

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA



**“ONDAS DEL ESTE SOBRE LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE
DE LAS AMÉRICAS”**

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)**

P R E S E N T A

ROSA ELENA MORALES CORTEZ

**DIRECTOR DE TESIS
DR. VICTOR O. MAGAÑA RUEDA**

MÉXICO, D. F.

JUNIO 2008



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

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Agradecimientos

Al Dr. Víctor O. Magaña por la dirección de este trabajo, su paciencia y enseñanzas.

Al Dr. Ernesto Caetano por sus comentarios y apoyo.

Al proyecto CONACYT-SEMARNAT 2002-C01-0278: "Vulnerabilidad y Adaptación al cambio climático en el Golfo de California frente a la variabilidad y el cambio".

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

Al grupo de Meteorología Tropical del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM.

A mis amigos Olivia, Sergio, Diana, Alex, Yoja, Matías, Dany, Keyla, Erika, Gerardo, Eufe, Anabell, Gaby, Bety, Yuri, con quienes he pasado grandes momentos, y de quienes he aprendido mucho.

Dedicatoria

A mis padres Mariano y M. Elena y a mis hermanos Mariano y Arturo por su cariño y porque me han ayudado a alcanzar mis sueños. Gracias por creer en mi.

A mi esposo Eliud por tu apoyo incondicional, te amo.

Capítulo 1	
Introducción.....	1
1.1 el clima de verano en mesoamerica.....	1
1.2 características de las ondas del este.....	5
1.3 inestabilidad barotrópica y las ondas del este.....	12
1.4 experimento climático de las albercas de agua caliente de las Américas (ecac).....	14
1.5 objetivo.....	17
Capítulo 2	
Datos y metodología	
2.1 Datos observados.....	18
2.2 Datos de reanálisis.....	20
2.3 Análisis objetivo tipo Cressman.....	22
2.4 Evaluación de los datos.....	25
2.5 Filtrado de los datos.....	27
Capítulo 3:	
Actividad de las ondas del este durante el 2001	
3.1 Identificación de las ondas del este.....	30
3.2 Selección del caso de estudio.....	34
3.3 Análisis del caso de estudio.....	39
Capítulo 4	
4.1 Conclusiones.....	57
4.2 Trabajo a futuro.....	62
Referencias.....	63

Resumen

Las ondas del este están relacionadas con la variabilidad interanual de la precipitación en México y el Caribe. Dada su importancia, es necesario hacer una adecuada descripción de las características de las ondas del este y sus interacciones con el flujo medio y la topografía centroamericana para lo cual, es necesario contar con la mayor cantidad de información posible, sobre todo en áreas oceánicas. El experimento climático de las albercas de agua caliente en el 2001 permitió obtener datos meteorológicos y oceánicos para análisis de procesos en diversas escalas de tiempo, entre ellas la de 3 a 7 días correspondiente a ondas del este.

Combinando los datos obtenidos en las campañas ECAC con los Reanálisis de NCEP/NCAR a través del método de correcciones sucesivas tipo Cressman se obtuvieron campos meteorológicos que capturan de mejor forma zonas donde las ondas de este parecen amplificarse..

El seguimiento sinóptico de los casos analizados muestra que existe cierta inclinación (SW-NE) en la estructura de la onda al llegar al Caribe que induce intercambio de momento con la corriente de chorro del Caribe. Al analizar la estructura vertical de las ondas se observa un cambio en su estructura, sobre la sierra centroamericana. Las interacciones de las ondas del este con el flujo medio y con la topografía son analizadas y su relevancia es discutida.

- Capítulo 1 -

1 INTRODUCCIÓN

1.1 EL CLIMA DE VERANO EN MESOAMERICA

Las ondas del este son parte fundamental del clima de verano en México. Diversos estudios han mostrado que producen un alto porcentaje de la lluvia desde el Caribe hasta el Pacífico del este. La temporada de lluvias en México comienza entre mayo y julio, terminando entre septiembre y octubre, dependiendo de la zona de interés. El invierno se caracteriza por condiciones secas en la mayor parte del territorio, excepto en el noroeste y en la vertiente del Golfo de México. Debido a que en el territorio mexicano se presentan lluvias en el verano, mientras que en el invierno las condiciones son generalmente secas, se habla de que México tiene un clima monzónico (Magaña, 1999).

Las lluvias de verano (Fig. 1) están asociadas a una gran variedad de estructuras meteorológicas entre las que destacan (Magaña, 1999):

- 1) La Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), puede definirse como una región cercana al ecuador que rodea a la Tierra, donde los vientos alisios del hemisferio norte y hemisferio sur convergen produciendo la elevación de aire cálido y húmedo, que al ascender se enfría generando una zona de gran actividad convectiva. La localización de la ZITC varía en el tiempo, durante el verano se desplaza hacia el norte alcanzando el territorio nacional (Waliser y Gautier, 1993), hecho que define el inicio de la temporada de lluvias con los patrones típicos de los trópicos.

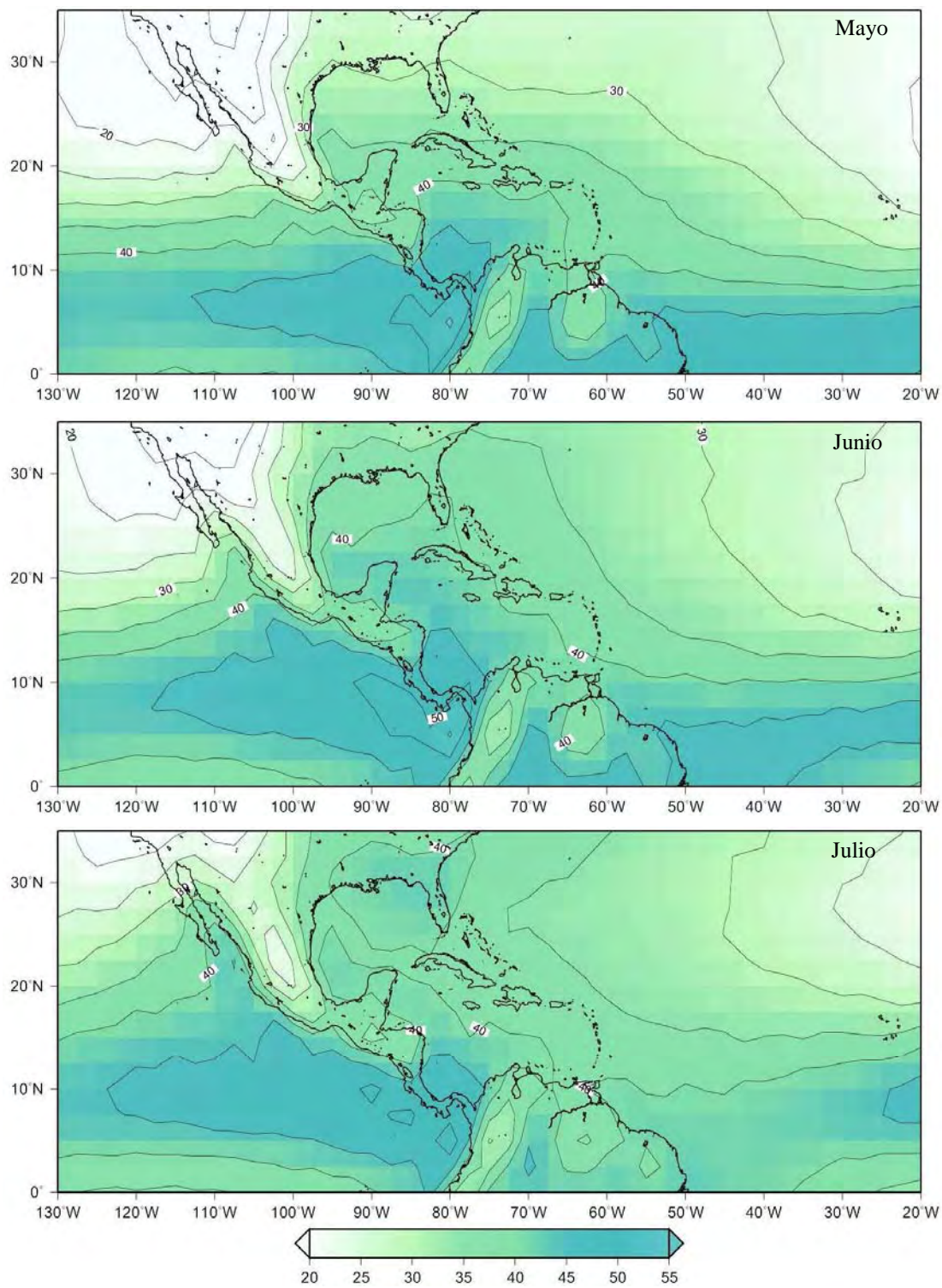


Figura 1 Precipitación promedio para los meses de mayo a septiembre mostrando los patrones de las lluvias de verano.

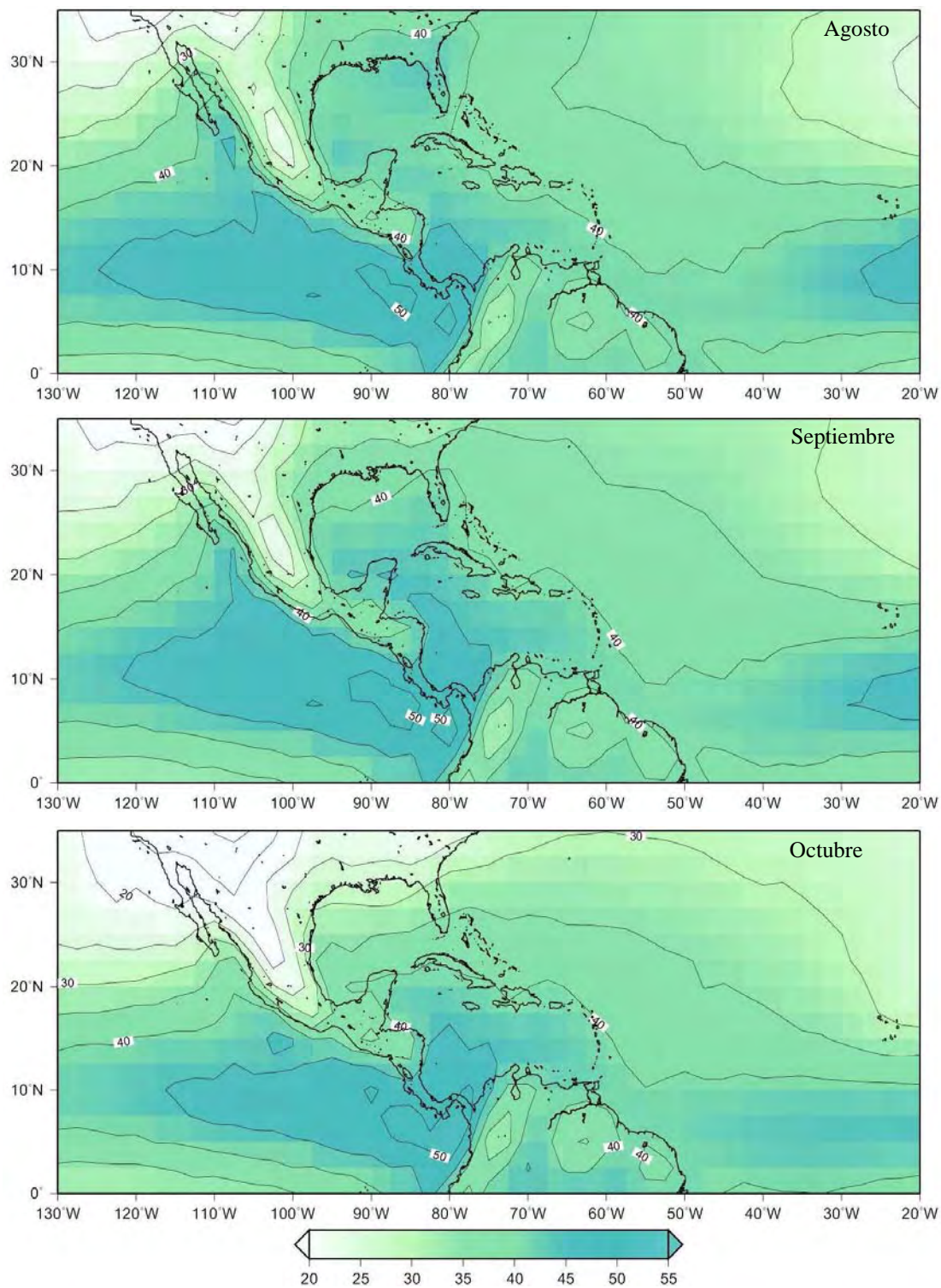


Figura 1 Continúa

- 2) El monzón mexicano se desarrolla en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos durante los meses de julio a septiembre. Durante el verano, la región de alta presión establecida sobre el Océano Pacífico se desplaza al este. Esto resulta en un cambio en la dirección del viento, el cual antes del desplazamiento de la alta presión es del noreste y después del movimiento del sistema es del sur. Esto produce un incremento de humedad en el noroeste del Océano Pacífico y en el Golfo de California (Stenrud, D., 1997). Otro factor que contribuye al aumento de la humedad en la región es la actividad de tormentas tropicales en el Pacífico este. El incremento de humedad en la región produce desestabilización de la atmósfera originando tormentas intensas¹.

- 3) Los huracanes se forman principalmente en regiones tropicales de aguas cálidas, conocidas como Albergas de Agua Caliente donde los cambios de la intensidad del viento en la vertical son débiles y el contenido de humedad en la troposfera baja es alto (Emanuel, 1991). Estos sistemas producen precipitación importante. México está entre dos regiones ciclogénicas muy activas Pacífico Tropical y Mar Caribe, así que los huracanes son un elemento importante para las lluvias en nuestro país.

- 4) Las ondas del este son perturbaciones provenientes de África que viajan al Oeste y afectan principalmente al sur de México y Centro América. Corresponden a ondas tipo Rossby moduladas por la convección tropical.

¹<http://www.crh.noaa.gov/gjt/monsoon.htm>

1.2 CARACTERISTICAS DE LAS ONDAS DEL ESTE

Las ondas del este son perturbaciones que viajan hacia el oeste y se forman sobre el continente africano durante los meses de mayo a octubre. Piarsing (1936), fue el primero en identificar estas ondas. En sus orígenes se conocen como ondas Africanas, pero al viajar por el Atlántico se les llama ondas del este (Fig. 2). Producen oscilaciones en el viento que tienen un periodo de 3 a 7 días (Cook, 2004). Su velocidad de desplazamiento es de 6-7° de longitud por día, esto es aproximadamente 8m/s. Su longitud de onda es de 2000 - 2500 km. (Albignat and Reed, 1980).

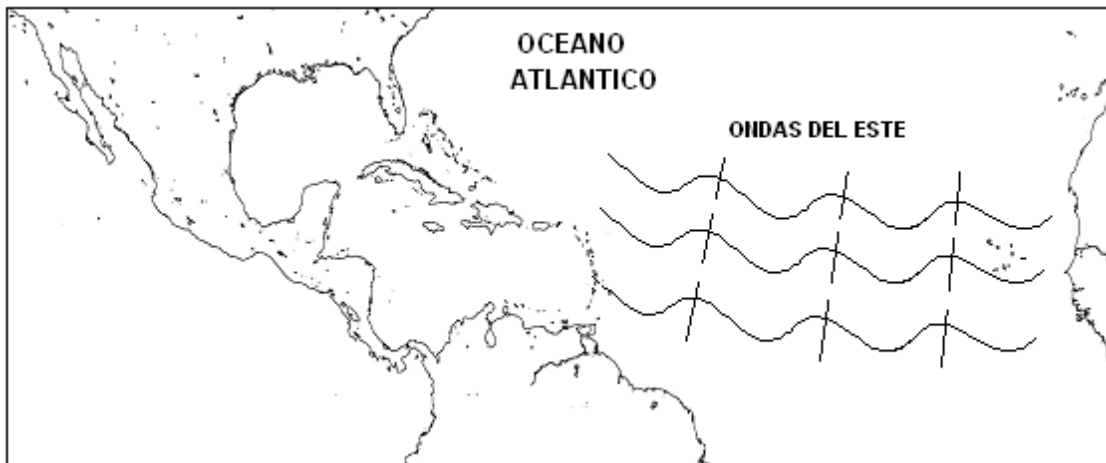


Figura 2 Ondas del este originadas en las costas Africanas.

Las ondas de este producen variaciones en la presión atmosférica de superficie en un flujo dominado por los alisios. En la onda hay movimientos ascendentes y descendentes que resultan en divergencia o convergencia (Fig. 5).

Para poder describir el movimiento del viento a través de las crestas y vaguadas que conforman la onda es necesario recordar el concepto del viento gradiente. Este fluye paralelo a la curva de las isobaras y resulta del balance de la fuerza de Coriolis, la fuerza centrífuga y la fuerza del gradiente de presión. Cuando el gradiente del viento se mueve a través de una curva, la fuerza centrífuga actúa en la parcela de aire hacia afuera de la curva².

Cuando el viento se desplaza hacia la baja presión la fuerza centrífuga empieza a ser importante actuando en sentido opuesto al gradiente de la fuerza de presión, esto es, en el sentido de la fuerza de Coriolis (Fig. 3). Para mantener el balance entre las fuerzas, la magnitud de la fuerza de Coriolis decrece. Dado que la fuerza de Coriolis es proporcional a la velocidad de desplazamiento del viento, esta también decrece. Al viento resultante se le llama subgeostrófico².

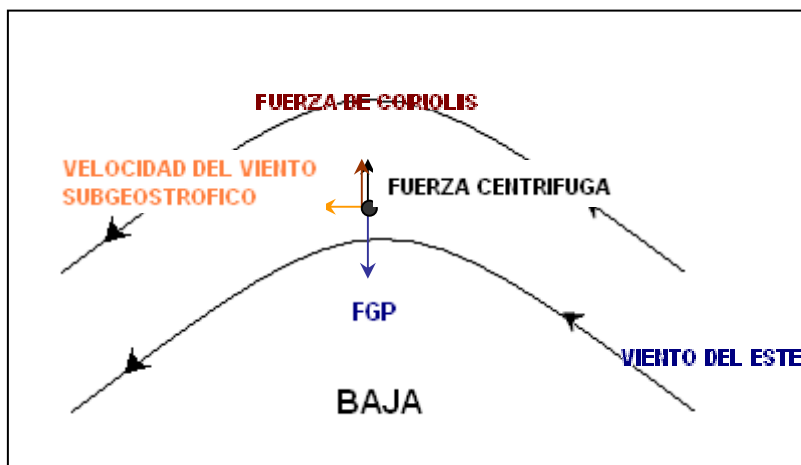


Figura 3 Fuerzas que producen el viento subgeostrófico que se mueve a través de la cresta.²

Por otro lado, cuando el viento se desplaza alrededor de la alta presión, la fuerza centrífuga actúa en la misma dirección de la fuerza del gradiente de presión (Fig. 4). Para balancear las fuerzas y mantener un viento no acelerado la fuerza de Coriolis se incrementaría y, de esta manera el viento gradiente permanece en balance, a este viento es llamado supergeostrófico (Holton, 1992)

² http://www.newmediastudio.org/DataDiscovery/Hurr_ED_Center/Easterly_Waves/Easterly_Waves.html (consultada el 17 de enero de 2006)

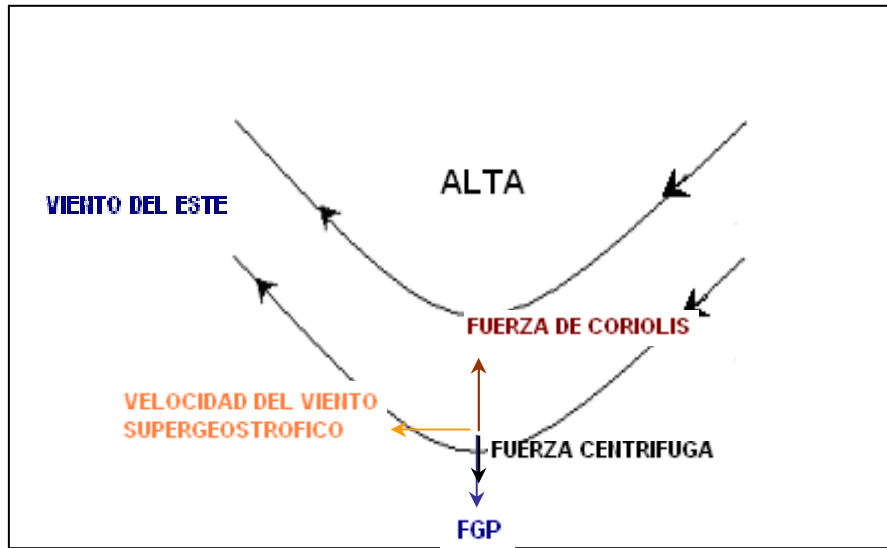


Figura 4 Fuerzas que producen el viento supergeostrofico que se mueve a través de la vaguada².

Cuando el viento se aproxima a la cresta disminuye su velocidad y el aire converge, mientras que cuando el viento se aproxima a la vaguada, la parcela de aire aumenta su velocidad y se extiende causando divergencia (Fig. 5).

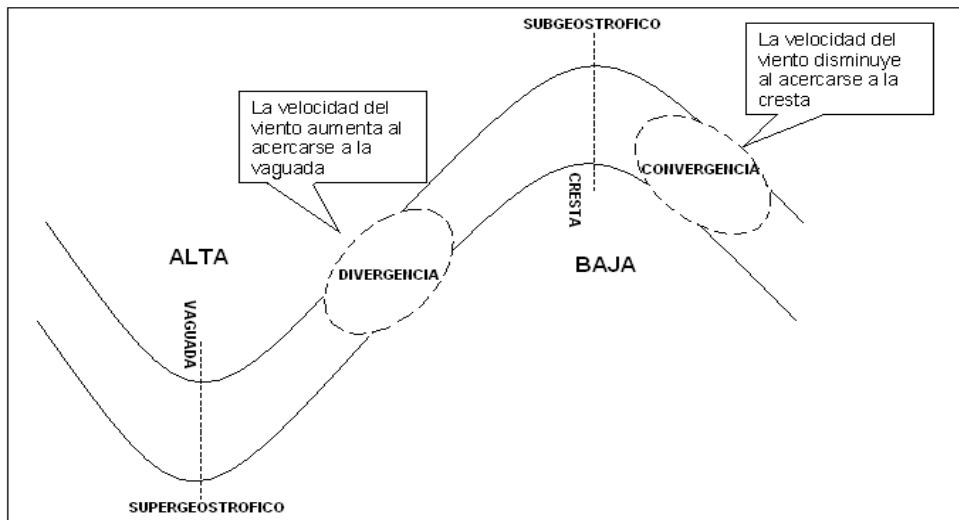


Figura 5 Regiones de convergencia y divergencia en una onda del este².

A la derecha del eje de la onda, el aire converge produciendo una baja presión cercana a la superficie (Fig. 6). A la izquierda del eje de la onda, donde el aire tiene mayor velocidad diverge y produce una zona de subsidencia en altura formando una alta presión cerca de la superficie (Fig. 6). De esta manera, las regiones de subsidencia y convergencia en superficie están relacionadas a las posiciones de las crestas y las vaguadas de las ondas del este. Así, delante del eje de la onda encontramos una zona de divergencia, subsidencia y “buen tiempo”, mientras que la zona de convergencia, movimiento ascendente y tiempo severo están concentrados detrás del eje de la onda (Fig. 7).

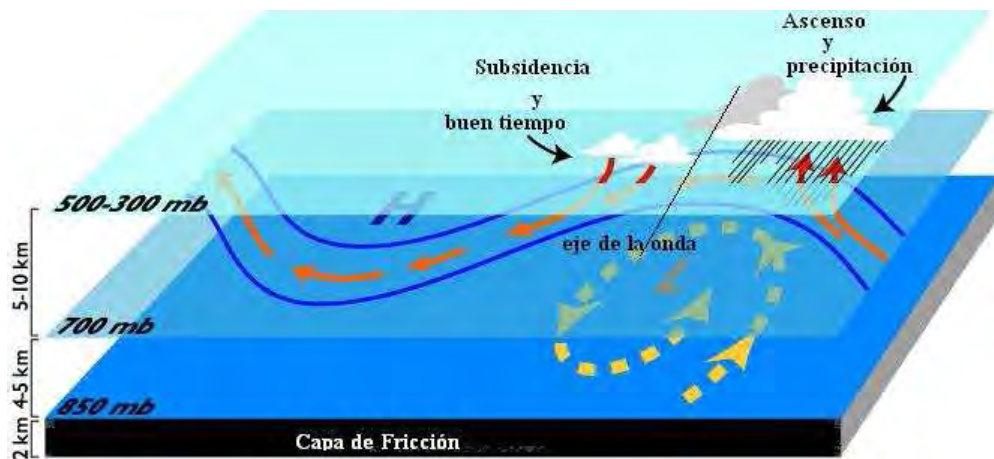


Figura 6 Regiones de ascenso y subsidencia en una onda del este².

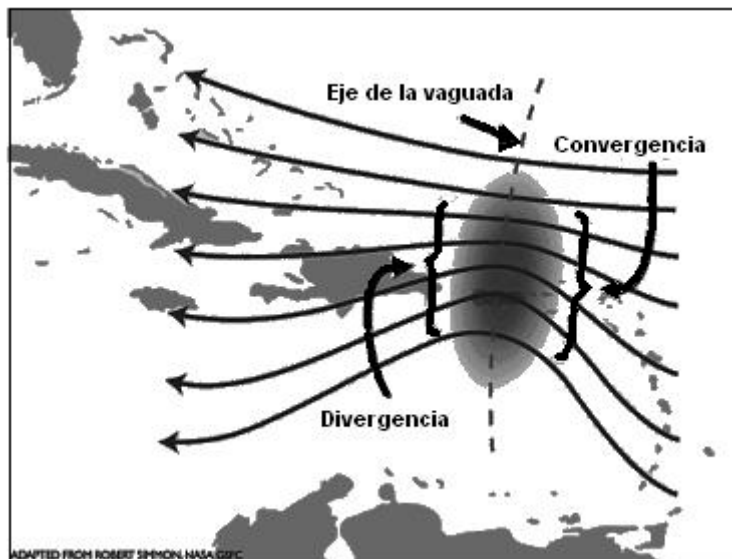


Figura 7 Región de convergencia y divergencia en una onda del este en relación a su eje².

Frank (1970) mostró que las ondas del este pueden ser reconocidas a través de imágenes de satélite como conjuntos de nubes que forman una “V” invertida (Fig. 8). Sin embargo, en ausencia de convección la perturbación puede debilitarse y perder su estructura antes de llegar al Pacífico este, por lo que no siempre se pueden identificar en las imágenes de satélite.

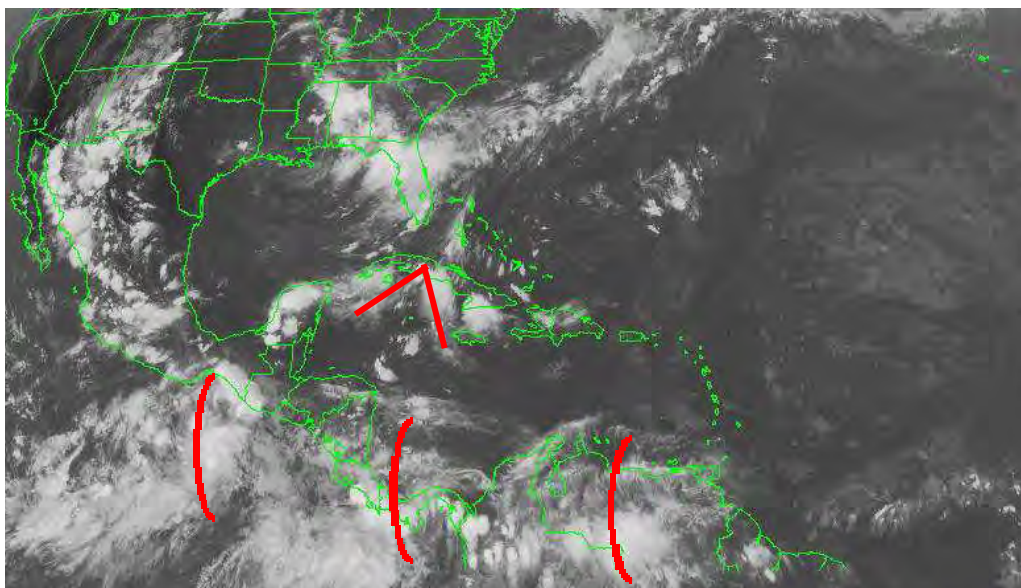


Figura 8 Imagen de satélite GOES8 para el 21 de julio de 2001. Muestra la señal de una onda del este siguiendo la convección.

Las ondas Africanas han sido investigadas desde mediados de 1960. El mecanismo que da origen a estas ondas fue propuesto por Burpee (1972), mostrando que el gradiente meridional de vorticidad potencial cambia de signo sobre África cerca de los 700 hPa durante la estación cálida. Este cambio de signo satisface la condición necesaria para la inestabilidad en el flujo medio (Charney and Stern 1962).

Carlson (1969) notó que las ondas del este se debilitan sobre el Atlántico Central pero muchas de estas ondas pueden seguir hasta el Caribe. Con el fin de determinar la estructura y características de las ondas provenientes de África observadas en el verano de 1985, Reed, et al. (1988) realizaron un análisis espectral con datos del European Center for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF). Encontraron que el pico más prominente en el espectro meridional del viento a 850 hPa cerca de las costas africanas ocurre en periodos de 3 a 5 días. Los análisis co-espectrales que analizaron revelan que las oscilaciones de 3 a 5 días fueron producidas por ondas de aproximadamente 2500 km de longitud de onda que viajan hacia el oeste con velocidades de aproximadamente 8 m/s.

Las ondas con periodos de 5 a 9 días se propagan entre los 15 y 30°N con un movimiento eventual hacia el norte, al oeste de los 60°W (Cook, et al., 2004). Una climatología de las ondas del este muestra que existen otros dos tipos diferentes de ondas en el rango de 3 a 5 días de periodo (Cook, et al., 2004). Las ondas de latitudes bajas, que tienen un periodo de 3.5 días y viajan hacia el este alrededor de 8° N con velocidad de fase de 12m/s y longitud de onda de 4000 km, mantienen su amplitud máxima a 850 hPa y tienden a disiparse en el Atlántico Central. El otro tipo de onda viaja más al norte, entre 17° y 20°N con periodos alrededor de 4.5 días, longitud de onda de 3200 km y velocidad de aproximadamente 9 m/s. Estas ondas son más intensas en 850 hPa sobre el Oeste de África y se propagan al oeste sobre el Atlántico tropical a 700 hPa.

En general, las características de las ondas del este se pueden resumir en la siguiente tabla 1.

Tabla 1. Características generales de las ondas del este

Latitud a la que se propagan	15°N -30°N	17°N -20°N	8°N
Periodo	5 a 9 días	3 a 5 días	3 a 5 días
Velocidad de fase	7 m/s	9 m/s	12 m/s
Longitud de onda	4000 Km	3000 km	4000 Km

Las ondas del este son una fuente importante de variabilidad sinóptica sobre el Atlántico, ya que contribuyen a la perturbación meridional del viento en un rango de 3 a 9 días (Cook, et al., 2004).

Las tormentas tropicales y los huracanes en el Atlántico pueden desarrollarse a partir de las ondas del este. Pasch, et al., 1998, encontraron que, en promedio, entre el 60 – 65 % de las depresiones tropicales, tormentas y huracanes se desarrollan a partir de ondas del este. Landsea (1993) mostró que el 80% de la formación de huracanes en el Atlántico se desarrollan de estas perturbaciones. Así, las ondas del este están relacionadas con la variabilidad interanual de las tormentas tropicales en el Atlántico y con la precipitación en México y el Caribe.

Pérez (2004) mostró a través de patrones compuestos del campo de viento a 700 hPa que una onda del este sobre el SE de México es un elemento importante en cuanto a las lluvias sobre el altiplano Mexicano. Esto demuestra la importancia del estudio de estas perturbaciones. Para poder hacer una mejor descripción de las características de las ondas del este y su influencia en cuanto a las lluvias en México es necesario contar con la mayor cantidad de datos posibles. Desafortunadamente, no contamos con fuentes de datos sobre el océano, los cuales nos darían mayor información de la estructura y evolución de las ondas del este, por ello se diseñó un Experimento Climático en las albercas de agua Caliente en el 2001.

1.3 INESTABILIDAD BAROTROPICA Y LAS ONDAS DEL ESTE.

Las ondas del este se generan principalmente por la inestabilidad barotrópica de una corriente en chorro del este (Kuo 1949, Miller R. et al., 1992). Dicha inestabilidad existe cuando el gradiente meridional de la vorticidad cambia de signo (Kuo 1949). Thompson et al. 1979, sugieren que las ondas del este provenientes de África se mantienen principalmente de la conversión de energía bajo una condición barotrópica sobre el Océano Atlántico y conversiones de energía bajo una condición baroclínica sobre África.

Estudios numéricos de la inestabilidad de la corriente en chorro Africana del este concluyen que la conversión de energía bajo una condición barotrópica es la fuente dominante de energía para la inestabilidad de las ondas.

En la baja troposfera, la convección de la ZITC produce anomalía de vorticidad potencial ciclónica al inverso del gradiente meridional de vorticidad potencial hacia los polos y por lo tanto se satisface la condición necesaria para la inestabilidad baroclínica y barotrópica combinada. La combinación de la inestabilidad baroclínica y barotrópica provoca ondulaciones de la ZITC, la cual finalmente se rompe en una serie de disturbios tropicales. Con el rompimiento de la ZITC el flujo inestable es producido por la liberación de calor latente en la convección de cumulus profundos dentro de la ZITC. (Nieto et al. 1997).

La débil actividad de las ondas del este en el Pacífico central puede reflejar el relativo debilitamiento de las anomalías de la ZITC y vorticidad potencial en tal región. En el Pacífico este en particular, el rompimiento de la ZITC puede ser iniciado y/o acelerado por las ondas del este del Atlántico que cruzan centro América (Ferreira et al. 1997).

En el Caribe, se observa un cambio de signo en el gradiente meridional de vorticidad potencial durante la temporada de ciclones tropicales. Esta condición permite tanto la generación de ondas del este en la zona, como la intensificación de ondas Africanas (Molinari et al. 1997). En el Caribe las ondas del este pueden ser favorecidas por la corriente en chorro del Caribe para su intensificación.

La corriente en chorro del Caribe se forma al oeste del Caribe cerca de 925 mb, esta corriente es barotrópicamente inestable. El núcleo de esta corriente de chorro está centrado aproximadamente entre 13° y 15 °N y entre 70° y 80 °W. Uno de los efectos más importante de esta corriente es el de determinar la cortante vertical del viento para el desarrollo de sistemas convectivos asociados a fenómenos migratorios tropicales (Amador, 1998). La intensidad de la corriente y la inestabilidad barotrópica favorecen la evolución de perturbaciones como las ondas del este (Salinas, 2006).

1.4 EXPERIMENTO CLIMÁTICO DE LAS ALBERCAS DE AGUA CALIENTE DE LAS AMÉRICAS (ECAC)

En el 2001 la Red de Colaboración e Investigaciones, integrada por científicos de México, Estados Unidos, Costa Rica y Cuba, llevó a cabo el Experimento Climático de las Albercas de agua Caliente de las Américas (ECAC). El objetivo de esta campaña fue analizar los mecanismos físicos que determinan las características de la temporada de lluvias de verano en la región de México, Centro América y el Caribe, con el fin de mejorar los pronósticos. Las observaciones en ECAC servirán para probar algunas hipótesis sobre el ciclo anual del clima que involucran procesos de interacción océano – atmósfera y continente (Ambrizzi y Magaña, 2002).

Los procesos de interacción océano- atmósfera son importantes moduladores del ciclo anual de las variaciones del clima de la región. La presencia de albercas de agua caliente - definidas como las zonas en el océano donde se registran temperaturas superficiales iguales o mayores a 28 °C - (Fig. 9) está, en general, asociada con zonas de gran actividad convectiva, como la del Pacífico del oeste o la del Pacífico nororiental tropical, donde se establece la ZITC. En contraste, la alberca de agua caliente en el Caribe no es una zona de gran actividad convectiva debido en parte a la subsidencia sobre esta zona (Magaña 2001). Sólo mediante un forzamiento, como el de las ondas del este o los ciclones tropicales, la actividad convectiva intensa sobre el Caribe y en general sobre los Mares Intra Americanos ocurre. ECAC intenta documentar con mayor detalle la interacción entre las ondas del este y el flujo medio que da como resultado la distribución espacial de las lluvias de verano en las albercas de agua caliente de las Américas.

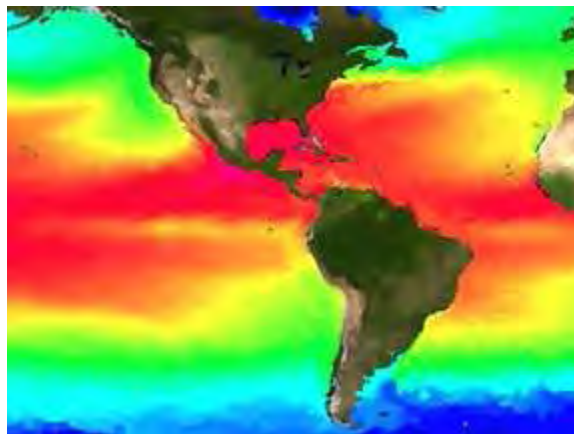


Figura 9 Albercas de Agua Caliente. La barra de colores indica los valores de la temperatura de superficie del mar. Imagen tomada del sitio de Internet <http://www.sedlva.org>. Las campañas se llevaron a cabo en los buques oceanográficos de la UNAM: el Puma en el Pacífico mexicano y el Justo Sierra en el Caribe. Las observaciones meteorológicas incluyeron:

- radiosondeos,
- globos cautivos,
- estaciones meteorológicas automáticas,
- radiómetros,
- pluviómetros,
- imágenes de satélite.



Figura 10. Buques oceanográficos e instrumentos utilizados durante el Experimento Climático en las Albercas de Agua Caliente de las

Para mostrar los regímenes de precipitación propuestos como clave por Magaña, et al. (1999) el experimento consistió en tres campañas en el Pacífico y una en el Caribe (Fig. 10 y 11). La primera, segunda y cuarta campañas se llevaron a cabo en el Océano Pacífico del 20 al 26 de mayo de 2001, del 7 al 25 de julio de 2001, y del 29 de agosto al 7 de septiembre de 2001 respectivamente. La tercera campaña se realizó del 7 al 25 de julio de

2001 en el Caribe. La importancia de estas campañas es que se obtuvieron datos en puntos clave para tener un mejor entendimiento de la evolución de las ondas del este y así poder describir cuál es la importancia de las ondas del este en la lluvia de México lo que nos lleva a discutir qué pasa con las ondas del este al interactuar con una barrera topográfica y cómo afectan las ondas del este la corriente en chorro del Caribe. En este trabajo se intenta dar respuesta a estas interrogantes.

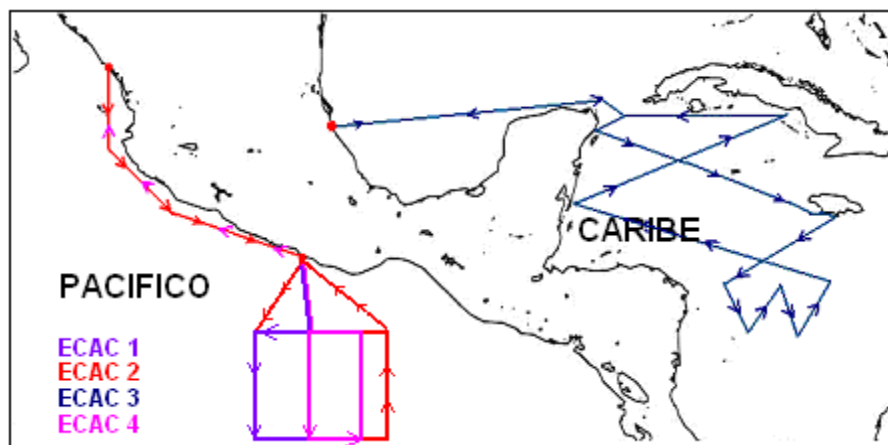


Figura 11 Recorrido de los buques Puma y Justo Sierra durante las campañas del ECAC.

1.5 OBJETIVO

Considerando el papel fundamental que tienen las ondas del este en las lluvias sobre México, es necesario analizar con datos de mejor calidad los procesos dinámicos que modulan su actividad en el Caribe y Pacífico del este. Por ello, en el presente estudio se trata de documentar la dinámica de las ondas del este en la región del Caribe a partir de los datos obtenidos durante el experimento ECAC con el fin de documentar si las ondas siguen una trayectoria zonal o desvían su trayectoria al llegar al Mar Caribe y Pacífico del este. Al mismo tiempo se examinará el impacto que mejores observaciones meteorológicas sobre las albercas de agua caliente de las Américas permiten detallar la estructura vertical de las ondas del este sobre esta región.

- Capítulo 2 -

2. DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 DATOS OBSERVADOS

Los datos observados y utilizados en este trabajo fueron obtenidos principalmente de las campañas de ECAC, realizadas en el verano del 2001. A dichas campañas nos referiremos como ECAC1, que se llevo a cabo del 20 al 26 de mayo, ECAC2 del 7 al 25 de julio, ECAC4 del 29 de agosto al 7 de septiembre en la alberca de agua caliente del Océano Pacífico y ECAC3 del 7 al 25 de julio en la alberca de agua caliente del Mar Caribe. El primer periodo fue elegido para obtener datos del inicio de la temporada de lluvias con el establecimiento de la ZITC. El segundo periodo se realizó cuando se presenta la canícula. Se le llama canícula al mínimo relativo en la precipitación de verano que ocurre en los meses de julio y agosto en la región centro y sur de México y hasta centro América (Magaña et al. 1999).

El tercer periodo representa el segundo máximo en las lluvias. De estas campañas se obtuvieron datos en varios puntos del Pacífico y el Caribe con resolución espacial de 12 hrs. 00 y 12 GMT, para los datos de radiosondeo y globo piloto. Además de los datos obtenidos de estas campañas se usaron datos de radiosondeo, que se obtuvieron de las siguientes direcciones de Internet <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> *del departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Wyoming* y de <http://raob.fsl.noaa.gov>.

Los datos de globo cautivo fueron obtenidos de PACS-SONET (Pan American Climate Studies Sounding Network) para las estaciones que se encuentran dentro del dominio de interés para este estudio. Otros datos utilizados fueron los de las estaciones de superficie (Fig.12) así como datos de Camaguey en la Habana, Cuba y de Puerto Ángel, Oaxaca.

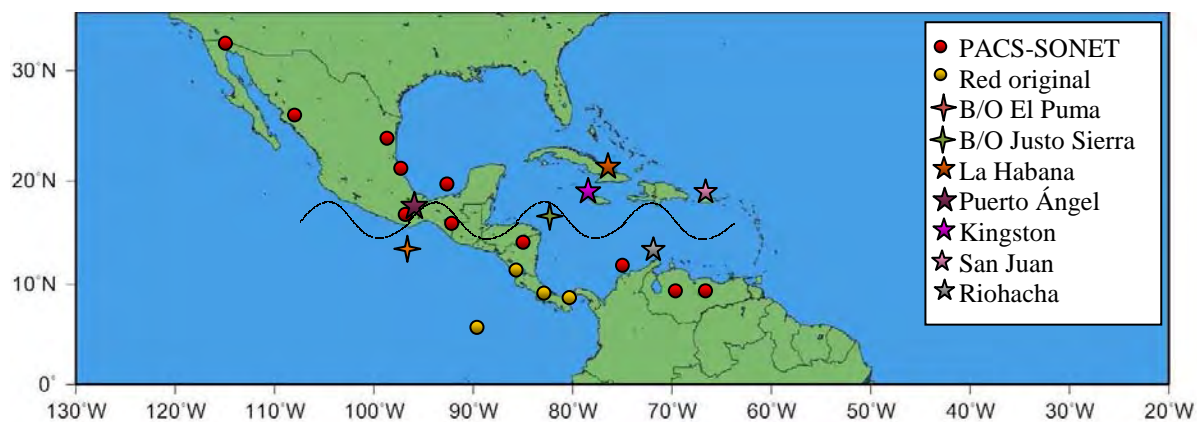


Figura 12 Ubicación de los Buques oceanográficos El Puma y Justo Sierra y de las estaciones de radiosondeo y globos piloto de PACS-SONET utilizados en el presente estudio.

2.2 DATOS DE REANÁLISIS

Los datos de Reanálisis son el resultado de un proyecto entre el National Center for Environmental Prediction (NCEP) y el National Center for Atmospheric Research (NCAR). Estos producen un nuevo análisis atmosférico utilizando datos históricos, los cuales son interpolados a través de distintos métodos de interpolación (Kalnay, et al., 1996).

La cobertura espacial de estos datos es de 2.5° de latitud y 2.5° de longitud con una resolución temporal de 6 horas (Kalnay, et al., 1996). Se utilizaron los datos para una malla que va de 0 a 35°N de latitud y 130 a 20° W de longitud para el periodo de mayo a septiembre del 2001 para las 00 y 12 GMT de las siguientes variables: componente zonal y meridional del viento para los niveles de 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 hPa. Además, se dispuso de observaciones de Radiación de onda larga y agua precipitable.

Como un ejemplo de los campos mejorados se muestran vectores de viento contruidos con los datos de Reanálisis y los datos observados para los días 21, 22 y 23 de mayo de 2001 a las 12 Z (Fig. 13) con el fin de ver la diferencia entre las observaciones y los Reanálisis. Si bien, algunos datos observados coinciden con los Reanálisis en algunos casos difieren en magnitud o en dirección, principalmente con los datos obtenidos durante las campañas ECAC, esto se muestra de manera clara en la figura 13b), de ahí la importancia de la realización de estas campañas. Más adelante se realizará una prueba estadística para confirmar el impacto de incluir los datos observados utilizando un esquema de análisis objetivo.

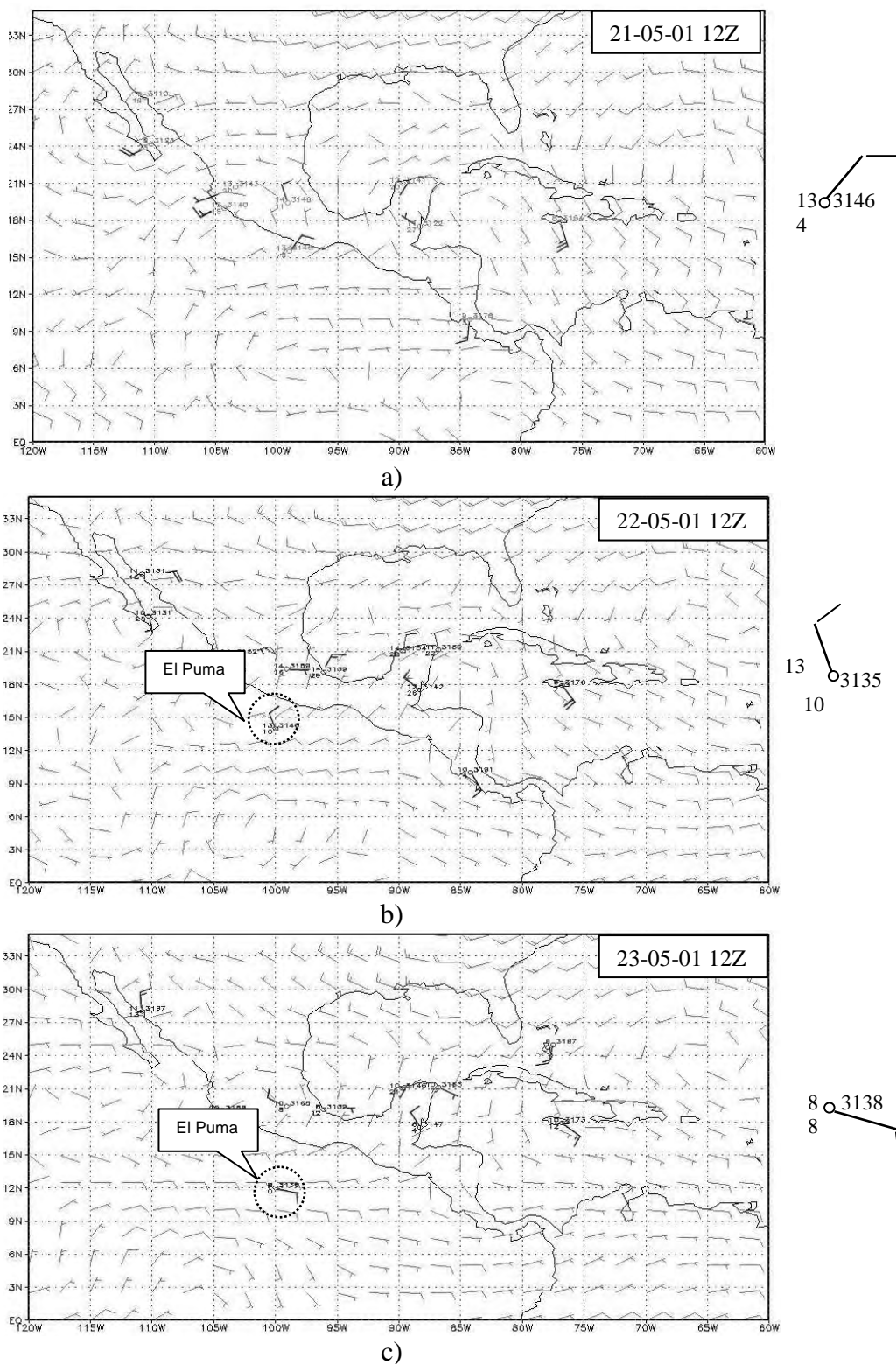


Figura 13 Ejemplos de campo de viento a 700 mb y datos observados para el periodo del 21 al 23 de mayo.

METODOLOGÍA

2.3 ANALISIS OBJETIVO TIPO CRESSMAN

Para integrar las observaciones adicionales a los Reanálisis existentes se debe utilizar un esquema de análisis objetivo. Por su simplicidad y eficiencia, se trabajó con un esquema de correcciones sucesivas tipo Cressman. El análisis objetivo se define como el proceso de transformación de datos observados irregularmente espaciados a puntos de malla regularmente espaciados. Un esquema de análisis objetivo interpola, detecta y remueve datos erróneos, además de suavizar los campos resultantes de la interpolación (Cressman 1959).

El método de correcciones sucesivas fue primero introducido por Bergthorsson y Döös (1995) y desarrollado por Cressman (1959). Este método consiste esencialmente en usar los datos reportados para hacer correcciones sucesivas al campo inicial, utiliza una suma lineal pesada de las diferencias entre los datos observados y el campo inicial. La función de peso está en términos de la distancia entre el punto de malla y la observación. La modificación de los datos del campo inicial se realiza tomando las observaciones cercanas al punto de malla (Fig. 14) que estén dentro del radio de influencia para cada punto (Krishnamurti, 1996).

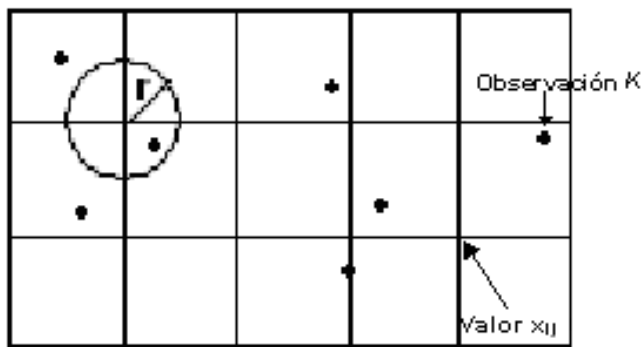


Figura 14 Radio de influencia y distribución de los datos observados.

Para este trabajo se realizaron seis iteraciones, esto es, se hizo el barrido de los datos seis veces disminuyendo el radio de influencia con el fin de lograr que los datos de Reanálisis sean lo más parecido posible a los observados. El método de Cressman permite especificar el error máximo permitido para cada iteración, en este caso el error máximo para los datos de viento en la primera iteración fue de 20m/s y para la última fue de 2m/s. Dentro de la malla, la interpolación del campo preliminar y el dato observado se obtiene de la siguiente manera:

$$X_{g_s}^{(v)} = \sum_{\substack{i=L+1 \\ j=J-1}}^{\substack{j=J+1 \\ i=L+1}} w_{ij} X_{g_{ij}}^{(v)} \quad (2.4.1)$$

donde $X_{g_s}^v$ representa a la variable meteorológica e I, J representan el número de puntos de malla.

La interpolación para las estaciones que están fuera de la malla se calcula como sigue:

$$X_{g_s}^v = \frac{\sum_{\substack{i=L \\ j=1}}^{\substack{j=M \\ i=L}} w_{ij} X_{g_{ij}}^v}{\sum_{\substack{i=L \\ j=1}}^{\substack{j=M \\ i=L}} w_{ij}} \quad (2.4.3)$$

la función de peso que se utiliza con este método se define como:

$$w_{ij} = \begin{cases} \frac{R^2 - d^2}{R^2 + d^2} & d < R \\ 0 & d > R \end{cases} \quad (2.4.4)$$

donde R es el radio de influencia y d representa la distancia entre el punto de malla y el dato observado, esta distancia se calcula de la siguiente manera:

$$d = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2} \quad (2.4.5)$$

La diferencia entre el valor original (X_s) y el valor interpolado(X_{gs}) en la estación en la iteración v se obtiene de la siguiente manera:

$$E_s^{(v)} = X_s^{(v)} - X_{g_s}^{(v)} \quad (2.4.6)$$

El valor $E_s^{(v)}$ es utilizado después para corregir el valor cercano al punto de malla en la (v + 1)-ésima iteración. El factor de corrección se expresa como:

$$c_{ij}^{v+1} = \frac{\sum_s w_s^{(v)} E_s^{(v)}}{\sum_s w_s^{(v)}} \quad (2.4.7)$$

y la función de peso $w_s^{(v)}$ está dada por:

$$w_s^{(v)} = w_{ij}^{(v)} \beta \gamma \quad (2.4.8)$$

donde $w_{ij}^{(v)}$ es la función de peso de Cressman definida por (2.4.4), β es la función de peso en el tiempo y se define como:

$$\beta = e^{-\alpha(\Delta t)^2} \quad (2.4.9)$$

y γ es un factor de confiabilidad que se elige subjetivamente para definir el peso asignado a cada tipo de dato observado, α está en función del tiempo. Para este caso se eligió $\gamma=2.5$ para el primer barrido de los datos disminuyendo hasta llegar a 0.5.

2.4 EVALUACIÓN DE LOS DATOS.

Es importante ver cuál ha sido la influencia de los datos observados en los Reanálisis para lo cual es necesario hacer una evaluación de los datos después de haber hecho el análisis objetivo.

El error cuadrático medio se define como²:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\phi_i - \phi_{iobs})^2}{N}}$$

donde ϕ_i es el valor del reanálisis para cada punto de malla, ϕ_{iobs} es el valor observado y N es el número de puntos de malla.

La evaluación se hizo calculando el error cuadrático medio de las componentes u y v del viento (Fig. 15), los resultados muestran que las regiones en donde el error es mayor corresponden a las regiones en donde se incorporaron los datos de las campañas ECAC y los radiosondeos. Lo que resalta la importancia de los datos obtenidos durante dicho experimento ya que hasta la fecha no existe otra manera de obtener datos de estas regiones si no es mediante campañas como ésta.

²http://www.tdx.cesca.es/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-0317105-174201/11Ojc11de12.pdf

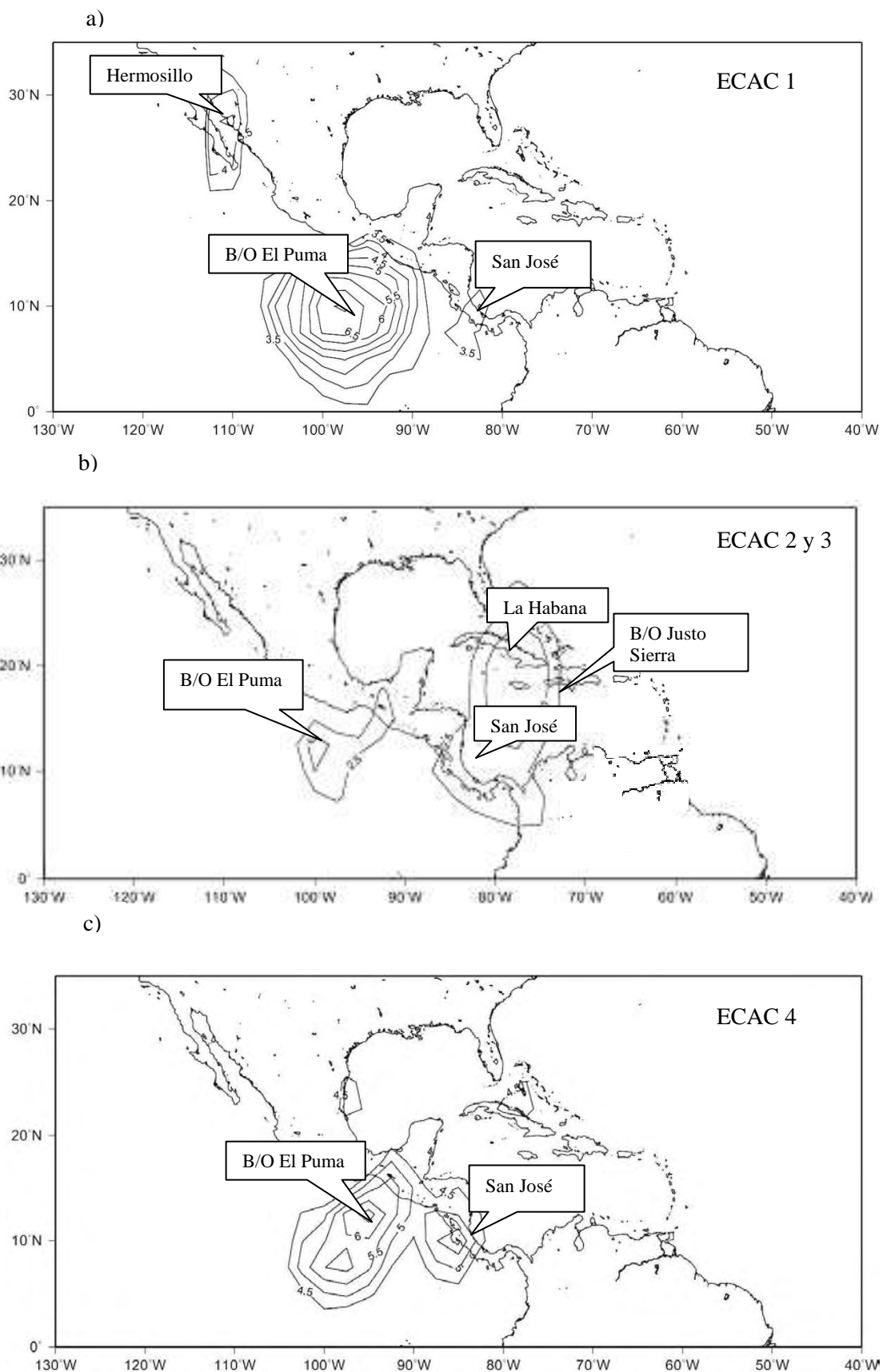


Figura 15 Error cuadrático medio (m/s) entre los datos observados de radiosondeo y los Reanálisis para la magnitud de la componente meridional de viento durante las campañas de ECAC durante el 2001.

2.5 FILTRADO DE LOS DATOS

Filtro espacial

Después de haber verificado el impacto de los datos observados en los Reanálisis versión 2 de NCEP/NCAR, es necesario ahora separar la señal de las ondas del este del flujo total a través de filtros tanto espaciales como temporales.

El flujo está formado de una parte media y una parte de fluctuación. Se supone que cualquier fluctuación individual no es importante, pero si promediamos sus propiedades, tales fluctuaciones pueden afectar el flujo medio. Existen varias maneras de promediar los datos atmosféricos, los más frecuentemente usados son el promedio con respecto a la longitud o promedio zonal y el promedio con respecto al tiempo. El promedio zonal de cualquier cantidad escalar Q se denota como $[Q]$, y se define como:

$$[Q] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} Q d\lambda$$

Por definición $[Q]$ es independiente de la latitud. El valor local de Q puede ser diferente de $[Q]$. A esta desviación del campo medio se le llama anomalía zonal de Q y se denota como Q^* :

$$Q^* = Q - [Q]$$

Para hacer una mejor detección de las ondas del este es necesario separar las anomalías que muestran la señal de estas ondas a través de filtros tanto en el espacio como en el tiempo.

Los filtros son utilizados para remover altas o bajas frecuencias de las series de tiempo sin alterar las frecuencias de interés. A estos filtros se les llama pasa bajas y pasa altas respectivamente. Un filtro pasa-bandas remueve tanto altas como bajas frecuencias dejando sólo las frecuencias de interés.

Para este trabajo se utilizó un filtro pasa-bandas, este hace un filtrado en el tiempo con el que se obtuvieron las oscilaciones con periodos entre 10 y 2.5 días.

Un filtro en el espacio que utiliza el método de descomposición de Fourier fue utilizado para obtener ondas reconstruidas con números de onda entre 8 y 20 ($\lambda \approx 2500$ km). La descomposición de Fourier consiste en el análisis de funciones periódicas a través de descomponer dicha función en una suma infinitesimal de funciones más simples.

Filtro temporal

El método de Fourier analiza las series de tiempo para calcular amplitudes en todas las frecuencias. Estas amplitudes son modificadas para obtener sólo las deseadas y se reconstruyen las series (Hartmann,1999)

$$f(t) = \sum_i C_{wi} \cos(w_i t - \phi_i)$$

$$f_{suav}(t) = \sum_{i=1}^N C_{wi} R(w) \cos(w_i t - \phi_i)$$

Aquí $R(w)$ es la función de respuesta del proceso de filtro y mide la razón entre la amplitud de la serie filtrada y la no filtrada como una función de la frecuencia.

$$R(w) = \frac{C_w \text{filtrado}}{C_w \text{original}}$$

La figura 16 muestra a manera de ejemplo una comparación de dos series, en rojo se representa la componente meridional del viento total y en azul se muestra la misma componente meridional pero después de haber aplicado los filtros espacial y temporal. Al aplicar los filtros podemos entonces, separar la señal de las ondas del este del campo medio del viento.

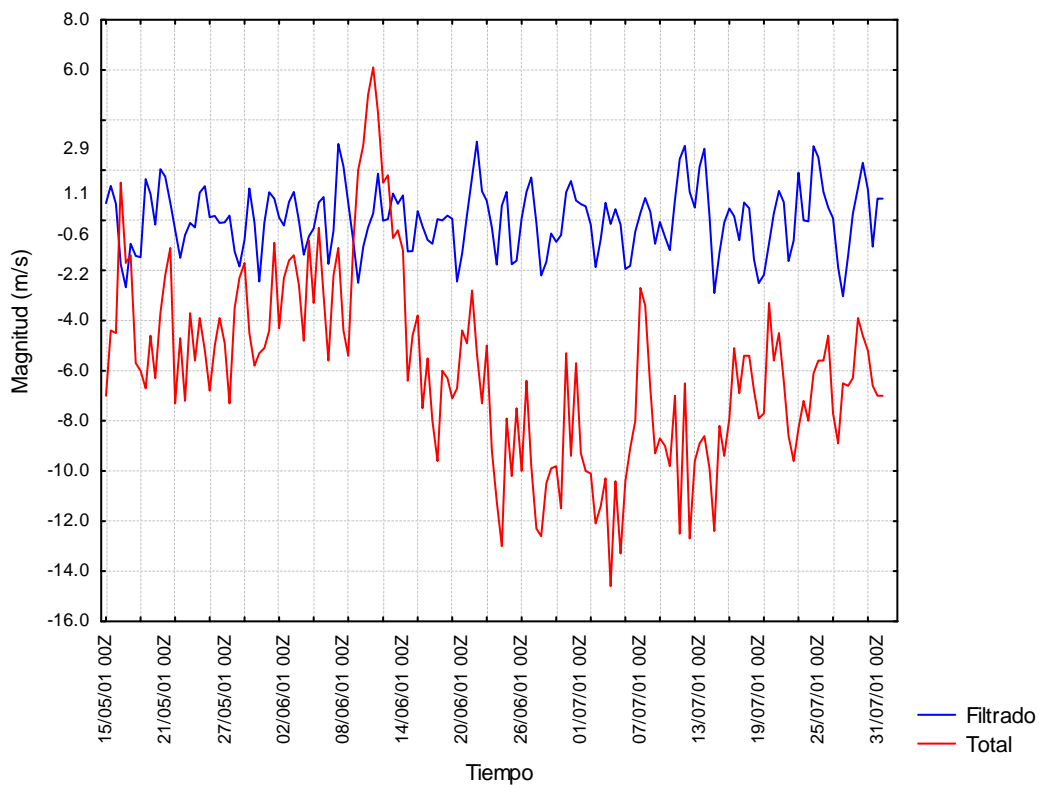


Figura 16 Series de la componente meridional del viento total y filtrada espacial y temporalmente para la latitud 15°N y 98°W de longitud.

- Capítulo 3 -

ACTIVIDAD DE LAS ONDAS DEL ESTE DURANTE EL 2001

3.1 IDENTIFICACIÓN DE LAS ONDAS DEL ESTE

El análisis espectral de la anomalía de la componente meridional del viento a 700 hPa fue calculado para todo el periodo de estudio. Dicho análisis se hizo en diferentes puntos de longitud para tener una secuencia en el espacio de la evolución de la onda (Fig. 17) y muestra que hay actividad en las frecuencias que corresponden a las ondas del este. En la figura 16a se observa cómo a los 20° W, cerca de las costas africanas el pico de máxima potencia tiene una frecuencia de 0.14 día^{-1} , esto corresponde a un periodo de 7 días. A los 40° W la máxima potencia esta en un periodo de 5.5 días (Fig. 17b). Cuando la onda está por llegar a las cálidas aguas del Caribe, esto es a los 60°W notamos la presencia de dos picos de máxima potencia; el primero tiene una frecuencia de 0.16 día^{-1} y 0.19 día^{-1} , que corresponden a periodos de 6 y 5 días respectivamente. También se observa cómo el valor de la máxima potencia va disminuyendo conforme se avanza en longitud (Fig. 17d), esto es a los 70°W prevalece la señal con una frecuencia de 0.16 día^{-1} , esto es un periodo de 6 días, mientras que a los 80°W parece perderse la señal, pero se restablece en los 90° W donde la máxima energía se concentra en las frecuencias de 0.08 día^{-1} y 0.12 día^{-1} . En el lado del Pacífico Este, esto es a los 100° W y 110° W (Fig. 17g y 17h respectivamente) la máxima energía permanece en las frecuencias de 0.08 día^{-1} y 0.12 día^{-1} que corresponden a periodos de 12 y 8 días. Se observa que la frecuencia de las ondas va cambiando conforme estas se van moviendo a través del Atlántico y al llegar al Caribe, posiblemente debido al debilitamiento de las ondas del este al atravesar el Atlántico y que al llegar a las aguas cálidas la intensifican. Por otro lado, en el Océano Pacífico también se muestran cambios en la frecuencia, esto posiblemente se debe a que las ondas del este formadas en el Pacífico no son las mismas que se generan en África o son alteradas al interactuar con la

Capítulo3: Actividad de las Ondas del Este durante el 2001

orografía cuando atraviesan la cuenca del Atlántico. Es importante mencionar que estos gráficos fueron hechos con los datos obtenidos del análisis objetivo sin hacer ningún filtro.

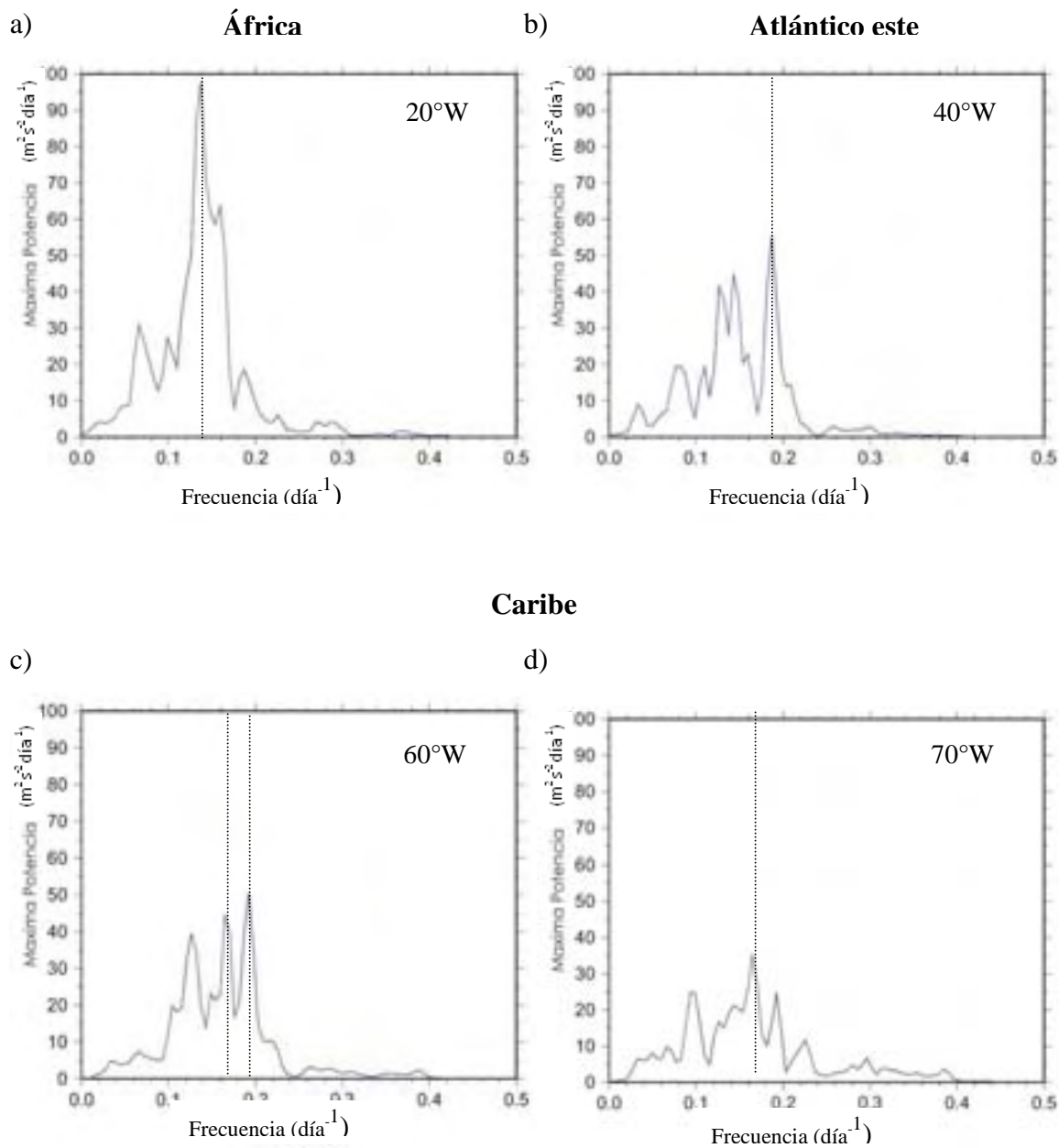
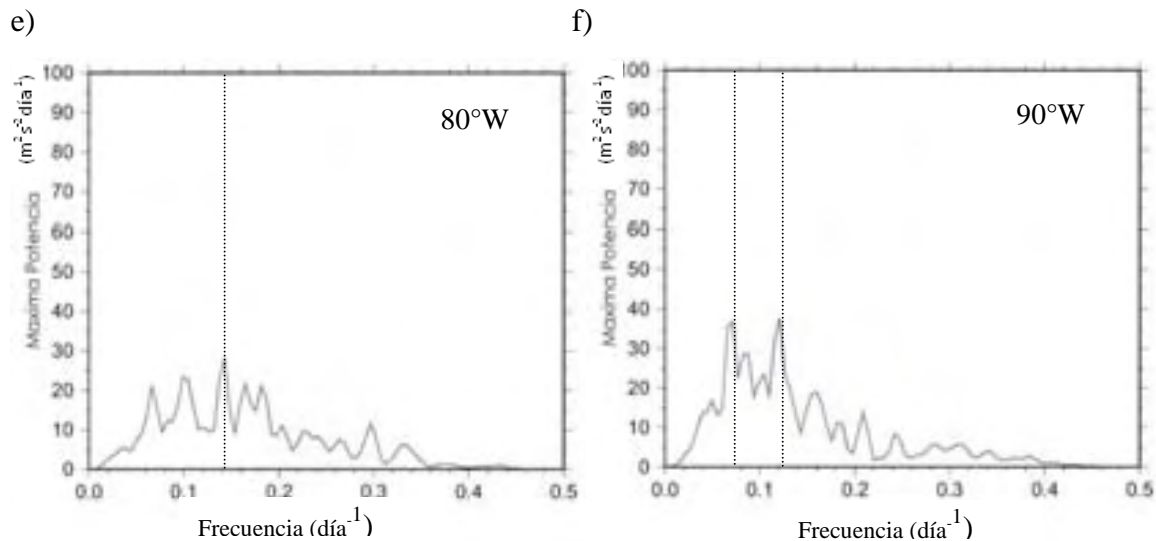


Figura 17 Análisis espectral de la anomalía de la componente meridional del viento a 700 hPa durante el verano del 2001. La línea corresponde a los picos espectrales significativos.

Continente Americano



Pacífico este

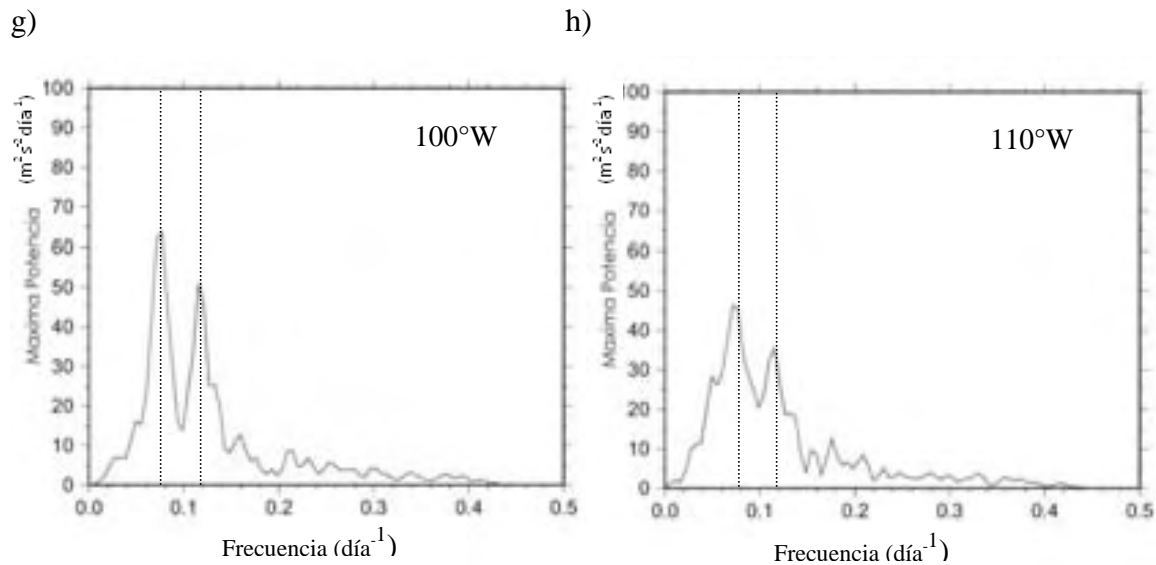


Figura 17 continúa

3.2 SELECCIÓN DEL CASO DE ESTUDIO.

El viento medido en el 2001 a 925 y 700 mb permite identificar las Ondas del Este se utilizaron diagramas de Hövmoller de la componente meridional del viento filtrado en el tiempo en un rango de 3 a 10 días para las latitudes de 12.5° N, 15° N y 17.5° N tales diagramas nos permite hacer un seguimiento de la onda en el espacio y en el tiempo. Se eligieron estas latitudes porque, de acuerdo con la climatología de ondas del este hecha por Cook, (2004) las ondas que viajan a estas latitudes con números de onda de 3 a 5 y de 5 a 9 días son las que tiene mayor posibilidad de atravesar el Atlántico y llegar al Caribe manteniendo su estructura.

En el diagrama de Hövmoller mostrado en las figuras 18a, a 18c se observan anomalías negativas del viento meridional (componente meridional del sur) alternándose con anomalías positivas (componente meridional del norte), esto nos indica la presencia de ondas, mostrando sus fases positiva y negativa. La velocidad de fase de las ondas mostradas representada en la figura 18b va hacia el oeste, mientras que la velocidad de grupo va hacia el este, esto se debe a que la velocidad de fase es perpendicular al vector de la velocidad de grupo, es por eso que las crestas de la onda (líneas de fase constante) se mueven de manera perpendicular a la dirección de propagación del paquete de ondas (Zdunkowski, 2003).

En el mes de mayo el Diagrama de Hovmoller muestra perturbaciones provenientes de África, al parecer no todas estas perturbaciones logran llegar con una estructura definida al Caribe. En el mes de julio se observan una serie de perturbaciones intensas y mejor definidas que las que se observan en mayo. La perturbación más intensa se puede seguir desde los 20° W hasta los 110° W. Notamos que es débil hasta antes de los 60° W, y al llegar al Caribe, después de los 60° W se intensifica, debilitándose nuevamente entre los 80° W y 100° W que es en donde encontramos la presencia del continente, se observan también perturbaciones intensas del Pacífico Este (después de los 100° W). De estos diagramas no se puede afirmar que las perturbaciones mostradas en el Océano Pacífico sean las mismas que provienen de África.

Tomando ahora los meses de agosto y septiembre se nota la presencia de perturbaciones bien definidas, pero no tan intensas como las que se observan en julio. Los diagramas de Hövmoller presentados concuerdan con lo descrito por Cook en donde menciona que la actividad promedio de las ondas del este a través del Océano Atlántico tropical en los periodos de 3 a 5 días y 5 a 9 días a 700 hPa aproximadamente se duplican en junio y julio (Cook, 2004). De las perturbaciones observadas en los diagramas se eligieron tres casos de estudio, el primero del 15 al 28 de mayo, el segundo caso corresponde al periodo del 9 al 30 de julio, y el tercer caso es del periodo del 25 de agosto al 7 de septiembre, en estos tres casos la onda puede identificarse plenamente.

El diagrama de Hövmoller mostrado en la figura 18c muestra los tres casos de estudio marcando con líneas discontinuas la presencia de ondas. Se nota que para el primer caso la onda se puede seguir desde las costas Africanas hasta los 100° W, mientras que para el segundo caso, elegido en el mes de julio, la estructura de la perturbación se observa desde las costas africanas hasta el Océano Pacífico. Por otro lado el tercer caso se observa una perturbación que permanece bien definida al cruzar el Atlántico, pero parece perder un poco su estructura al llegar al Caribe.

Tomando el segundo caso de estudio se observa cómo la velocidad de fase va cambiando, la onda Africana se mueve a una velocidad de 4° de longitud por día, cuando llega al Caribe la onda del este se mueve a una velocidad aproximada de 7° de longitud por día, y cuando está en el Pacífico se mueve a una velocidad de 5° de longitud por día. En este mismo caso también se observa cómo la onda va cambiando su inclinación conforme se va moviendo en longitud figura 18b.

Como se observa en la figura 17 la mayor actividad de ondas del este se presenta en julio, en este mes se puede hacer un seguimiento de estas desde África a través del Atlántico, mientras que en las costas africanas hay actividad de estas ondas todo el año.

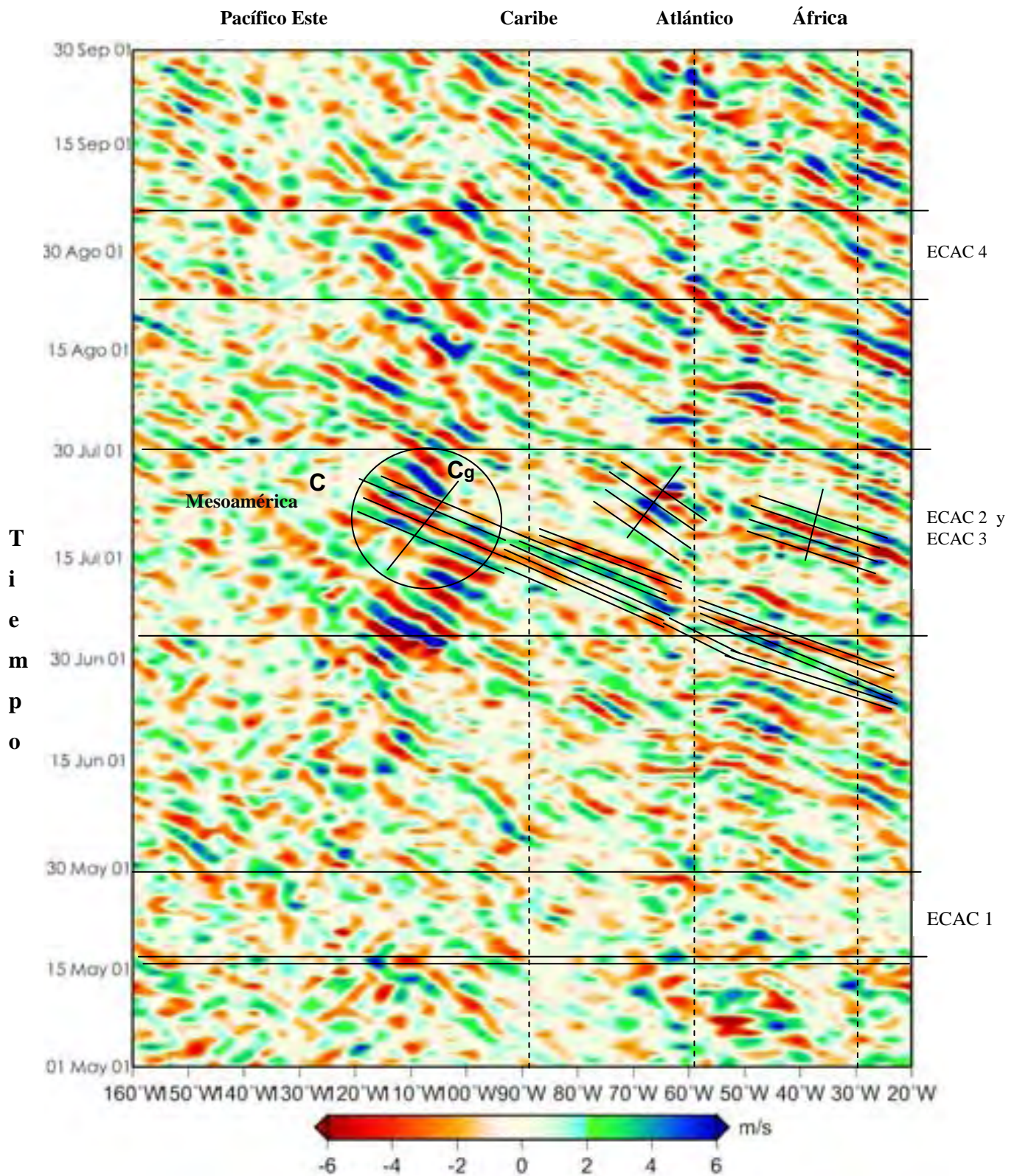


Figura 18a. Diagrama de Hovmoller de la componente meridional del viento filtrado en el tiempo a 17.5° N. C representa la velocidad de fase de las ondas, mientras que C_g representa la velocidad de grupo.

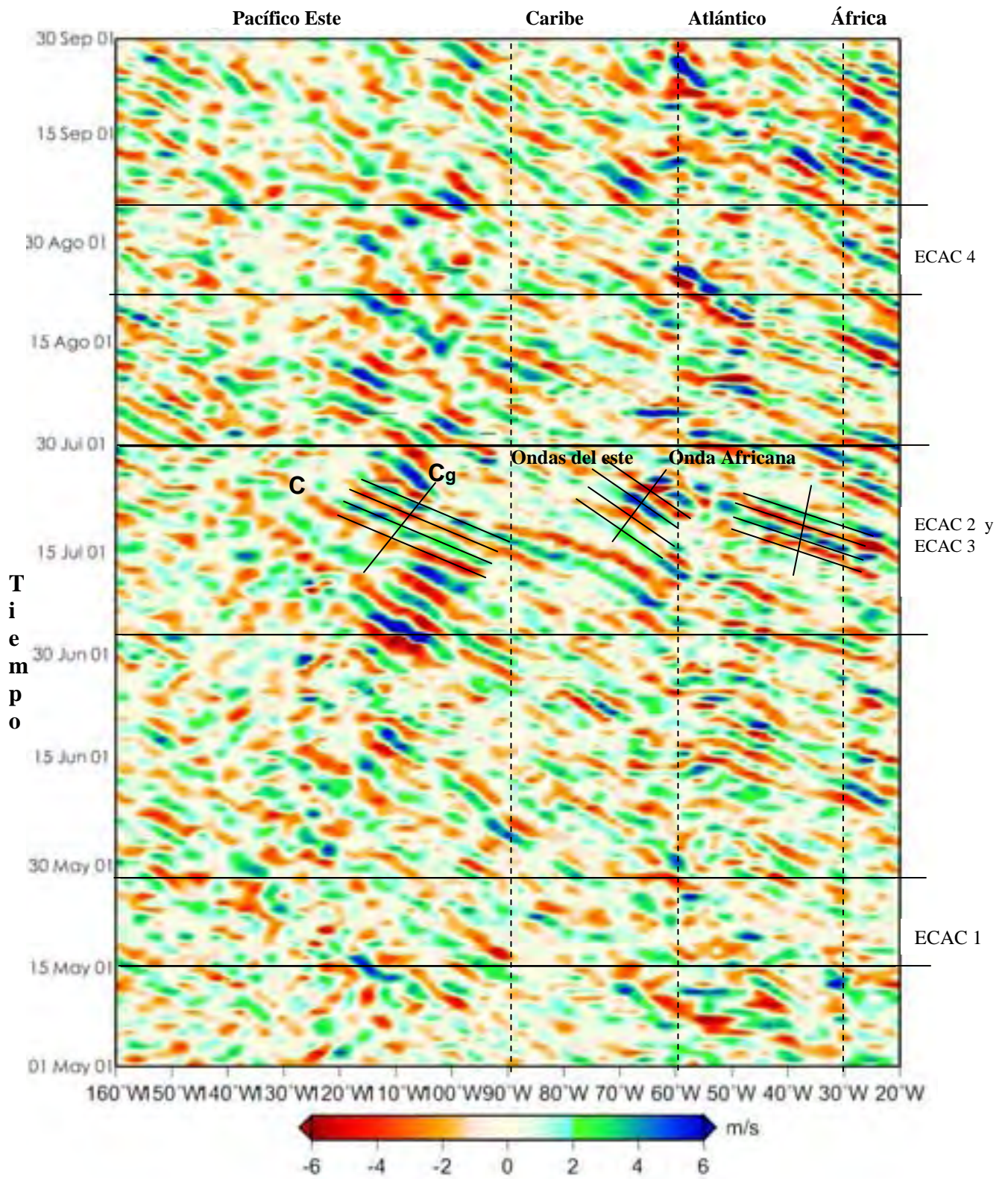


Figura 18b. Como en la figura 17a pero para 15° latitud norte. C representa la velocidad de fase de las ondas, mientras que C_g representa la velocidad de grupo.

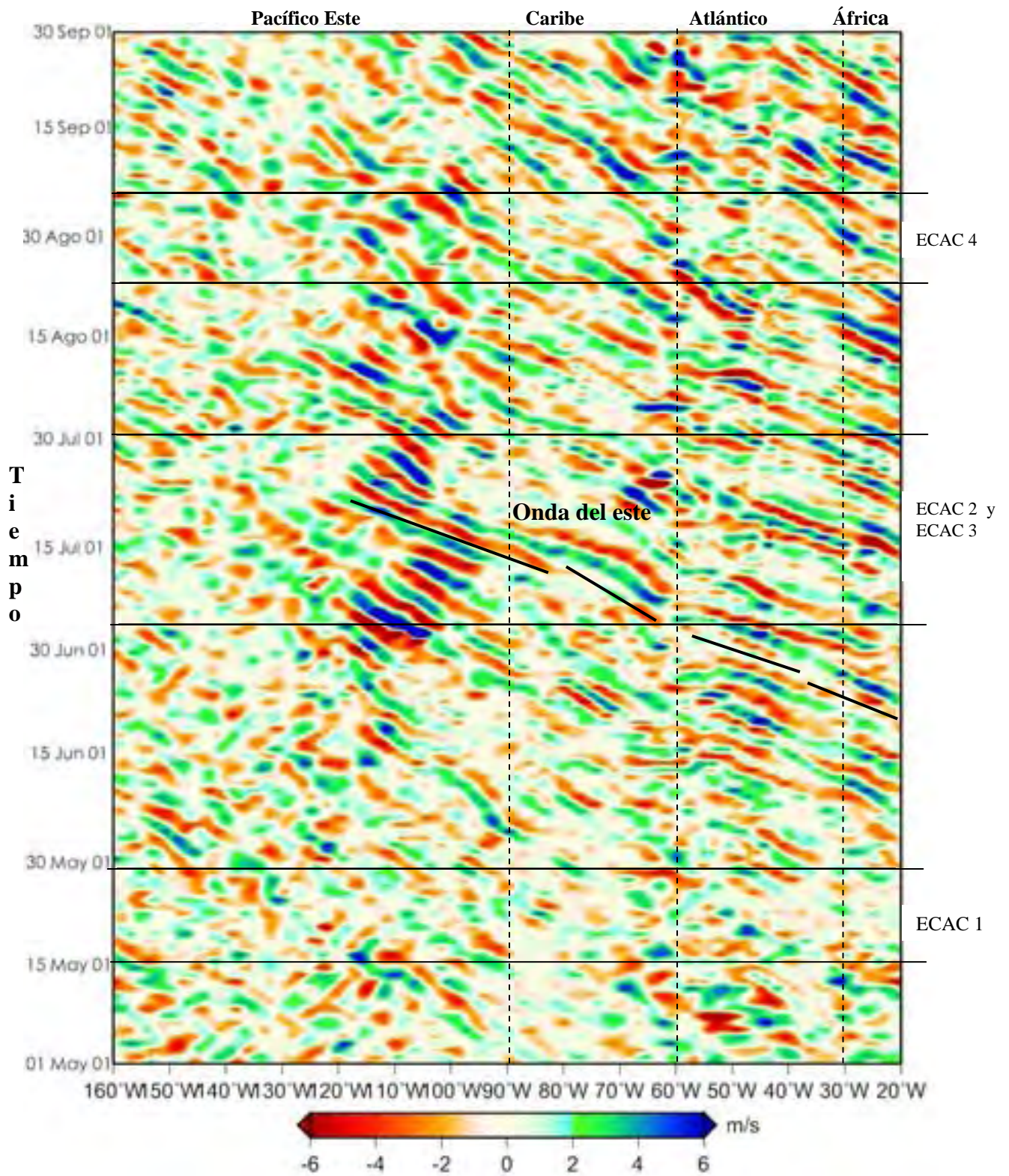


Figura 18c. Como en la figura 17a pero para 12.5° latitud norte. Las líneas indican la trayectoria de una onda del este proveniente de África hasta llegar al Pacífico Este.

3.3 ANALISIS DEL CASO DE ESTUDIO

Los diagramas de Hovmoller permiten hacer un seguimiento de las ondas provenientes de África hasta su llegada al Caribe e incluso podemos observar cómo algunas logran atravesar hasta la cuenca del Pacífico. El campo de viento total nos permite hacer un seguimiento espacio - temporal de las ondas. Los campos de viento filtrado en espacio y tiempo con los métodos mencionados en el capítulo 2 y mostrados en la figura 19. Muestran la inclinación de las perturbaciones, además de que se pueden observar dos guías de onda como lo menciona Cook, 2004, otro aspecto importante de mencionar es que las perturbaciones cambian su inclinación conforme se van moviendo a través del Atlántico, esto se ve ejemplificado en las fechas 16 de julio de 2001 a 17 de julio del mismo año.

Las ondas del este se encuentran inmersas en el campo medio; en la figura 19 se muestra un claro ejemplo de la presencia de ondas del este en el Océano Atlántico (marcados con líneas punteadas) en los días 16 al 18 de julio, aunque la estructura se pierde después del día 20, mientras que para el Océano Pacífico la estructura más evidente de ondas del este se observa del 20 al 24 de julio, estas últimas muestran una fuerte inclinación en su estructura. La señal de las ondas puede observarse de una manera más clara en la figura 20 que muestra los campos de viento filtrado. En esta figura puede observarse una guía de ondas a 19° N provenientes de África moviéndose hacia el oeste, éstas se pueden observar a partir del día 14 de julio, tomando la secuencia de figuras puede verse cómo la inclinación y la amplitud de las ondas va cambiando conforme éstas se mueven a través del Atlántico, después de los 60°W se observa que las ondas empiezan a desplazarse hacia el norte.

El eje de estas se encuentra orientado de suroeste a noreste, dicha inclinación va cambiando conforme se va moviendo a través del Atlántico y el Caribe. La inclinación se debe a la tendencia de las perturbaciones de llevar energía a la parte superior en una zona baroclínica, esta zona es producto del contraste tierra-mar de la costa este de los continentes Africano y Americano que resulta en un calentamiento diabático aumentando la baroclinicidad. Debido a este proceso el flujo de momentum del oeste llevado al norte, con ello se intensificará la corriente en chorro del Caribe (Salinas, 2006).

El desplazamiento de las ondas del este hacia el norte observado tanto en el Atlántico como en el Pacífico puede ser explicado tomando como referencia a Orlansky, 1997 quien menciona que la tendencia del flujo de momento hacia los polos y el hecho de que estos remolinos se “rompan” pueden aumentar el bloqueo de corrientes descendentes lo que causa una serie de remolinos a lo largo de la trayectoria de tormenta; estos remolinos siguen un patrón progresivamente más hacia los polos y así, la trayectoria de tormenta será deflectada a altas latitudes (Orlansky 1997).

Las líneas de corriente describen con claridad la perturbación correspondiente a una onda del este, estas también pueden distinguirse con datos de agua precipitable mostradas en la figura 21 en donde las regiones de mayor concentración de vapor coinciden con las regiones donde hay convergencia de vientos, detrás de la cresta de la onda.

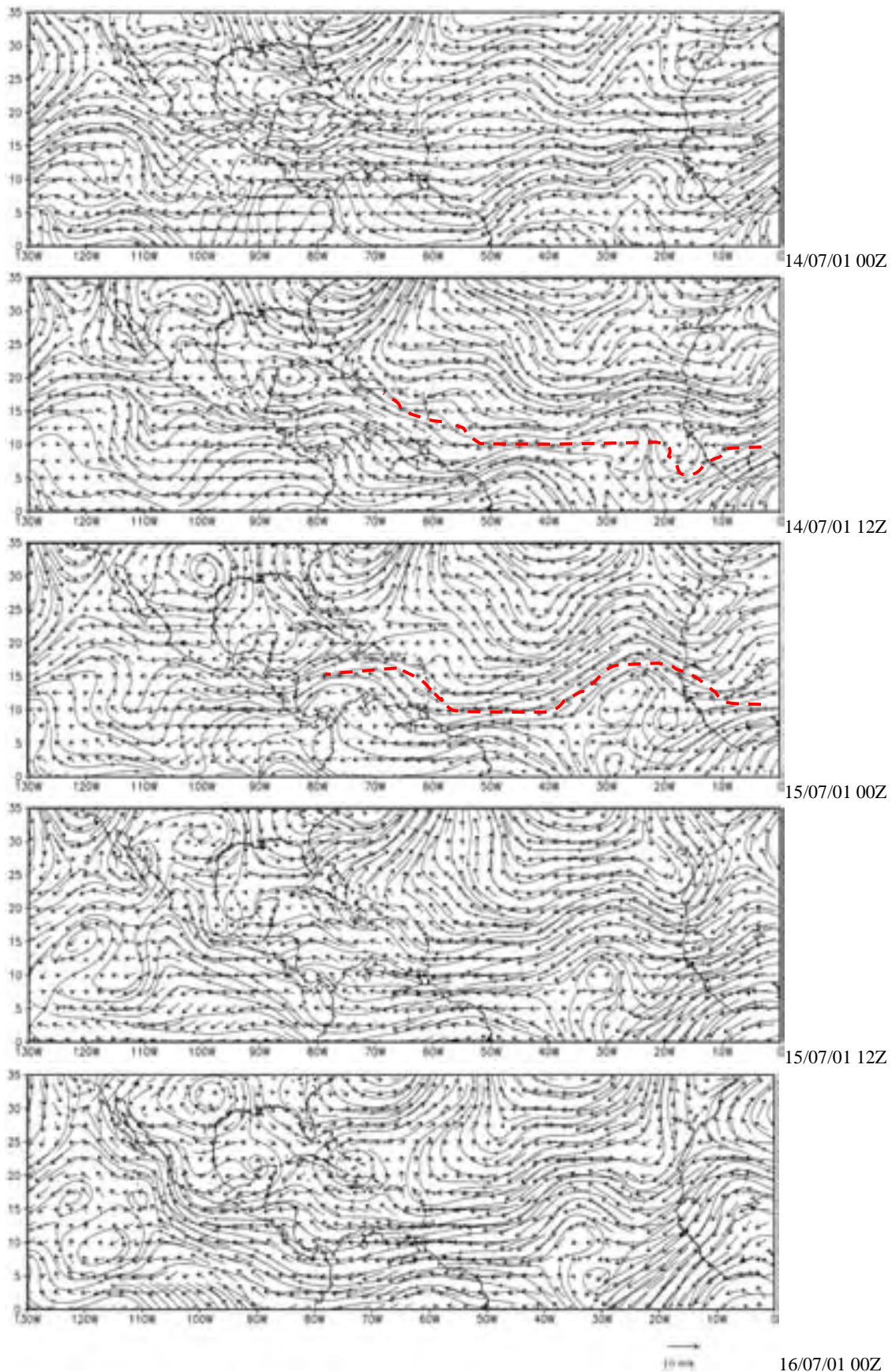


Figura 19. Viento total y líneas de corriente para el periodo del 14 al 25 de julio del 2001.

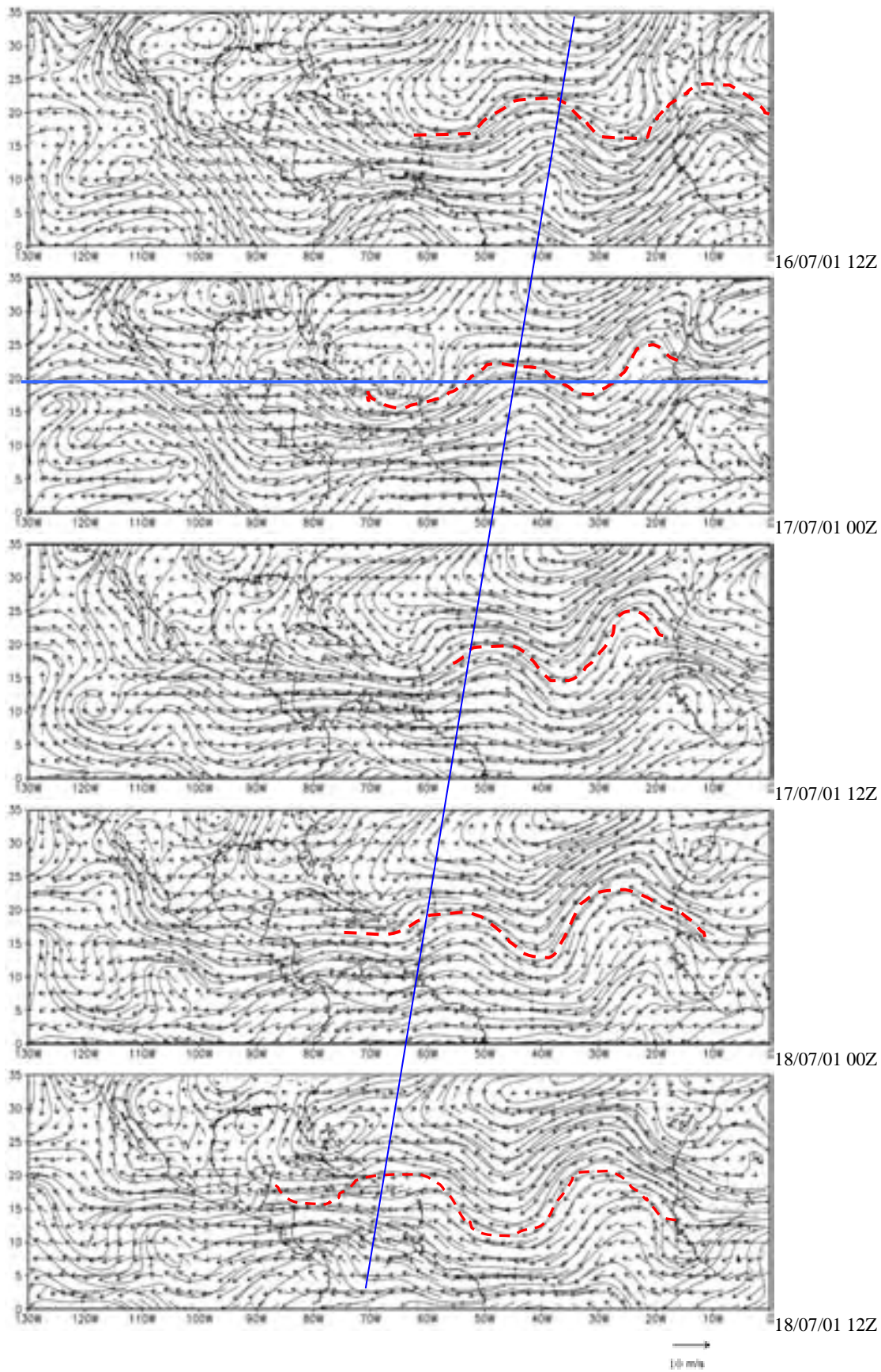


Figura 19 Continua

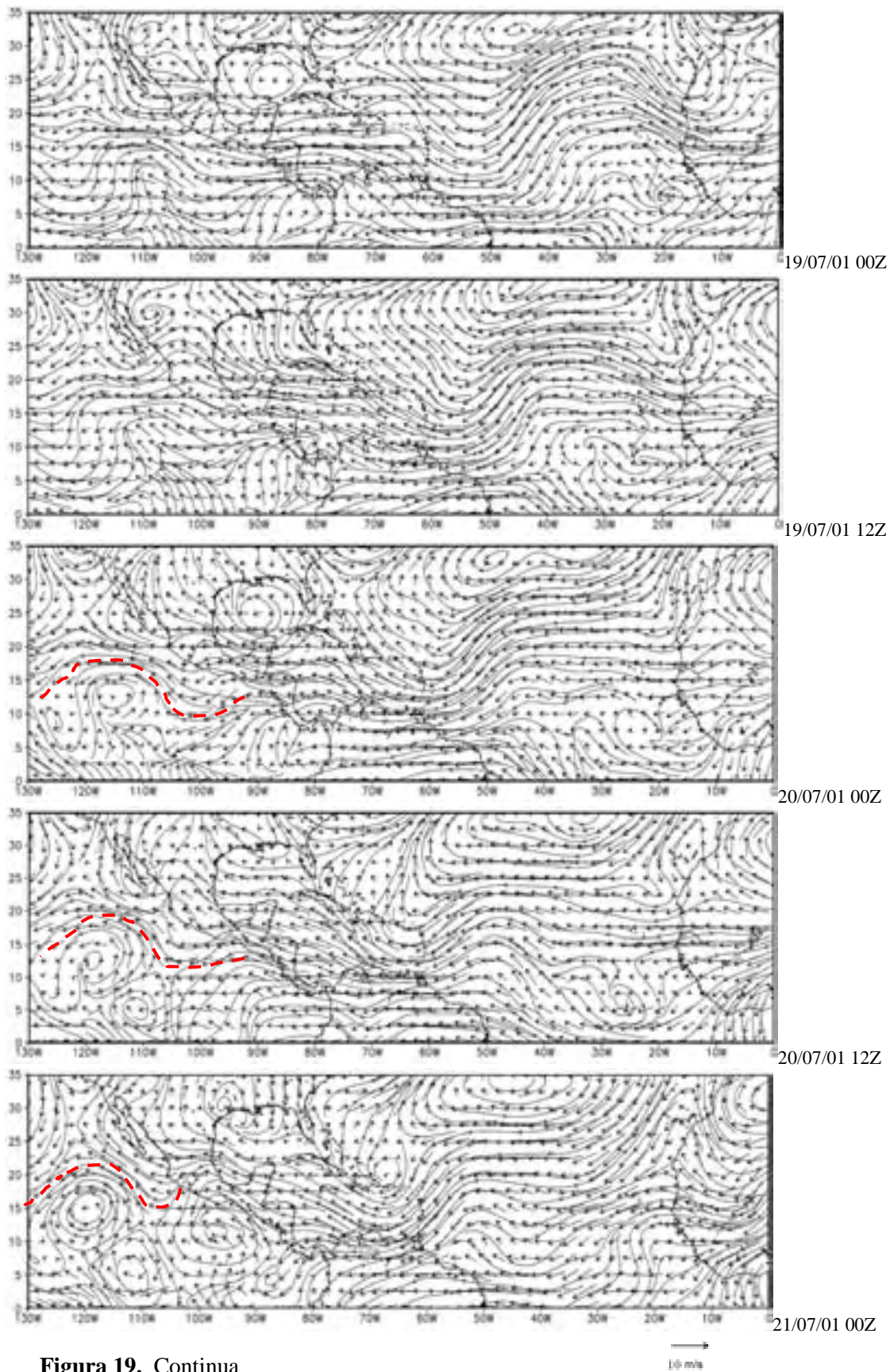


Figura 19. Continua

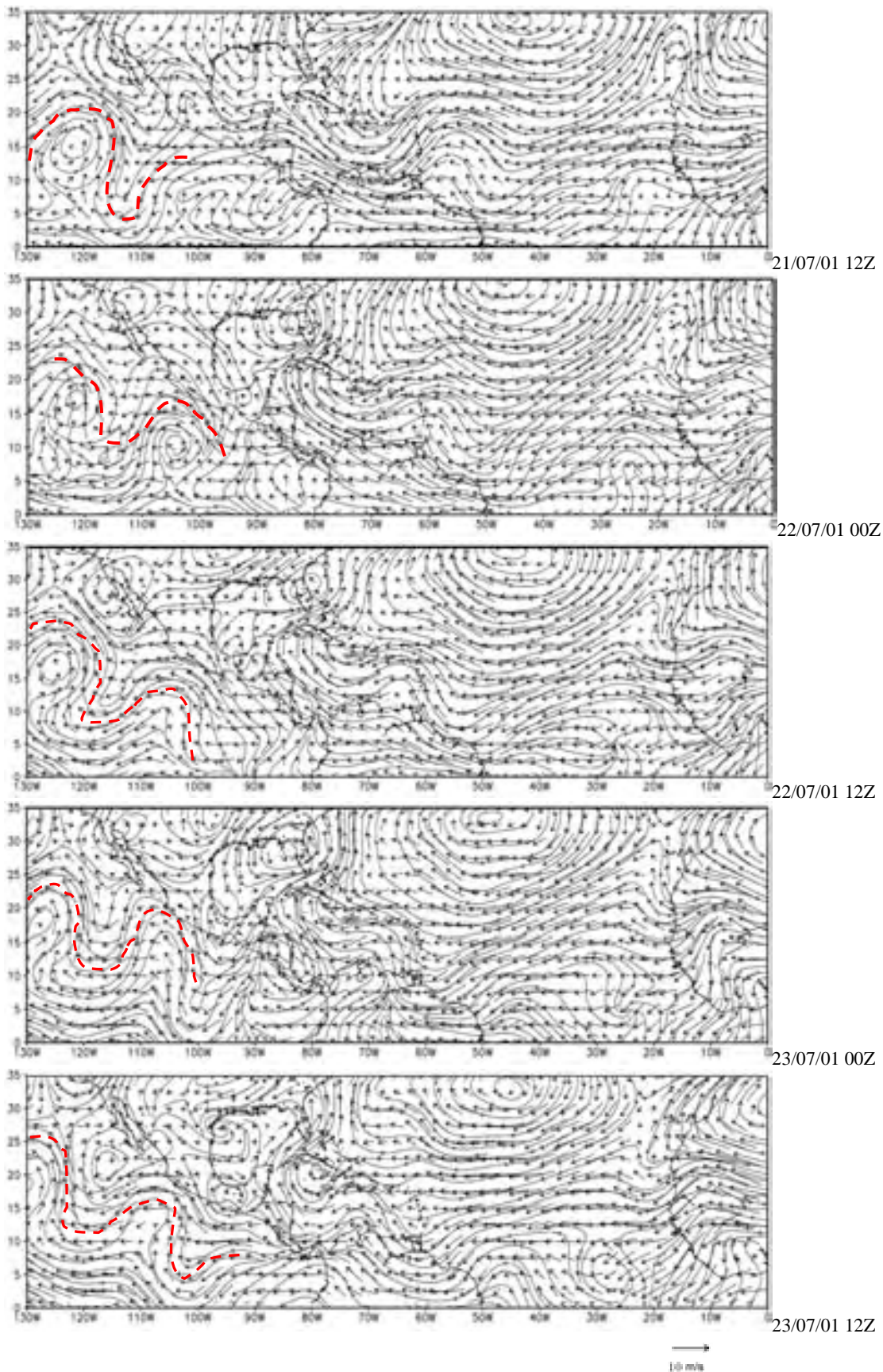


Figura 19. Continua

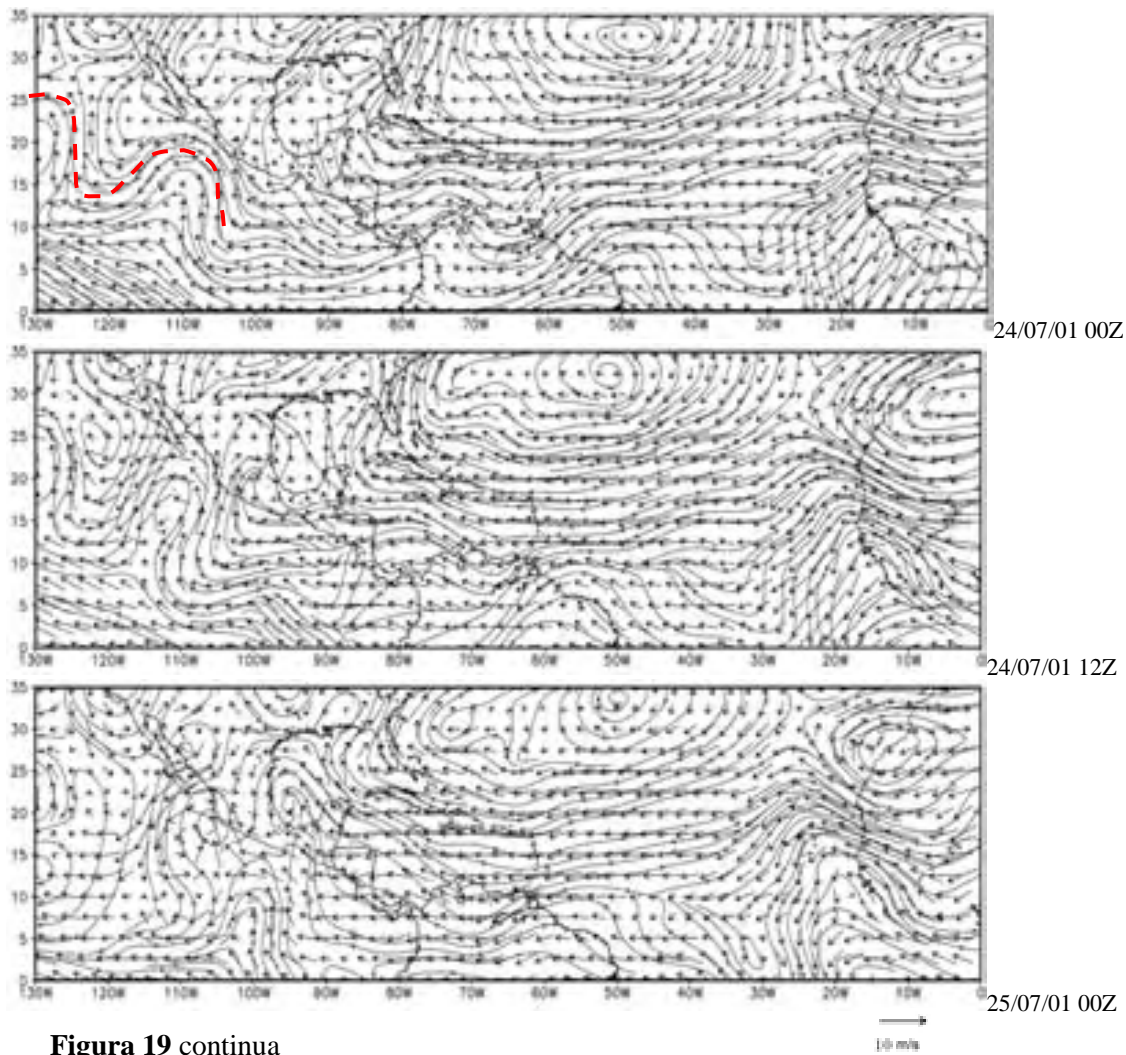


Figura 19 continua

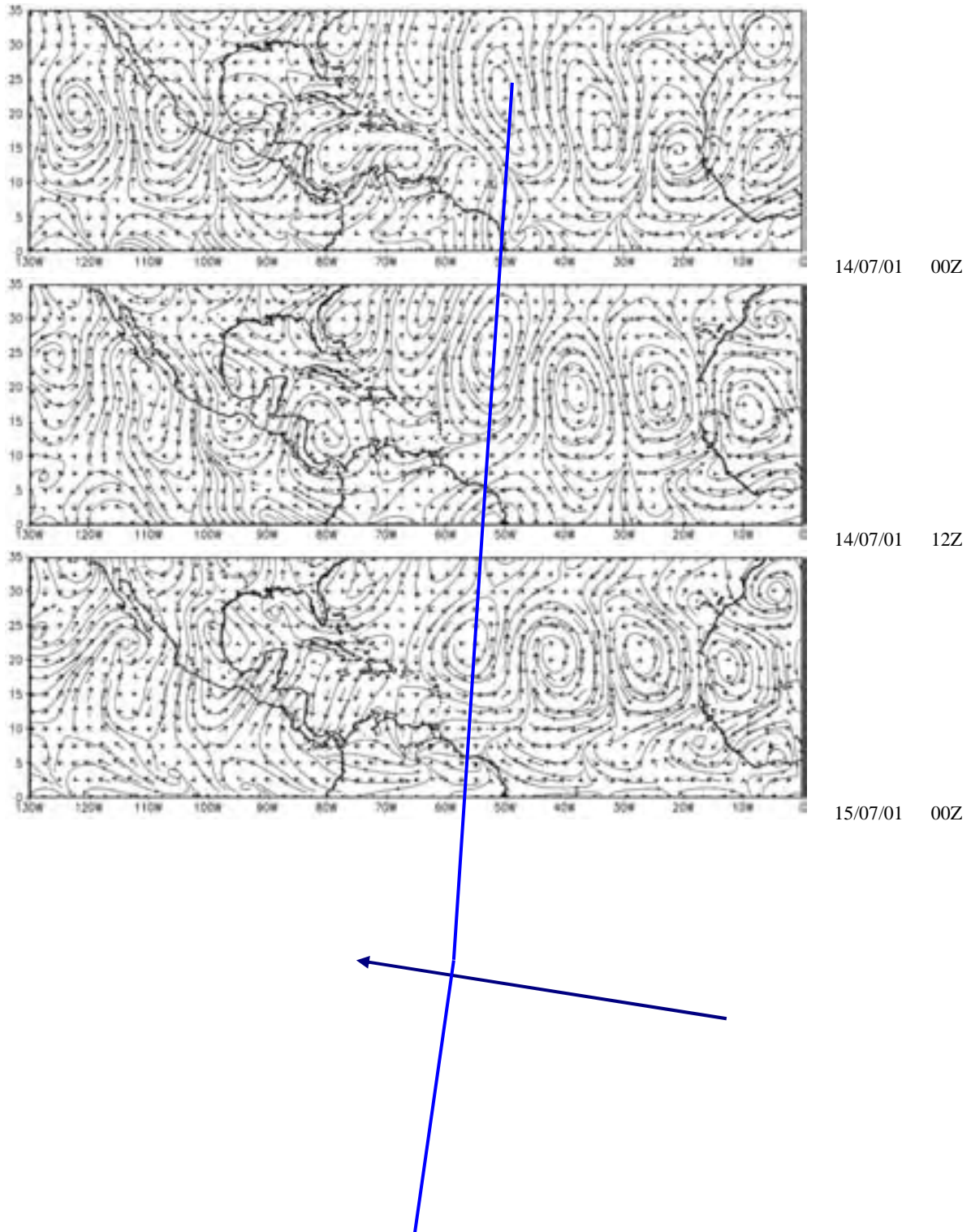
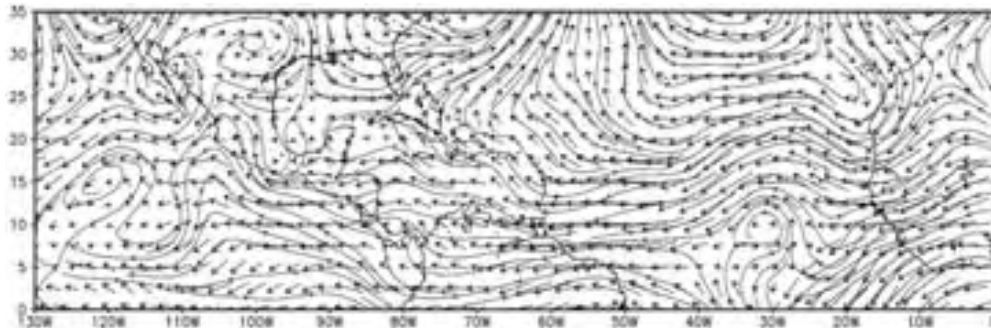
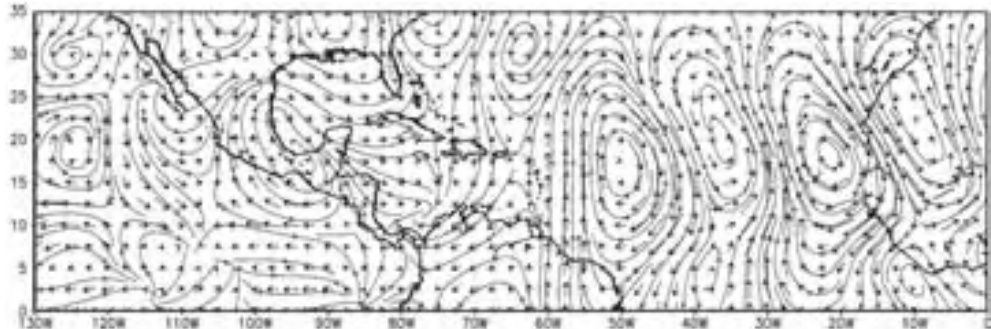


Figura 20. Viento filtrado en espacio y tiempo y líneas de corriente para el periodo del 14 al 25 de julio del 2001

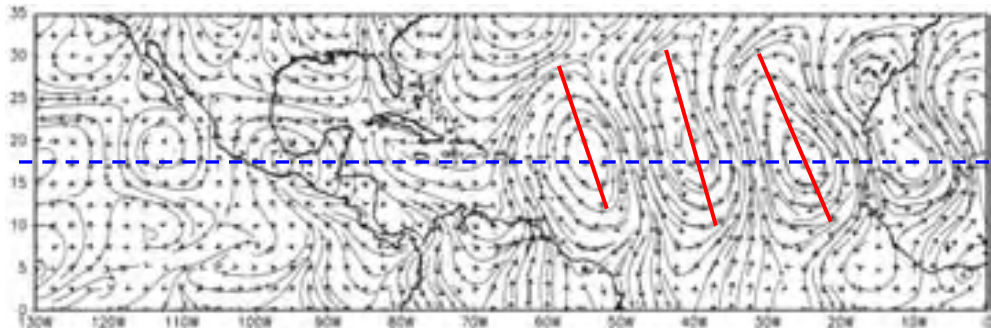
Referencias



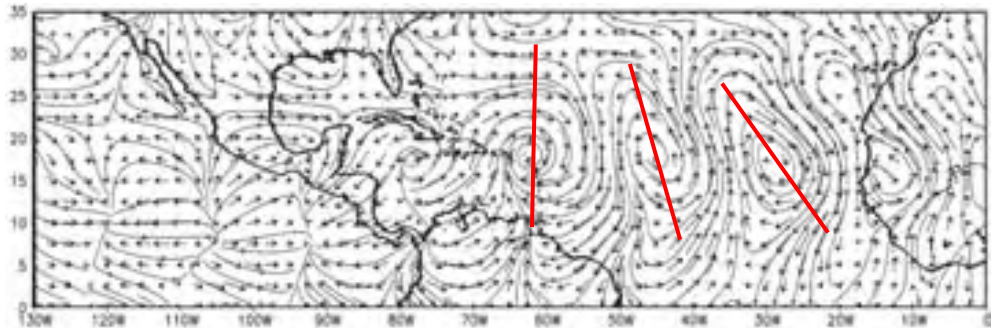
15/07/01 12Z



16/07/01 00Z



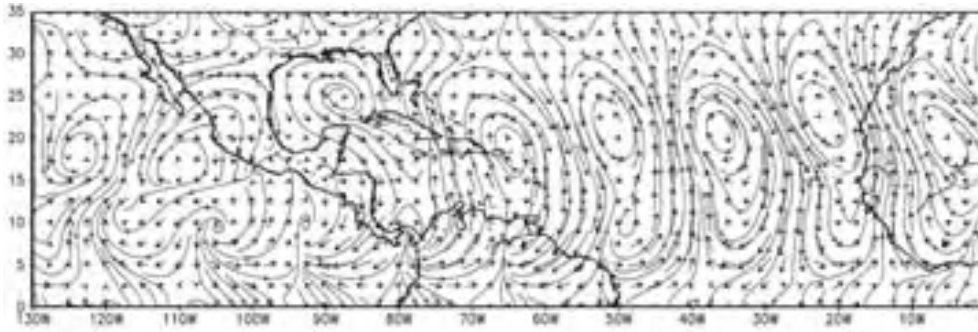
16/07/01 12Z



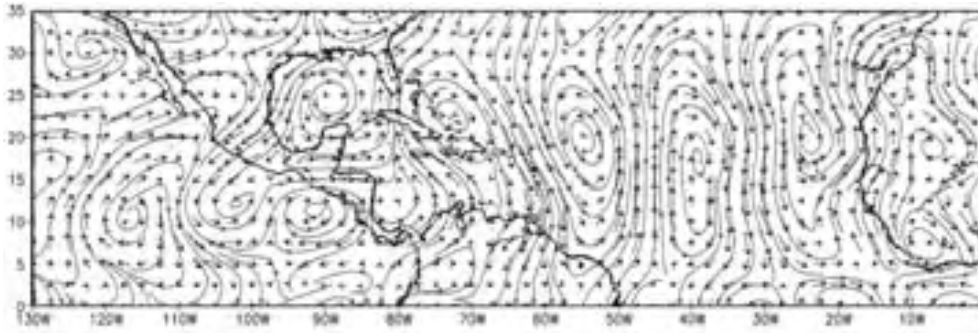
17/07/01 00Z



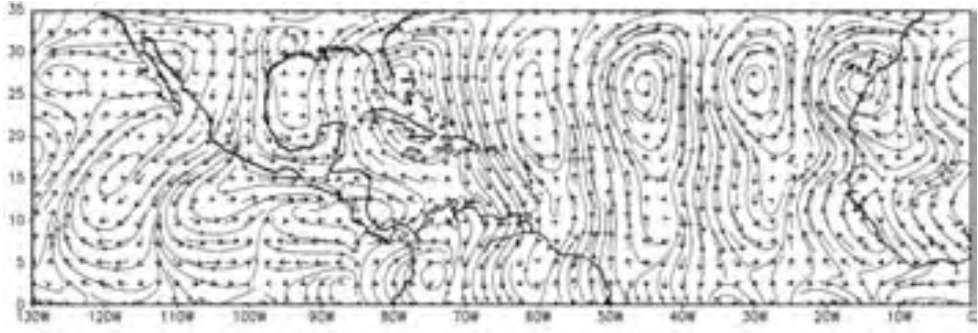
Referencias



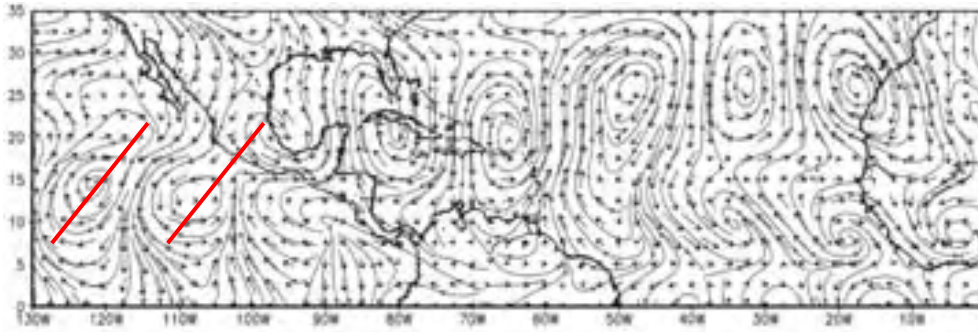
17/07/01 12Z



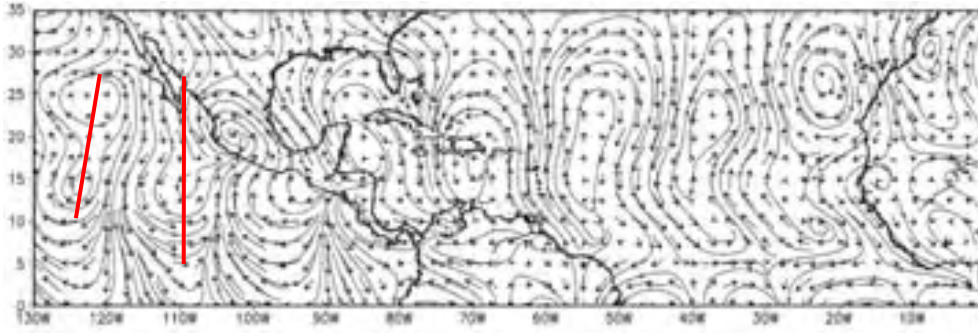
18/07/01 00Z



18/07/01 12Z



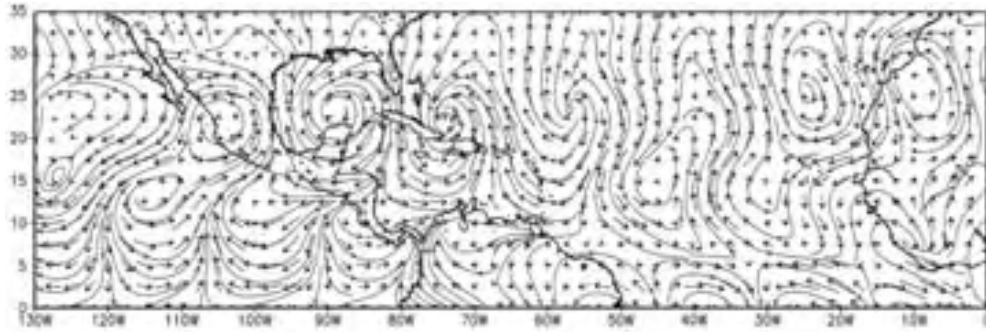
19/07/01 00Z



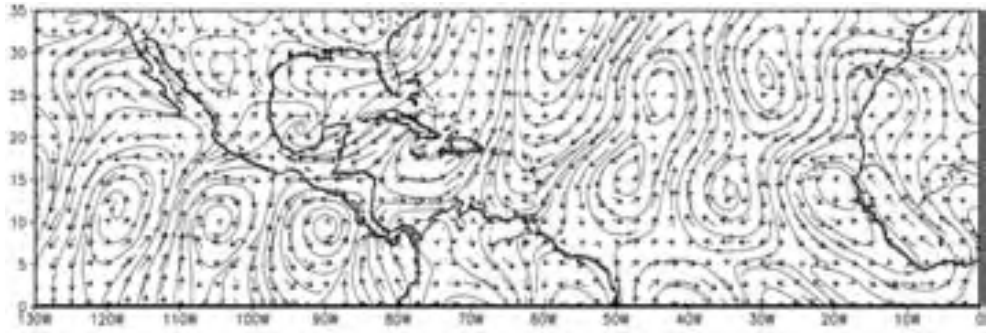
19/07/01 12Z



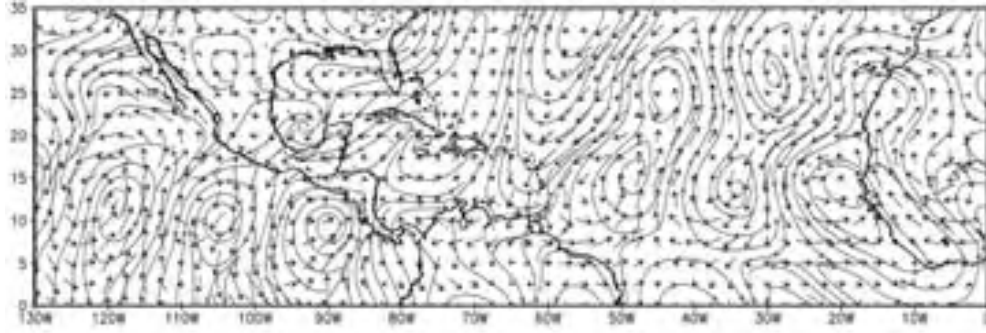
Referencias



20/07/01 00Z



20/07/01 12Z



21/07/01 00Z



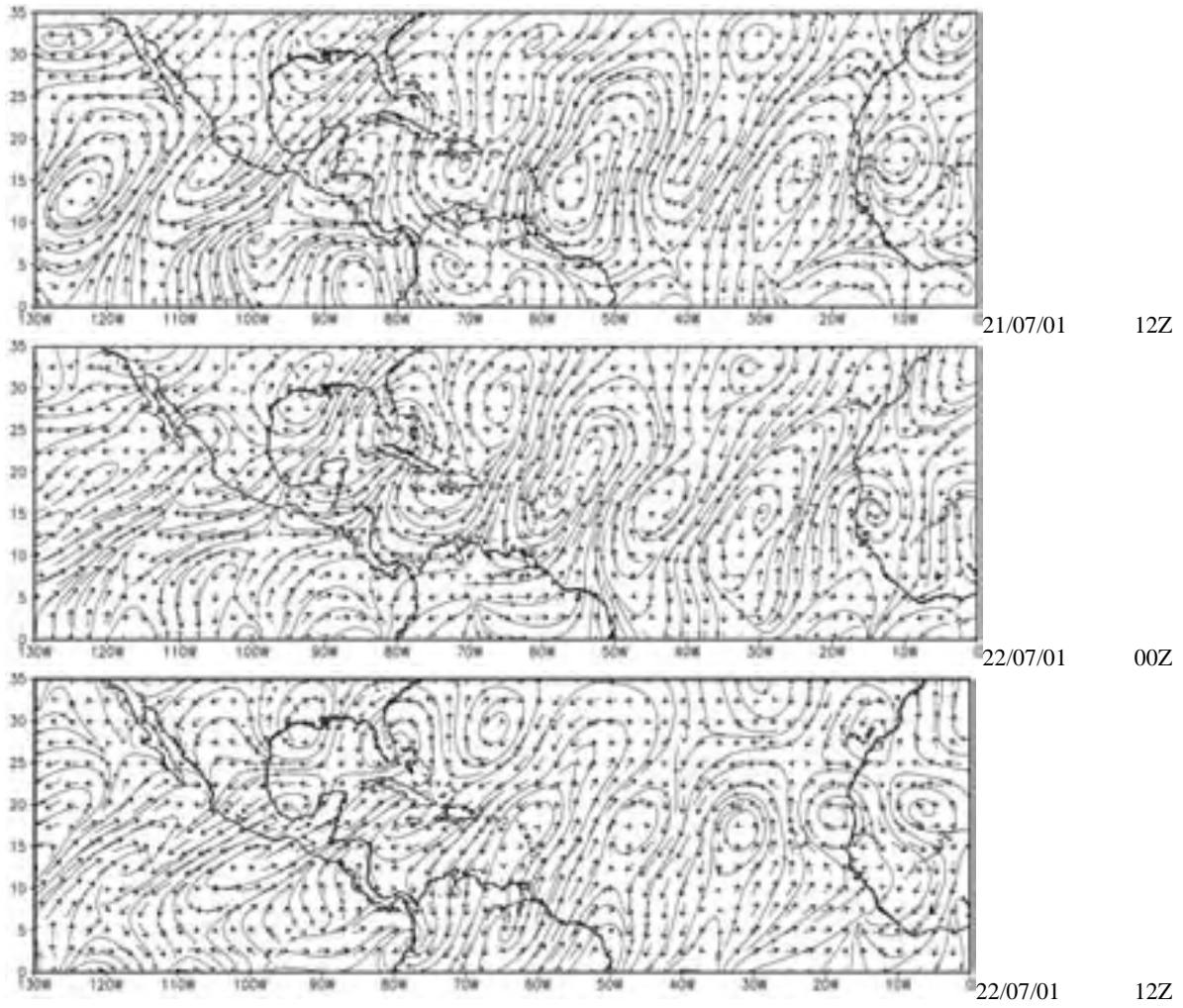
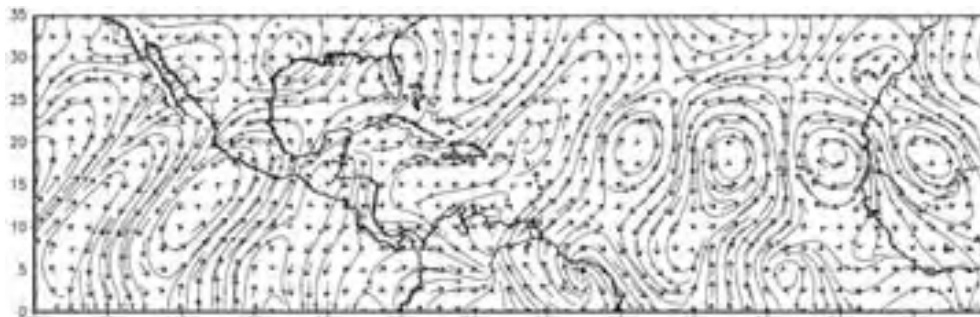
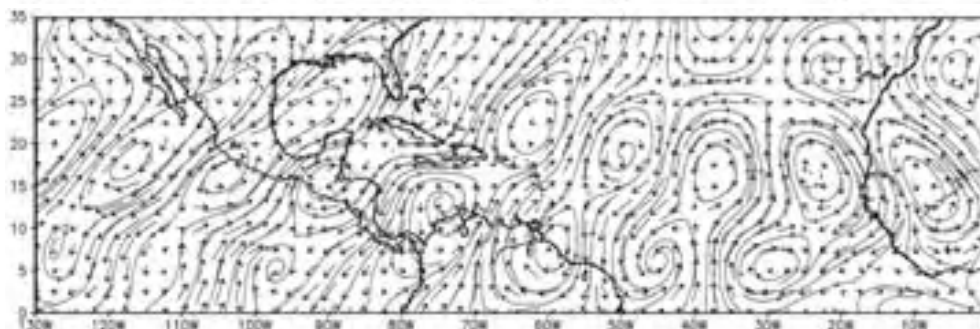


Figura 20 continua

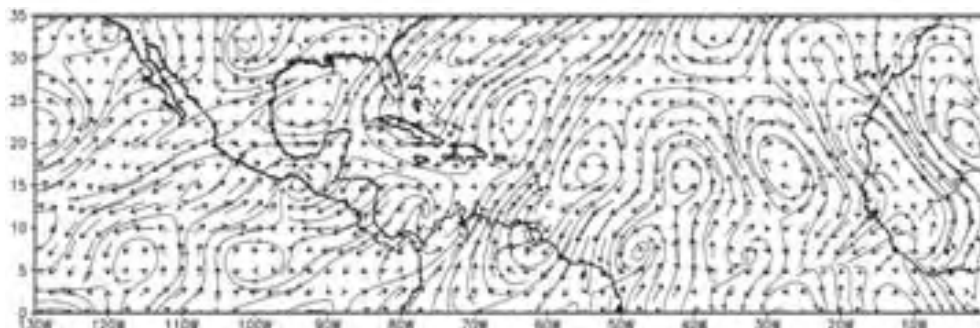
Referencias



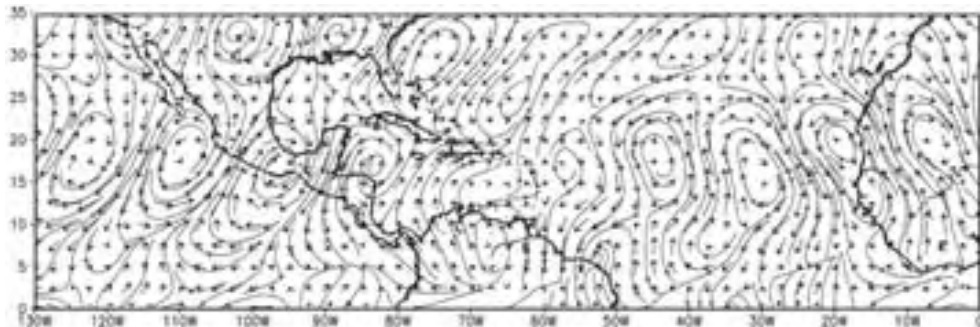
23/07/01 00Z



23/07/01 12Z

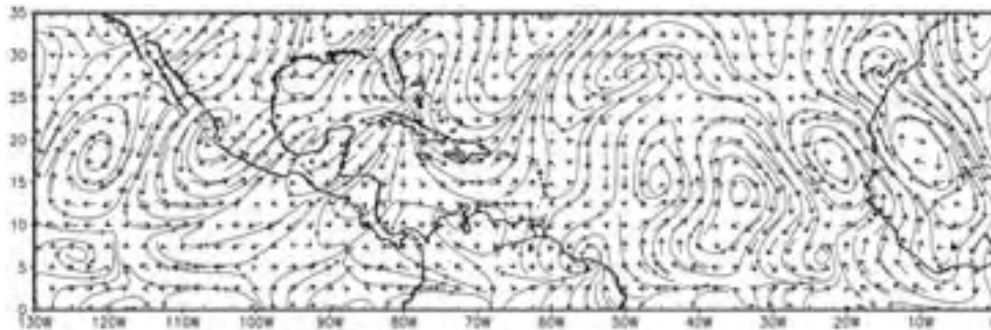


24/07/01 00Z

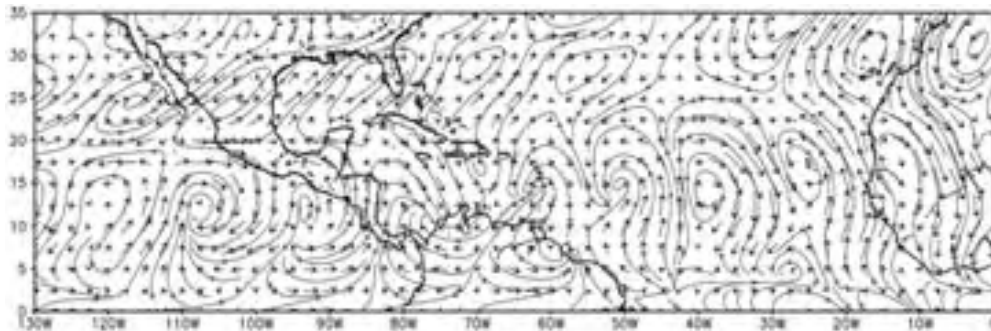


24/07/01 12Z

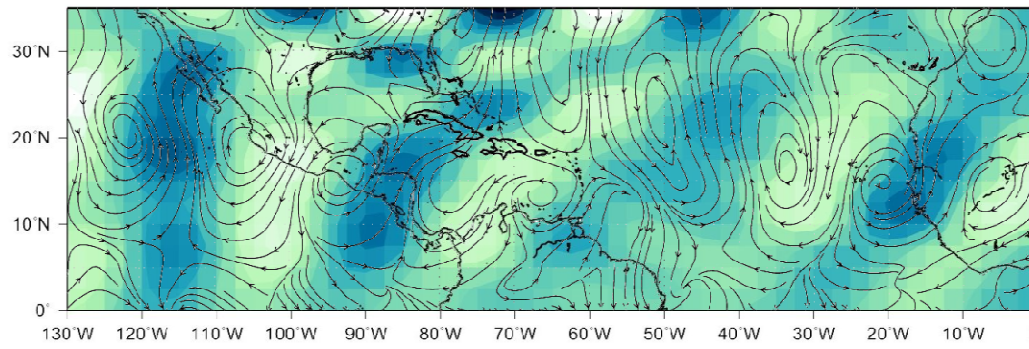
Referencias



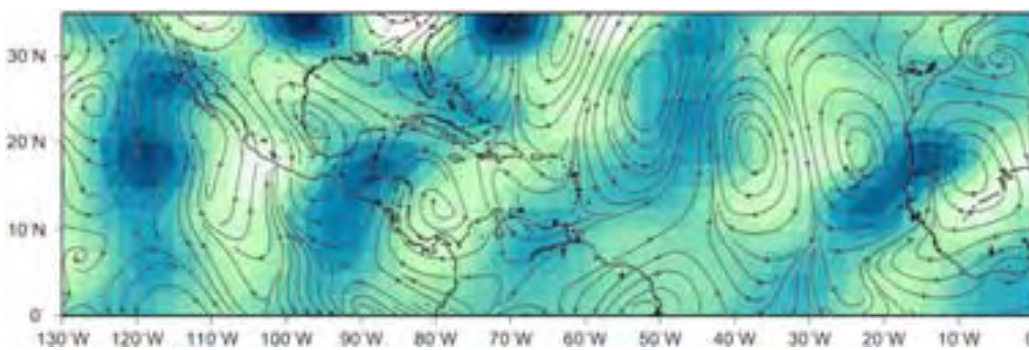
25/07/01 00Z



25/07/01 12Z



14-07-01 00Z



14-07-01 12Z

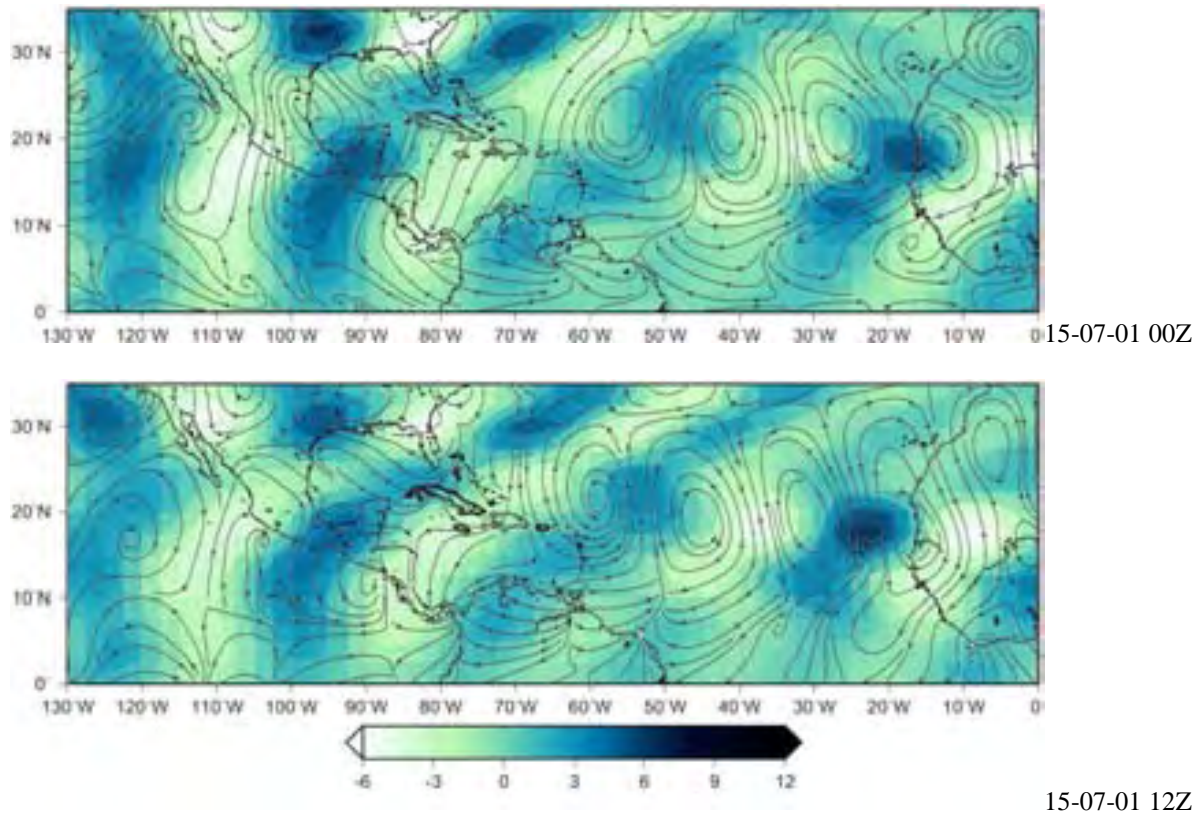
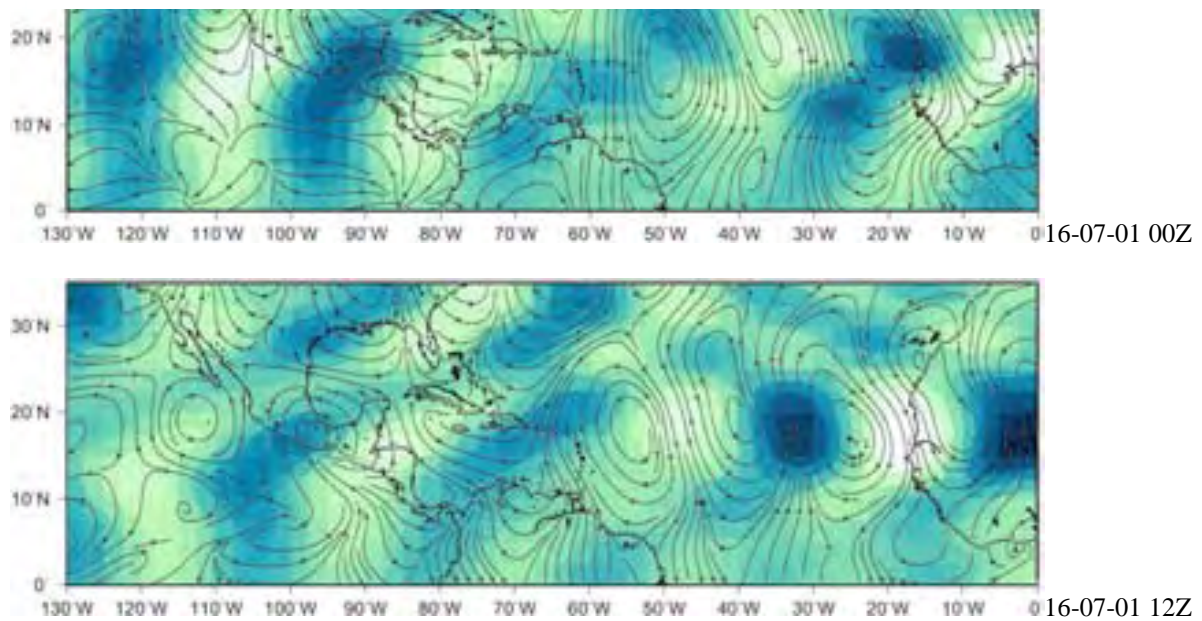


Figura 21 Agua precipitable y líneas de corriente filtrados en el tiempo y espacio para el periodo del 14 al 25 de julio del 2001.



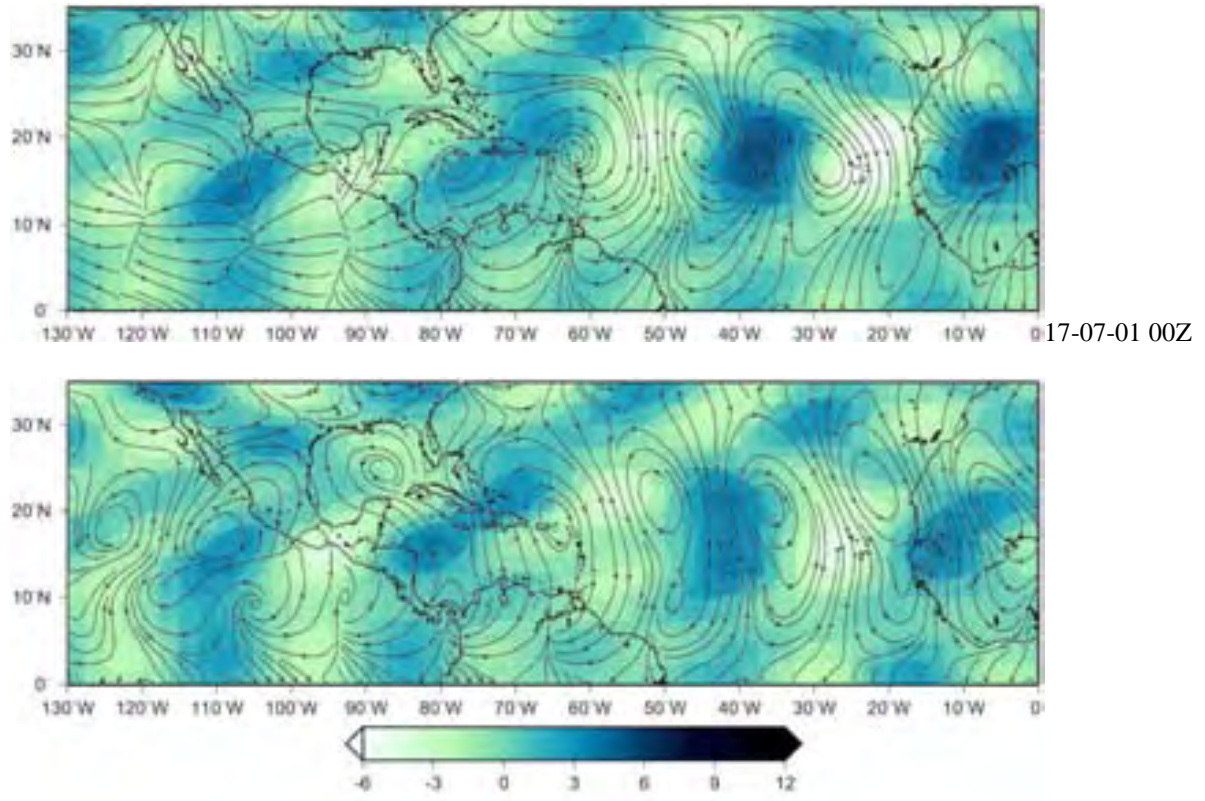


Figura 21 continua

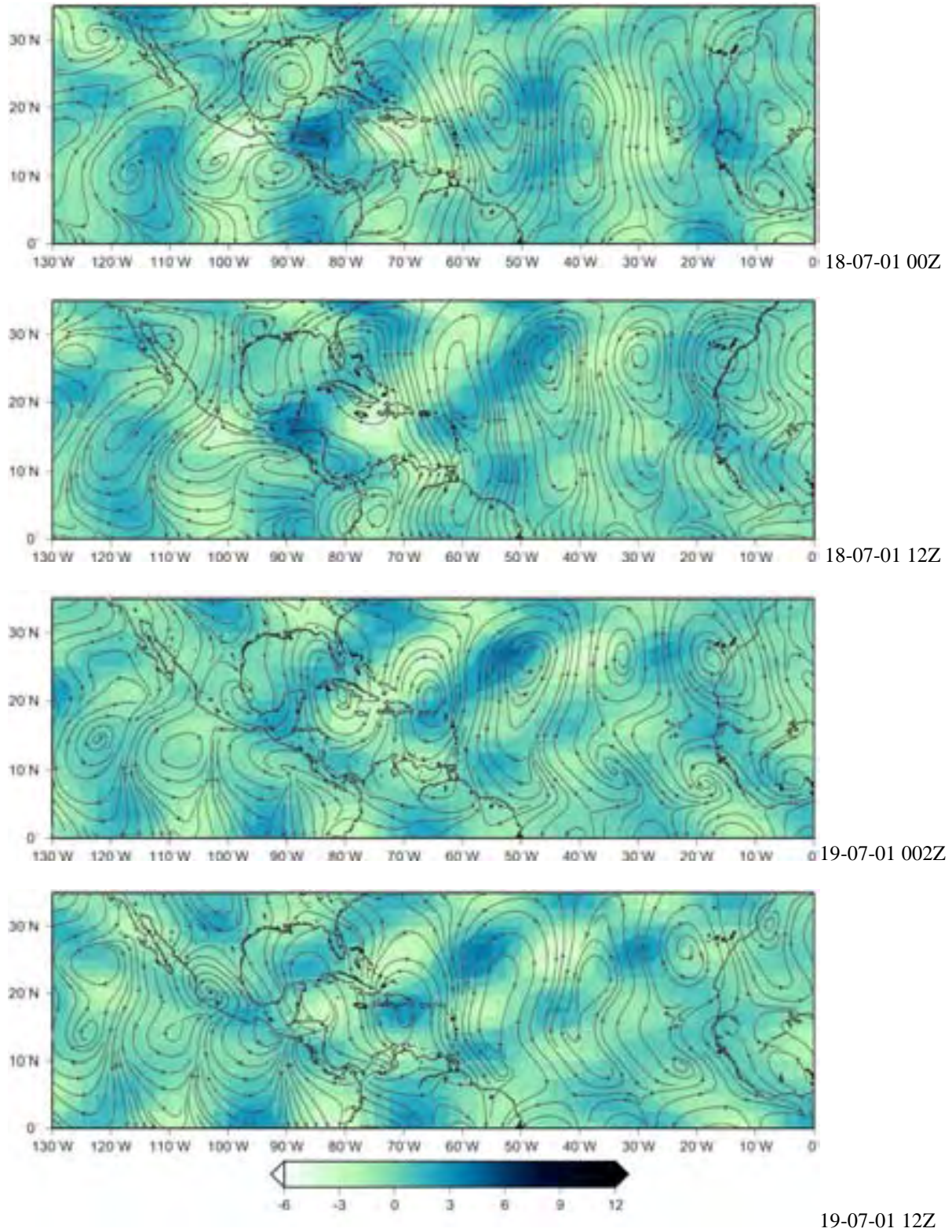


Figura 21 continua

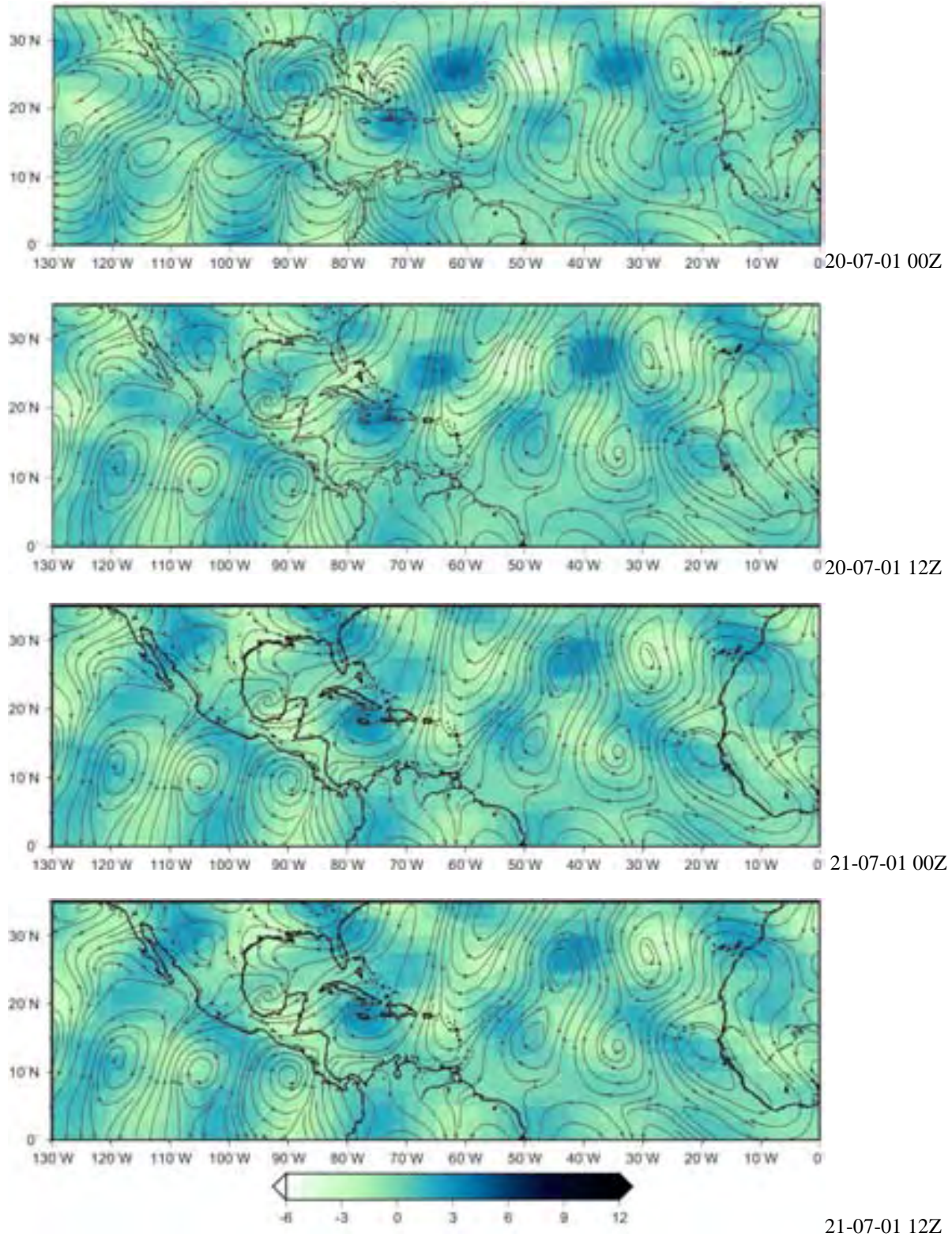


Figura 21 continua

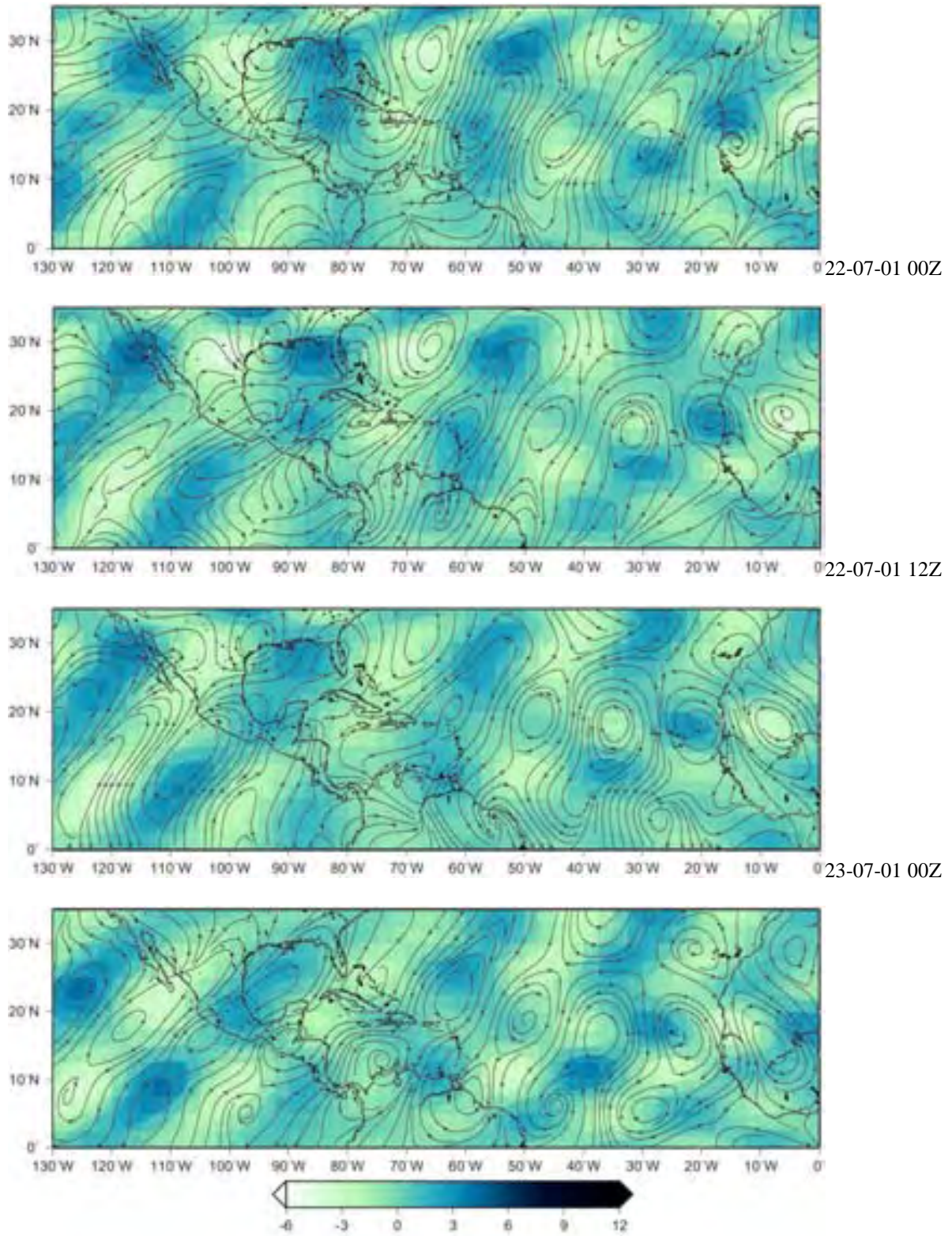


Figura 21 continua

23-07-01 12Z

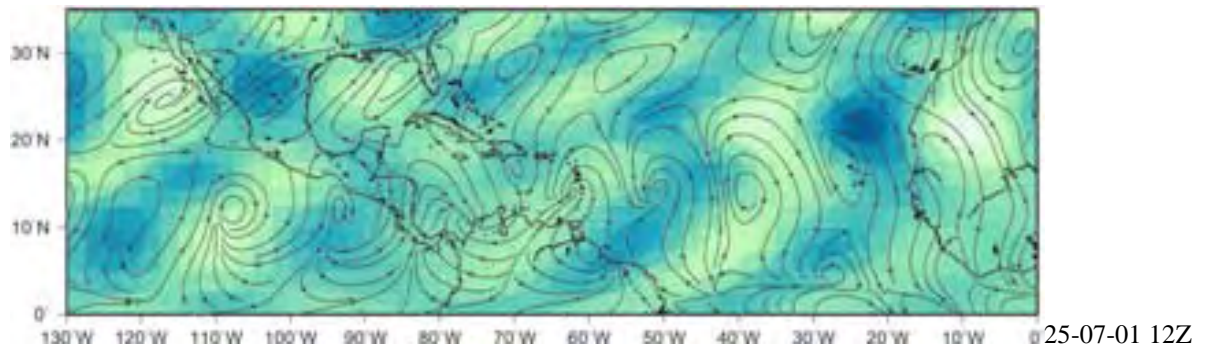
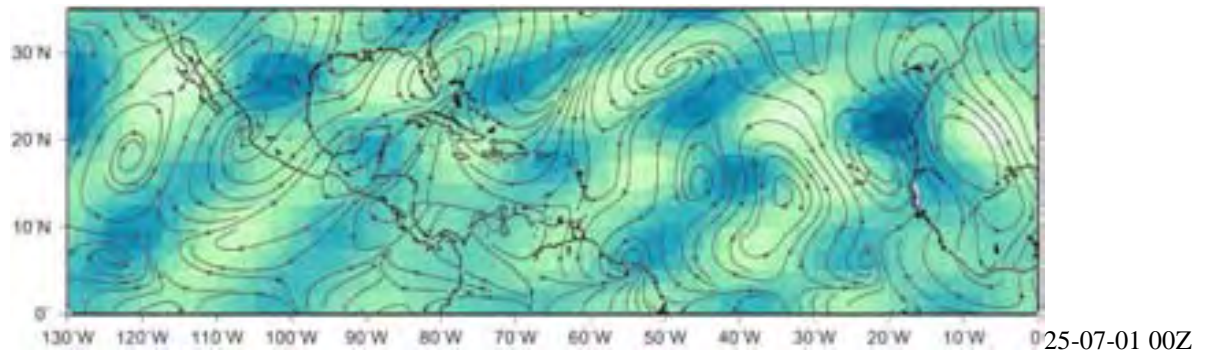
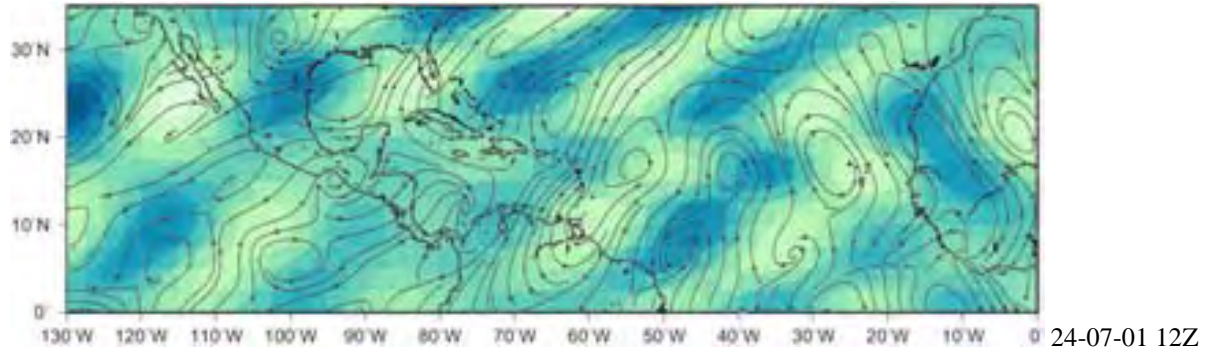
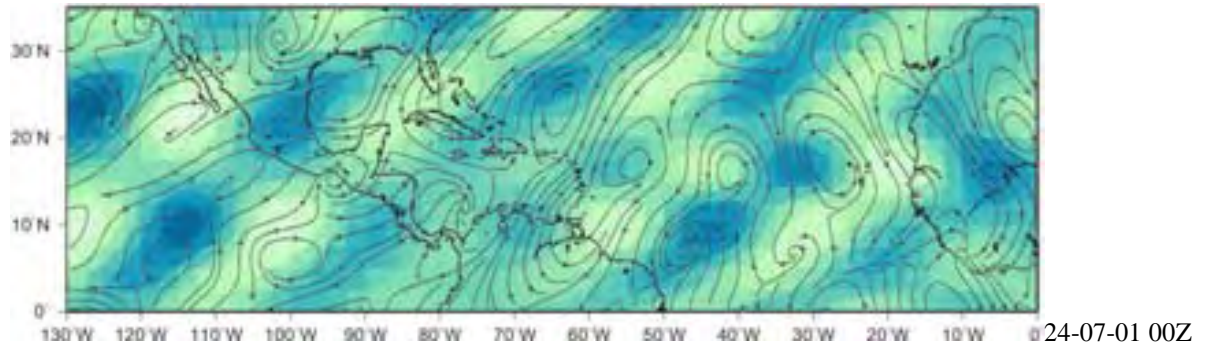


Figura 21 continua

- Capítulo 4 -

4.1 CONCLUSIONES

En las regiones oceánicas, el gradiente meridional de temperatura implica que la convección de la ZITC tenga un efecto dominante en la producción del flujo inestable en el que se forman las ondas. Este es el caso del Océano Atlántico y el Mar Caribe, donde la mayoría de las ondas del este tienen su origen en África. (Nieto et al. 1997), mientras que en el Pacífico este, las ondas se forman in situ de acuerdo a Nitta et al. 1985; Tai y Ogura 1987, aunque algunos investigadores sugieren que se propagan de la cuenca del Atlántico (Ávila y Clarck, 1989).

Las ondas del este son perturbaciones atmosféricas que se originan en las costas de África y se mueven a través del Atlántico hasta llegar al Caribe y Pacífico del este en las albercas de agua caliente. En los diagramas de Hovmoller presentados en la figura 18 se pueden observar de manera clara el movimiento de las ondas del este desde las costas Africanas hasta su llegada al Caribe, incluso se aprecian las ondas presentes en el Océano Pacífico. En el Caribe, las ondas del este se intensifican (Fig. 18) y como se muestra en la figura 20 tienen un movimiento hacia el noroeste.

Existen dos guías de onda provenientes de África una a 10°N y la otra a 15°N , como lo menciona Cook, 2004. Al parecer, la guía de onda superior sufre una deflexión hacia el noroeste (Fig.22), mientras que la inferior interactúa con el continente y la orografía y logra atravesar hacia el Pacífico Este.

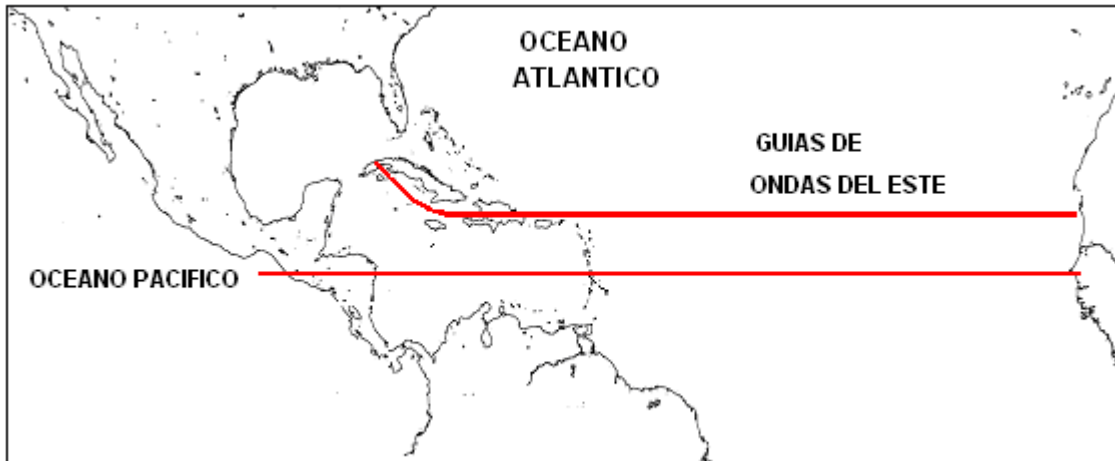


Figura 22 Esquema de las guías de las ondas del este

Las ondas del este también interactúan con la barrera montañosa de Mesoamérica y pasan al Pacífico Este. El paso sobre las montañas cambia su vorticidad disminuyendo y aumentando su vorticidad relativa.

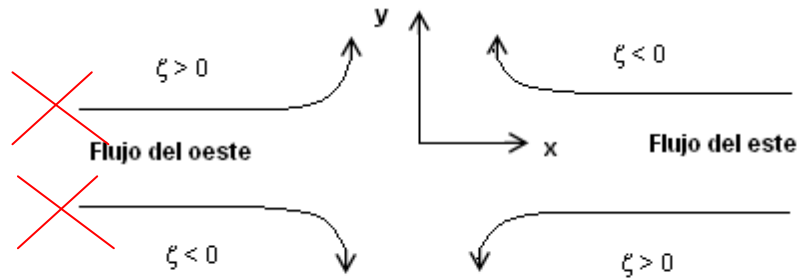


Figura 23 Conservación de vorticidad absoluta para la curvatura de las trayectorias del flujo (Holton, 1992).

Como el flujo es del este, no se toman en cuenta las variaciones de la vorticidad en el flujo del oeste. Para un flujo zonal del este, la respuesta orográfica consiste en una región de vorticidad anticiclónica centrada sobre la montaña, mientras que en ambos lados de la montaña hay una vorticidad ciclónica relativamente débil. Para conservar la vorticidad potencial, un flujo zonal del este que es irrotacional lejos de la zona de ascenso de la montaña debe adquirir una relativa vorticidad anticiclónica cuando esta sobre la montaña

debido al decremento de la profundidad del fluido comparado con la profundidad del mismo en el ascenso de la montaña. La curvatura ciclónica en el lado de descenso de la montaña representa un lento regreso de la parcela a su posición de equilibrio (Zehnder, 1991). Así, en un flujo del este, las curvaturas hacia el norte y hacia el sur, están asociadas con vorticidades relativas positivas y negativas respectivamente (Fig. 23).

El bloqueo del flujo a través de la Sierra Madre y el desarrollo de una región barotrópicamente inestable de bajos niveles puede propiciar una zona de reforzamiento para las ondas del este en su paso al Pacífico Este (Mozer y Zehnder (1996a)).

Zehnder en 1998 menciona que al pasar la onda del este al Pacífico y, después de interactuar con la orografía hay un aumento en la vorticidad, esto aunado al movimiento de la ZITC. La interacción de las ondas del este, la ZITC y la orografía pueden propiciar la formación de tormentas tropicales.

Al ascender la montaña, el estrechamiento que sufre la columna de aire (Fig. 24) da un movimiento ciclónico al flujo, esto crea una componente hacia el sur del movimiento. Como la columna se mueve con componentes hacia el oeste y hacia el sur sobre la barrera, decrece su vorticidad absoluta, de manera que la vorticidad potencial pueda conservarse. La reducción en la vorticidad absoluta surge del desarrollo de una vorticidad relativa anticiclónica y de un decremento en la vorticidad absoluta debido al movimiento hacia el sur que sufre el flujo. La vorticidad relativa anticiclónica gradualmente modifica la columna de manera que, cuando esta alcanza el tope de la barrera su movimiento es principalmente hacia el oeste. Continúa con su movimiento hacia el oeste cuando desciende la barrera, conservando la vorticidad potencial, después de descender cierta distancia de la barrera montañosa, la columna de aire nuevamente se mueve hacia el oeste y regresa a su latitud original (Holton, 1992)

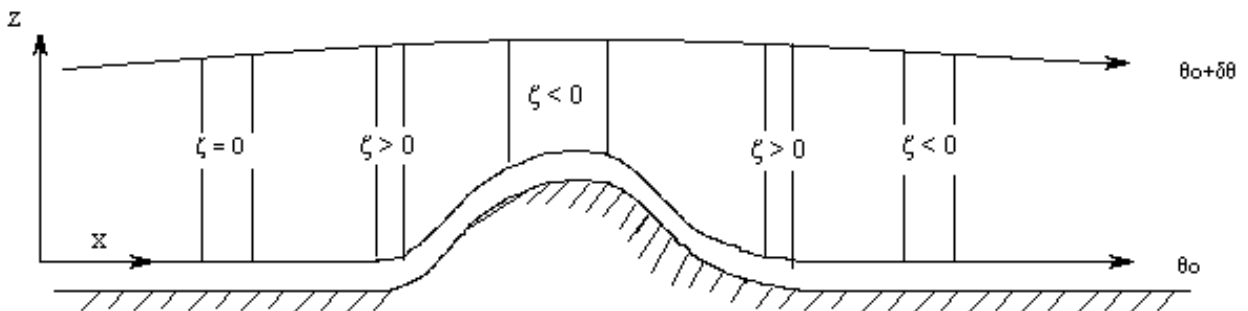


Figura 24 Esquema de flujo del oeste sobre una barrera topográfica. Tomado de Holton, 1992.

Otra posibilidad es la sugerida por Adem (1956) quien muestra, a través de un modelo barotrópico que las perturbaciones ciclónicas tienden a desplazarse en una dirección SE-NW. Debido a las variaciones del parámetro β (variaciones de la fuerza de Coriolis con la latitud), un ciclón barotrópico no divergente dentro de una atmósfera estable se mueve con dirección noroeste. Inicialmente, antes de que el ciclón simétrico se deforme se mueve hacia el oeste, después de un tiempo, empieza a moverse gradualmente hacia el noroeste (Fig. 25).

Las variaciones del parámetro β induce una aceleración en el ciclón (Rossby, 1949). Una onda del este intensificada podría identificarse con este tipo de perturbación.

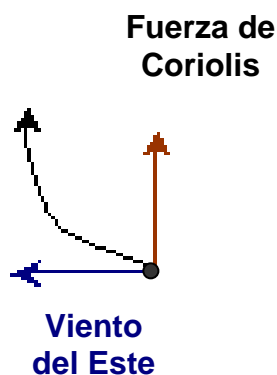


Figura 25 Deflexión de un ciclón en un flujo del este debido a las variaciones del parámetro de Coriolis (efecto β).

Las ondas que se mueven sobre el Caribe y giran hacia el norte podrían tener influencia, si llevan la humedad suficiente, en las lluvias no solo del sur del país si no también en las costas del Golfo de México.

La inclinación mostrada en la estructura de la onda conforme va avanzando sugiere que hay flujo de momento entre la onda del este y la corriente de chorro del Caribe. Orlansky, 1998 menciona que el flujo con cizalla meridional como la corriente en chorro de latitudes medias, propicia un cambio en la dirección de ondas de Rossby. Las Ondas del este son ondas de Rossby modificadas por la convección y al encontrarse con la corriente en chorro del Caribe se deflectan hacia el noroeste (Fig. 26).

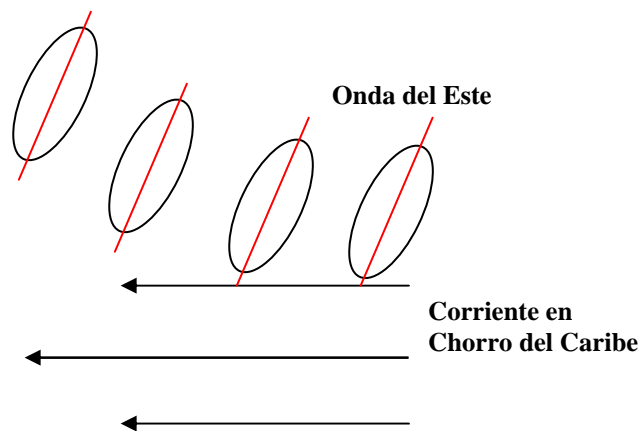


Figura 26 Esquema de la cizalla meridional de la corriente en chorro del Caribe y la deflexión de las ondas del este hacia el noroeste debido a un flujo de momento entre la corriente y las ondas del este.

Las ondas del este son de gran importancia por el aporte de lluvias de verano en México, la figura 21 muestra cómo el agua precipitable va siguiendo el movimiento y la inclinación del eje de la onda. La mayor cantidad de agua precipitable se encuentra detrás del eje de la onda, que es la zona de convergencia. Por ejemplo, para el día 22 de julio el campo de viento (Fig. 20) muestra una onda del este en el Golfo de México, para ese mismo día la figura 21 muestra un máximo de agua precipitable en la misma zona.

4.2 TRABAJO A FUTURO

Explorar las hipótesis dinámicas que se mencionaron en el punto anterior, para lo cual sería importante poder contar con datos de sondeo dentro de las albercas de agua caliente como los obtenidos de las campañas ECAC durante el 2001, ya que es en esta zona donde se muestran cambios en la inclinación de las ondas del este e interactúan con la corriente en chorro del Caribe.

Es importante analizar la interacción entre la corriente en chorro del Caribe y las ondas del este como lo menciona Salinas, 2006, ya que la transferencia de momento entre estas resulta ser un elemento clave para entender la dinámica de las ondas del este.

Hacer una revisión de las características dinámicas de las ondas del este y su posible interacción con el Monzón Mexicano.

REFERENCIAS

- Adem, Julian, 1956. Series solution for the vorticity equation and its application in the study of atmospheric vortices, *Tellus*, 8, 364-372.
- Albignat and Reed, 1980: The origin of African wave disturbances during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.* **108**, 1827-1839.
- Bergthorsson P. and B. Döös, 1955: Numerical weather map analysis. *Tellus*, 7, 329-340.
- Berry, G., Thorncroft, C. and Hewson, T. (2007) African easterly waves in 2004 – Analysis using objective techniques. *Mon. Wea. Rev.* (in press)
- Burpee, R.W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77-90.
- Carlson, T. N., 1969: Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 256–276.
- 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.
- Cressman, G. P., 1959: An Operational Objective Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, **87**, 367-374.
- Cook, K. H., C. M. Patricola, and E. K. Vizzy, 2004: Easterly waves in the Tropical Atlantic: Climatology and variability., Submitted for publication in Monthly Weather Review.
- Emanuel, K.A., 1991: The theory of hurricanes. *Annual Rev. Fluid Mech.*, **23**, 179-196.
- Frank, N. L., 1970: Atlantic tropical systems of 1969. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 307–314
- Hartmann D., ATM 555: Notes Filtering of Time Series, Cap. 7. Pp. 165-187
- Holton J., An Introduction to Dynamic Meteorology International Geophysics Series Vol. 48, 1992, Third edition, 511 pages
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Landsea, C.W., 1993: A climatology of intense (or major) Atlantic hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1703-1713.
- Magaña R. Víctor, 1999: Los impactos de El Niño en México, UNAM, México. Pp 23-28.

Referencias

- Nieto Ferreira R., and W.H. Schubert , 1997: Barotropic aspects of ITCZ breakdown. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 261-285
- Orlanski, I., 1998: Poleward deflection of storm tracks. *J. Atmos. Sci.*, **55**(16), 2577-2602.
- Pasch R. J., L. A. Avila, J. -G. Jing, and 1998: Atlantic tropical systems of 1994 and 1995: A comparison of a quiet season to a near record one. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1106-1123.
- Pérez, J.,(2004) Pronóstico Numérico del Tiempo para el Valle de México, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica de la UNAM, México.
- Petersen, W.A., R. Cifelli, D.J. Boccippio, S.A. Rutledge, and C. Fairall, 2003: Convection and Easterly Wave Structure Observed in the Eastern Pacific Warm-Pool during EPIC-2001. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1754-1773.
- Piersig, W., 1936: Parts I and II (translated)---1940: The cyclonic disturbances of the subtropical eastern north Atlantic., *Bull. Amer. Met. Soc.*, **25**, 2-17.
- Reed, R. J., A. Hollingsworth, W. A. Heckley, and F. Delsol, 1988: An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in analyzing and forecasting easterly wave disturbances over Africa and the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 824-865.
- Salinas, J.,(2006) Dinamica de ondas del este y su interaccion con el flujo medio en el Caribe, Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica de la UNAM, México.
- Shapiro, R. Smoothing, filtering, and boundary effects. *Rev. Geophys. Space Physics*, 1970, Vol 8, pp 359-387
- Stensrud, D.J., R.L. Gall, and M. Nordquist, 1997: Surges over the Gulf of California during the Mexican monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 417-437.
- Zehnder, J. A., 1991: The interaction of planetary-scale tropical easterly waves with topography: A mechanism for the initiation of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1217-1230
- Zehnder, J. A., D. M. Powell, and D. L. Ropp, 1999: The interaction of easterly waves, orography, and the intertropical convergence zone in the genesis of eastern Pacific tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1566-1585.

Referencias

Waliser, D. E. and C. Gautier, 1993: A Satellite-Derived Climatology of the ITCZ. *J. Climate*, **6**, 2162-2174.

SITIOS DE INTERNET

<http://www.cdc.noaa.gov>.

<http://www.crh.noaa.gov/gjt/monsoon.htm>

<http://nomads.ncdc.noaa.gov>

http://www.newmediastudio.org/DataDiscovery/Hurr_ED_Center/Easterly_Waves/Easterly_Waves.html

<http://raob.fsl.noaa.gov>

http://www.tdx.cesca.es/TESIS_UPC/AVAILABLE/TDX-0317105-174201/11Ojc11de12.pdf

<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>