

Zangvil, A. and M. Yanai, 1980: Upper tropospheric waves in the tropics. Part I: Dynamical analysis in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, 37, 283-298.