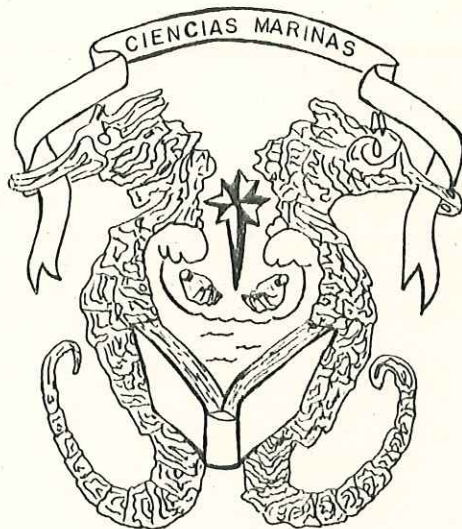




# UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



CLIMATOLOGIA DE LOS FLUJOS DE CALOR LATENTE , CALOR  
SENSIBLE Y MOMENTUM PARA LA INTERFASE MAR / AIRE  
EN EL OCEANO PACIFICO ORIENTAL

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

**OCEANOLOGO**

P R E S E N T A

Edgardo de Jesús Urzua Guevara

Ensenada, B. C., Octubre de 1987.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

CLIMATOLOGIA DE LOS FLUJOS DE CALOR LATENTE, CALOR SENSIBLE  
Y MOMENTUM PARA LA INTERFASE MAR/AIRE EN EL OCEANO  
PACIFICO ORIENTAL

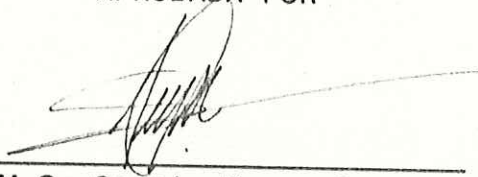
TESIS  
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
OCEANOLOGO  
PRESENTA:  
EDGARDO DE JESUS URZUA GUEVARA

ENSENADA, B.C., MEXICO, OCTUBRE DE 1987.


CLIMATOLOGIA DE LOS FLUJOS DE CALOR LATENTE, CALOR SENSIBLE  
Y MOMENTUM PARA LA INTERFASE MAR/AIRE EN EL OCEANO  
PACIFICO ORIENTAL

TESIS  
QUE PRESENTA  
EDGARDO DE JESUS URZUA GUEVARA

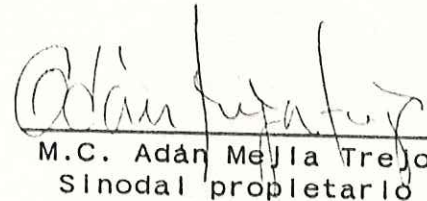
APROBADA POR



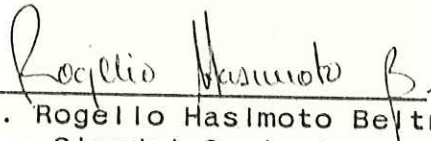
M.C. Sergio Reyes Coca  
Presidente del Jurado



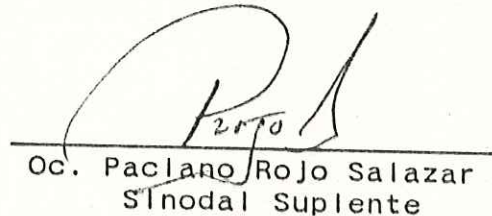
M.C. René Pinet Plasencia  
Sinodal propietario



M.C. Adán Mejía Trejo  
Sinodal propietario



Oc. Rogelio Hasimoto Beltrán  
Sinodal suplente



Oc. Paclano Rojo Salazar  
Sinodal suplente

## RESUMEN

Se utilizan las aproximaciones Aerodinámicas y de similitud para estimar los flujos de calor sensible, calor latente y momentum en la región del océano Pacífico comprendida entre 70 W a 130 W de longitud y entre 20 S a 40 N de latitud. Los datos usados comprenden desde Julio de 1977 hasta Junio de 1983 obtenidos por medio de buques mercante. Se aplica el método objetivo de Correcciones Sucesivas para estimar campos igualmente espaciados en tiempo (mensuales) y espacio (2 lat/long). Comparando los resultados obtenidos por el método Aerodinámico con los de similitud se observan valores y distribución semejante con pequeñas diferencias en los lugares donde se presenta poca estabilidad en los flujos de momentum y calor latente, en cambio en los flujos de calor sensible se observa grandes diferencias. Los campos de calor latente y momentum coinciden con otros autores (Hastenrath and Lamb, 1977; Weare et al. 1981, Reed, 1983) observándose altos valores ( $>150$  watt/m<sup>2</sup>) de calor latente, durante la estación de verano alrededor del ecuador, y disminuyendo estos valores ( $<100$  watt/m<sup>2</sup>) hacia la estación de Invierno. En cambio en los flujos de momentum se aprecian valores bajos ( $<0.1$  din/cm<sup>2</sup>) alrededor del ecuador y valores altos ( $>0.1$  din/cm<sup>2</sup>) en el hemisferio norte durante las estaciones de Invierno y en el hemisferio sur durante el verano. En lo que respecta al calor sensible por el método Aerodinámico muestra grandes diferencias con los autores antes mencionados, observándose en general más áreas de valores negativos altos ( $>20$  watt/m<sup>2</sup>) sobre la corriente de Perú durante la estación de Invierno. La variación temporal evidencia claramente el fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur.

## AGRADECIMIENTOS

Deseo agradecer la amable y valiosa colaboración en la elaboración de la presente tesis de mi asesor M.C. Sergio Reyes Coca por su dirección y apoyo, a mi compañera P.O. Evelyn Ramírez Félix, al Técnico José Javier García López, a mis sinodales M.C. René Pinet Plasencia, M.C. Adán Mejía Trejo, Oc. Rogelio Hashimoto Beltrán y al Oc. Paclano Rojo Salazar por sus útiles comentarios y observaciones.

Esta tesis se desarrolló en el Grupo de Meteorología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, formando parte de los proyectos: Variabilidad Climática de la Circulación Monzónica sobre México y Meteorología de Centro América y México, claves: PCCNCNA - 031312 y PCECENA - 021026, respectivamente, los cuales son financiados parcialmente por el CONACYT de México.

## INDICE

1	INTRODUCCION.....	1
1.1	Aspectos Generales.....	1
1.2	Antecedentes.....	3
1.3	Objetivo.....	5
2	MATERIALES Y METODOS.....	7
2.1	Descripción del área de estudio.....	7
2.2	Datos.....	9
2.3	Métodos de Análisis.....	11
3	RESULTADOS.....	27
3.1	Flujos climatológicos via simllaridad.....	28
3.1.1	Flujos climatológicos de momentum.....	28
3.1.2	Flujos climatológicos de calor latente.....	29
3.1.3	Flujos climatológicos de calor sensible.....	29
3.2	Flujos climatológicos via aerodinámica.....	31
3.2.1	Flujos climatológicos de momentum.....	31
3.2.2	Flujos climatológicos de calor latente.....	33
3.2.3	Flujos climatológicos de calor sensible.....	34
3.3	Mapas mensuales de Febrero.....	35
3.3.1	Via simllaridad.....	35
3.3.1.1	Momentum.....	35
3.3.1.2	Calor latente.....	36
3.3.1.3	Calor sensible.....	37
3.3.2	Via aerodinámica.....	38
3.3.2.1	Momentum.....	38
3.3.2.2	Calor latente.....	39
3.3.2.3	Calor sensible.....	40
3.4	Mapas mensuales de Agosto.....	41
3.4.1	Via simllaridad.....	41
3.4.1.1	Momentum.....	41
3.4.1.2	Calor latente.....	42
3.4.1.3	Calor sensible.....	43
3.4.2	Via aerodinámica.....	44
3.4.2.1	Momentum.....	44
3.4.2.2	Calor latente.....	44
3.4.2.3	Calor sensible.....	45
3.5	Mapas de anomalías via simllaridad.....	46
3.5.1	Febrero.....	46
3.5.1.1	Momentum.....	46
3.5.1.2	Calor latente.....	47
3.5.1.3	Calor sensible.....	48
3.5.2	Agosto.....	49
3.5.2.1	Momentum.....	49
3.5.2.2	Calor latente.....	50
3.5.2.3	Calor sensible.....	50

4 DISCUSIONES.....	52
4.1 Fuentes de error.....	52
4.2 Comparación con otros autores.....	53
4.3 La presencia del Niño/Oscilación del Sur.....	55
4.3.1 Febrero de 1982.....	56
4.3.2 Agosto de 1982.....	56
4.3.3 Febrero de 1983.....	57
4.3.4 Junio de 1983.....	60
4.4 Anomalías de lluvia en México y perturbaciones tropicales en la vertiente del Pacífico.....	60
4.5 Comparación entre métodos.....	64
5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	67
6 BIBLIOGRAFIA.....	70

## LISTA DE FIGURAS

- Fig.1 Area de estudio
- Fig.2 Promedio mensual climatológico del flujo de momentum via similaridad. Unidades  $10(-3)$  dinas/cm<sup>2</sup>
- Fig.3 Mismas que para fig.2 solo que para el flujo de calor latente. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.4 Mismas que fig.2 solo que para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.5 Promedio mensual climatológico del flujo de momentum via aerodinámica. Unidades  $10(-3)$  dinas/cm<sup>2</sup>
- Fig.6 Misma que fig.5 solo que para el flujo de calor latente. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.7 Mismas que fig.5 solo que para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.8 Mapas mensuales de Febrero via similaridad, flujo de momentum. Unidades  $10(-3)$  dinas/cm<sup>2</sup>
- Fig.9 Mismas que fig.8 pero para el flujo de calor latente. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.10 Mismas que fig.8 pero para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.11 Mapas mensuales de Febrero via Aerodinámico, flujo de momentum. Unidades  $10(-3)$  dinas/cm<sup>2</sup>
- Fig.12 Mismas que fig.11 pero para el flujo de calor latente. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.13 Mismas que fig.11 pero para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.14 Mismas que fig.8 solo que para el mes de Agosto
- Fig.15 Mismas que fig.9 solo que para el mes de Agosto
- Fig.16 Mismas que fig.10 solo que para el mes de Agosto
- Fig.17 Mismas que fig.11 solo que para el mes de Agosto
- Fig.18 Mismas que fig.12 solo que para el mes de Agosto
- Fig.19 Mismas que fig.13 solo que para el mes de Agosto
- Fig.20 Mapas de Anomalias via similaridad del mes de Febrero para el flujo de momentum. Unidades  $10(-3)$  dinas/cm<sup>2</sup>
- Fig.21 Mismas que fig.20 solo que para el flujo de calor latente. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.22 Mismas que fig.20 solo que para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>
- Fig.23 Mismas que fig.20 solo que para el mes de Agosto
- Fig.24 Mismas que fig.21 solo que para el mes de Agosto
- Fig.25 Mismas que fig.22 solo que para el mes de Agosto
- Fig.26 Anomalias en las secciones latitudinales para los tres flujos

## CAPITULO I

### 1 INTRODUCCION

#### 1.1 Aspectos Generales.

Si se desea comprender ampliamente la dinámica de la atmósfera y el mar los procesos de transferencia en la interfase mar/aire juegan un papel relevante.

El intercambio de energía entre el océano y la atmósfera regula fenómenos de gran importancia tales como precipitación, vientos y corrientes marinas, generación de perturbaciones atmosféricas, etc., contribuyendo así de manera sobresaliente en los fenómenos climatológicos planetarios. El intercambio energético océano-atmósfera se realiza mediante flujos de calor latente, calor sensible y momentum principalmente, y se lleva a cabo en la capa límite de la interfase (Holland, 1972), donde las condiciones turbulentas de pequeña escala son el mecanismo principal para el intercambio de propiedades. Los flujos de calor, masa y momentum varían con el espacio y con el tiempo en función de las condiciones de frontera (propiedades físico-químicas y turbulencia presente en las

capas involucradas en el proceso).

Los mecanismos de transporte de calor hacia los polos son caracterizados principalmente por perturbaciones transitorias de periodo pequeño o por ondas estacionarias conteniendo patrones estables, siendo los primeros los principales responsables en dicho transporte. Similarmente los flujos de momentum responden a los mecanismos antes señalados, de ésta manera ambos flujos muestran valores preferentemente elevados asociados con rutas o zonas de huracanes (Hoskins y Pearce, 1983).

El océano puede almacenar y transportar calor, así su gran capacidad térmica actúa como reductor de valores extremos estacionales de temperatura en relación con los continentes. Sin embargo su capacidad para transferir calor implica que éste puede reducir también el gradiente de temperaturas entre el ecuador y los polos.

El océano parece estar implicado con variaciones climatológicas en escalas de tiempo pequeñas (< 10 años), Frankignoul (citado por Hoskins y Pearce, 1983) sugiere que el océano actúa como un filtro a forzamientos atmosféricos de pequeña escala de tiempo, generando anomalías en la temperatura superficial del mar, en donde sus varianzas

crecerán con el tiempo. El hecho importante de lo antes mencionado radica en que dichas anomalías en la temperatura superficial del mar tienen un valor máximo sugerido de 2 grados Kelvin, suponiendo así un proceso de saturación, liberación y retroalimentación. Se cree que mientras el océano puede responder a forzamientos atmosféricos de alta frecuencia, no es claro que la atmósfera responda directamente a señales similares.

### 1.2 Antecedentes.

Dada la importancia de la información que se puede extraer de los flujos mar/alre, estos han sido objeto de diversos estudios: Bunker (1976) y Weare et. al. (1981) citados por Reed (1983) calcularon flujos superficiales de calor en el Atlántico y en el Pacífico de 30 grados norte a 40 grados sur respectivamente, utilizando datos de buques de oportunidad, Paulson (1972) realizó comparaciones al determinar flujos por métodos directos y de perfiles verticales durante el Experimento Meteorológico y Oceanográfico en Barbados (BOMEX). Stegen et al. (1972) estimaron flujos de momentum, calor latente y calor sensible, los datos fueron recolectados en mar abierto en el FLIP (Plataforma de Instrumentos Flotantes), los resultados fueron comparados con datos simultáneos de los

flujos por los métodos de disipación, perfiles y correlación eddy, el flujo de momentum fué inferido a través de la tasa de disipación viscosa, mientras el flujo de calor sensible se infirió por medio de la tasa de disipación de la varianza de temperatura. Pederson y Boyum (1979) hicieron estudios de flujos turbulentos de vapor de agua y calor en el océano, reportan que las diferencias promedio entre la temperatura superficial del agua y el aire son independientes de la velocidad del viento, mostrando concordancia con la teoría clásica de turbulencia. Dunkel et al. (1973) determinaron flujos turbulentos de momentum, calor y vapor de agua durante el experimento de los vientos alisios en el Atlántico (ATEX) por el método directo y por perfiles, donde trataron de dar una explicación que justificara el uso de coeficientes de arrastre diferentes en cada uno de los métodos, visualizando al oleaje o a las condiciones no isotrópicas como principal razón. Friehe y Schmidt (1976) determinaron los flujos de calor latente y sensible por las fórmulas aerodinámicas a partir de datos obtenidos en el experimento del Pacífico Norte Polar (NORPAX POLE), utilizando instrumentos apropiados para medir turbulencia encontraron:

- a) Un flujo pequeño positivo para diferencias de temperatura mar/aire nulas.
- b) El coeficiente de transferencia de humedad es menor para condiciones estables

que inestables. c) El coeficiente parece incrementarse con altas velocidades de viento.

Holland (1972) determinó flujos de momentum por los métodos de balance atmosférico y correlación eddy, los flujos de calor sensible y energía cinética se determinaron por los dos métodos antes mencionados y por balance de calor del océano. Muller-Glewe y Hinzpeter (1973) estudiaron flujos turbulentos de calor simultáneamente con dos instrumentos en el mar Báltico.

### 1.3 Objetivos.

a) Describir la climatología de los flujos de momentum, calor sensible y calor latente para la región del Océano Pacífico del Este, utilizando 7 años de buques de oportunidad, desde 1977 hasta 1983.

b) Asociar los resultados a otros fenómenos espaciales de interés (zonas de generación de huracanes, corrientes frías de California y Perú, zona de convergencia Intertropical).

c) Estudiar la evolución temporal de los flujos para entender mejor el comportamiento de algunos fenómenos

planetarios tales como el Niño-Oscilación del Sur y la precipitación en México.

## CAPITULO II

### 2 MATERIALES Y METODO

#### 2.1 Descripción del área de estudio.

El área de estudio está comprendida entre los 20 grados sur a 40 grados norte y de los 130 grados oeste a la costa occidental de el continente Americano (Fig.1). En esta región se presentan características que pueden ayudar a evidenciar las variaciones en espacio y tiempo de los flujos de calor latente, calor sensible y momentum.

En escala sinóptica, el área de estudio está influenciada por fenómenos tropicales, de latitudes medias y por la interacción de ambas. De tal manera que tendremos influencia tanto de la circulación de los alisios, en las regiones tropicales, como la presencia de la circulación de los vientos del oeste en las latitudes medias.

En escala planetaria, se puede mencionar que la región del Océano Pacífico del Este se ha caracterizado (en las últimas décadas) por ser una área de gran importancia debido a la presencia de fenómenos atmosféricos/oceánicos, que pueden generar grandes anomalías en el clima, tales

como El Niño y la Oscilación del Sur.

Dentro de la circulación general oceánica, la región se encuentra influenciada por la presencia de las corrientes de Perú (o de Humboldt), de California, Ecuatorial sur, Ecuatorial norte y la contracorriente ecuatorial del Pacífico.

Dentro de ésta área se encuentra una región de generación de huracanes (García y Reyes, 1985) de gran influencia en la climatología de México. Hoskins y Pearce (1983), reportan dos principales zonas o rutas de tormentas tropicales en todo el globo, una de ellas precisamente entre los 150 grados longitud oeste y la costa Norteamericana. También se encuentra la zona de convergencia Intertropical (frontera de los alisios del noreste con los alisios del sureste), donde el intercambio de vapor de agua y energía térmica son de primer orden de importancia en el sistema de circulación global (Holland, 1972). Algunos estudios reportan diferentes posiciones para la ubicación de la misma, Vetter (1978) la reporta entre los 10 grados norte y los 10 grados sur, López (1983) la localiza entre 3 y 12 grados norte.

La porción extratropical del área de estudio se

encuentra caracterizada por una circulación anticiclónica inducida por el centro semipermanente de alta presión, localizado al oeste de California, la cual es de gran importancia para la regulación del clima de la región noroeste de México.

## 2.2 Datos.

En este trabajo se estiman los flujos en una malla regular (2 por 2 grados latitud/longitud) obtenida a partir de las observaciones rutinarias que hacen los barcos mercantes que navegan en la zona del Pacífico oriental. Los datos fueron facilitados al Grupo de Meteorología del CICESE, por la Comisión Interamericana del Atún Tropical (CIAT). En total se posee un paquete de datos de julio de 1977 a junio de 1983 y contienen valores puntuales (en tiempo y espacio) de los parámetros básicos de superficie: temperatura del mar, temperatura del aire, viento, humedad relativa (ó temperatura del bulbo húmedo), presión atmosférica, etc., además del paquete básico, de Información (fecha, posición, estado del tiempo, etc.).

Cabe señalar que algunos datos son estimados por medio de la escala Beaufort, la cual se basa en la apariencia de la superficie del océano para estimar el viento. Esta

escala fué implementada para una altura de 10 metros y condiciones de estabilidad neutra.

Se ha provisto de una estadística de huracanes de 1921 a 1983 y de series climáticas del Índice de Oscilación del Sur y eventos planetarios, de la literatura.

Es conveniente señalar que debido a la naturaleza de la fuente de los datos la captura de los mismos carecerá de uniformidad técnica, de aquí que se tendrá que considerar ésta toma de datos como una técnica subjetiva, la cual dependerá de la habilidad o experiencia del técnico encargado de tomarla y del mecanismo empleado para ese efecto. Así por ejemplo, para estimar la velocidad del viento con la escala Beaufort (la cual es una escala con linealidad respecto a la estructura de la superficie del océano) el criterio del observador dictará valores diferentes en función de la histéresis del sistema océano / atmósfera, presencia de lluvias, mareas, profundidad, etc.

## 2.3 Métodos de Análisis.

### 2.3.1 Tratamiento preliminar.

Del banco de datos recibido se seleccionaron las observaciones correspondientes a la zona de estudio, incluyéndose aquí una pequeña franja adyacente a ésta zona, ésta inclusión es debida a que el Método de Correcciones Sucesivas, MCS, (ver sección 2.3.2) incluye el peso de datos adyacentes hasta una cierta distancia de la frontera de la misma.

Posteriormente se eliminaron datos con valores erróneos, asociados a la codificación o a la posible presencia de un evento extremo como un huracán. Se corrigieron las direcciones del viento, puesto que éstas arriban con codificación meteorológica, respecto al norte verdadero. Con la idea de evitar complicaciones numéricas posteriores, los valores que repitieron ubicación geográfica, fueron eliminados.

Se sometieron a análisis los cuadrantes que tuvieran 5 o mas datos, lo cual está en contraposición con los postulados del MCS, sin embargo su elección se tomó como un compromiso entre la óptima funcionalidad del MCS y la

cantidad de datos disponibles, con la mira de que el peso dado a ambos aspectos fuera el que permitiera mayor objetividad en los campos obtenidos en función del banco de datos originales.

### 2.3.2 Método de Correcciones Sucesivas (Análisis Objetivo).

El análisis objetivo engloba a los métodos que nos permiten una estimación regular en tiempo de algún parámetro físico (meteorológico/oceanográfico) en los nodos de una malla regular en espacio, tomando como información de entrada un grupo de datos distribuidos irregularmente en espacio y tiempo. El Análisis Objetivo establece que el procedimiento a utilizar deberá estar bien definido y estructurado, de tal suerte que pueda ser llevado a cabo independientemente del sujeto que aplica el método.

El método de correcciones sucesivas (MCS) que se utiliza en el presente trabajo, se agrupa dentro de los métodos del análisis objetivo. Con este tipo de análisis se evita la situación en donde dos personas que realicen la estimación del mismo campo lleguen a resultados distintos. De aquí se desprende que el llamado análisis subjetivo requiere mayor tiempo y esfuerzo. el MCS consiste en la

continua modificación a un campo inicial aproximado (CIA), del parámetro en cuestión, definido sobre los nodos de una malla regularmente espaciada. Esta modificación se lleva a cabo a través de un proceso iterativo, de esta forma el campo inicial aproximado en la  $(m-1)$ ésima iteración, se verá transformado para la  $m$ -ésima iteración, al campo final.

Este método fue inicialmente propuesto por Bergthorsson y Döös (1955), como respuesta a las necesidades de incrementar los alcances de los mapas de tiempo con modelos numéricos. Cressman (1959) lo modifica y añade al mismo valores característicos a la función de peso que él establece, también esquematiza la detección y remoción de datos erróneos automáticamente. Posteriormente Tripoli y Krishnamurti (1974) lo adaptaron para estimaciones de viento de altura en el experimento del Atlántico (GATE). López (1983) lo aplicó en la región del Océano Pacífico del este para describir el campo de viento superficial. En el presente trabajo se seguirá el esquema propuesto por éstos últimos.

### 2.3.3 Teoría Aerodinámica.

Una idea general, en la cual las técnicas de

parametrización se enfocan, es aquella que establece que es posible deducir un flujo turbulento a través de una superficie a partir del conocimiento de las características superficiales y de las propiedades particulares del fluido. Se establece que el flujo superficial turbulento de un parámetro conservativo  $X$  puede ser determinado a partir de la diferencia entre  $X_1$  y  $X_s$ , donde  $X_s$  es el valor a nivel superficial y  $X_1$  es el valor del parámetro en el flujo atmosférico, dada también por  $X_1 = X(Z_1)$ , en donde  $Z_1$  es la altitud del nivel más bajo asequible en los modelos de escala grande, o también como  $X_1 = X_m$ , siendo  $X_m$  la media vertical del parámetro a través de la Capa Límite Planetaria (CLP). Se hace uso de un coeficiente de arrastre o 'bulk'  $C_x$ , de esta manera se tiene que :

$$F_x = W' X'_s = - C_x [v] (X_1 - X_s).$$

Donde  $[v]$  es la velocidad media del viento. Aquí el problema por supuesto es estimar el coeficiente 'bulk' ( $C_x$ ) posiblemente como función de  $Z_1$ , de la estabilidad atmosférica y de la rugosidad.

Es necesario establecer un criterio para las dimensiones y propiedades de la CLP, Sommeria (1984) da una

primera aproximación en donde la CLP es la región de la atmósfera donde en general la influencia de la superficie puede ser sentida por medio de intercambios turbulentos de momentum, calor y humedad.

Las ecuaciones que suelen describir la dinámica de la atmósfera a gran escala no toman en cuenta ningún efecto explícito de la superficie frontera de los dos medios (tierra - atmósfera o en su caso océano - atmósfera). Estas ecuaciones corresponden a los estudios de 'atmósfera libre', donde los movimientos pueden ser considerados casi horizontales sobre la mayor parte de la superficie de la Tierra. La importancia relativa de la mezcla vertical turbulenta toma prioridad al acercarnos a la interfase.

La región de transición entre las condiciones de 'atmósfera libre' y de interfase generalmente posee un espesor de 1 a 2 kilómetros, y es llamada Capa Límite Planetaria.

Se puede distinguir entre una CLP dinámica y otra termodinámica. Para el primer caso en las inmediaciones de la interfase, en donde la viscosidad molecular es importante, esto es a escasos milímetros de la superficie, es conocida como la subcapa viscosa. Encima de ésta la

velocidad del viento se incrementa de gran manera, sin cambiar su orientación y los flujos turbulentos conservan un valor constante relativamente, a esta región se le refiere como la capa de flujo constante. Lo que resta de la CLP, es caracterizada por una desviación del viento con la altura por acción de Coriolis. En el segundo caso se define por el espesor a la máxima altura o máxima profundidad donde el ciclo diurno es sentido para mediciones de temperatura.

#### 2.3.4 Teoría de Similitud.

Es posible ir más adelante en la descripción de los flujos turbulentos si se consideran ciertas condiciones sobre los principales procesos físicos involucrados en los diferentes niveles de la CLP. Como se mencionó anteriormente es conveniente utilizar a la capa de flujo constante, la cual se extiende de la superficie hasta unas pocas decenas de metros, en donde se puede asumir no-desviación del viento con la altura. En modelos avanzados de circulación global, el nivel más bajo donde los parámetros son trabajados, es la parte más elevada de la capa de flujo constante. Argumentos dimensionales pueden ser utilizados en asociación con datos experimentales para mejorar las formulaciones

aerodinámicas.

Las bases de la teoría de similitud repasan los principios de la homogeneidad dimensional y el teorema  $\Pi$  o teorema Buckingham, el cual establece que en un problema físico en que se tengan 'n' variables que incluyan 'm' dimensiones, las variables se pueden agrupar en n-m parámetros adimensionales diferentes. Así tenemos a los parámetros  $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$  esenciales para describir nuestro fenómeno, lo cual se puede expresar en la siguiente relación funcional :  $F(A_1, A_2, A_3, \dots, A_n) = 0$ .

Si  $\Pi_1, \Pi_2, \Pi_3, \dots, \Pi_n$  representan parámetros adimensionales que agrupan a las cantidades  $A_1, A_2, A_3, \dots, A_n$  todas estas incluyendo 'm' dimensiones, el teorema de Buckingham establece la existencia de una formulación de la forma :  $F(\Pi_1, \Pi_2, \Pi_3, \dots, \Pi_n) = 0$ .

El método para seleccionar los parámetros  $\Pi$  consiste, en seleccionar m de las n cantidades  $A_i$ , con diferentes dimensiones, de manera que contengan entre todas ellas a las m dimensiones, y emplearlas como variables repetitivas al combinarlas con las cantidades  $A_i$  restantes, formando así cada parámetro adimensional  $\Pi$ .

Este procedimiento disminuye los grados de libertad de las funciones experimentales por determinar. En particular esta herramienta es útil cuando  $n-m$  es pequeño, cuando  $n-m = 1$ , la función por ser determinada es de una variable, y en el caso de  $n = m$ , es una constante. De aquí que el problema principal es decidir cual es el mínimo número de parámetros que describan un fenómeno dado.

La hipótesis de Similitud de Kolmogorov establece que si las condiciones de dos experimentos son similares, los resultados son también similares. Las condiciones son similares si los números adimensionales que los definen son los mismos. Al afirmar que los resultados son los mismos significa que sus diferencias son debidas a su escala, y vendrían a ser idénticas si se expresan en forma adimensional. La función  $F_x$  previamente definida es universal para un problema dado y puede ser definida en un ajuste a datos experimentales.

Para nuestros fines se considera un flujo horizontal, paralelo, turbulento y termalmente estratificado, sobre una superficie con rugosidad homogénea lo cual es un modelo natural para la capa superficial atmosférica. Todas las evaluaciones puntuales de las variables del flujo dependen de la vertical.

Como variables del flujo consideraremos solo las tres componentes de la velocidad ( $u, v, w$ ) y a la temperatura. La inclusión de otras variables se realiza cuando éstas aparecen obvias en ecuaciones adicionales características al fenómeno de interés. Estas variables pueden ser representadas por :

$$\begin{aligned} u &= u'(x, y, z, t) \\ v &= v'(x, y, z, t) \\ w &= w'(x, y, z, t) \\ T &= T'(x, y, z, t) \end{aligned}$$

funciones dónde ' $v$ ' y ' $T$ ' son no aletorias con respecto a ' $z_0$ '. De tal suerte que es suficiente solo considerar distribuciones de probabilidad para las fluctuaciones al azar.

$$\begin{aligned} &u'(x, y, z, t) ; v'(x, y, z, t) \\ &w'(x, y, z, t) ; T'(x, y, z, t) \end{aligned}$$

En este modelo para un medio estratificado, la hipótesis general de similitud de un régimen turbulento, aplicado a la capa superficial atmosférica puede ser formulada de la siguiente manera:

La probabilidad total para los valores de fluctuaciones dimensionales:

$$\frac{u'}{u^*} , \frac{v'}{v^*} , \frac{w'}{w^*} , \frac{T'}{|T^*|}$$

puede depender sólo de parámetros dimensionales, así tenemos:

$$\frac{x_2 - x_1}{L}; \dots, \frac{x_m - x_1}{L}; \frac{y_2 - y_1}{L}; \dots, \frac{y_m - y_1}{L}$$

$$\frac{z_2 - z_1}{L}; \dots, \frac{z_m - z_1}{L}; \frac{(T_2 - T_1) u^*}{|L|}; \dots, \frac{(T_m - T_1) u^*}{|L|}$$

condicionado a las siguientes características a) Las alturas  $z_1, z_2, \dots, z_n$  no son muy grandes. Caen dentro de la capa de flujo constante y los efectos de Coriolis pueden ser ignorados, tampoco muy pequeños, siempre mayores a las alturas de la rugosidad. b) Las distancias entre dos puntos a tomar deben ser diferentes de cero, y no muy pequeñas para que las variaciones en espacio y tiempo de los parámetros en consideración no sean afectados por los efectos moleculares, como la viscosidad molecular o la conductividad térmica del aire. Tampoco muy grande para preservar la hipótesis del continuo, homogeneidad estacional, y condición de flujo estacionario. Donde ' $z^*$ ', ' $T^*$ ' y ' $u^*$ ', son la longitud característica, la temperatura característica y la velocidad característica o esfuerzo cortante turbulento, respectivamente y serán definidos mas adelante

$$T^* = \frac{1}{k U^*} \frac{q}{c_p \rho_0}$$

La dependencia con la altura del gradiente promedio de velocidades y de temperatura, como de otras características relacionadas con la turbulencia desarrollada en la capa superficial atmosférica, se puede determinar por los siguientes cuatro parámetros:

I) Densidad  $\rho_0$

II) Parámetro de flotabilidad  $g / T_0$

III) Esfuerzo cortante turbulento  $u^* = \sqrt{\tau / \rho_0}$

IV) Flujo de calor latente  $q$  ( $q / C_p \rho_0$ )

En este caso tenemos 4 dimensiones independientes longitud, masa, tiempo y temperatura. Podemos formular una combinación adimensional incluyendo a un multiplicador, Monin y Yaglom (1972) escogieron:

$$\xi = \frac{z}{L} \quad \text{y} \quad L = \frac{-U}{k g / T_0 C_p \rho_0}$$

dónde  $k$  es la constante de Von Kármán.

De acuerdo con lo anterior podemos describir la dependencia de las características turbulentas con la altura a través de la función universal  $\xi$ . Tendremos por

ejemplo para el gradiente vertical de velocidad:

$$\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{U}{\zeta L}$$

Ahora aplicando los conceptos generales y particulares a este nivel, tomemos como ejemplo considerar a detalle la distribución de probabilidad de las fluctuaciones  $(u', v', w', T')$  para una posición espacio tiempo  $(x, y, z, t)$  y de acuerdo con la hipótesis de similaridad, la distribución solo dependerá de las coordenadas verticales  $(z)$ , y de su densidad de probabilidades  $\phi$  y puede ser escrita como (Monin y Yaglom, 1972):

$$\phi(u', v', w', T') = \frac{1}{U^{*3} |T^*|} \psi\left(\frac{u'}{u^*}, \frac{v'}{v^*}, \frac{w'}{w^*}, \frac{T'}{T^*}, \frac{z'}{z^*}\right)$$

aquí  $\psi$  es una función universal de 5 variables, por supuesto mostrará un comportamiento muy complicado.

Del anterior punto parten todas las suposiciones, y peculiaridades para cada caso, con el objeto de simplificar esta función  $\phi$ .

En el presente trabajo consideraremos tres casos particulares:

1) Caso estable .....  $Z / L \rightarrow \infty$

Las fluctuaciones adquieren características locales y sus propiedades estadísticas dejan de depender de la altura (z), ésta última desaparecerá.

2) Caso neutro .....  $Z / L \rightarrow 0$

Los efectos de la flotación no afectan a la turbulencia, no hay dependencia de Z/L. Tampoco la temperatura fluctuará.

$q \rightarrow 0$  ,  $g / T_0$  desaparece

3) Caso inestable .....  $Z / L \rightarrow -\infty$   $\left\{ \begin{array}{l} q \gg 0 \\ u^* \rightarrow 0 \end{array} \right.$

(Libre convección)

### 2.3.5 Procedimiento

Se seleccionaron las observaciones correspondientes a la zona de estudio. Los parámetros como latitud, longitud, fecha, temperatura del aire, temperatura del bulbo húmedo, velocidad del viento, presión y temperatura superficial del agua fueron agrupados en columnas y estas a su vez en

archivos correspondientes a cada mes con su respectivo año.

Simultáneamente se aplican los métodos de la teoría aerodinámica y la hipótesis de similitud para obtener los flujos puntuales, las aproximaciones aerodinámicas son:

$$\begin{aligned} F_m &= \rho C_D u^2 \\ F_s &= C_s u (\bar{T}_2 - \bar{T}_1) \rho \\ F_L &= C_q u (\bar{q}_2 - \bar{q}_1) \rho \end{aligned}$$

los coeficientes  $C_D$ ,  $C_q$ ,  $C_s$  son constantes

Las aproximaciones de similitud son:

$$\begin{aligned} F_m &= \rho C_D u^2 \\ F_s &= \rho C_p C_s u (\bar{T}_2 - \bar{T}_1) \\ F_L &= \rho L_c C_q u (\bar{q}_2 - \bar{q}_1) \end{aligned}$$

Los coeficientes  $C_D$ ,  $C_q$ ,  $C_s$  son variables estimados por un método iterativo (Reyes y Ramirez, 1987).

Donde  $\bar{q}_1$  y  $\bar{T}_1$  son la humedad de saturación específica y temperatura superficial del mar en la superficie oceánica respectivamente,  $U$ ,  $\bar{q}_2$  y  $\bar{T}_2$  son la velocidad del viento, la humedad específica del aire para el nivel de referencia superior respectivamente.  $C_p$  es el calor específico y  $L_e$  es el calor latente de evaporación.

Posteriormente se calculan los promedios mensuales de los flujos obtenidos, primeramente para los 72 meses de análisis y por último para los 12 promedios mensuales climatológicos típicos.

La razón de obtener primero el flujo y luego el promedio se debe a que la mecánica para conocer los flujos involucra funciones no lineales y un promedio de ciertos flujos difiere al flujo de algunos parámetros promediados para la misma región, esto último ocasiona errores cualitativos y cuantitativos.

Una vez que se obtienen los promedios se aplica el MCS y en éste se analizaron cuadrantes con 5 o más datos, lo cual se contrapone con los postulados de éste método, pero se espera que el peso dado permita mayor objetividad en los campos obtenidos con la funcionabilidad óptima del MCS y la cantidad de datos disponibles.

Se grafican las isolíneas con los campos obtenidos de los flujos, se realiza el análisis estadístico y se obtienen las isolíneas para las anomalías.

Por último se obtienen series de tiempo del comportamiento de los flujos, i.e., de la fenomenología de la región de interés, y se discuten sobre las relaciones entre los flujos y los fenómenos regionales y planetarios de interés.

## CAPITULO III

## 3 RESULTADOS

Se obtuvieron mapas de Isolíneas para facilitar la objetividad del estudio. De esta manera se realizaron dos Juegos de mapas climatológicos, uno para la teoría aerodinámica y otro para la hipótesis de similitud, para los tres flujos de momentum, calor latente y calor sensible, y se hicieron 36 mapas por cada método, también se obtuvieron promedios de los 72 meses para los tres flujos por los dos métodos (432 mapas) y mapas de anomalías mensuales para los mismos meses solo por la hipótesis de similitud.

Dado lo Impráctico que resulta anexar el Juego total de 720 mapas, se presentarán los mapas climatológicos completos y para los promedios y anomalías se escogieron como representativos de las estaciones de Invierno y verano los mapas de febrero y agosto, en todos los casos, excepto en 1983, en los que se considera Junio. Se anexan secciones transversales de tiempo/latitud para observar desde otro ángulo los flujos en cuestión.

Se procederá a dar una descripción de la evolución

temporal de los flujos destacando solo los detalles sobresalientes, dado el riesgo que se correría de extravío al hacer un análisis escrupuloso a cada mapa.

### 3.1 Flujos climatológicos via similitud

#### 3.1.1 Flujos climatológicos de momentum (Fig.2)

El valor mínimo fué de 0  $\text{dIn/cm}^2$  para 14 grados sur y 88 grados oeste en diciembre, los valores máximos observados fueron de 0.200  $\text{dIn/cm}^2$  frente a las costas de California en el mes de mayo y a los 12 grados sur entre 90 y 95 grados longitud oeste en los meses de agosto y septiembre. La zona ecuatorial presenta a lo largo de todo el año valores preferentemente bajos de entre 0.050 y 0.025  $\text{dIn/cm}^2$ .

Se puede observar una migración aproximada semestral de un centro energético de noviembre a mayo ubicado aproximadamente a los 30 grados norte y de mayo a octubre frente a las costas de Estados Unidos de América, EUA. aproximadamente a los 38 grados norte. También es notable la presencia de una zona altamente energética frente a las costas de Perú y Chile de abril a octubre. En ambos lugares se observaron los valores máximos.

### 3.1.2 Flujos climatológicos de calor latente (Fig.3)

En la figura 3 se observa la secuencia de los doce meses que componen el año climatológico y se aprecia que el valor máximo observado fué de 250 watt/m<sup>2</sup> para diferentes meses y lugares.

En el hemisferio norte se observa un incremento en los valores conforme se acerca el verano hasta su máximo de 250 watt/m<sup>2</sup> y conforme se aproxima el invierno disminuye el máximo mensual de 175 watt/m<sup>2</sup> para enero. Asimismo, se observa que la zona ecuatorial tiene valores preferentemente pequeños (entre 25 a 75 watt/m<sup>2</sup>) en una franja ancha la cual se angosta hacia el ecuador conforme se aproxima el verano en el hemisferio norte. De igual manera ocurre para el hemisferio sur, los valores máximos mensuales se incrementan de un mínimo de 175 watt/m<sup>2</sup> en Julio a 250 watt/m<sup>2</sup> en septiembre y se mantienen con valores superiores a 200 watt/m<sup>2</sup> hasta abril.

### 3.1.3 Flujos climatológicos de calor sensible (Fig.4)

Se puede observar en la figura 4 la secuencia de meses para el año climático tipo de estos flujos, en donde el máximo alcanzado fué de 20 watt/m<sup>2</sup> y el mínimo valor fué de

-20 watt/m<sup>2</sup> en diferentes lugares y meses para ambos. El máximo para el hemisferio norte fué alcanzado en los doce meses y en el hemisferio sur fué para nueve meses faltando enero, febrero y abril.

Los meses de marzo y mayo en latitud norte mostraron la superficie más grande con valores máximos y los meses de octubre y enero mostraron las áreas menores con valores máximos. Para latitudes sur el mes de agosto fué el de mayor área con valor máximo (20 watt/m<sup>2</sup>).

Los valores mínimos con valor absoluto máximo en el hemisferio norte fueron alcanzados en Julio frente a las costas de Oregon, E.U., aproximadamente a 40 grados norte y 123 grados oeste, en Junio en una pequeña área a los 2 grados norte y 117 grados oeste, en mayo en una pequeña área frente a las costas de Oregon, E.U. a los 40 grados norte y 123 grados oeste y en febrero en una amplia zona entre los cero grados y cinco grados norte y alrededor de los 120 grados longitud oeste. Para el hemisferio sur los meses en que se presentaron los valores mínimos con valor absoluto máximo, esto es -20 watt/m<sup>2</sup> fueron enero en una área a los 95 grados oeste y de los 15 grados a los 20 grados sur, febrero con dos áreas amplias frente a las costas de Perú y Chile, una a los 85 grados longitud oeste

y 12 grados sur y la otra a los 95 grados longitud oeste y 15 grados sur, hubo otros dos meses con áreas mínimas, en agosto y diciembre.

Cabe mencionar que las latitudes negativas obtuvieron más superficie con valores negativos que las norte y que solo enero y febrero no muestran valores negativos en las latitudes norte de 40 grados, los cuales aparecen en marzo y alcanzan su máxima penetración en junio incluyendo latitudes de los 28 grados a los 40 grados norte y su máximo en julio con 20 watt/m<sup>2</sup>.

Así mismo, los valores negativos cubrieron un área preferentemente entre 10 grados sur y los 10 grados norte.

### 3.2 Flujos climatológicos via aerodinámico

#### 3.2.1 Flujos climatológicos de momentum (Fig.5)

En la figura 5 encontramos la secuencia mensual que conforma el año climatológico para este flujo, el valor máximo es de 0.200 din/cm<sup>2</sup> para 4 regiones una en marzo para las coordenadas 37 grados norte, 122 grados oeste aproximadamente frente a las costas de California, E.U.A., otra en mayo ubicada a los 40 grados norte y 125 grados

oeste aproximadamente frente a las costas de Oregon, E.U.A., y otra en agosto a los 10 grados sur y 95 grados oeste y la última en septiembre ubicada a los 10 grados norte, 90 grados oeste. El mínimo fué un valor de 0.0 dln/cm<sup>2</sup> para 3 meses, uno en mayo ubicado a los 13 grados norte y 92 grados oeste aproximadamente frente a las costas que dividen México y Guatemala, otro en junio ubicado al sur del anterior, desplazándose a los 11 grados norte y 85 grados oeste frente a las costas de Panamá y el último en diciembre ubicado a los 12 grados sur y 90 grados oeste aproximadamente.

Cabe señalar que de febrero a julio las latitudes norte muestran sus valores más altos a pesar de encontrarse en este periodo el mínimo anual, por su parte el hemisferio sur exhibe sus valores altos en julio, agosto y septiembre. De igual manera se evidencia la emigración de un centro energético importante frente a las costas de California, E.U.A. y Baja California, México. De mayo a septiembre al norte frente a California, octubre de transición, noviembre desciende rumbo al sur y en diciembre ya se ubica frente a las costas de Ensenada, B.C., México, aproximadamente quedándose ahí hasta marzo el cual es de transición al igual que abril. Por su parte, la zona ecuatorial muestra valores preferentemente bajos de entre 0.022 y 0.075

dln/cm<sup>2</sup>. La primera mitad del año pueden observarse valores mínimos en esta zona de 0.025 dln/cm<sup>2</sup>, y para el segundo semestre aumenta este mínimo a 0.050 dln/cm<sup>2</sup>. Puede observarse además en diciembre para el hemisferio sur un valor máximo de 0.075 dln/cm<sup>2</sup>.

### 3.2.2 Flujos climáticos de calor latente (Fig.6)

En la figura 6 se observa la secuencia mensual que compone el año climatológico para este flujo de energía. Se observa como valor máximo el de 200 watt/m<sup>2</sup> presente en abril y mayo en el hemisferio norte y en 8 meses para el hemisferio sur, los meses carentes de este valor fueron febrero, agosto, noviembre y diciembre. El mínimo fue de 0 watt/m<sup>2</sup> presente en febrero en el hemisferio norte a los 118 grados oeste y 4 grados norte y en agosto y diciembre frente a las costas de Perú para el hemisferio sur, esto es a 80 grados oeste y 10 grados sur aproximadamente.

Una angosta franja ecuatorial de 5 grados norte a 5 grados sur de valores reducidos de entre 0 y 75 watt/m<sup>2</sup> se establece de enero a mayo, en junio comienzan a elevarse sus valores y ya para octubre y noviembre observamos valores ecuatoriales de hasta 150 watt/m<sup>2</sup>, en diciembre comienzan a disminuir para, finalmente en enero tener

valores bajos.

El hemisferio norte presenta su época de mayor actividad en el verano, desde abril a julio, en donde son frecuentes los valores de 175 watt/m<sup>2</sup> o más.

Por su parte el hemisferio sur muestra más homogeneidad, aunque los meses de noviembre y diciembre muestran una menor actividad.

### 3.2.3 Flujos climatológicos de calor sensible (Fig.7)

En la figura 7 se observa la secuencia mensual que conforma el año climatológico para los flujos de este tipo de energía. El valor máximo observado fué de 40 watt/m<sup>2</sup> y el mínimo de -40 watt/m<sup>2</sup>.

Para el hemisferio norte tenemos la mayor actividad de flujo negativo y de flujo positivo en septiembre (-40 watt/m<sup>2</sup> y 40 watt/m<sup>2</sup>, respectivamente).

Puede apreciarse también el máximo mensual de menor magnitud, el de noviembre y enero con 0 watt/m<sup>2</sup>. Solamente cinco meses exhiben valores mínimos de -20 watt/m<sup>2</sup>, estos meses son enero, marzo, mayo, junio y noviembre. Los meses

restantes tienen como mínimo  $-40 \text{ watt/m}^2$ .

Para el hemisferio sur tenemos a febrero y mayo como los meses con mayor flujo negativo (de  $-40 \text{ watt/m}^2$ ).

Se tiene el máximo de menor magnitud en febrero y noviembre con  $0 \text{ watt/m}^2$ . Cabe mencionar que septiembre exhibe el mínimo mensual (de  $0 \text{ watt/m}^2$ ) de menor magnitud absoluta.

### 3.3 Mapas mensuales de febrero

#### 3.3.1 Mapas mensuales de febrero vía similitud

##### 3.3.1.1 Momentum.

La figura 8 muestra los mapas correspondientes a febrero de 1978 a 1983. Durante estos seis años el valor máximo para el hemisferio norte fue de  $0.200 \text{ din/cm}^2$  para 1980, localizado a los 120 grados oeste y 13 grados norte, en 1982 se presentan dos máximos, uno ubicado a 0 grados norte y 128 grados oeste y el otro a los 7 grados norte y 110 grados oeste. El mínimo fue de  $0.0 \text{ din/cm}^2$  presente en todos los años a excepción de 1979.

Para el hemisferio sur el máximo fué de  $0.200/\text{cm}^2$  presente en 1979, 1982 y 1983, ubicados en la misma latitud, 16 grados sur y sus longitudes fueron 122, 110 y entre 90 y 105 grados, respectivamente.

Algunas estructuras importantes son la presencia de una zona con gran actividad frente a las costas del sur de California, E.U.A., otra emigrante frente a las costas de Nayarit y Jalisco, México hasta Guatemala y El Salvador. También una franja ecuatorial 5 grados norte a 5 grados sur con valores bajos entre  $0.025$  y  $0.050 \text{ din}/\text{cm}^2$ .

El área mayor con valor máximo fué encontrado en 1983, la cual se ubica extensamente entre los 20 grados sur a 14 grados sur y entre 92 grados y 107 grados oeste. Asimismo cabe señalar el área mayor con valor mínimo se encontró en 1982 en la zona ecuatorial entre los 103 y 123 grados oeste y en 1983 a los 130 grados oeste.

#### 3.3.1.2 Calor latente

En la figura 9 se presentan los mapas de los seis febreros para este flujo. Para el hemisferio norte el valor máximo observado fué de  $225 \text{ watt}/\text{m}^2$  en 1978 ubicado a los 17 grados norte y 130 grados oeste, el mínimo fué de 0

watt/m<sup>2</sup> para todos los años a excepción de 1983 en donde el mínimo fué de 50 watt/m<sup>2</sup>.

Para el hemisferio sur el valor máximo fué de 275 watt/m<sup>2</sup> en 1979 en una región ubicada a los 15 grados sur y 120 grados oeste. El valor mínimo fué de 0 watt/m<sup>2</sup> para latitudes muy cercanas a los cero grados a excepción de 1983 en donde el mínimo fué de 50 watt/m<sup>2</sup>.

Algunas estructuras que pueden apreciarse son: una angosta franja ecuatorial que exhibe valores de entre 0 y 125 watt/m<sup>2</sup>, para 1983 muestra valores de entre 50 y 100 watt/m<sup>2</sup>. Así mismo, entre los 10 y 20 grados norte se aprecian valores dominantes de entre 125 y 150 watt/m<sup>2</sup> de 1978 a 1982 y en 1983 el valor dominante es de 200 watt/m<sup>2</sup>.

#### 3.3.1.3 Calor sensible

En la figura 10 se muestran de 1978 a 1983 los mapas de este flujo de calor para febrero.

Para el hemisferio norte el máximo observado fué de 50 watt/m<sup>2</sup> en 1979 a los 125 grados oeste y 20 grados norte y el mínimo fué de -40 watt/m<sup>2</sup> para 1981 en una región a 118 grados oeste y 2 grados norte.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 40 watt/m<sup>2</sup> para 1978, encontrado a 87 grados oeste y 15 grados sur y para 1981 en una región ubicada a 91 grados oeste y 20 grados sur aproximadamente. El mínimo fué de -50 watt/m<sup>2</sup> en 1978 para una región situada a 80 grados oeste y 12 grados sur aproximadamente.

Un detalle observado de importancia fué el área reducida con valores negativos evidenciada en 1983.

### 3.3.2 Mapas mensuales de febrero via aerodinámica

#### 3.3.2.1 Momentum

En la figura 11 se presentan los mapas de 1978 a 1983 para febrero.

Para el hemisferio norte el valor máximo fué de 0.225 din/cm<sup>2</sup> en 1982 para una región entre los 110 grados oeste y 7 grados norte el mínimo fué de 0.0 din/cm<sup>2</sup> para 1981, 1982 y 1983 en latitudes cercanas al ecuador principalmente y a diversas longitudes.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 0.200 din/cm<sup>2</sup> en 1982 para una región ubicada a los 110 grados oeste y 15

grados sur y el mínimo fué de 0.0 dln/cm<sup>2</sup> presente para los seis años en latitudes cercanas al ecuador preferentemente, aunque cabe mencionar su presencia en 1979 y 1981 frente a las costas de Chile y Perú respectivamente a 15 y 7 grados sur.

Algunas variaciones temporales importantes son: gran superficie con valor de 0.0 para 1983 en toda la región sur de estudio y entre los 125 grados y 130 grados oeste, la presencia para 1982 de una región con valores negativos a los 100 grados oeste y 20 grados sur. La presencia del máximo de menor valor (0.125 dln/cm<sup>2</sup>) para el hemisferio norte en 1983, así como la franja ecuatorial con valores más reducidos, preferentemente (0.025 dln/cm<sup>2</sup>) para este mismo año.

#### 3.3.2.2 Calor latente

En la figura 12 se muestran los seis febreros, de 1978 a 1983.

Para el hemisferio norte el máximo fué de 200 watt/m<sup>2</sup> para 1980 a los 120 grados oeste y 10 grados norte y para 1983 de los 115 a 123 grados oeste y 10 a 17 grados norte. El valor mínimo fué de 0 watt/m<sup>2</sup> para todos los años

exceptuando 1980 y 1983 en los cuales fué de 25 watt/m<sup>2</sup>, en latitudes cercanas al ecuador y longitudes variadas.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 250 watt/m<sup>2</sup> para 1978 en los 85 grados oeste y 15 grados sur y para 1982 en los 113 grados oeste y 17 grados sur. El mínimo fué de 0 para todos los años de estudio en latitudes muy cercanas al ecuador a excepción de 1980 y 1983 en los cuales el mínimo aumenta a 25 watt/m<sup>2</sup>.

Algunas evoluciones temporales de importancia evidenciadas son: la presencia de la franja ecuatorial con valores incrementados de 0 a 75 watt/m<sup>2</sup> o 75 a 100 watt/m<sup>2</sup>. En general se incrementan los valores para 1983.

#### 3.3.2.3 Febrero aerodinámico, calor sensible

En la figura 13 se muestran los seis mapas de Febrero correspondientes a los seis años de estudio.

Para el hemisferio norte el máximo fué de 50 watt/m<sup>2</sup> en 1979 para una región a los 125 grados oeste y 22 grados norte. El mínimo fué de -50 watt/m<sup>2</sup> para 1978 a los 80 grados oeste y 2 grados norte. Para el hemisferio sur el máximo fué de 50 watt/m<sup>2</sup> en 1978 para una región a los 86

grados oeste y 5 grados sur aproximadamente. El mínimo fué de  $-50 \text{ watt/m}^2$  para 1982 en una región a los 82 grados oeste y 10 grados sur aproximadamente.

Algunas estructuras temporales importantes observadas son entre otras la presencia de una franja ecuatorial con valores preferentemente negativos, con excepción de 1983 en el cual fué positivo. Así mismo se observa que en 1983 la mayor parte de la región de estudio esta dominada por valores positivos.

### 3.4 Mapas mensuales de Agosto

#### 3.4.1 Mapas mensuales de Agosto vía similitud

##### 3.4.1.1 Momentum

La figura 14 presenta los 6 agostos y un junio correspondientes a este inciso. Para el hemisferio norte, el máximo fué de  $0.225 \text{ din/cm}^2$  encontrado en el año de 1982 a los 118 grados oeste, 33 grados norte aproximadamente frente a las costas de California (E.U.A.) y el mínimo fué de  $0.0 \text{ din/cm}^2$  para diversas regiones y para 4 de 7 veranos considerados: su ubicación siempre es la vertiente del Pacífico desde Panamá hasta el oeste de México.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 0.275  $\text{dln/cm}^2$  para 1982 a 85 grados oeste, 12 grados sur y el mínimo fué de 0.0  $\text{dln/cm}^2$  en 4 de los 7 años de estudio, para las diferentes regiones, frente a América del sur entre 12 y 10 grados sur y 100 grados de longitud oeste.

Algunas estructuras importantes observadas son la presencia, sin precedente, de una región en el centro Pacífico ecuatorial (130 grados oeste y 6 grados sur) con valor de cero, formando parte de un agudo gradiente que culmina con un valor máximo de 0.150  $\text{dln/cm}^2$ , en adición al máximo de 0.275  $\text{dln/cm}^2$  encontrado frente a las costas de Perú y Chile.

#### 3.4.1.2 Calor latente

Los mapas de la figura 15 presentan los resultados referentes a este inciso.

Para el hemisferio norte el máximo encontrado fué 350  $\text{watt/m}^2$  a los 105 grados oeste, 6 grados norte en 1979 y el mínimo fué de cero en cuatro de los siete periodos presentados.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 275  $\text{watt/m}^2$

para 1980 a los 105 grados oeste y 15 grados sur. El mínimo fué de cero watt/m<sup>2</sup> en 4 de los 7 mapas presentados para diferentes latitudes y longitudes.

Algunas estructuras de interés encontradas son la presencia de los mínimos de valor absoluto, precisamente de 50 watt/m<sup>2</sup> en 1982 y 1983, así mismo, en este año una gran superficie con valores entre 200 y 225 watt/m<sup>2</sup> en el hemisferio sur.

#### 3.4.1.3 Calor sensible

Los mapas correspondientes son presentados en las figura 16

en el hemisferio norte el máximo fué de 40 watt/m<sup>2</sup> en 1979 a los 122 grados oeste y 5 grados norte y el mínimo fué de -40 watt/m<sup>2</sup> en 1983 a los 108 grados oeste y 7 grados norte.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 70 watt/m<sup>2</sup> a los 95 grados oeste y entre 15 y 20 grados sur y el mínimo fué de -10 watt/m<sup>2</sup> para diversas latitudes y longitudes. Algunas estructuras espacio-temporales de importancia lo constatan y la escasa superficie con flujo negativo, así

como en 1982 los valores extremos y en 1983 con el mayor máximo.

### 3.4.2 Mapas mensuales de Agosto via aerodinámica

#### 3.4.2.1 Momentum

La figura 17 presenta los mapas correspondientes. Para el hemisferio norte el máximo ocurrió en 1980 y fué de  $0.200 \text{ din/cm}^2$  a los 123 grados oeste, 37 grados norte frente a las costas de California y Oregon (E.U.A) y el mínimo fué de  $0.0 \text{ din/cm}^2$  para 5 de los 7 mapas y en diversas ubicaciones, siendo preferente el litoral Pacífico desde Nayarit hasta Panamá. Para el hemisferio sur el máximo fué de  $0.200 \text{ din/cm}^2$  para 1977, 1978, 1979, 1980 y 1981 aproximadamente en la misma región entre los 85 grados a 105 grados oeste y 10 grados sur. El mínimo fué de  $0.0 \text{ din/cm}^2$  para todos los años de estudio a excepción de 1982 ubicado preferentemente frente a las costas de Perú y Chile.

#### 3.4.2.2 Calor latente

Los mapas que ilustran estos resultados son presentados en la figura 18. Para el hemisferio norte el

máximo fué de 250 watt/m<sup>2</sup> para 1979 en una región amplia centrada en 110 grados oeste y 10 grados norte.

El mínimo fué de 0 watt/m<sup>2</sup> para 5 años: 1977, 1978, 1980, 1981 y 1982 siempre para la misma región, a los 125 grados oeste, 40 grados norte frente a las costas de Oregon (E.U.A.).

Para el hemisferio sur el máximo fué de 250 watt/m<sup>2</sup> para 1980 a los 108 grados oeste 16 grados sur, y en 1983 para dos regiones a los 113 grados sur ambas y 117 y 104 grados oeste. El mínimo fué de 0 watt/m<sup>2</sup> para todos los años exceptuando 1977 y 1983 en diversos lugares preferentemente frente a los litorales de Chile y Perú.

Un resultado relevante es la presencia de valores mínimos diferentes de cero en 1977 y 1983 para el hemisferio sur, coincidiendo en 1983 la ausencia del valor mínimo de 0 watt/m<sup>2</sup> también para el hemisferio norte.

#### 3.4.2.3 Calor sensible

Los mapas correspondientes son presentados en la figura 19. Para el hemisferio norte el valor máximo fué de 80 watt/m<sup>2</sup> para 1981 a los 112 grados oeste y 5 grados

norte. El mínimo fué de  $-60 \text{ watt/m}^2$  para 1980 a los 123 grados oeste, 40 grados norte frente a las costas de Oregon (E.U.A.).

Para el hemisferio sur el máximo fué de  $60 \text{ watt/m}^2$  en 1983 a los 98 grados oeste, 20 grados sur. El mínimo fué de  $-90 \text{ watt/m}^2$  para 1980 a los 92 grados oeste y 15 grados sur.

Algunos resultados notables lo fueron la total ausencia de valores negativos en 1983, coincidiendo para este año el máximo en el hemisferio sur, inclusive el mínimo para toda la región de estudio en 1983 fué de  $10 \text{ watt/m}^2$ .

### 3.5 Mapas de anomalías vía similitud.

#### 3.5.1 Febrero

##### 3.5.1.1 Anomalías de momentum

En la figura 20 se presentan los mapas de referencia. Para el hemisferio norte se encontró una máxima anomalía de  $.2 \text{ din/cm}^2$  para una región a los 113 grados oeste y 6 grados norte en 1982. El mínimo fué de  $-1.0 \text{ din/cm}^2$  para

1978 a los 120 grados oeste y 13 grados norte aproximadamente, para 1981 a los 120 grados oeste y 12 grados norte y en 1982 a los 119 grados oeste y 1 grado norte.

Para el hemisferio sur el máximo fué de .2  $\text{dIn/cm}^2$  en 1983 en una amplia región entre los 93 y 103 grados oeste y de los 17 a 20 grados latitud sur. El mínimo fué de  $-1.0$   $\text{dIn/cm}^2$  para 1978 entre los 70 y 78 grados oeste y de los 13 a 17 grados sur, y para 1982 en los 120 grados oeste y 9 grados sur.

Dentro de algunos resultados importantes también puede considerarse que 1982 mostró un máximo elevado de .125  $\text{dIn/cm}^2$ , solo que este fué en la región ecuatorial. Así mismo, a pesar de encontrarse el máximo en 1983 este año para febrero muestra la área con preferencia por valores negativos.

#### 3.5.1.2 Anomalias de calor latente

En la figura 21 se muestran los mapas referentes. Aquí se evidencia que para el hemisferio norte la máxima anomalía fué de 100  $\text{watt/m}^2$  para 1980 a los 117 grados oeste y 5 grados norte aproximadamente y en 1983 a los 130

grados oeste y 10 grados norte aproximadamente. El mínimo fué de  $-100$  watt/m<sup>2</sup> para 1979 a los 122 grados oeste y 12 grados norte. En el hemisferio sur el máximo fué de  $125$  watt/m<sup>2</sup> para 1983 a los 97 grados oeste y 18 grados sur. El mínimo fué de  $-100$  watt/m<sup>2</sup> para 1979 a los 123 grados oeste y 5 grados sur, en 1982 a los 83 grados oeste y 17 grados sur y en 1983 en una región entre los 125 a 130 grados oeste y 15 a 20 grados sur aproximadamente.

Un resultado importante lo constituye el hecho de que con excepción de 1983 en donde las anomalías para la región de estudio fueron predominantemente positivas, en el resto de los febreros fueron equilibradas con una ligera tendencia negativa.

#### 3.5.1.3 Anomalías de calor sensible

En la figura 22 se presenta la serie de mapas para esta descripción

Para el hemisferio norte se observa un máximo de  $40$  watt/m<sup>2</sup> para 1983 a los 119 grados oeste y 1 grado norte aproximadamente. El mínimo fué de  $-40$  watt/m<sup>2</sup> para 1978 a los 78 grados oeste, 5 grados norte.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 50 watt/m<sup>2</sup> para 1978 a los 85 grados oeste 15 grados sur. El mínimo fué de -50 watt/m<sup>2</sup> para 1978 también a los 80 grados oeste y 12 grados sur.

Una estructura temporal de importancia es el observar que en 1983 Febrero muestra la mayor parte del área de estudio con anomalías positivas, ocurre el máximo del hemisferio norte, además de que exhibe el mínimo con menor valor absoluto

### 3.5.2 Agosto

#### 3.5.2.1 Anomalías de momentum

La figura 23 muestra los mapas correspondientes.

Para el hemisferio norte las máximas anomalías son de 0.1 din/cm<sup>2</sup> para 1981 a los 118 grados oeste y 14 grados norte respectivamente. El mínimo fué de -0.125 din/cm<sup>2</sup> en 1982, frente a las costas del Golfo de Tehuantepec.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 0.175 din/cm<sup>2</sup> para 1979 a los 88 grados oeste, 10 grados sur. El mínimo fué de -0.125 din/cm<sup>2</sup> para 1979 y 1980 en la misma región a

los 95 grados oeste, 10 grados sur.

#### 3.5.2.2 Anomalias de calor latente

En la figura 24 se presentan los mapas de referencia.

Para el hemisferio norte el máximo fué encontrado en 1979 con un valor de 150 watt/m<sup>2</sup> sobre los 108 grados oeste, 9 grados norte. El mínimo fué de 75 watt/m<sup>2</sup> para 1977, 1978, 1980, 1982 y 1983 para diferentes longitudes pero generalmente a los 10 grados norte aproximadamente.

Para el hemisferio sur el máximo fué de 175 watt/m<sup>2</sup> durante 1978 a los 130 grados oeste, 12 grados norte. El mínimo fué de 200 watt/m<sup>2</sup> durante 1981 a los 85 grados oeste, 6 grados norte aproximadamente.

#### 3.5.2.3 Anomalias de calor sensible

Los mapas a los que se alude son presentados en la figura 25.

El hemisferio norte exhibe anomalías con valor de 30 watt/m<sup>2</sup> para 1978 a los 117 grados oeste, 11 grados norte y para 1979 a los 120 grados oeste, 3 grados norte. El

mínimo fué de  $-40$  watt/m<sup>2</sup> para 1983 a los 108 grados oeste, 8 grados norte.

En el hemisferio sur el máximo fué de 50 watt/m<sup>2</sup> para 1983 de 103 a 108 grados oeste, y entre los 15 y los 20 grados sur. El mínimo fué de  $-50$  watt/m<sup>2</sup> para 1980 a los 95 grados oeste y 17 grados sur.

## CAPITULO IV

### 4 DISCUSIONES

#### 4.1 Fuentes de error

El presente trabajo, dadas las distintas y variadas etapas de consecución tiene inherentes ciertos errores implícitos al mismo. Como no se pudo hacer una estimación cuantitativa del error se procederá a indicar las fuentes potenciales del mismo. Probablemente el error de mayor cobertura y amplitud aparenta ser el uso del MCS el cual a causa de lo escaso de los datos y a que los flujos que este suaviza e interpola son función de varias variables cuya distribución no forzosamente es normal y esto conduce a errores al operar con valores puntuales muy distantes para el Hemisferio Sur en donde la interpolación efectúa ciertos cálculos estadísticos no probados con anterioridad con fines oceanográficos, suponiendo normalidad en sus variables. De tal suerte que el grado de incertidumbre a la respuesta del MCS en regiones con escasos valores y el uso de supuestos teóricos estadísticos de normalidad y de flujos en función no de una sino de varias variables son desconocidos, además el incluir el periodo anómalo 82/83 en el cálculo de meses climatológicos (aunque Reed (1982)

considere este error de poca importancia dado el periodo que el estudio puede aumentar o disminuir magnitudes en las variables consideradas. Otra fuente de error es la toma misma de los datos dado lo heterogéneo del personal e Instrumentos por la CIAT. Otro de menor magnitud es el hecho de que la presión de vapor de saturación del agua de mar es 0.98 de la del agua dulce, y finalmente el error propio por redondeos numéricos en el desarrollo de todo el trabajo. Weare et al. (1981) realizó un análisis de error de 39 watt/m<sup>2</sup> y 10 watt/m<sup>2</sup> para calor latente y sensible respectivamente y considera como 11 el número mínimo de datos para promedios mensuales en mallas de 5 grados longitud por 5 grados latitud, mientras que en este estudio se consideró un mínimo de 5 datos por unidad de área de malla.

#### 4.2 Comparación con otros autores

En lo referente a la fenomenología y coherencia de los resultados estos en los puntos anteriores muestran buen grado de concordancia.

En cuanto a los datos por sí mismos exhiben similitud en magnitud para el calor latente y difieren un poco en su estructura y magnitud en calor sensible con los encontrados

por Reed (1982) pero cabe señalar que este autor muestra datos diarios y no promedios mensuales, de tal suerte que conociendo la gran variabilidad que puede existir a corto plazo en los flujos de calor sensible, las discrepancias encontradas no son muy significativas.

Por otro lado, en comparación con los promedios expuestos por Hestenrath y Lamb (1977) para el área de Interés del presente trabajo existe consistencia elevada para datos en el Hemisferio Norte y menor concordancia con los del Hemisferio Sur, particularmente los que están muy cerca de la costa, en donde nuestros datos son consistentemente más altos (aproximadamente 20 watt/m<sup>2</sup>). Esto último puede ser causado por lo antes expuesto en relación a la carencia de datos en el presente trabajo para esa zona.

Los valores mostrados por Hestenrath y Lamb (1977) son coherentes para calor latente tanto en invierno como en verano, e inclusive coinciden en resaltar las mismas estructuras temporales de valores críticos. En lo que respecta a calor sensible, el presente trabajo observa valores más elevados (10 watt/m<sup>2</sup> consistentemente) y la estructura espacio/temporal no coincide, el anteriormente citado encuentra la mayor parte del área en cuestión con

flujos positivos y el presente muestra

#### 4.3 La presencia de El Niño-Oscilación del Sur

Mucho se especula sobre las causas que generan el fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur, ENOS, aún no existe un acuerdo, sin embargo, para el evento de 1982-83 varios autores coinciden en lo observado.

Tomando la cronología aproximada por Quiroz (1983), en abril-junio de 1982 ocurre el primer gran descenso del Índice Austral, casi al mismo tiempo, en mayo-julio de 1982 se colapsa el sistema de vientos alisios. Asociada con estas dos características se genera un calentamiento superficial en el océano Pacífico ecuatorial este empezando a fines de la primavera de 1982, acelerando para septiembre y alcanzando su máximo en diciembre, mes en el cual la anomalía de la temperatura superficial llegó a 6 grados, simultánea a las heladas ocurridas en latitudes medias del océano Pacífico norte y sur. En enero de 1983 el Índice Austral alcanzó su máxima anomalía de 3.5 desviaciones estándar abajo de lo normal.

Con esto la amplia región de convección tropical usualmente ubicada en el Pacífico oeste se corre al este

dejando Australia e Indonesia relativamente secos y trayendo precipitación anómala en el océano Pacífico central y del este.

#### 4.3.1 Febrero de 1982

Según la cronología antes mencionada y conforme nuestros resultados, no existe para este mes evidencias que revelen la presencia futura de El Niño; sin embargo, en el océano Pacífico central aproximadamente a los 120 grados longitud oeste se encontró la cobertura más amplia con valor de momentum igual a cero, siendo esta la más importante del período estudiado, lo cual podría sugerir un debilitamiento de los vientos alisios y por ende un reducido esfuerzo sobre el océano, por otro lado, se observa una anomalía también de momentum cercano al ecuador, lo cual tendería a reducir las surgencias ecuatoriales y permitir el aumento de la temperatura superficial del mar.

#### 4.3.2 Agosto de 1982

En este mes dentro del cual la cronología acusa ya el agudo debilitamiento de los alisios, por su parte los campos mensuales evidencian sólo un anómalo valor cero de

momentum para una región del océano Pacífico central a los 130 grados oeste, 8 grados sur y en sí la región eleva sus valores absolutos mínimos de calor latente y sensible a 50 y -10 watt/m<sup>2</sup> respectivamente, a pesar de que los valores máximos no evidencian nada. Por su parte, las gráficas de secciones transversales latitud/tiempo acusan para el calor latente y sensible el inicio de una fuerte anomalía positiva empezando por el hemisferio sur y luego se pasa a el hemisferio norte, lo cual concuerda con la cronología propuesta. Esto podría sugerir que las anomalías de vapor de agua observadas en la atmósfera tuvieron un origen advectivo desde el Pacífico central y no propiamente de procesos locales de transferencia mar/aire. Todo lo anterior sugiere una respuesta en forma de homogeneizar más la salida de energía del océano, al disminuir los mínimos y sostener los máximos.

#### 4.3.3 Febrero de 1983

Según nuestra cronología el fenómeno en este invierno alcanzó su máximo, máxima caída de índice austral, máximo calentamiento superficial, mantenida la caída de los alisios, de todo ello nuestros flujos revelan una muy amplia zona extendida casi desde el ecuador hasta los 20 grados sur y de los 125 a los 130 grados longitud oeste con

flujo de momentum igual a cero, en congruencia con la situación prolongada de la calma de los vientos alisios. Esta característica se manifiesta todo el invierno hasta Marzo de 1983, aunado esto a la presencia de un flujo anormalmente elevado de  $0.2 \text{ din/cm}^2$  a medias latitudes sur (20 grados) lo cual lo podemos relacionar con las heladas reportadas por nuestra cronología para esas zonas. Esto también coincide con una intensificación del giro anticiclónico del Pacífico norte (i.e. de la celda de Hadley) el cual no permitió el desarrollo normal de los alisios del sureste durante el invierno.

Por su parte los flujos de calor latente y sensible evidencian de buena manera nuestra cronología observada.

Los flujos de calor latente de Febrero de 1983 muestran un aumento generalizado ya que la zona ecuatorial y toda el área de estudio observan un mínimo de  $50 \text{ watt/m}^2$ , valor muy por encima a los otros años; sin embargo, el máximo fue de  $200 \text{ watt/m}^2$ , valor dentro de lo normal, lo cual sugiere más bien, solo la desaparición temporal de la zona típica de valores cero en latitudes muy pequeñas, no en toda la zona de interés.

Esta situación comienza a marcarse acentuadamente

desde Noviembre prosiguiendo con esta fuerte tendencia hasta Marzo de 1983, meses con valores sin precedentes para el periodo de estudio.

En lo que respecta al calor sensible, las cantidades por si mismas no son relevantes, pero es de gran notoriedad la comparativamente reducida área de valores negativos, pudiendo inferir una respuesta paralela de la atmósfera al continente, de tal suerte que la cantidad de energía transferida de este tipo del océano a la atmósfera no se dispara pero si se generaliza el flujo positivo.

Por lo que respecta a las anomalías, el calor latente exhibe valores positivos preferentemente a lo largo de la zona ecuatorial, situación que difiere en los demás años.

Las anomalías de calor sensible exhiben una área anormal de cobertura con anomalías positivas. De nuevo aquí no se reflejan valores altos, pero si homogeneidad positiva.

De gran utilidad en la cronología de manera objetiva resulta la serie de tiempo de secciones transversales de anomalías las cuales causan para Febrero de 1983 el pico de anomalías para los tres flujos.

#### 4.3.4 Junio de 1983

Según la secuencia de los efectos observados para estas fechas el fenómeno pasaba al proceso de finalización, los mapas de momentum reflejan valores promedio y anomalías nada fuera de lo común; sin embargo, el flujo de calor latente conserva valores máximos muy elevados (200 watt/m<sup>2</sup>) y mínimos también muy grandes (50 watt/m<sup>2</sup>), esto sugiere que, de acuerdo con Reed (1983) y Quiroz (1983), si en las fases iniciales el océano Pacífico tropical del este recibe por advección gran cantidad de calor del oeste, el océano refleja energía a menor tasa a la cual recibe, por lo tanto la almacena y solo hasta que las condiciones térmicas lo permiten suelta esta energía, esto es en primavera, de tal suerte que para el hemisferio norte en una estrecha zona y en el hemisferio sur para una muy amplia región los valores de momentum alcanzan hasta 0.2 din/cm<sup>2</sup>. Similar fue el comportamiento para el calor sensible.

Las secciones transversales solo apuntan a decir que Junio de 1983 esta incluido en la zona de grandes anomalías.

#### 4.4 Anomalías de lluvia en México y perturbaciones tropicales en la vertiente del Pacífico

Reyes y Rojo (1985) encontraron para la península de Baja California, México, tres zonas con respuestas diferentes al fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur, así cuando el Índice Austral es muy negativo observan precipitación en la región noroeste y norte y si el Índice Austral es moderadamente negativo la región sur responderá positivamente con mayor precipitación. Sugieren así mismo un incremento en la actividad de las tormentas tropicales y ciclones tropicales.

Así en general, la vertiente del Pacífico mexicano puede dividirse entonces en tres zonas en función de su precipitación: la región noroeste con lluvias en invierno, la región centro con lluvias variable en verano e invierno y la región sur con lluvias abundantes en verano. Con los resultados obtenidos por Díaz Sandi (1987) durante 1981 en la región noroeste (Sonora y Baja California), la precipitación fue elevada y los flujos de calor latente mostraron valores dentro de lo normal; para la región centro se observó precipitación normal un poco deficitaria a la cual los valores de calor latente son relativamente bajos. Para 1982 se reportan escasas precipitaciones fuera de lo normal, a pesar de que los flujos de calor latente en verano fueron moderadamente elevados y en invierno para la zona norte hubo poco flujo de calor latente.

La precipitación para 1983 observa una incidencia en la zona central elevada, en la sur normal y en la norte elevada, a la cual corresponde este trabajo solo hasta el verano en el cual se observan valores normales y poco elevados de calor latente. Todo lo anterior es para las regiones aledañas in situ a la precipitación: 1982 un año anormalmente seco exhibe gran existencia de calor latente legado a la atmósfera, esto quizás está relacionado con el gran número de perturbaciones formadas durante el verano pre-ENSO 1982-83; aunque estos ciclones tropicales no afectaron significativamente la precipitación en México por haberse desarrollado muy al sur de su posición normal.

Todo lo anterior parece sugerir que la relación flujos de energía/precipitación no es directa pero sí plausible puesto que ya se había observado la posibilidad de que el sistema océano/atmósfera funcionara como almacén de energía, la cual se disipa cuando se satura, así la precipitación elevada de 1983 obedecerá a que la mayor relajación de la energía acumulada por el océano meses antes ocurre en esas fechas, en las cuales la diferencia de temperatura por ejemplo entre el océano y la atmósfera pudieran haber sido mayores, permitiendo tal liberación. Así mismo, la precipitación en nuestra vertiente se ve influenciada por los patrones de tormentas y ciclones

tropicales. La formación de estos dos últimos estará vinculada con la existencia de calor sensible y latente disponibles en una zona de gran vorticalidad. Así 1981 tuvo 14 perturbaciones tropicales, de las cuales, seis tocaron tierra trayendo consigo gran cantidad de lluvia, seis es un número considerablemente elevado de perturbaciones que toquen tierra. Haciendo plausible su relación con la elevada precipitación ese año. En 1982 hubo gran disponibilidad de calor sensible y latente, el cual fué aprovechado por 21 perturbaciones tropicales, número bastante elevado de los cuales solamente dos tocaron tierra precipitando lluvia no abundante, y el resto (17) se propagaron mar adentro llevándose consigo agua potencial precipitable. Sin embargo, en 1983 ocurrió algo similar, 21 perturbaciones tropicales de las cuales solamente tres tocaron tierra siendo un año con buena precipitación, esto sugiere que lo anterior está vinculado con las tormentas tropicales, flujos de masa mar/aire y fenómenos advectivos no observables en el presente trabajo. Por su parte, las perturbaciones tropicales revelan una relación directa con ENOS.

Díaz Sandi (1987) observa un desplazamiento anómalo de la zona de convergencia Intertropical (ZIC) hacia el norte en El ENOS 1982/83, Rivera (1985) encuentra que la ZIC se

desplaza más al norte conforme avanza el verano. Así, si en 1983 la ZIC subió a latitudes mayores a las normales en el verano, al ir en retirada en Septiembre puede haber sido sorprendido por más frentes polares iniciándose así el mecanismo generador, el cual aprovecharía el excedente de calor sensible y latente originando mayor número de perturbaciones tropicales, lo cual estaría en acuerdo con García y Reyes (1985) en la presencia de más perturbaciones en el mes de Septiembre, esto con respecto a 1983, para 1982 se sugiere que solo el excedente potencial de calor latente y sensible disponibles (los cuales son ampliamente superiores a los de su año precedente) en combinación solo con la natural zona de alta vorticidad de nuestra región de estudio fueron suficientes para inducir una mayor generación de perturbaciones tropicales aunque la zona Intertropical de convergencia para este año se ubicó a latitudes anómalamente bajas.

#### 4.5 Comparación entre métodos

La diferencia teórica entre los dos métodos es el considerar a la estabilidad variable en la hipótesis de similitud, por su parte la teoría aerodinámica la presupone constante. En general, las diferencias observadas son cuantitativos pequeños para los flujos de

momentum y calor latente y cualitativamente describen las mismas estructuras los tres flujos, un poco menos acercado es el flujo de calor sensible y cualitativamente este flujo muestra también mayores discrepancias.

Se puede considerar que estas discrepancias son las esperadas para los flujos. Las zonas con mayor discrepancia fueron América Central y Colombia, en general las zonas cercanas a la costa y las latitudes sur de aproximadamente 20 grados. Esto puede fácilmente explicarse precisamente por la presencia y ausencia de estabilidad, así mismo, se observa gran similitud estructural y cuantitativa en el océano Pacífico Ecuatorial aproximadamente entre 100 y 120 grados longitud oeste y frente a las costas sudamericanas de Chile. Fuera de estas zonas existe una tendencia a observar valores más elevados en la hipótesis de similitud y en las zonas consideradas inestables, los mapas por este método observan valores extremos mayores. Esto está en acuerdo con lo expuesto por Weare et. al. (1981) los cuales observan como regiones de mayor estabilidad a una zona del océano Pacífico a los 110 grados oeste y frente a las costas de Perú y Chile, y de menor estabilidad frente a América Central y Colombia, además de regiones en el Hemisferio Sur en latitudes cercanas a los 20 grados sur.

Cabe señalar que dada la mecánica operativa del método de Correlaciones Sucesivas el Hemisferio Sur carece de buena densidad de datos pudiéndose explicar algunas plausibles diferencias entre los métodos en regiones de similitud teórica a causa de una Interpolación poco óptima.

## CAPITULO V

## 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente trabajo engloba los siguientes aspectos:

El fenómeno de El Niño/Oscilación del Sur en la región presente no puede evidenciarse a ciencia cierta en sus fases iniciales dado que el almacenamiento de calor es de origen advectivo y paralelo en el océano y en la atmósfera, el océano almacena energía la cual disipa en forma homogénea mediante áreas extensas con flujos elevados por encima de lo normal desde el Invierno 82/83 hasta aproximadamente Junio, lo cual coincide con los resultados de Weare et. al. (1981) y Reed (1982).

Las precipitaciones en la vertiente del Pacífico mexicano parecen estar ligadas de manera indirecta con los flujos de calor y de manera más cierta con los huracanes y tormentas tropicales, los cuales sí evidencian una clara respuesta a la presencia ó ausencia de El Niño/Oscilación del Sur en función de la gran disponibilidad de calor que alimenta a estos y por la penetración profunda anormal hacia el norte de la zona de convergencia Intertropical, la cual al regresar a finales del verano es sorprendida más

frecuentemente por frentes polares, siendo esta la chispa del mecanismo.

Las diferencias encontradas entre los dos métodos se comprueba son función de la estabilidad y el método de la hipótesis de similaridad parece ser el más cercano a la realidad. Así en zonas de gran estabilidad los métodos se aproximan cualitativa y cuantitativamente, en zonas de gran inestabilidad el método de la hipótesis de similaridad se sensibiliza más hacia los valores extremos, y en medio de estas dos zonas este último método presenta leves incrementos sobre el de la teoría aerodinámica.

Los resultados en estructura son congruentes con los de la bibliografía citada y divergen en algunas pequeñas zonas en magnitud, siendo los mostrados en este trabajo mayores para esas zonas en 20 watt/m<sup>2</sup> en calor latente y 10 watt/m<sup>2</sup> en calor sensible en el cual las discrepancias también fueron cualitativas.

Se recomienda repetir el análisis con mayor densidad de datos y realizar un balance total de energía, incluyendo la radiación solar para mostrar resultados con mejores estructuras advectivas, así como cálculos de secciones longitud/tiempo para evidenciar también un mayor grado de

cronologia de las anomalías.

## 6 BIBLIOGRAFIA

- BERGTHORSSON, P. & DOOS, B. 1955. Numerical Weather Map Analysis. Tellus, 7, 329-44 .
- CRESSMAN, P.G. 1959. An Operational Objective Analysis System . Mon. Wea. Rev. 87, 367-74 .
- DIAZ SANDI DIAZ, N.A. 1987. Variabilidad Interestacional del monzón de Norteamérica, flujos horizontales y campo de agua precipitable durante los veranos de 1979 a 84. Tesis de Licenciatura. UABC. Facultad de Ciencias Marinas.
- DUNKEL, M., L. HASSE, L. KRUGERMAYER, D. SCHRIEVER, & J. WUCKNITZ. 1973 . Turbulent Fluxes of Momentum, Heat & Water vapor in the atmospheric surface layer at Sea during ATEX. J. Phy. Oceanogr. 5, 81 - 104.
- FRIEHE, C. A. & K. SCHMIDT. 1976 . Parameterización of air - Sea interface Fluxes of Sensible Heat and Moisture by the Bulk Aerodynamical formulas. J. Phy. Oceanogr. 6, 801 - 819 .
- GARCIA, J. y S. REYES C. 1985 . Reporte Técnico No. OC. - 8501. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. pp. 23.
- HASTHENRATH, S. & P.J. LAMB. 1977. Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans. Univ. of Wisconsin Press, Madison. pp 187.
- HOLLAND, J. Z. 1972 . Comparative Evaluation of some BOMEX Measurements of Sea Surface Evaporation, Energy flux and Stress. J. Phy. Oceanogr. 2, 476 - 485 .
- LOPEZ, M. 1983 . Análisis Objetivo de el Campo de viento Superficial en el Océano Pacífico Oriental durante 1977 - 81. Tesis de Licenciatura, Escuela Superior de Ciencias Marinas. pp. 85.
- MONIN, A.S. Y M. YAGLOM . 1975 . Estatistical Fluid Mechanics II. The MIT Press. Cambridge Massachusetts U.S.A. pp. 874 .
- MULLER-GLEW, J. & H. HINZPETER . 1973 . Measurements of

- Turbulent Fluxes over the Sea. Bound.-Layer Meteorol. 6, 47 - 52 .
- PAULSON, C., A. LEAVIT & R. Q. FLEAGLE. 1972 . Air - Sea Transfer of Momentum, Heat & Water from profile measurement during BOMEX. J. Phy. Oceanogr. 6, 487 - 496 .
- PEDERSEN, K. & C. BOYUM. 1980. Turbulent Flux of Heat & Water Vapor from the Ocean. Tellus, 32, 320 - 325 .
- QUIROZ, R. 1983. Seasonal Climate Summary. The Climate of the "El Niño" Winter 1982-83. A season of extraordinary climate anomalies. Mon. Wea. Re. 111, 1685-1706.
- REED, R. 1982. Energy Fluxes Over the Eastern Tropical Pacific Ocean 1979-1982. NOAA. Technical Report ERL 422 PMEL 37, pp 14.
- REED, R. 1983. Heat Fluxes Over de Eastern Tropical Pacific and Aspects of the 1972 El Niño. J. Geo. Res. 88, 9627-9638.
- REYES, S. y O. RAMIREZ. 1987. Air-Sea Fluxes over the Global Ocean During the FGGE Year. Journal of Applied and Theoretical Climatology. (En prensa)
- RIVERA, V. 1985. Evolución de los campos de viento, divergencia y vorticalidad sobre la región tropical de América, durante el periodo de Mayo a Septiembre de 1979. Tesis profesional, UABC. Facultad de Ciencias Marinas, Ensenada B.C., México. 82 pp.
- ROJO, P. Y S. REYES. 1985. Variabilidad de la Precipitación en la Península de Baja California. Rev. Geofísica. 22/23, 111-128. Baja California. Baja California.
- SOMMERIA, G. 1984 . The Parameterisation of the Planetary Boundary Layer. Internal Report of European Centre for Medium Range Weather Forecasts. Meteorogycal Training Course, Lecture Note No. 3.4.
- STEGEN, G. R., C. H. GIBSON, & C. A. FRIEHE. 1972 . Measurements Momentum and Sensible Heat Fluxes over the open Sea. J. Phy. Oceanogr. 3, 86 - 92 .
- STEPHENS, J.J. 1967 . Filtering Responses of selected

- Distance- Dependent Weight. Mon. Wea. Rev. 95, 45-46
- STEPHENS, J.J. & A. L. POLAN .1969. Spectral Modification by Objective Analysis. Mon. Wea. Rev. 99, 374-78.
- STEPHENS, J.J. & J.M. STIT.1965. Optimum Influence Radii For Interpolation with the method of Successive Corrections. Mon. Wea. Rev. 89, 680-87.
- STREETER & WYLIE . 1979 . Mecanica de Fluidos. McGraw-Hill Book Co. E.U.A. pp. 775.
- TRIPOLI, J.G. & T. N. KRISHNAMURTI. 1975 . Low-level Flow over the GATE areas during Summer 1972 . Mon. Wea. Rev. 103, 197 - 216 .
- WEARE, B.C , T.P. STRUB & D. M. SAMUEL. 1981. Annual Mean Surface Heat Fluxes In the Tropical Pacific Ocean. J. Phy. Oceanog. 11, 705-716.

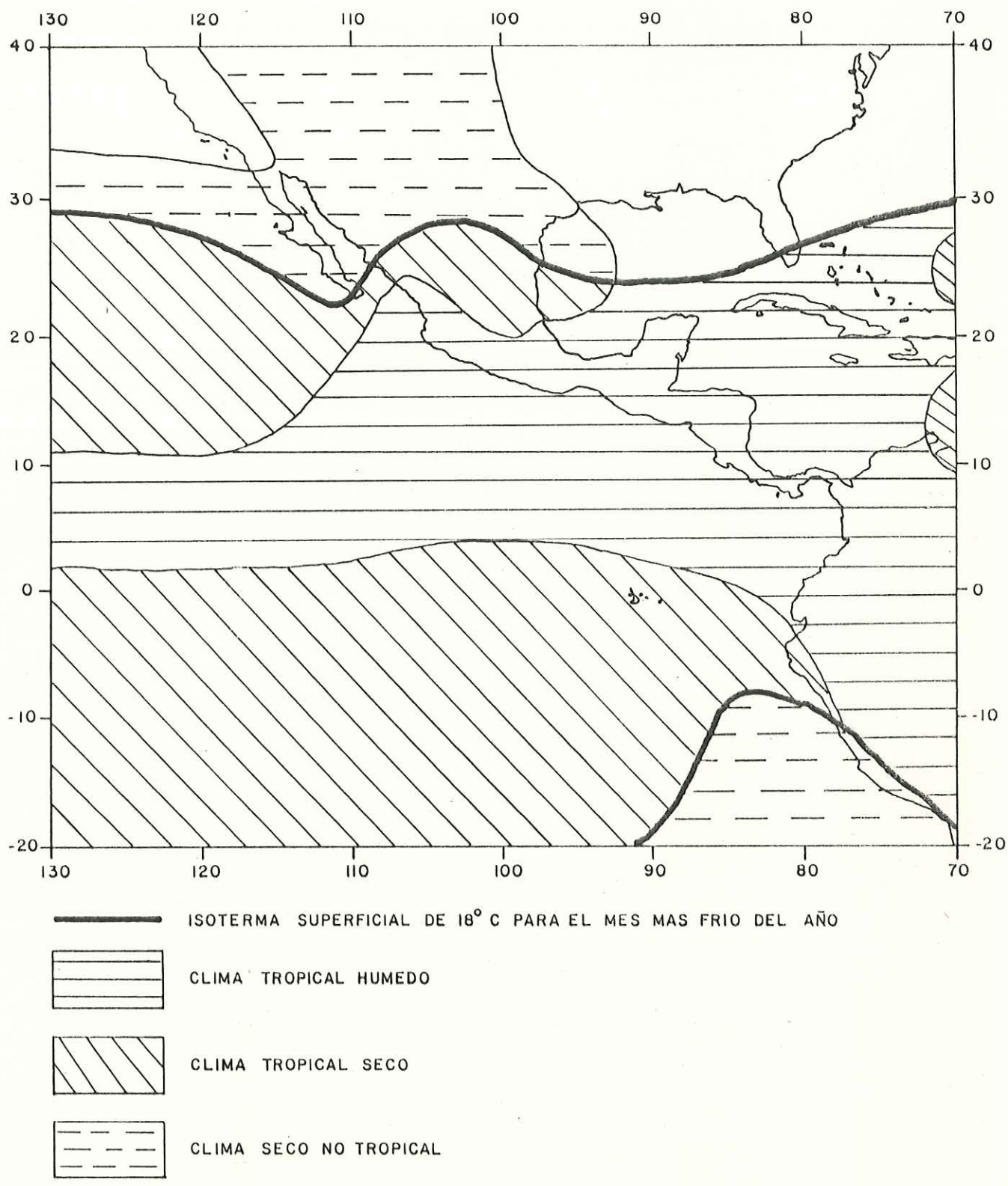


Fig. 1 Area de estudio y zonas climatológicas que comprende (Según Nieuwolt, 1977).

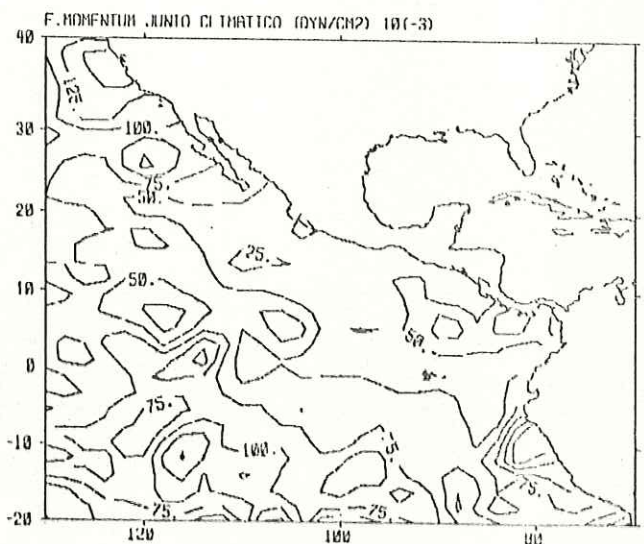
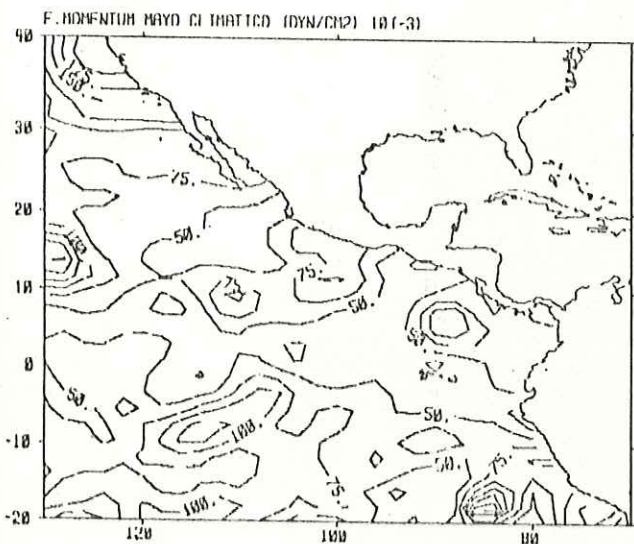
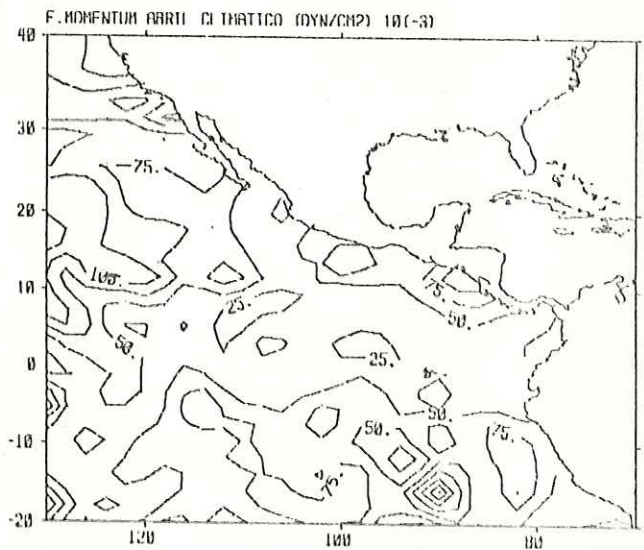
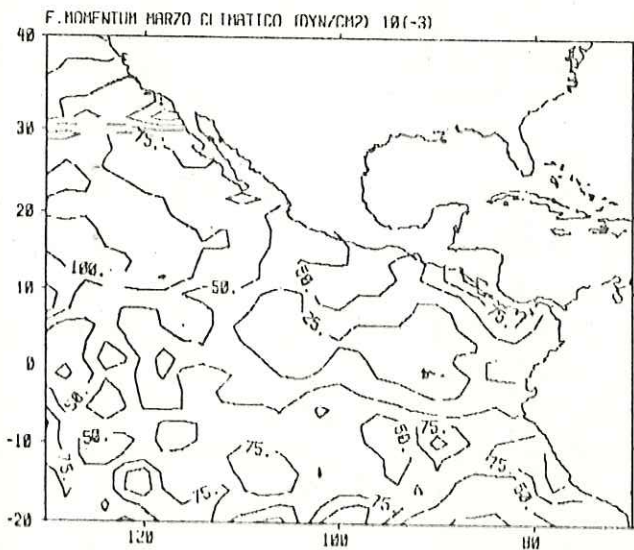
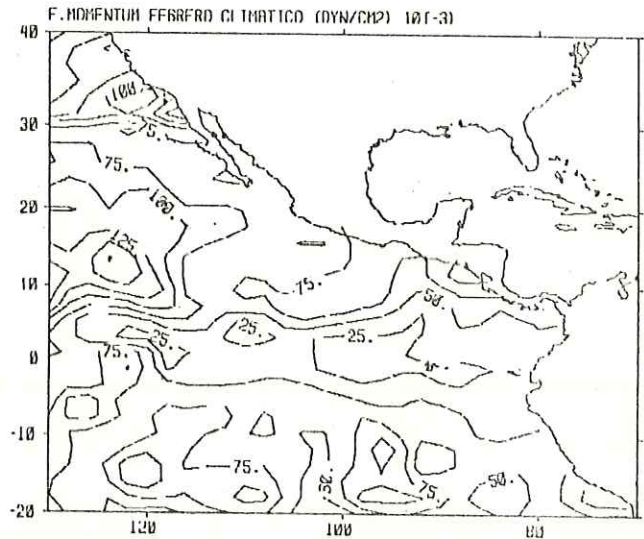
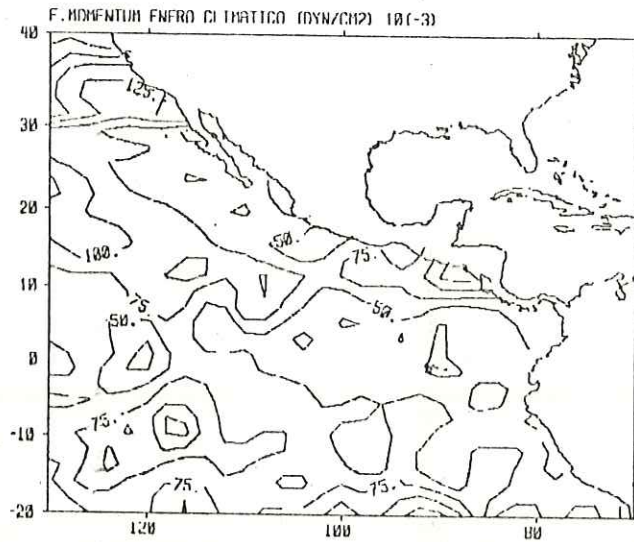


Fig.2 Promedio mensual climatológico del flujo de momentum vía similaridad. Unidades 10(-3) dinas/cm<sup>2</sup>

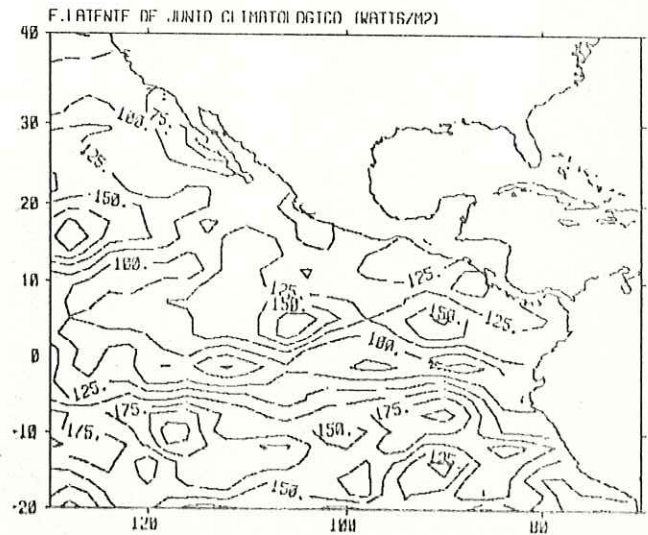
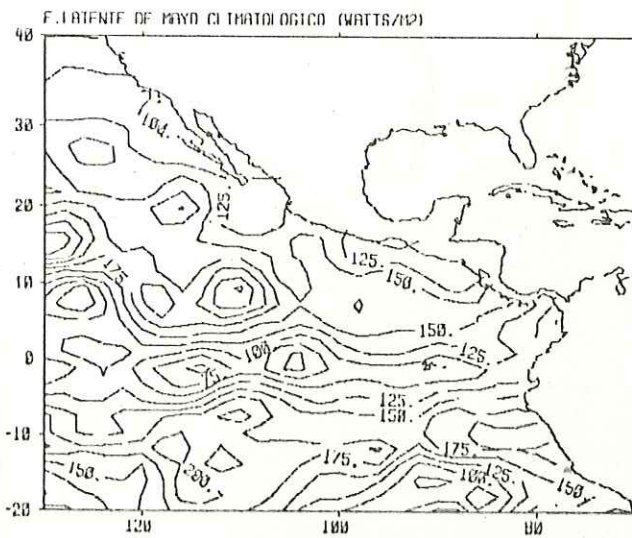
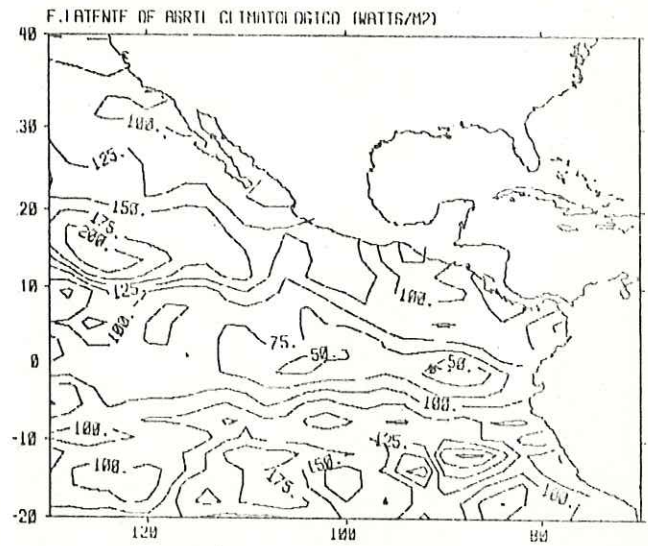
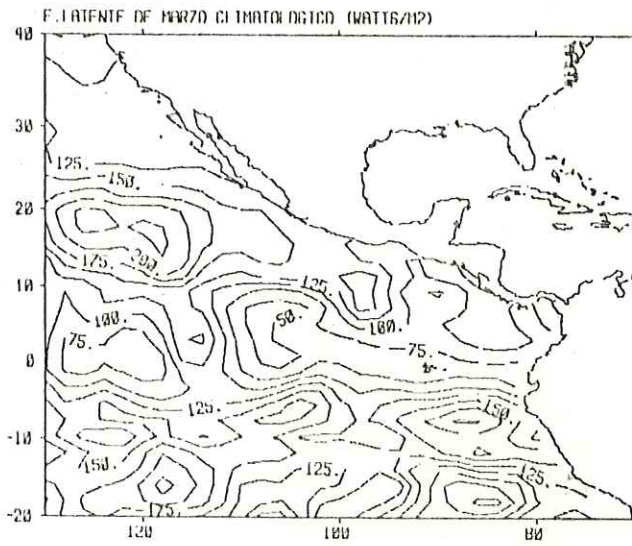
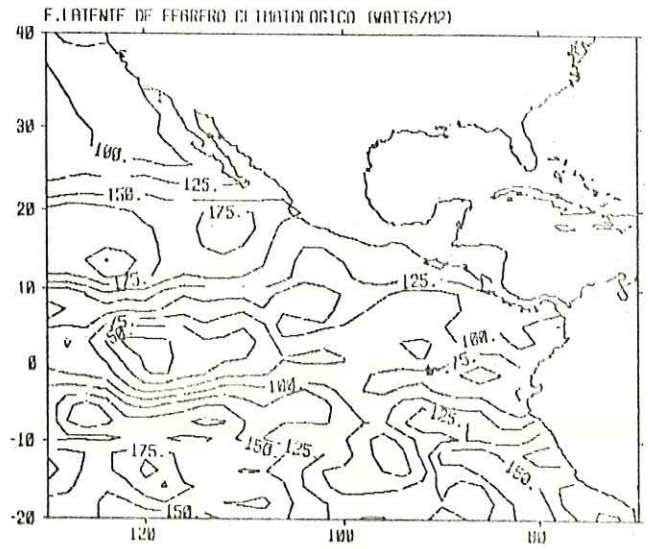
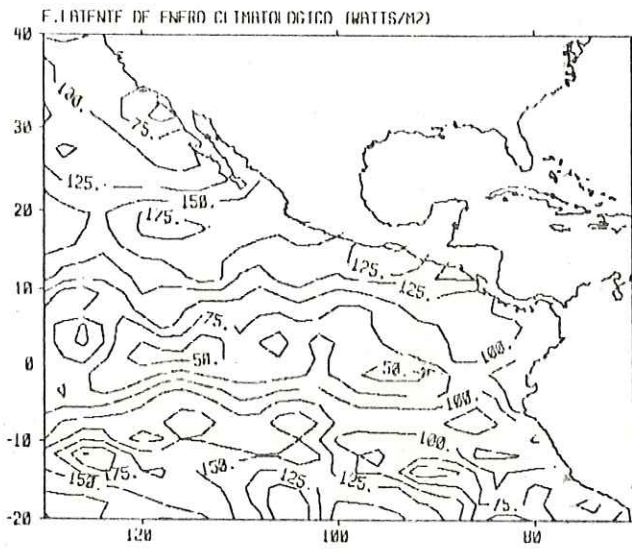


Fig.3 Mismas que para fig.2 solo que para el flujo de calor latente. Unidades watt/m2

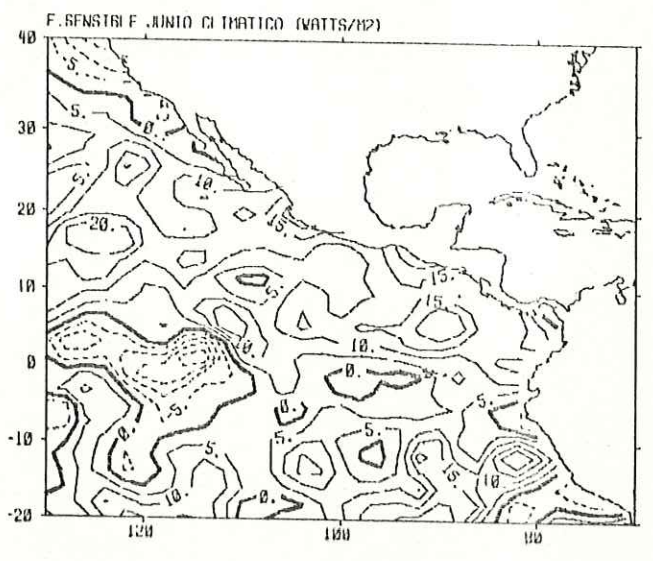
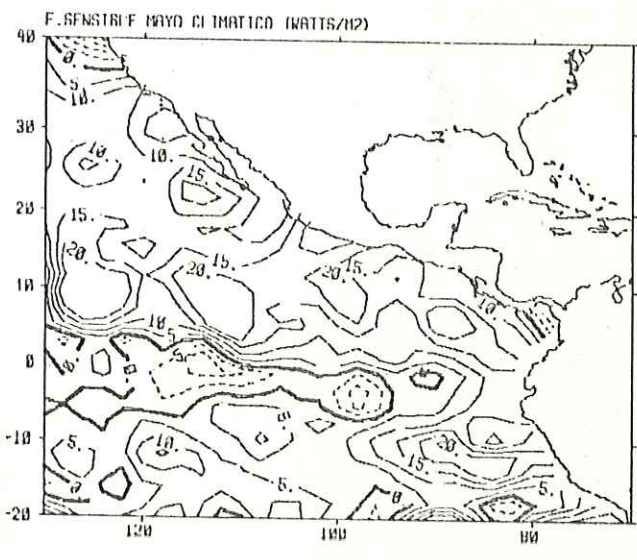
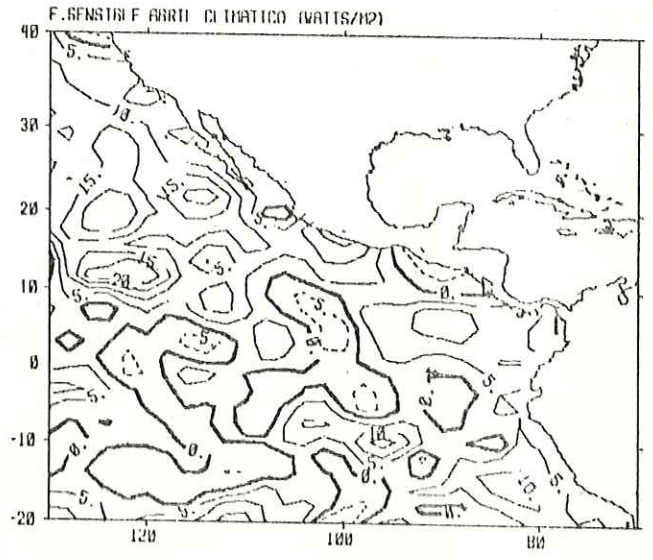
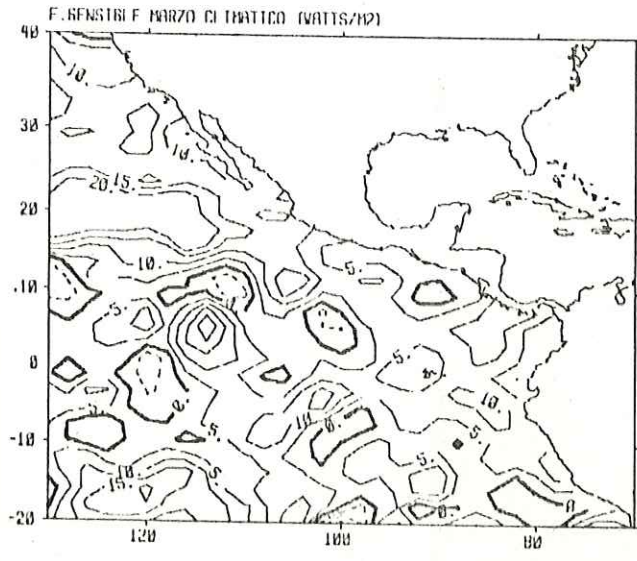
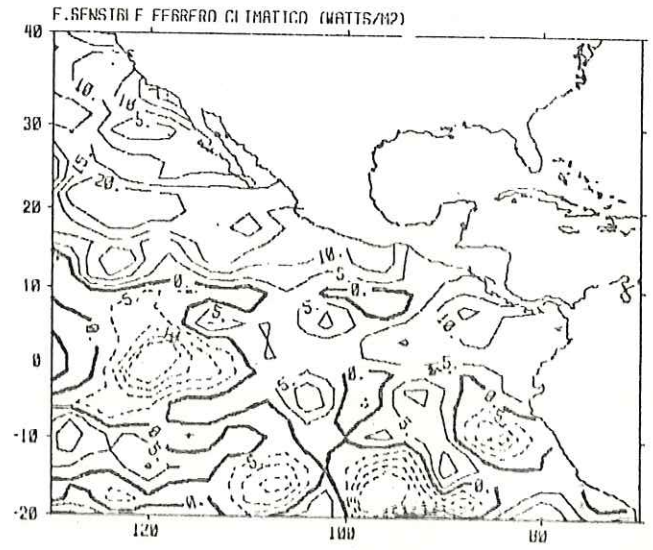
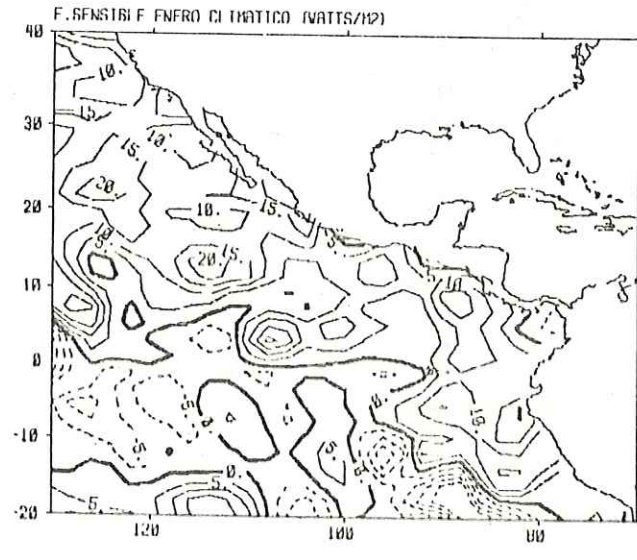


Fig.4 Mismas que fig.2 solo que para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>

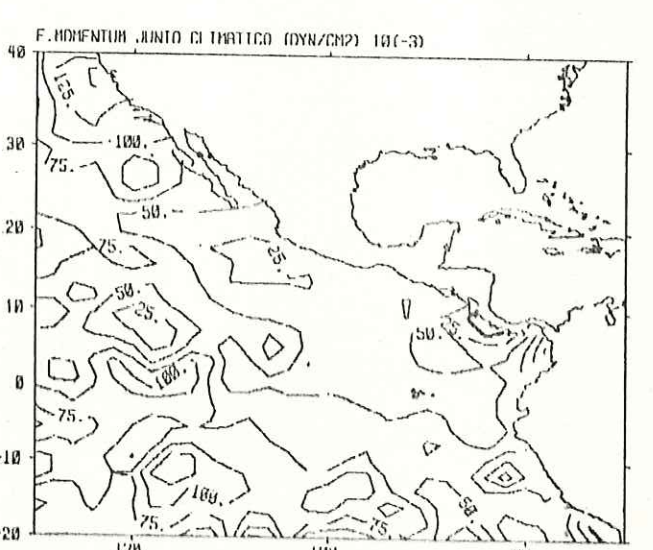
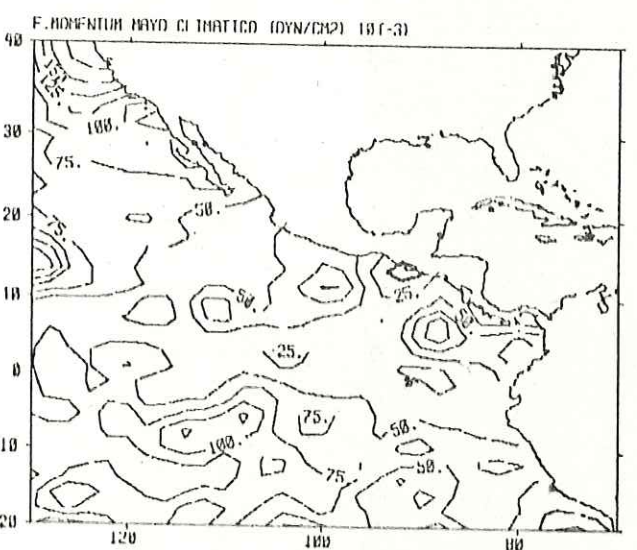
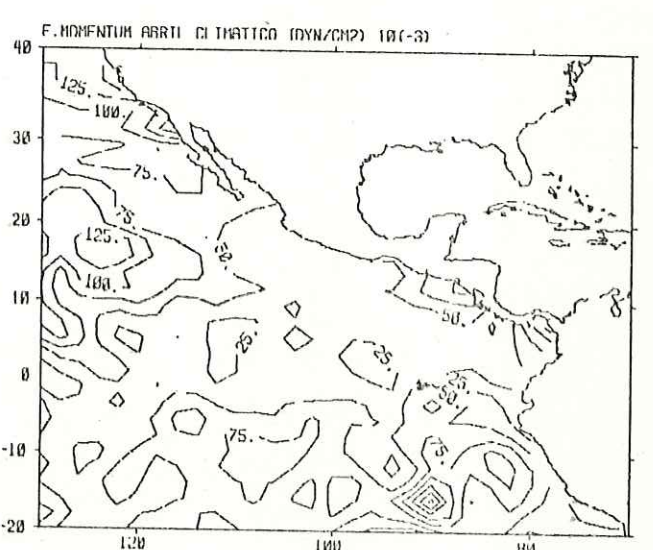
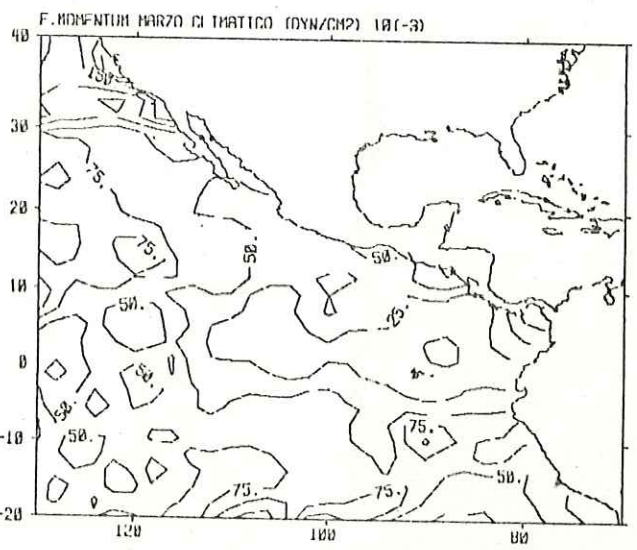
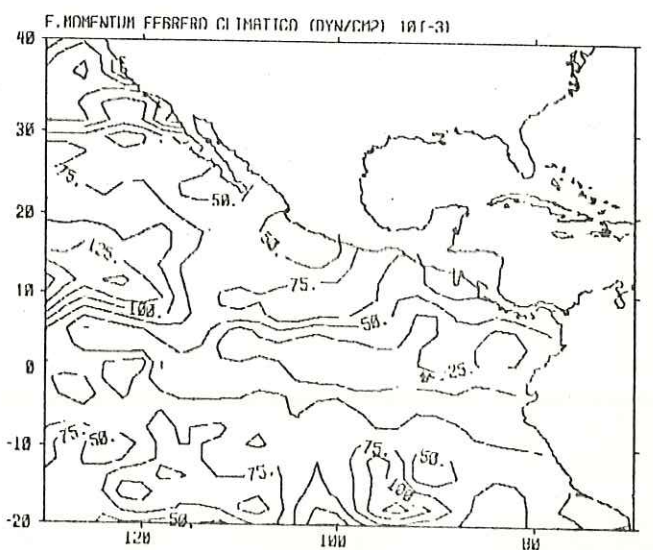
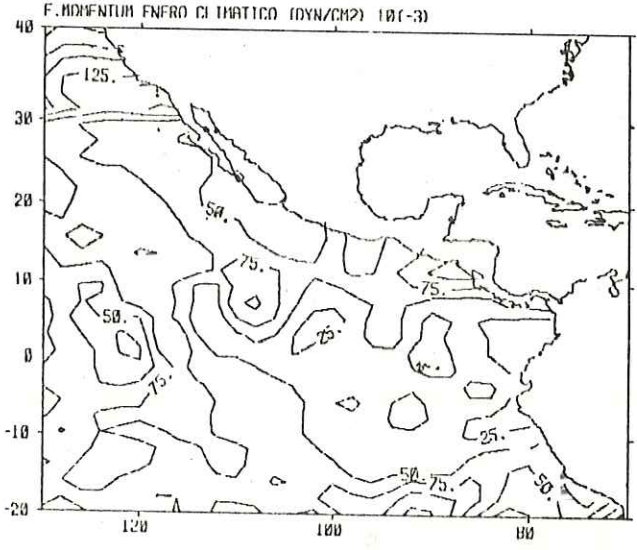


Fig.5 Promedio mensual climatológico del flujo de momento via aerodinámica. Unidades 10(-3) dinas/cm<sup>2</sup>

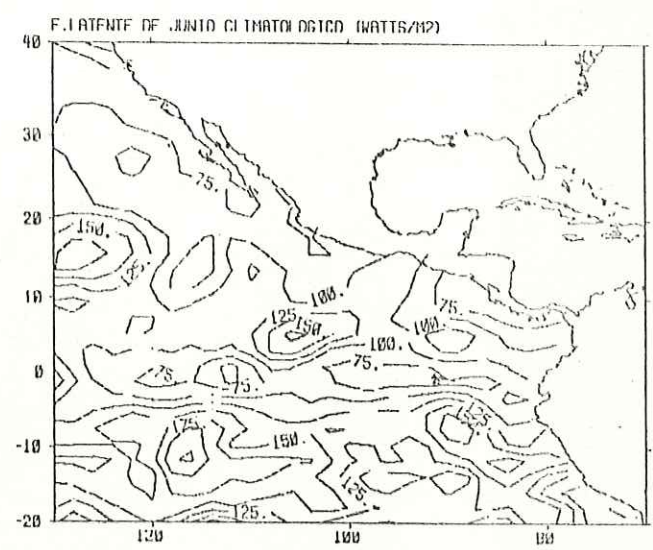
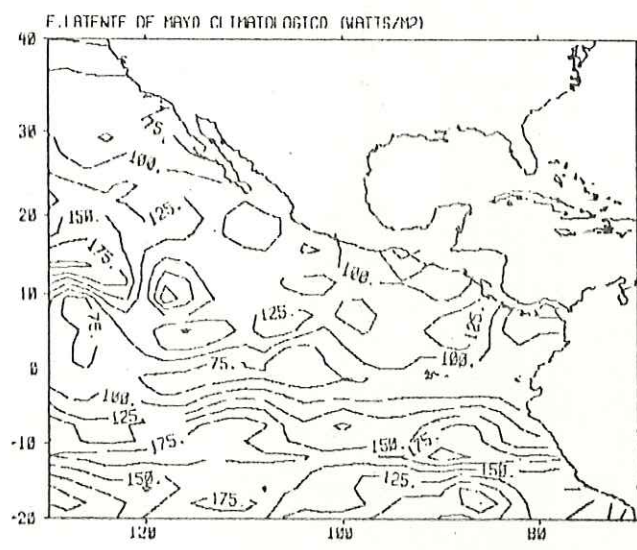
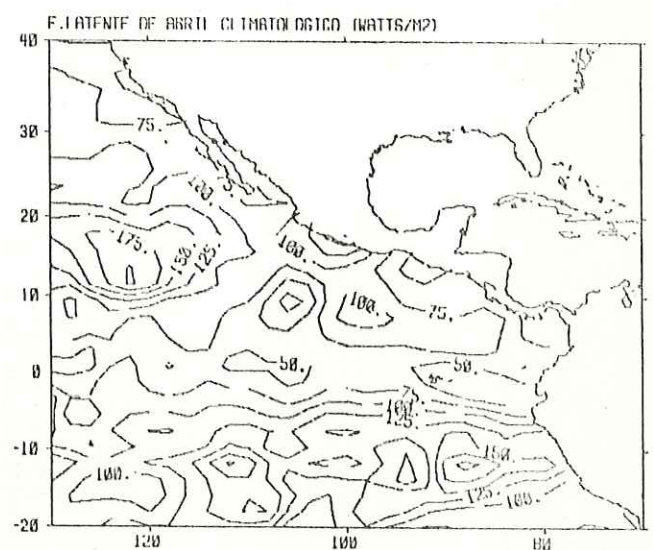
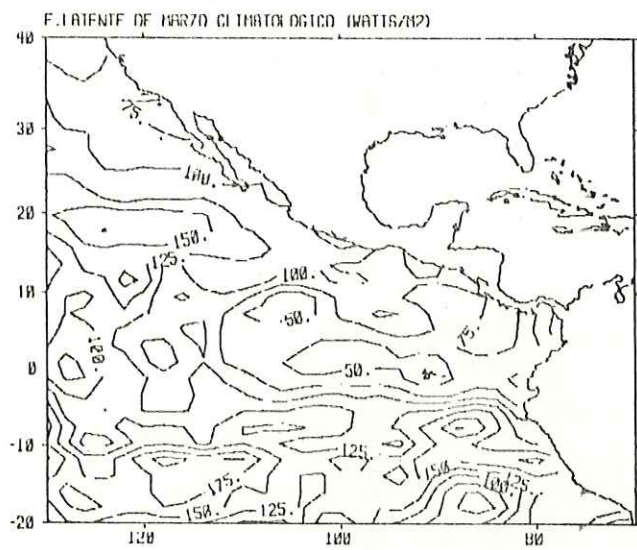
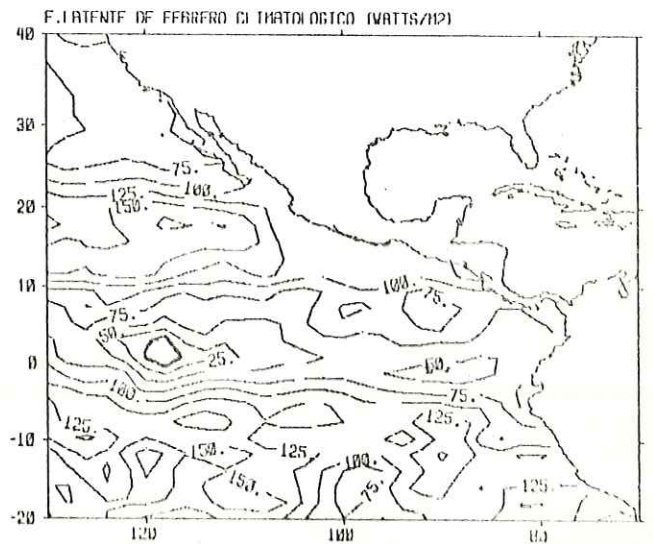
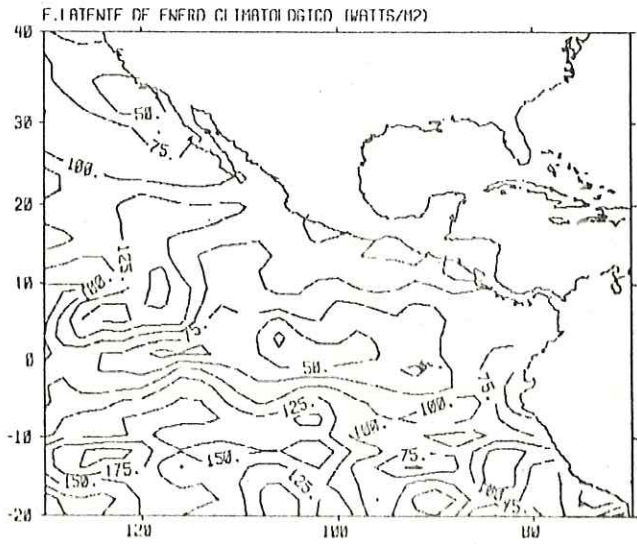


Fig.6 Misma que fig.5 solo que para el flujo de calor latente. Unidades watt/m2

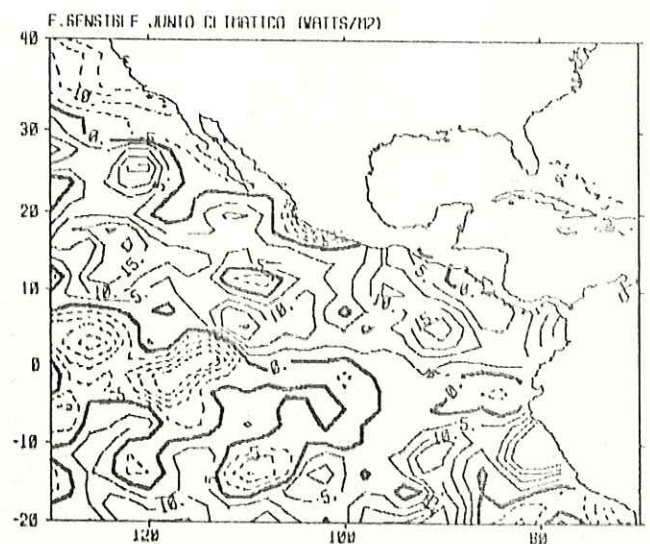
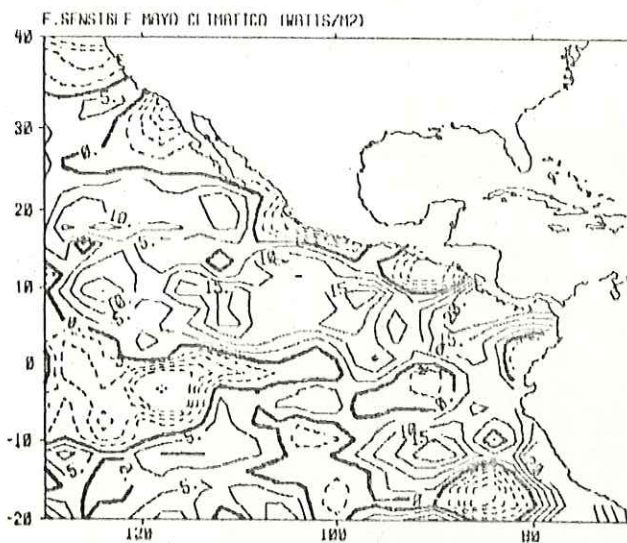
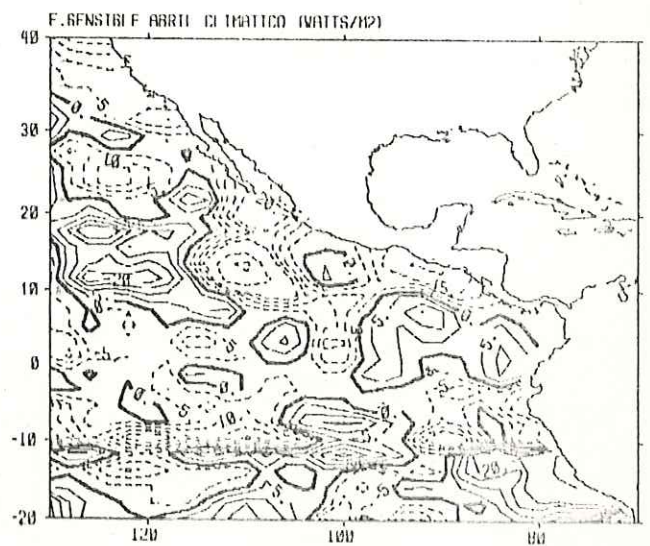
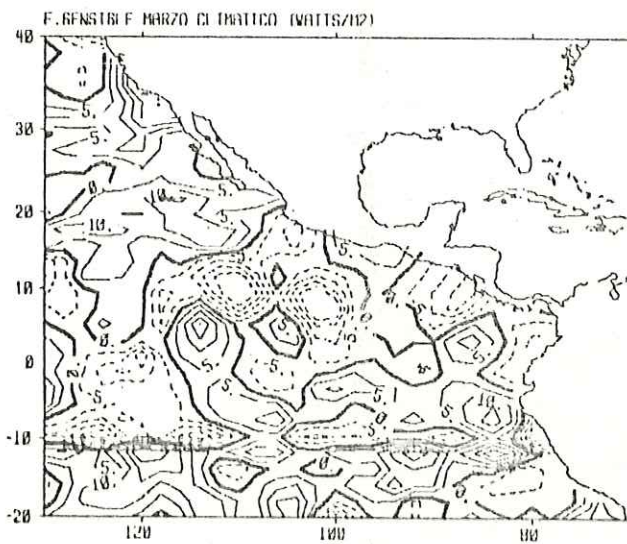
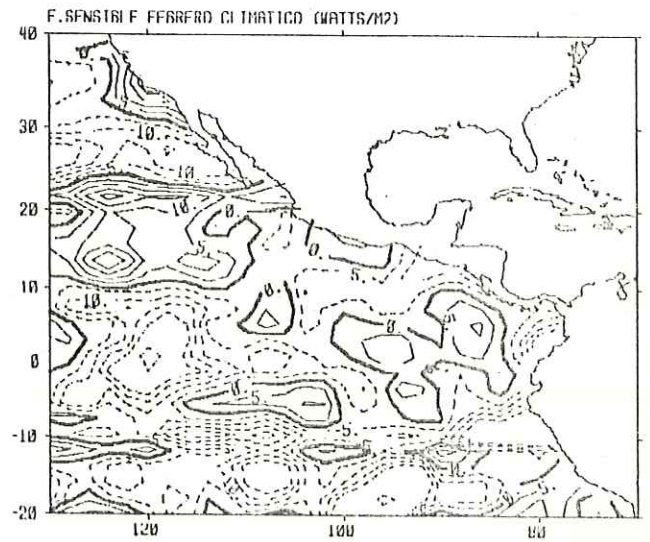
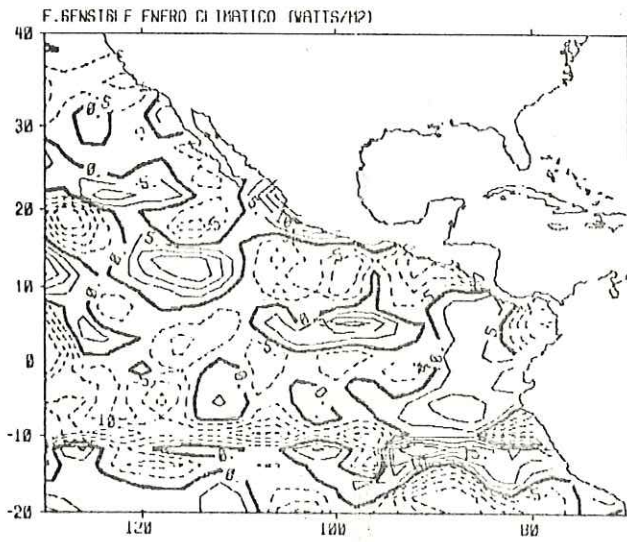


Fig.7 Mismas que fig.5 solo que para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>

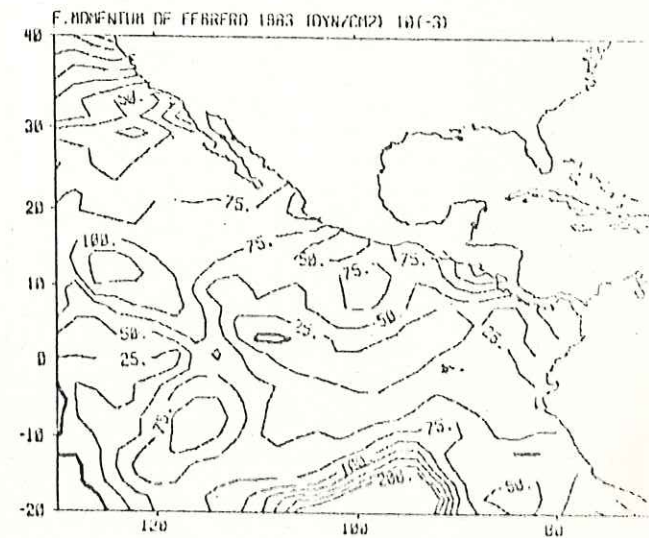
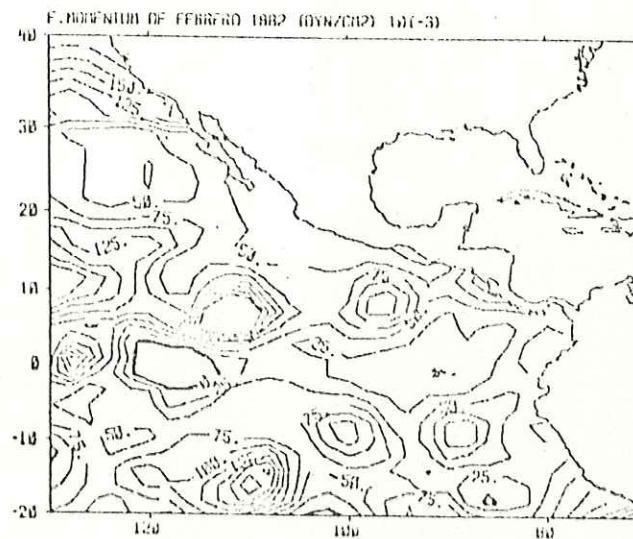
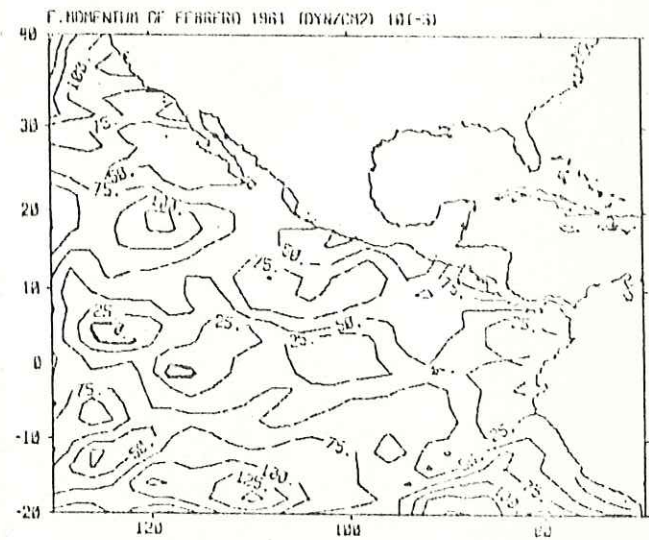
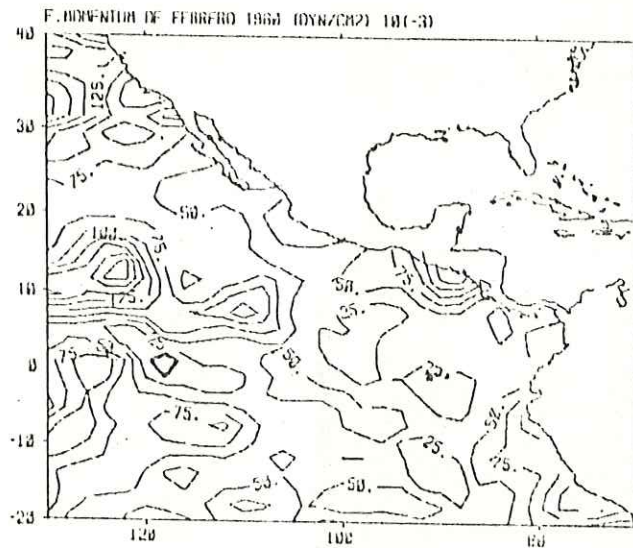
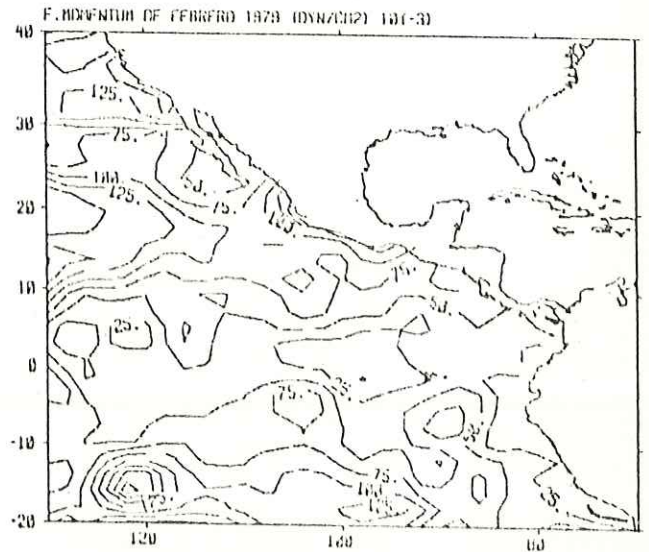
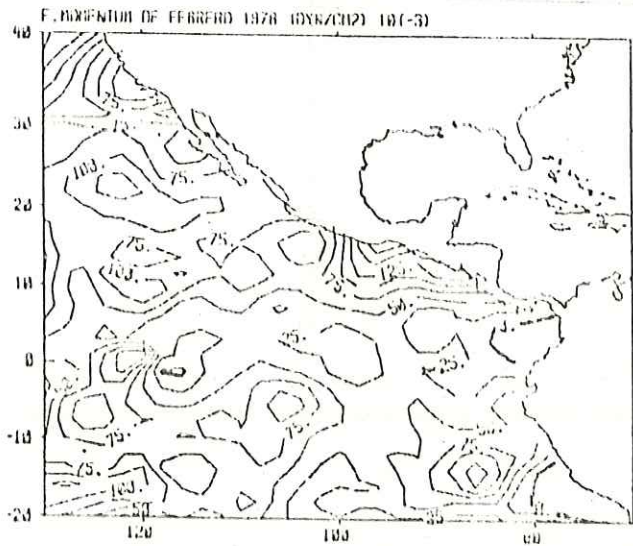


Fig.8 Mapas mensuales de Febrero via similaridad, flujo de momentum. Unidades 10(-3) dinas/cm<sup>2</sup>

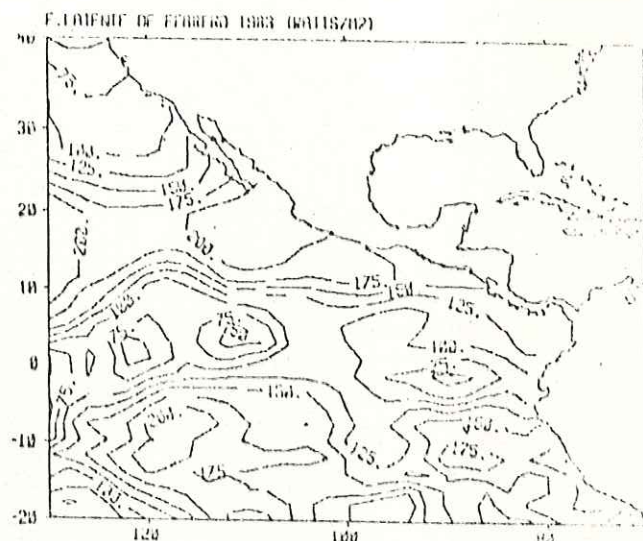
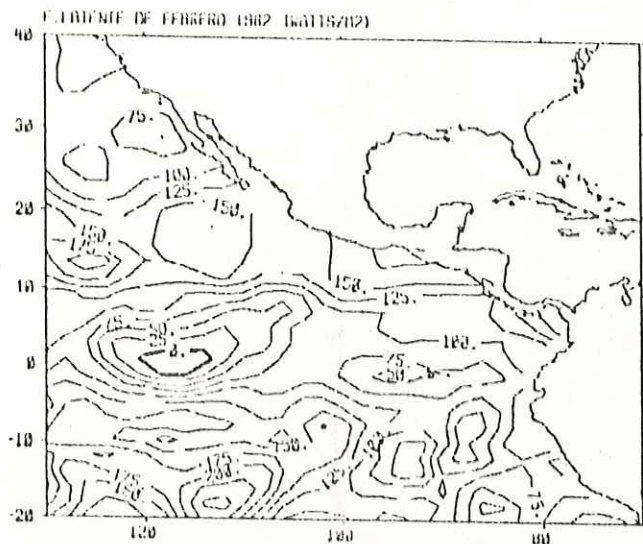
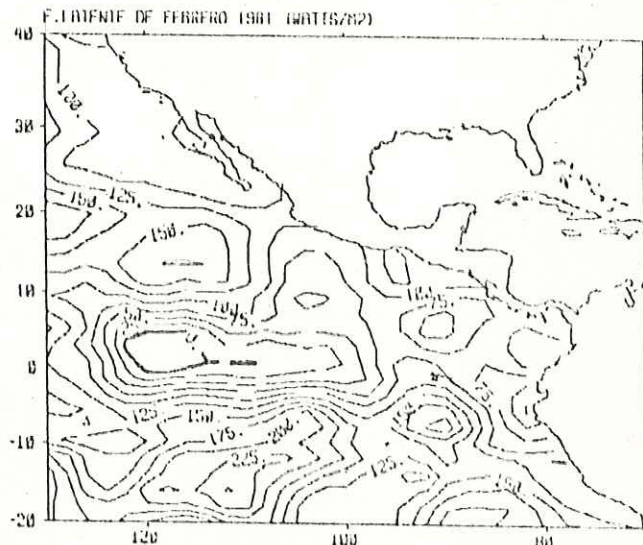
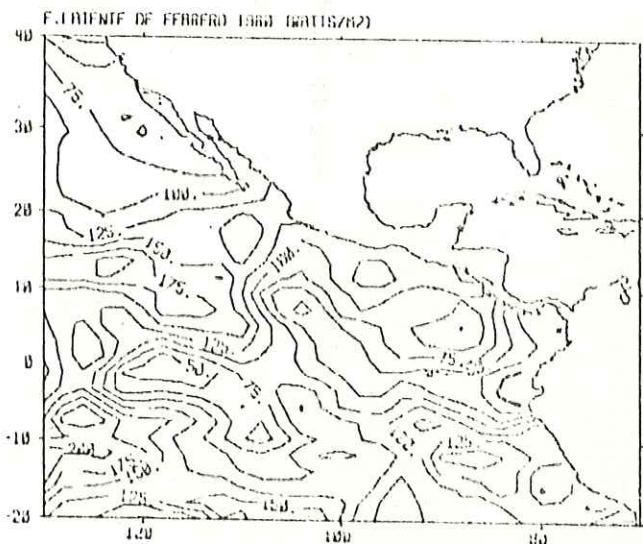
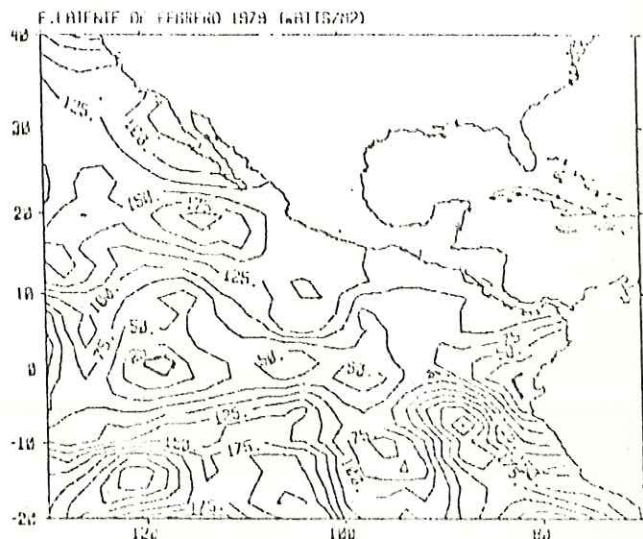
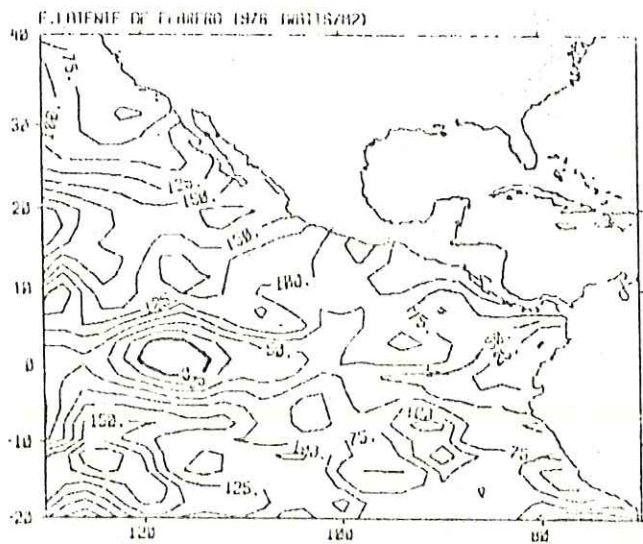


Fig.9 Mismas que fig.8 pero para el flujo de calor latente. Unidades watt/m2

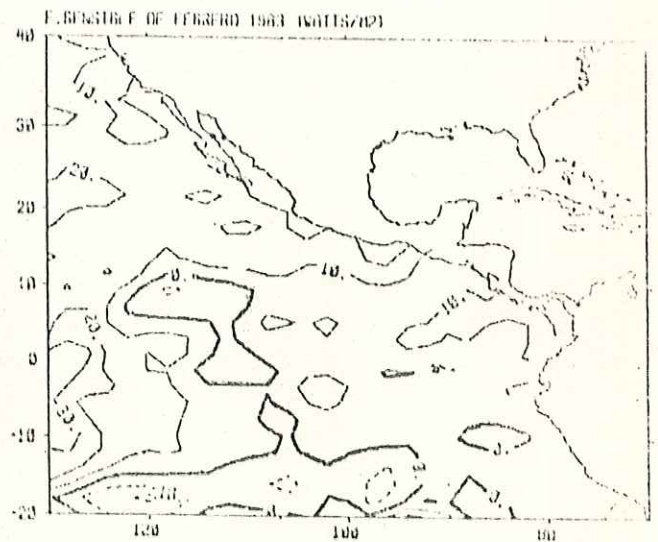
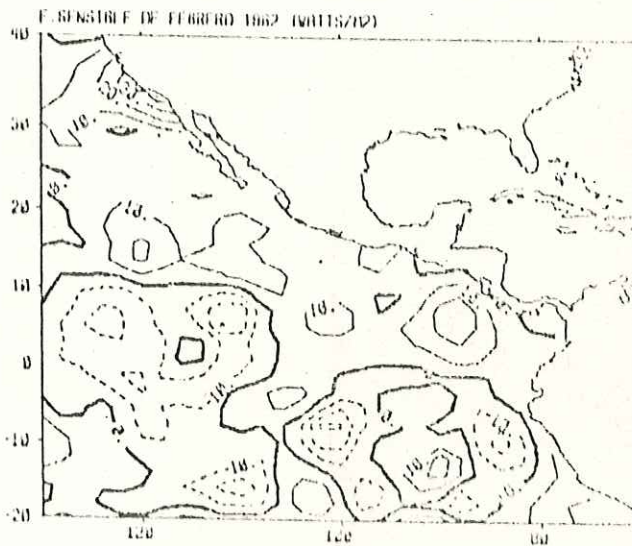
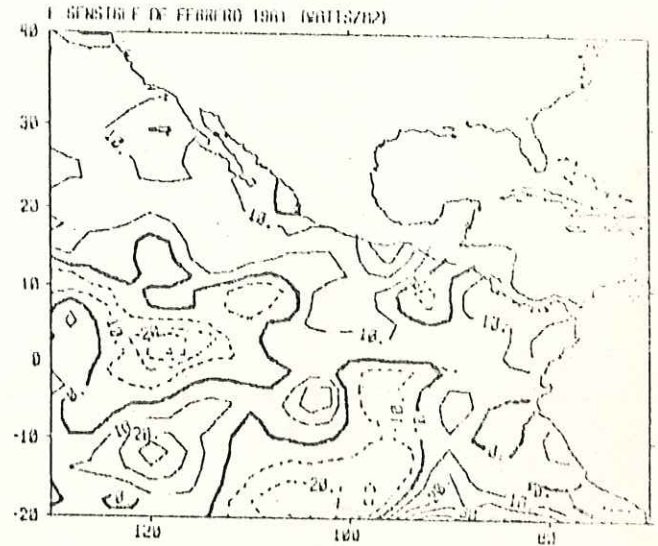
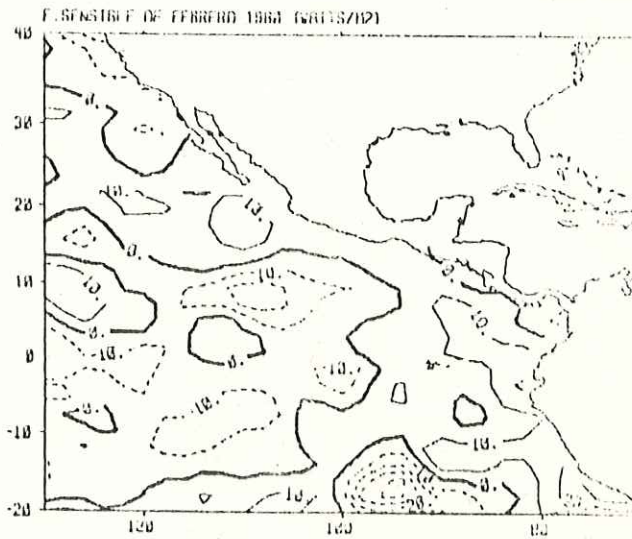
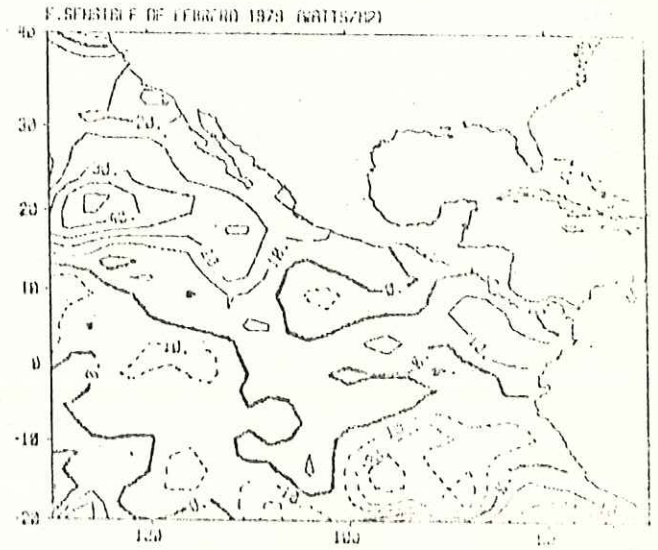
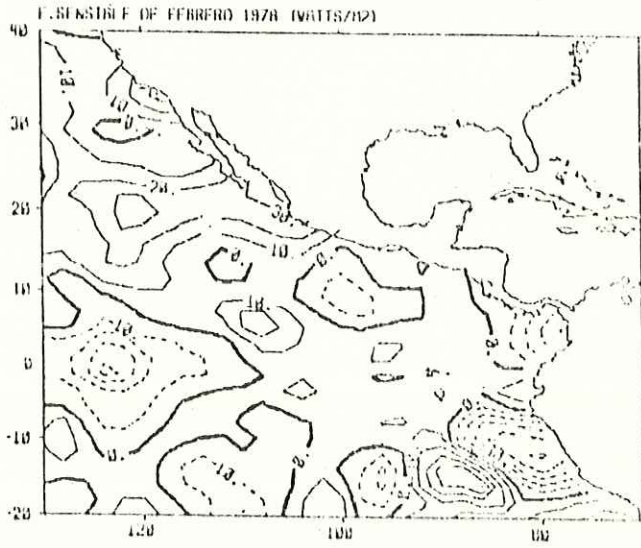


Fig.10 Mismas que fig.8 pero para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m2

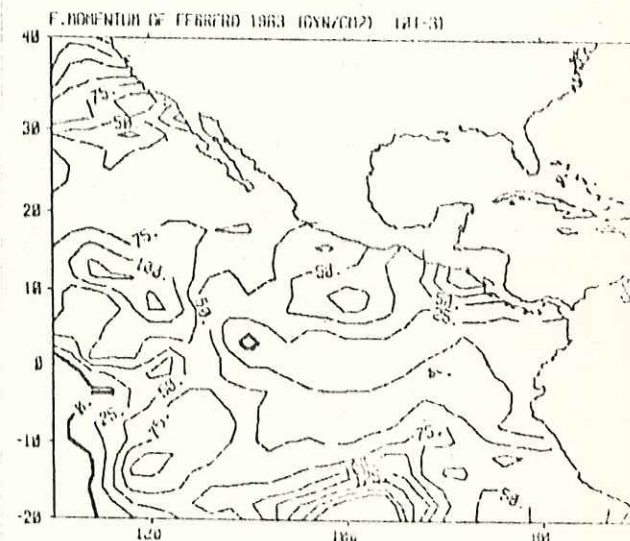
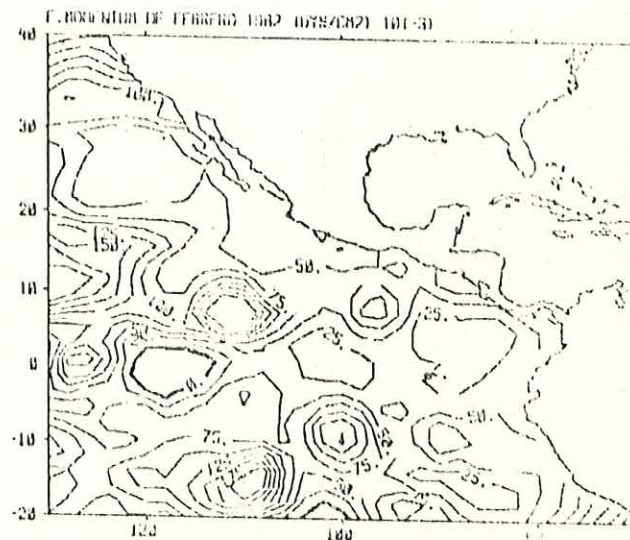
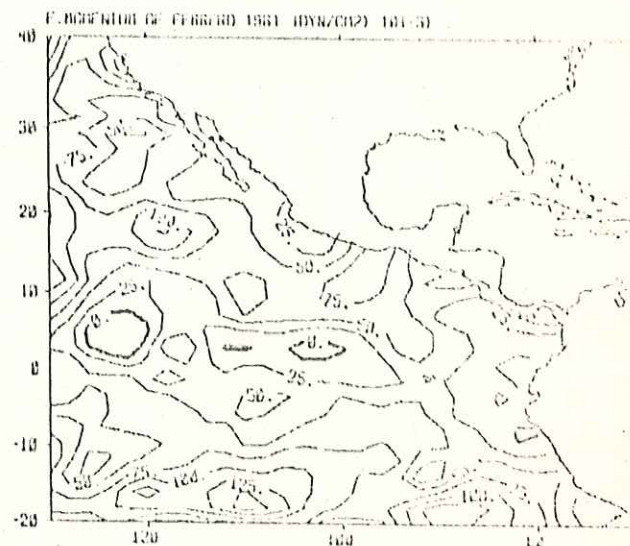
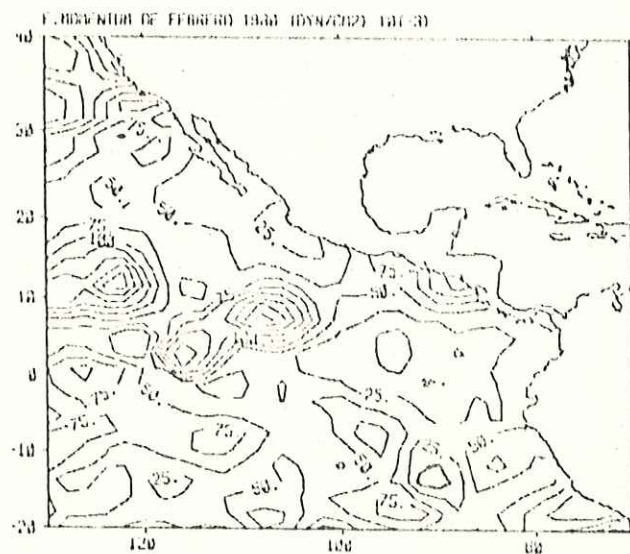
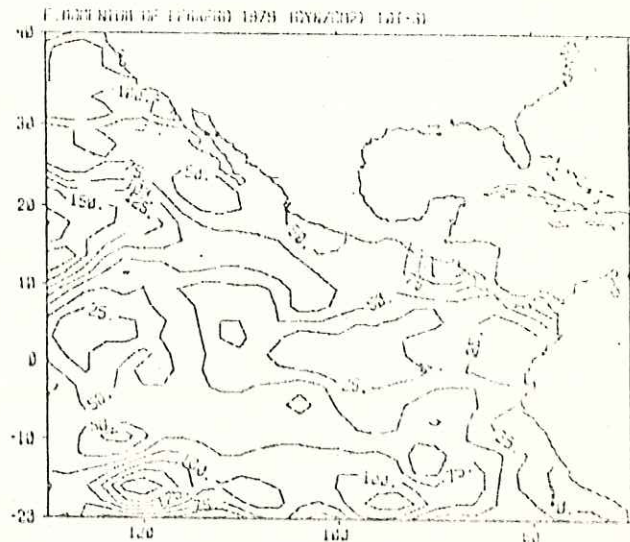
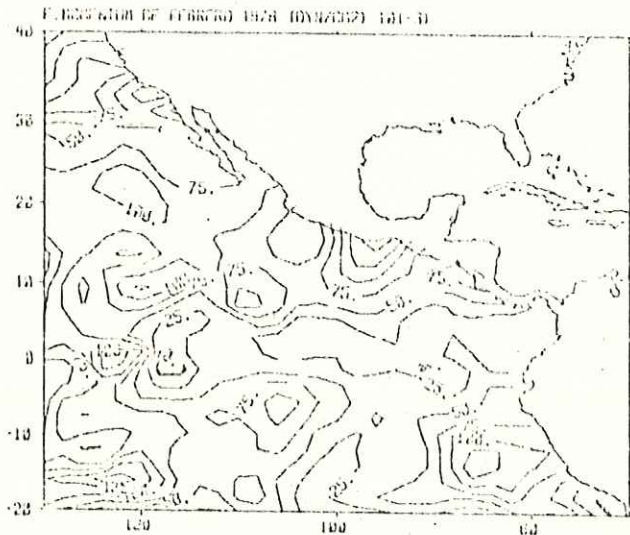


Fig.11 Mapas mensuales de Febrero via Aerodinámico, flujo de momentum. Unidades  $10(-3)$  dinas/cm<sup>2</sup>

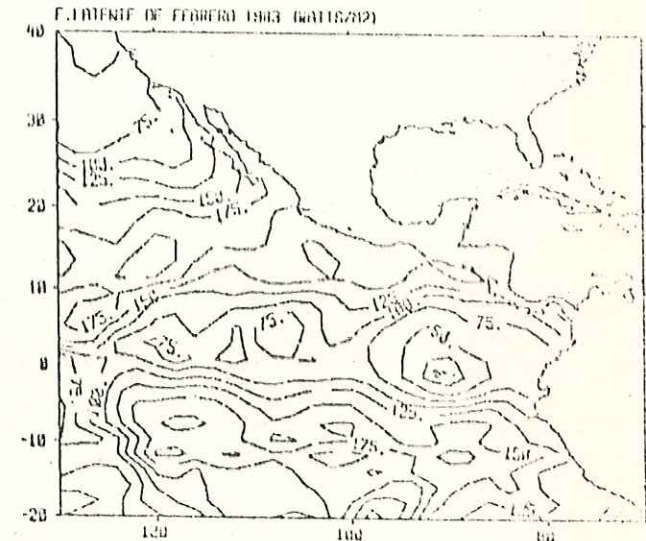
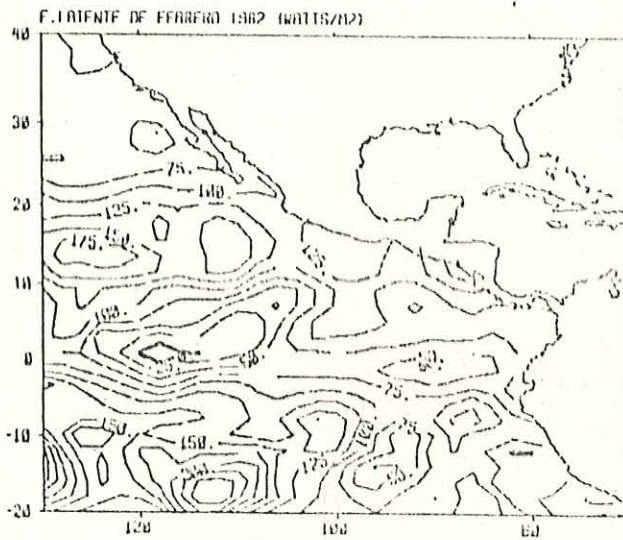
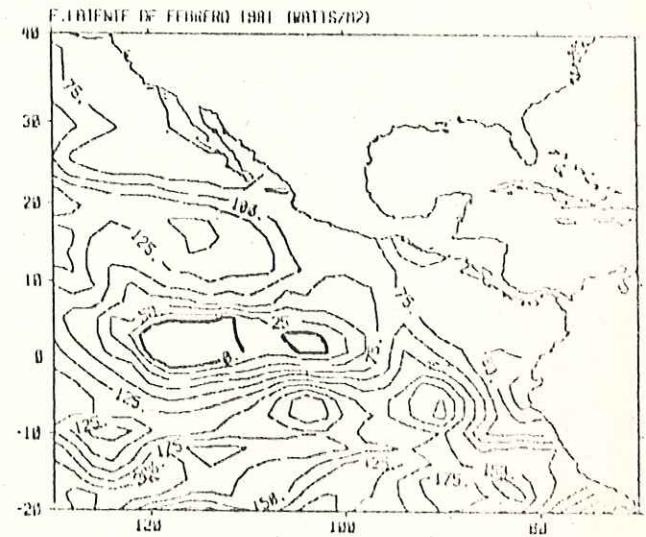
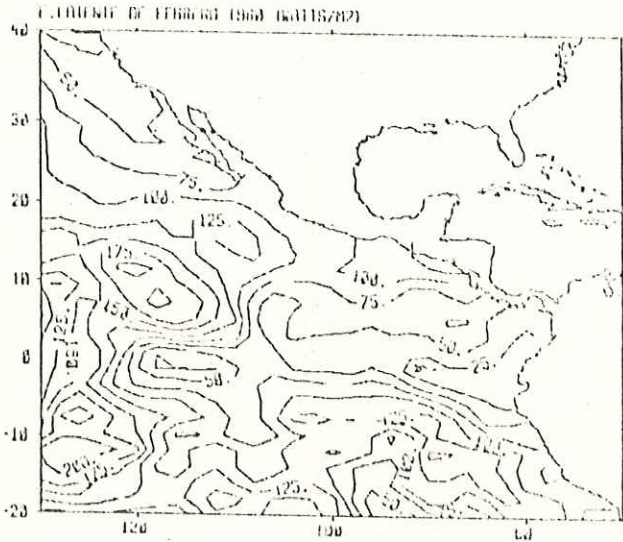
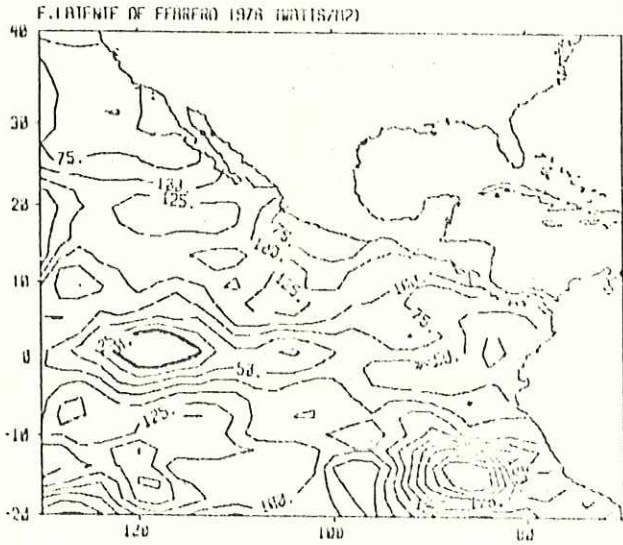


Fig.12 Mismas que fig.11 pero para el flujo de calor latente. Unidades watt/m<sup>2</sup>

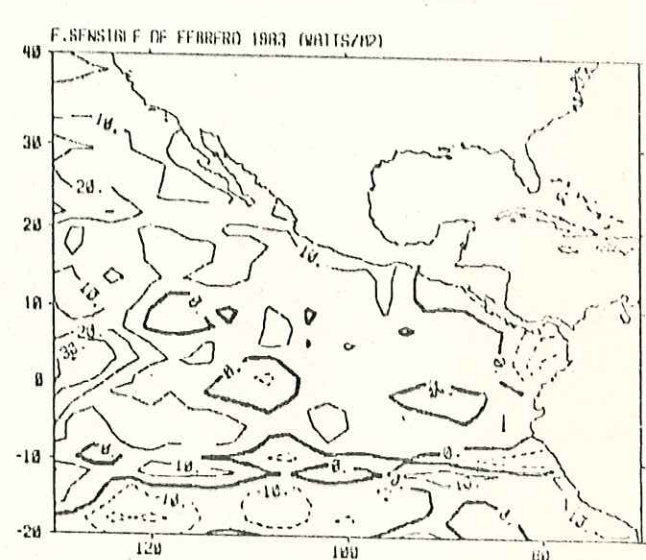
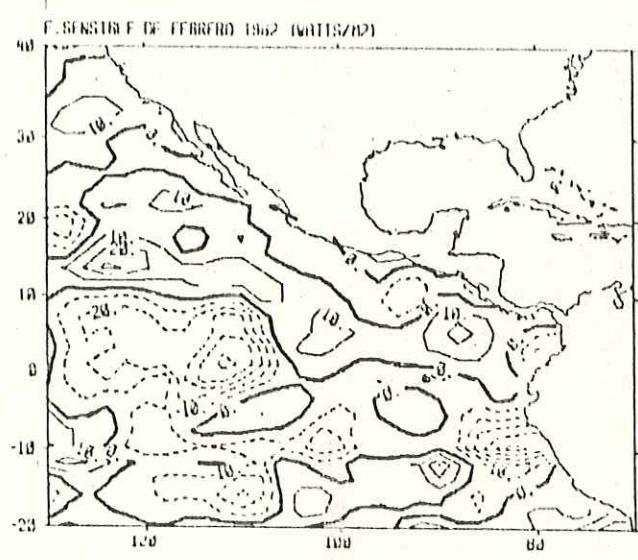
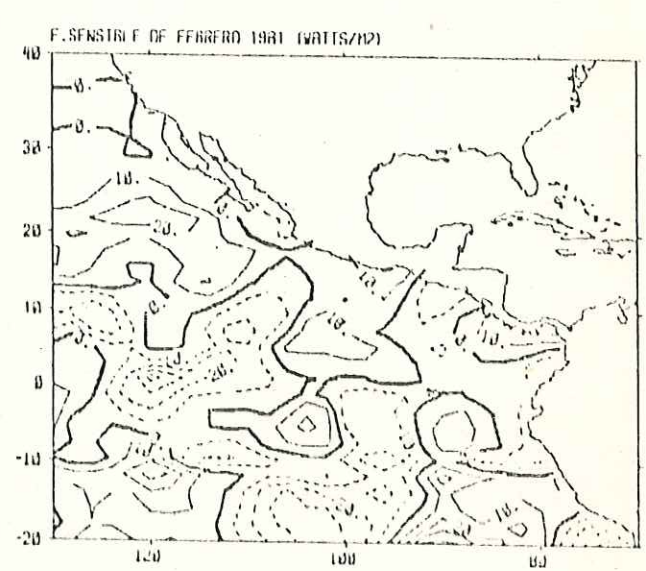
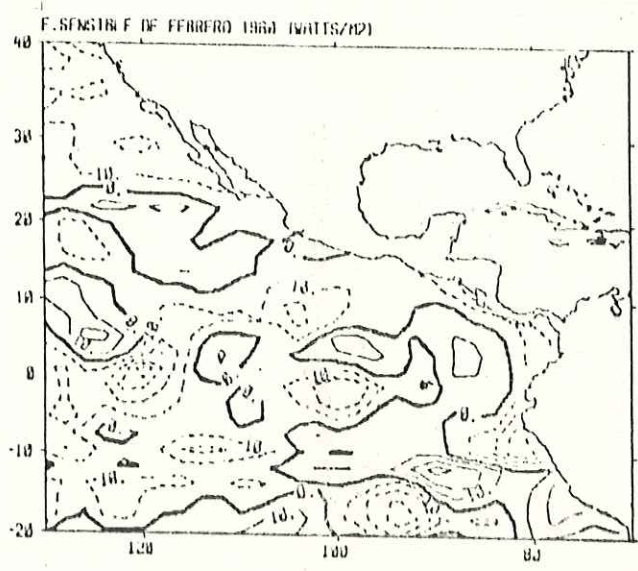
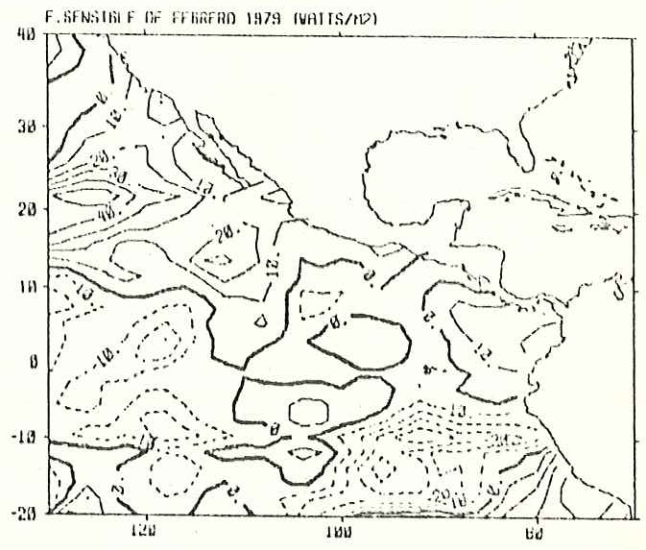
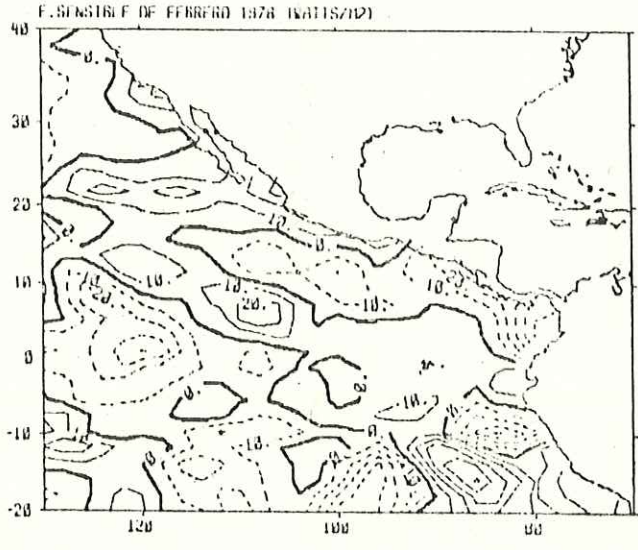


Fig.13 Mismas que fig.11 pero para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>

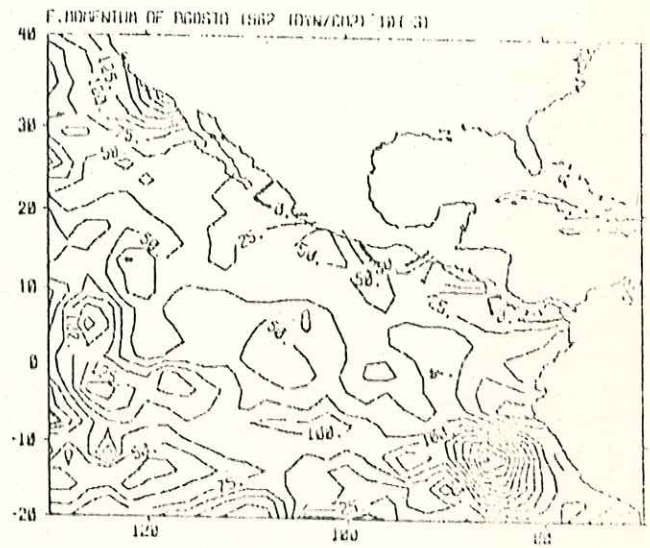
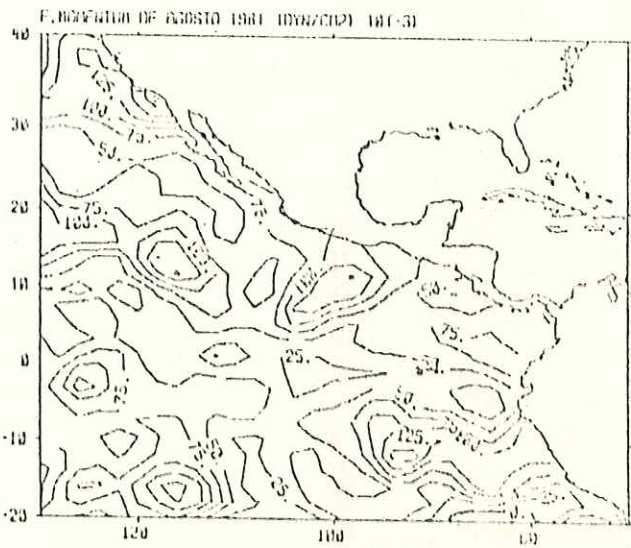
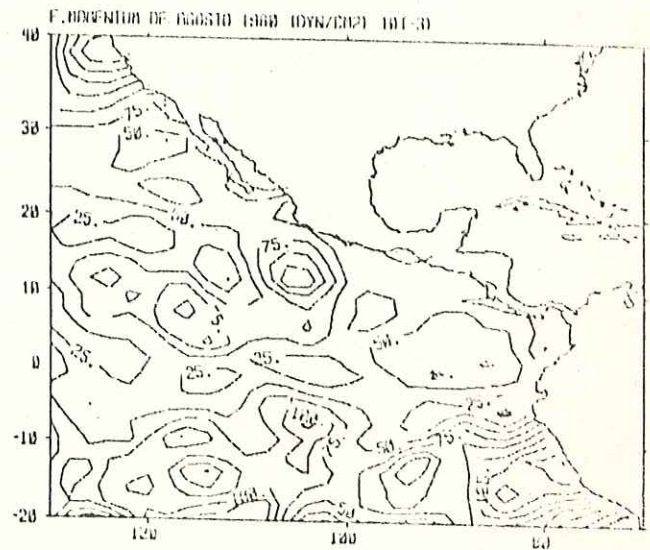
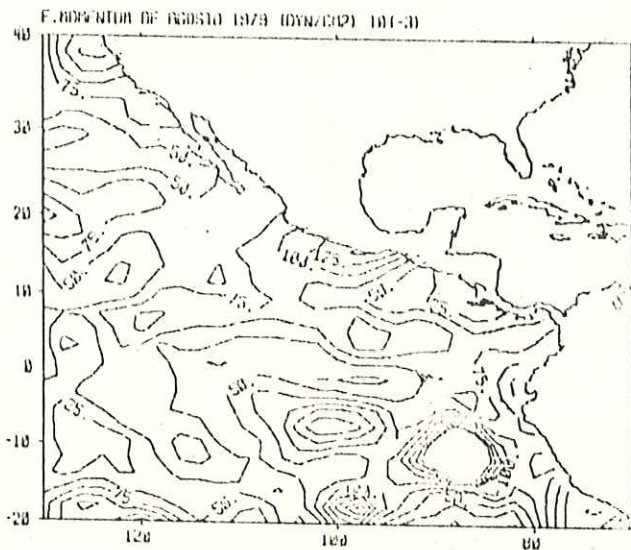
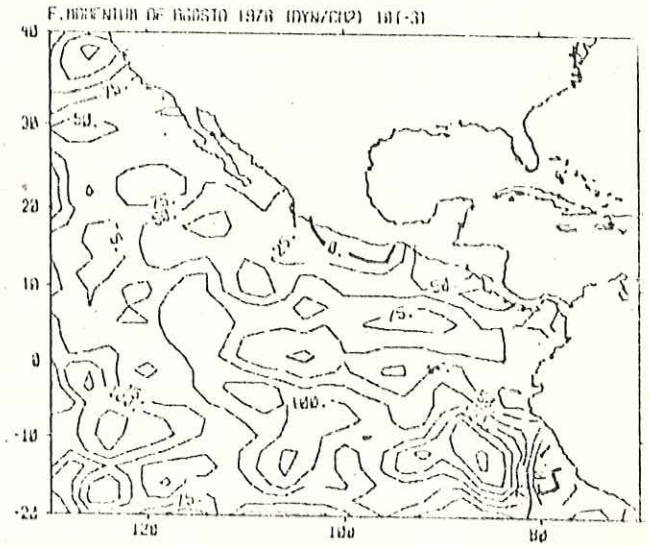
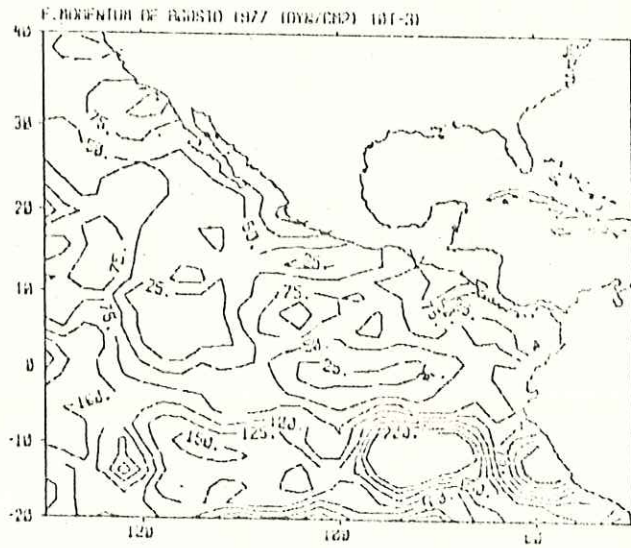


Fig.14 Mismas que fig.8 solo que para el mes de Agosto

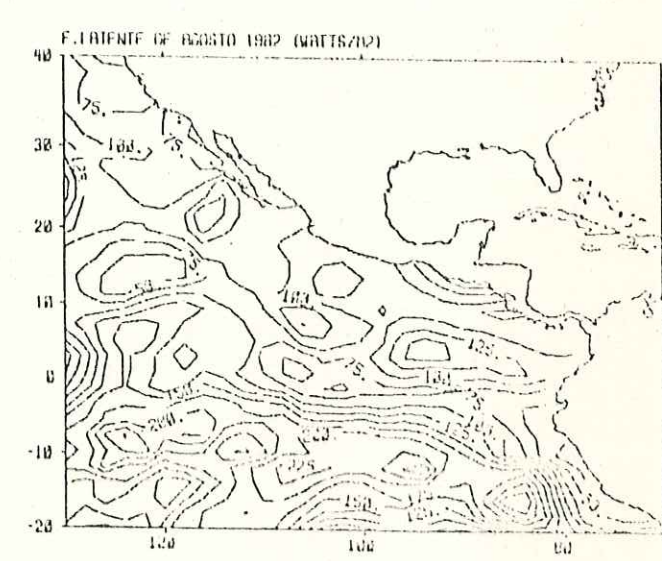
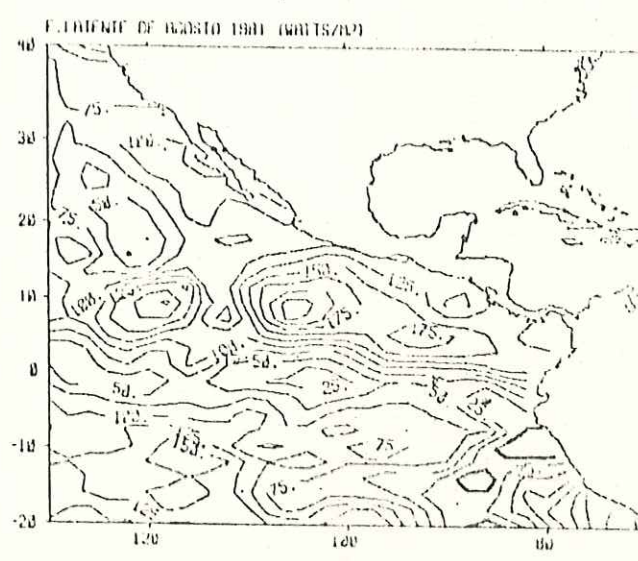
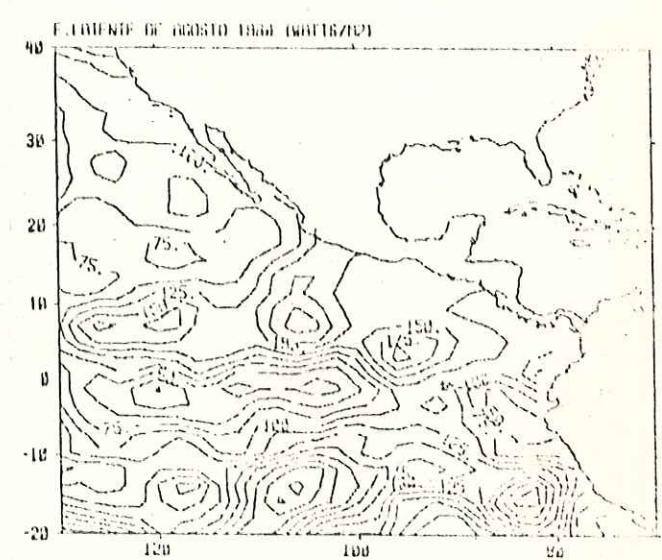
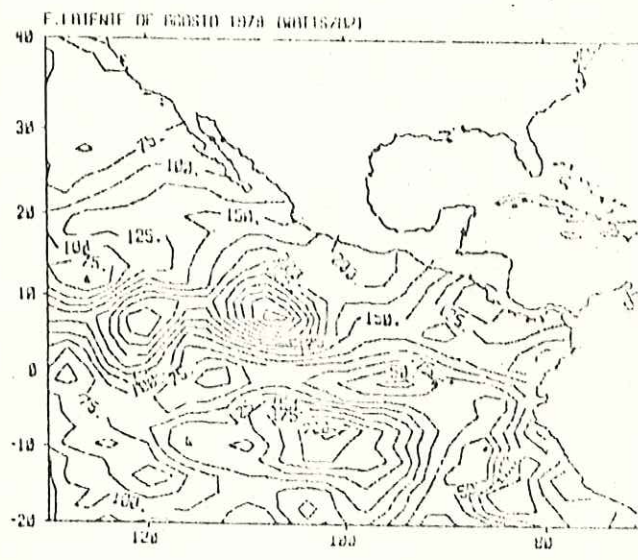
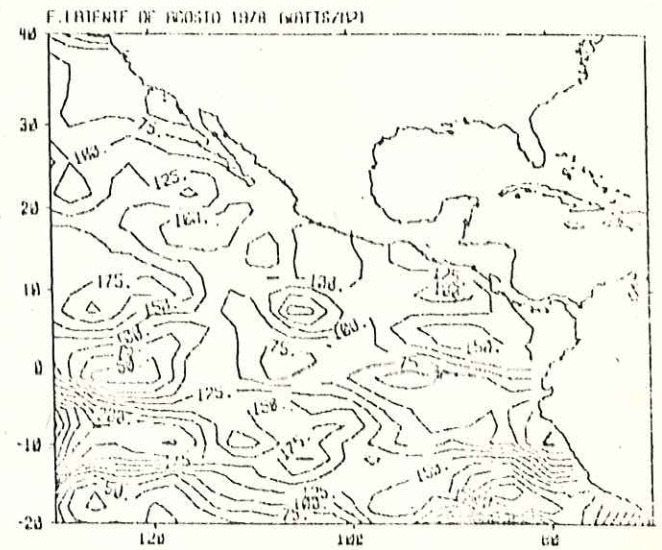
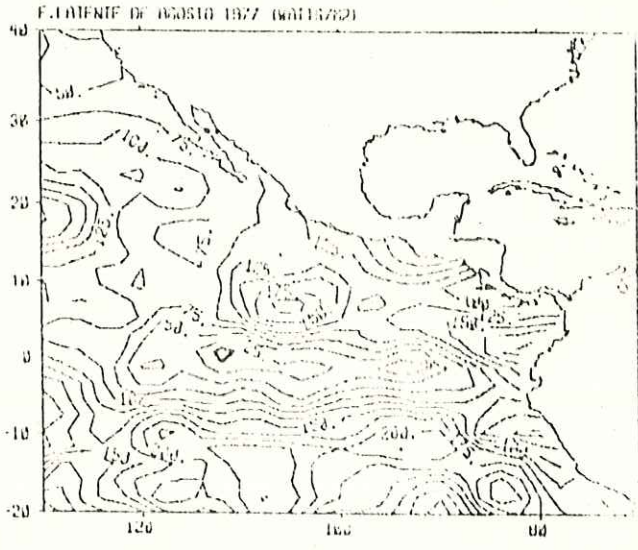


Fig.15 Mismas que fig.9 solo que para el mes de Agosto

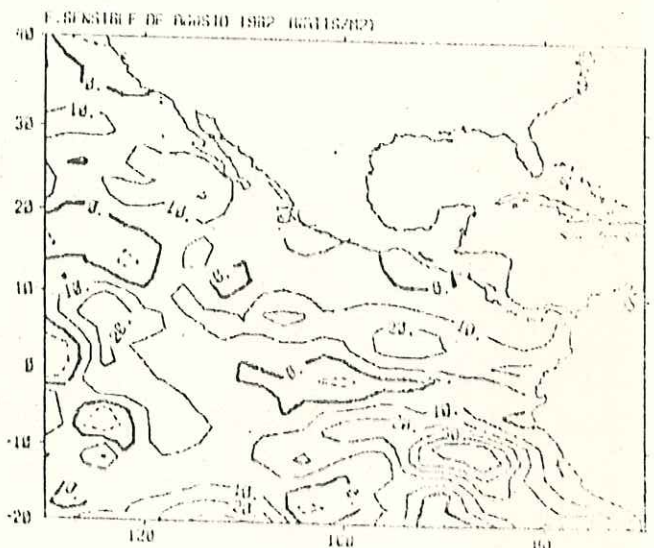
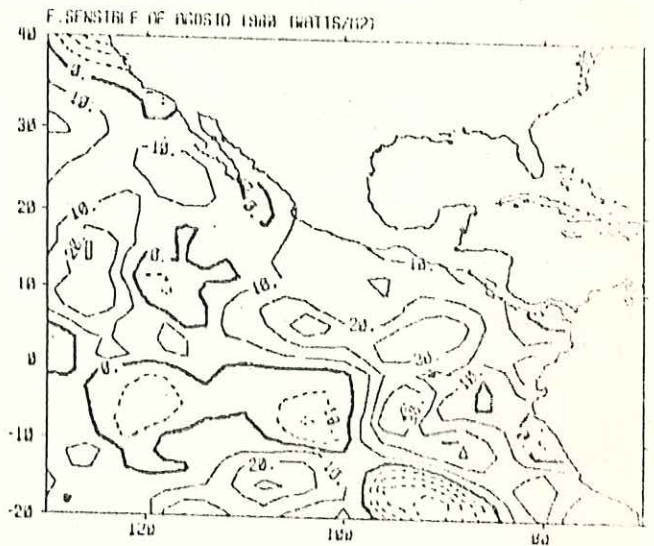
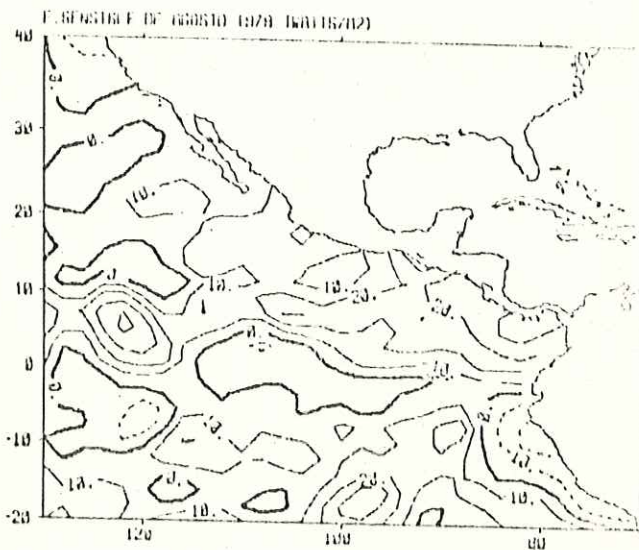
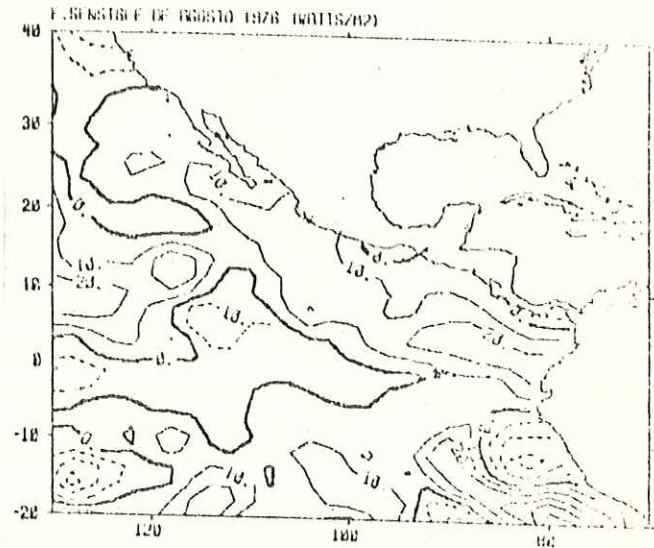
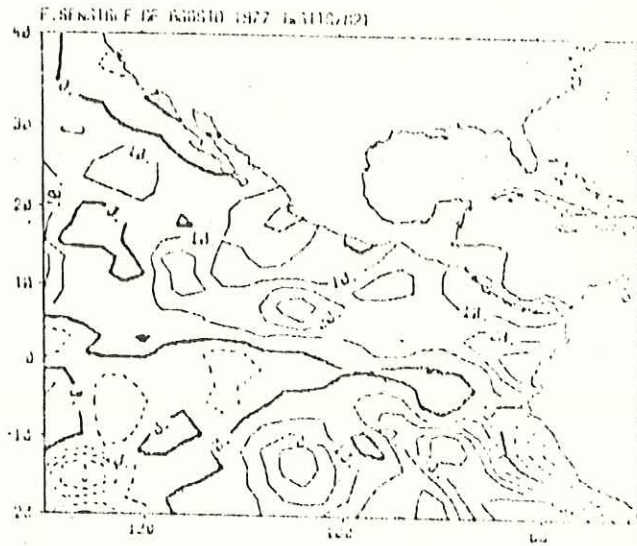


Fig.16 Mismas que fig.10 solo que para el mes de Agosto

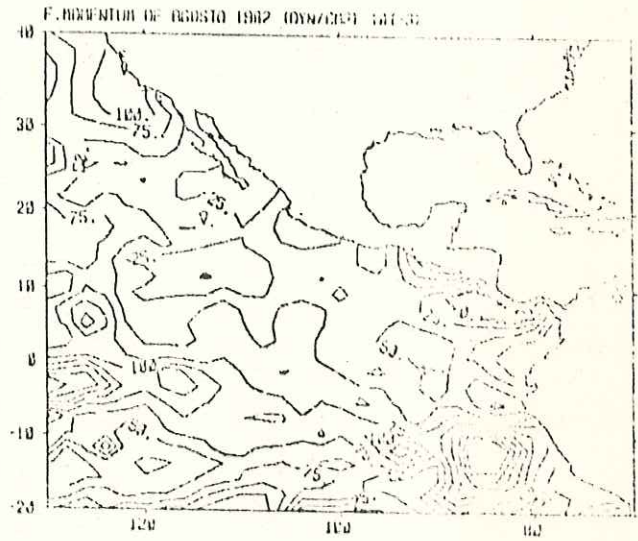
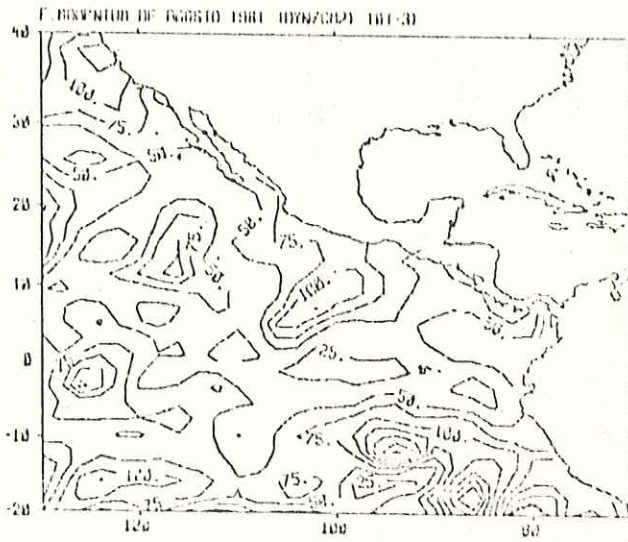
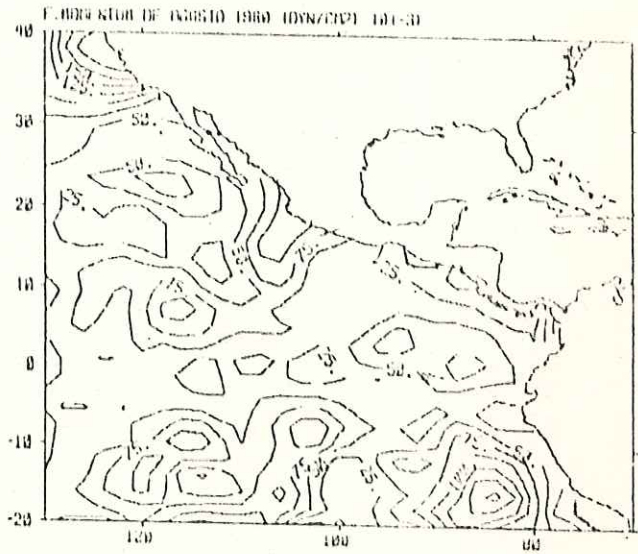
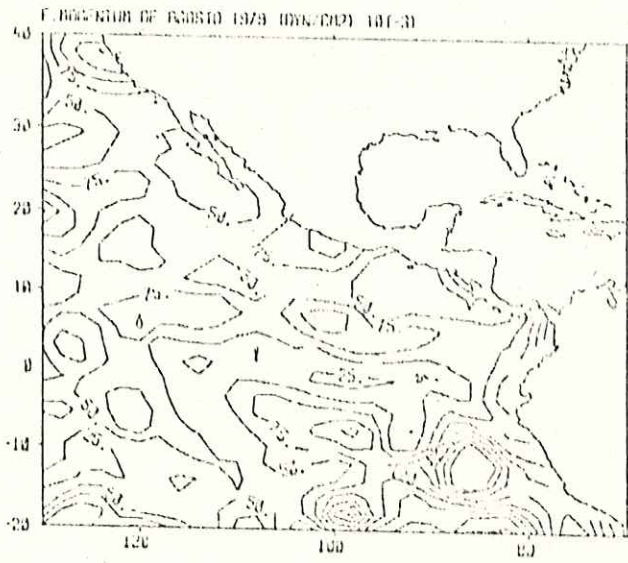
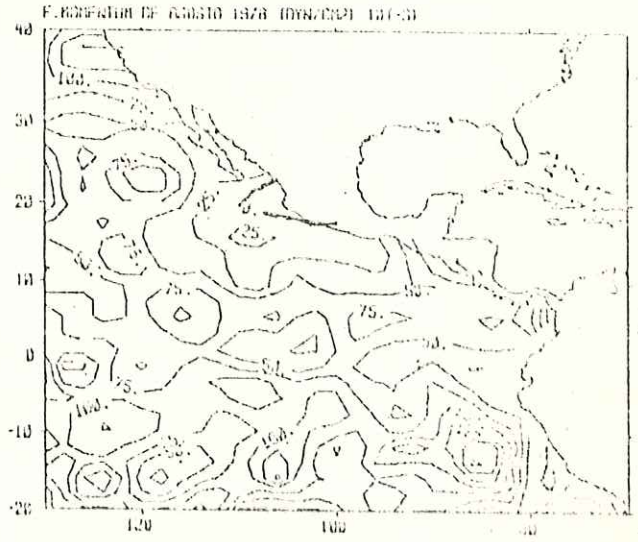
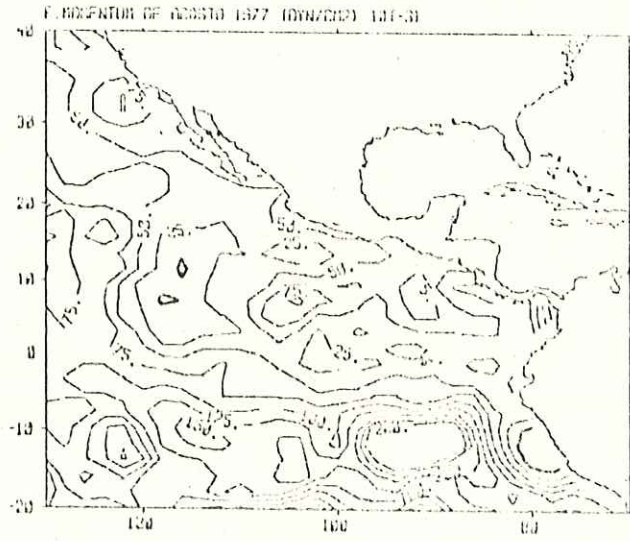


Fig.17 Mismas que fig.11 solo que para el mes de Agosto

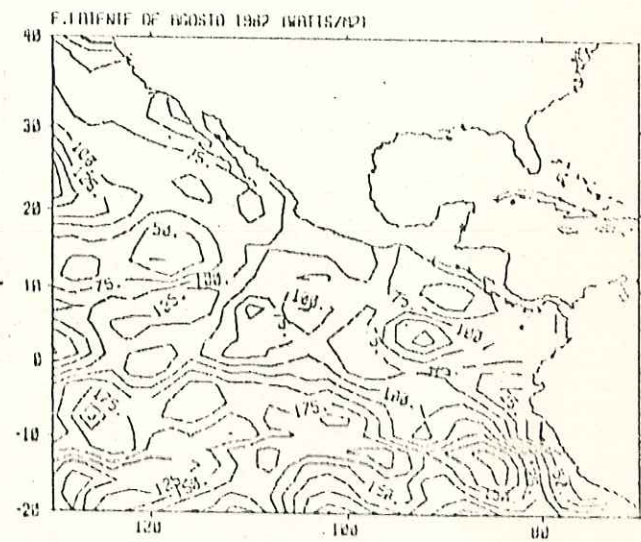
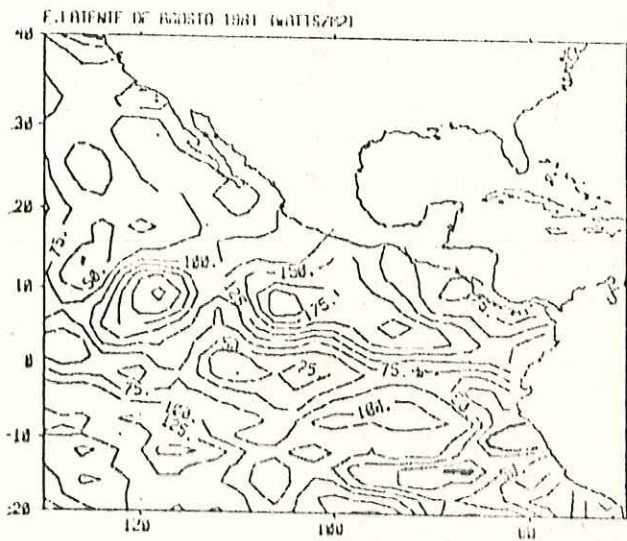
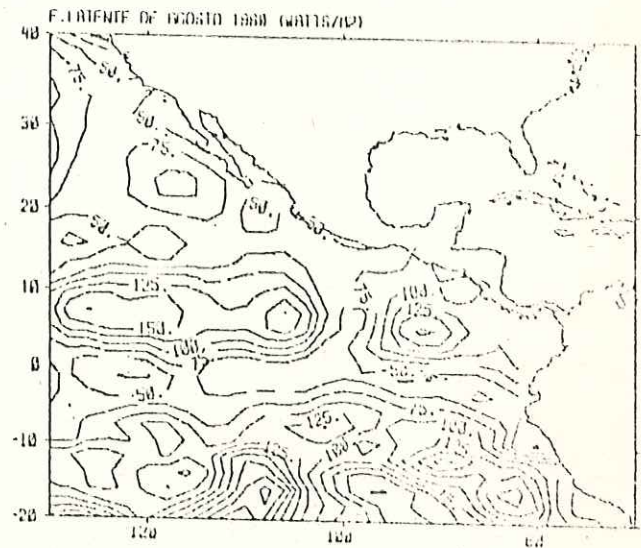
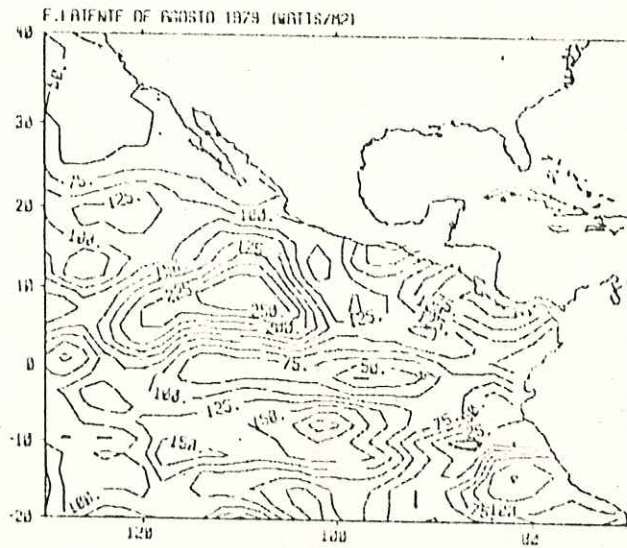
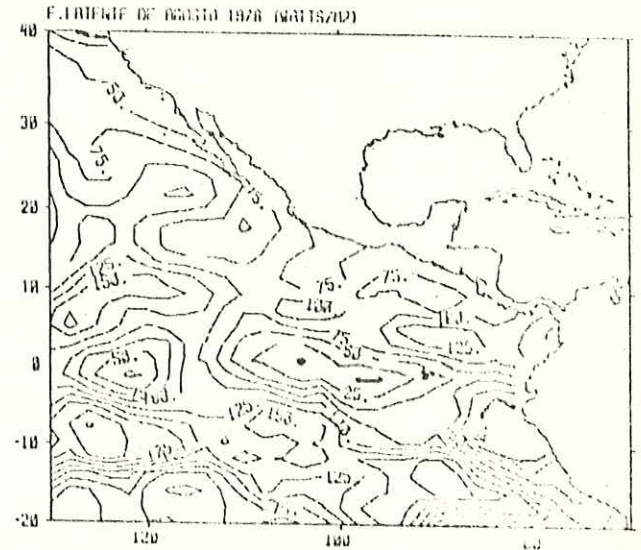
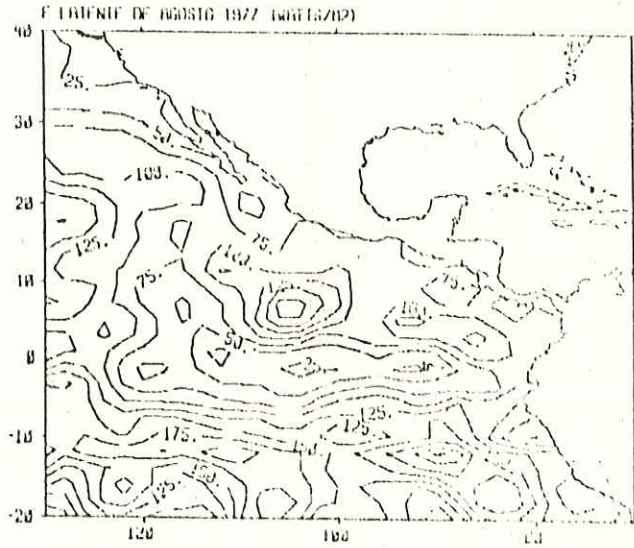


Fig.18 Mismas que fig.12 solo que para el mes de Agosto

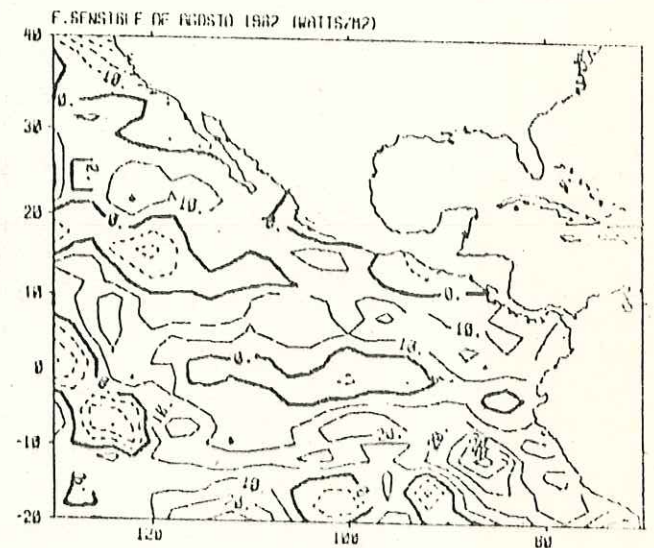
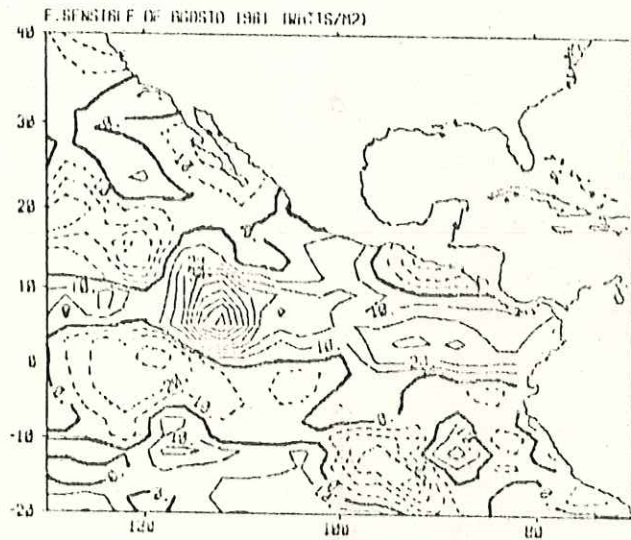
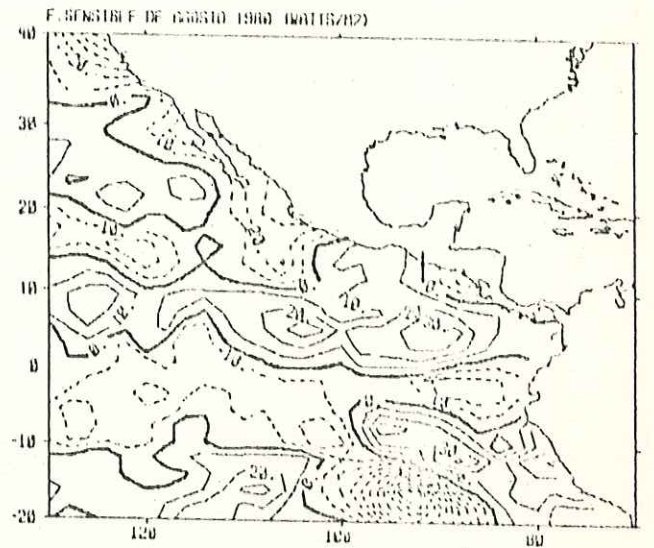
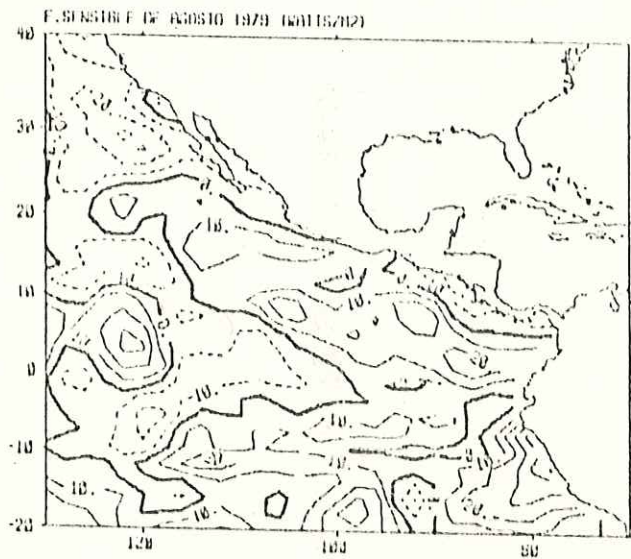
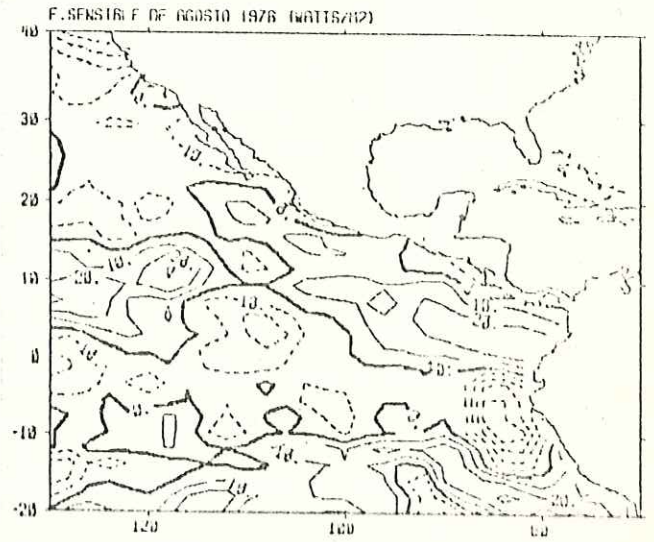
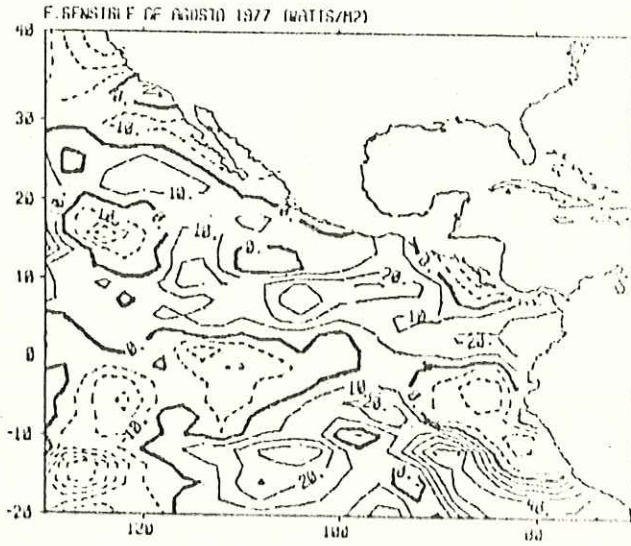


Fig.19 Mismas que fig.13 solo que para el mes de Agosto

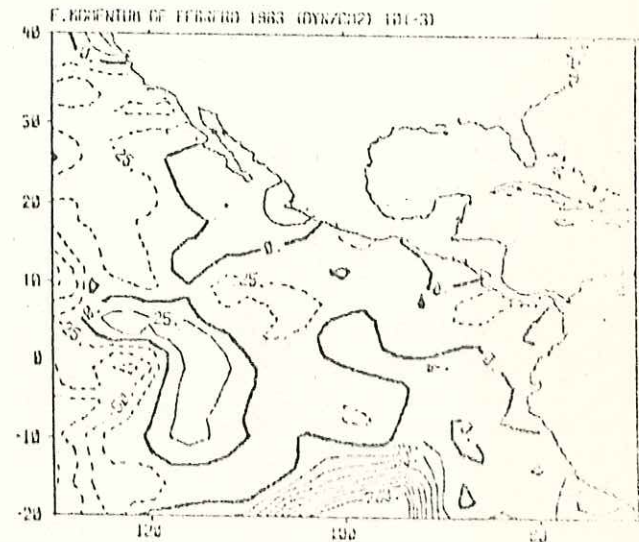
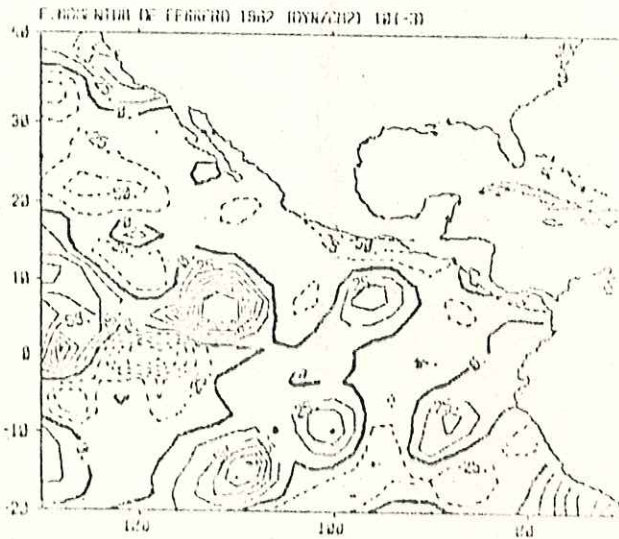
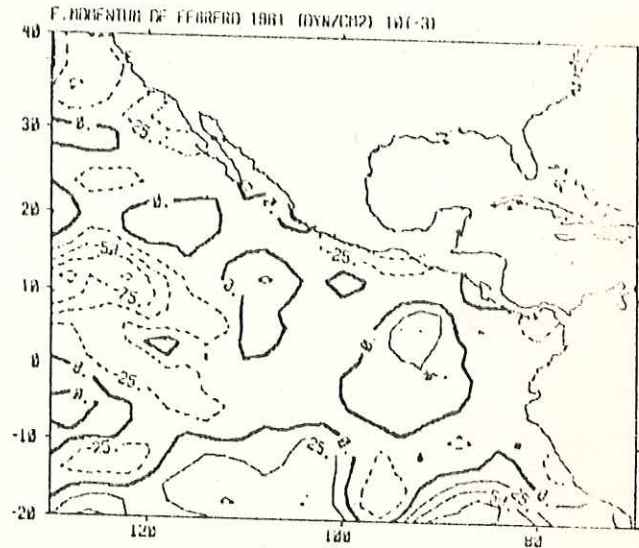
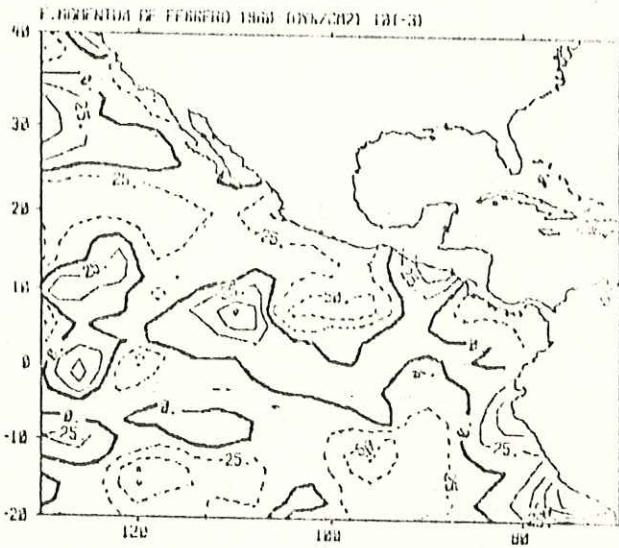
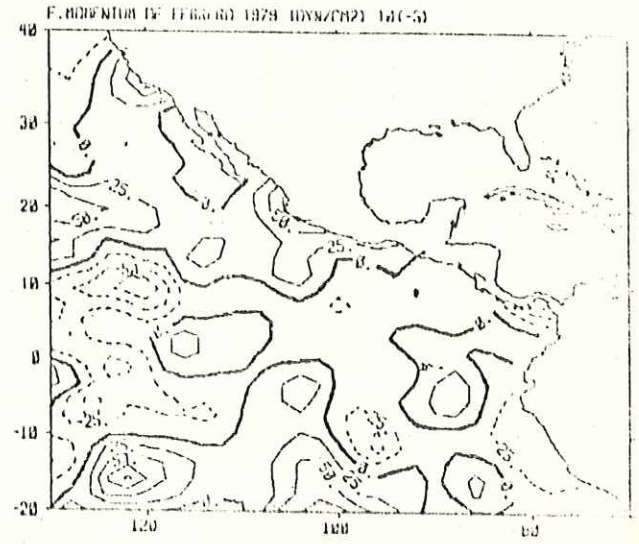
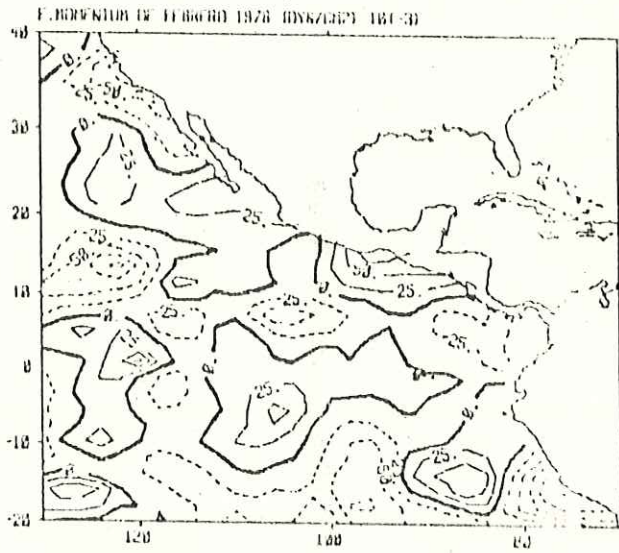


Fig.20 Mapas de Anomalias via similaridad del mes de Febrero para el flujo de momento. Unidades 10(-3) dinas/cm<sup>2</sup>

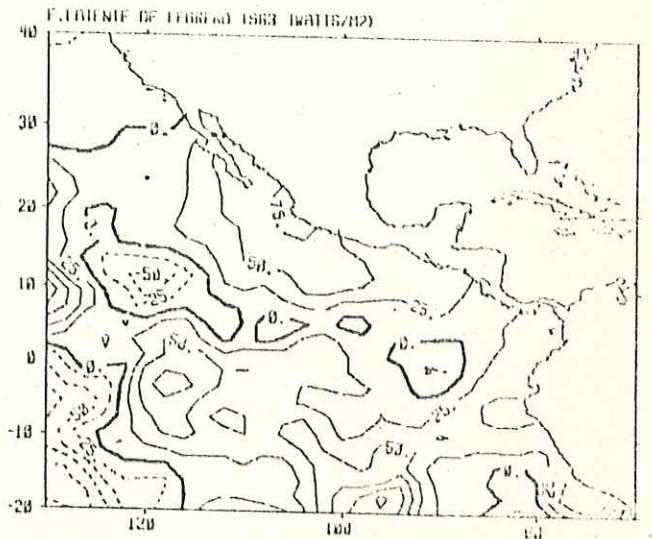
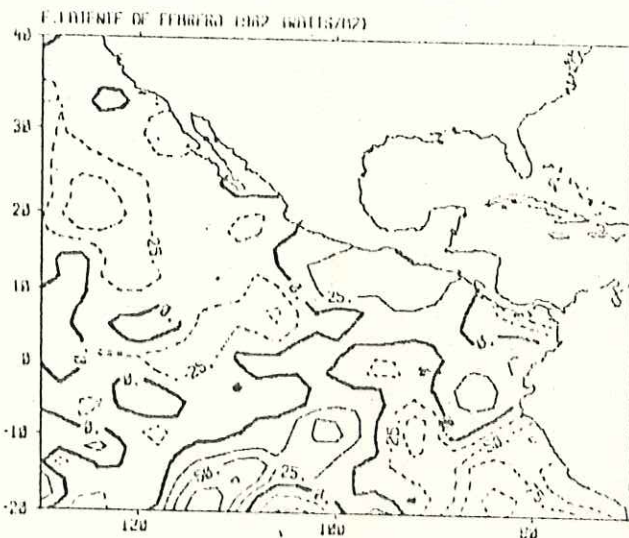
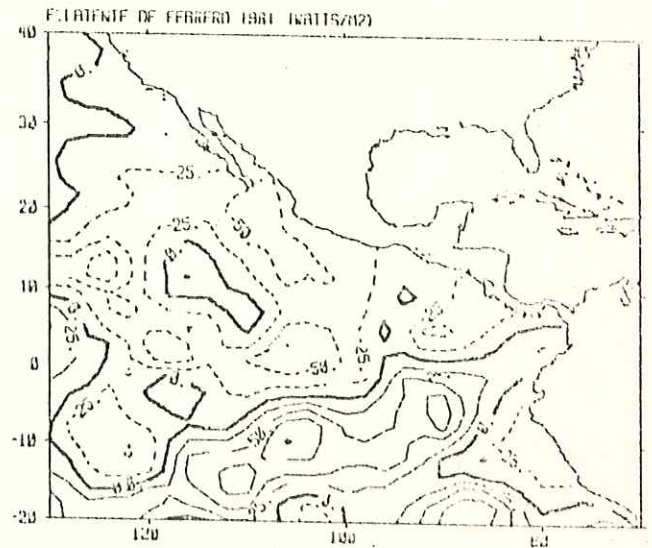
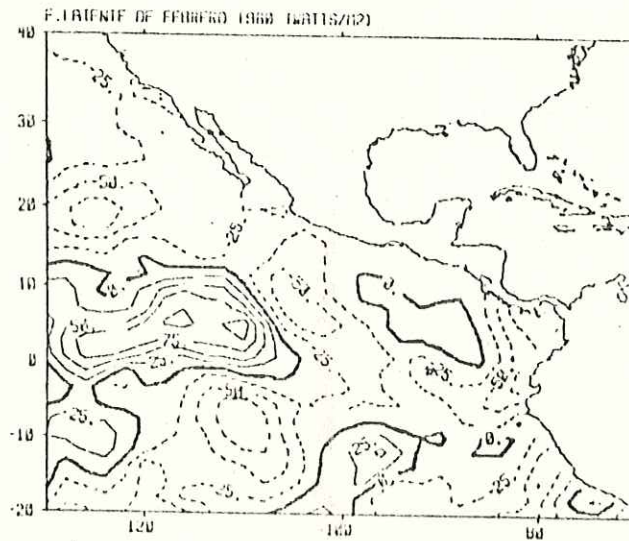
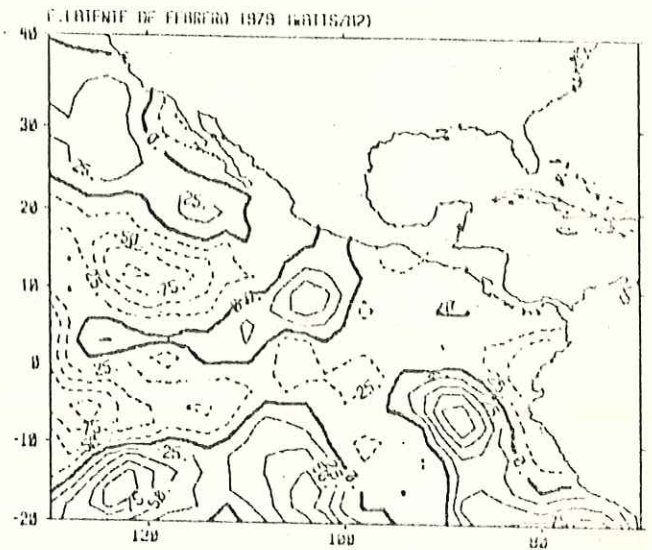
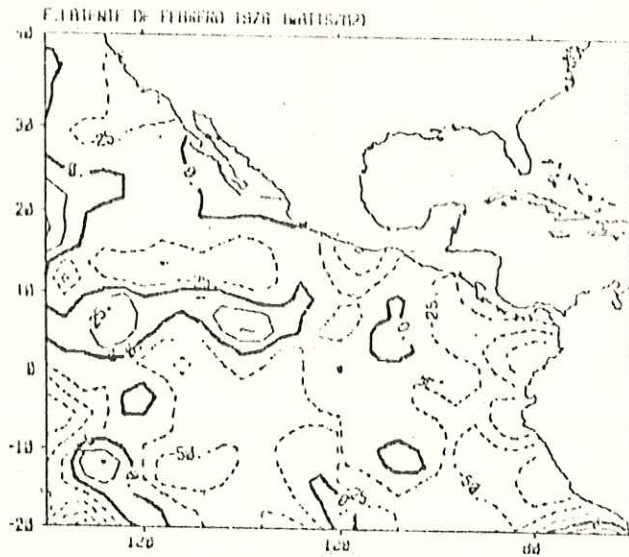


Fig.21 Mismas que fig.20 solo que para el flujo de calor latente. Unidades watt/m<sup>2</sup>

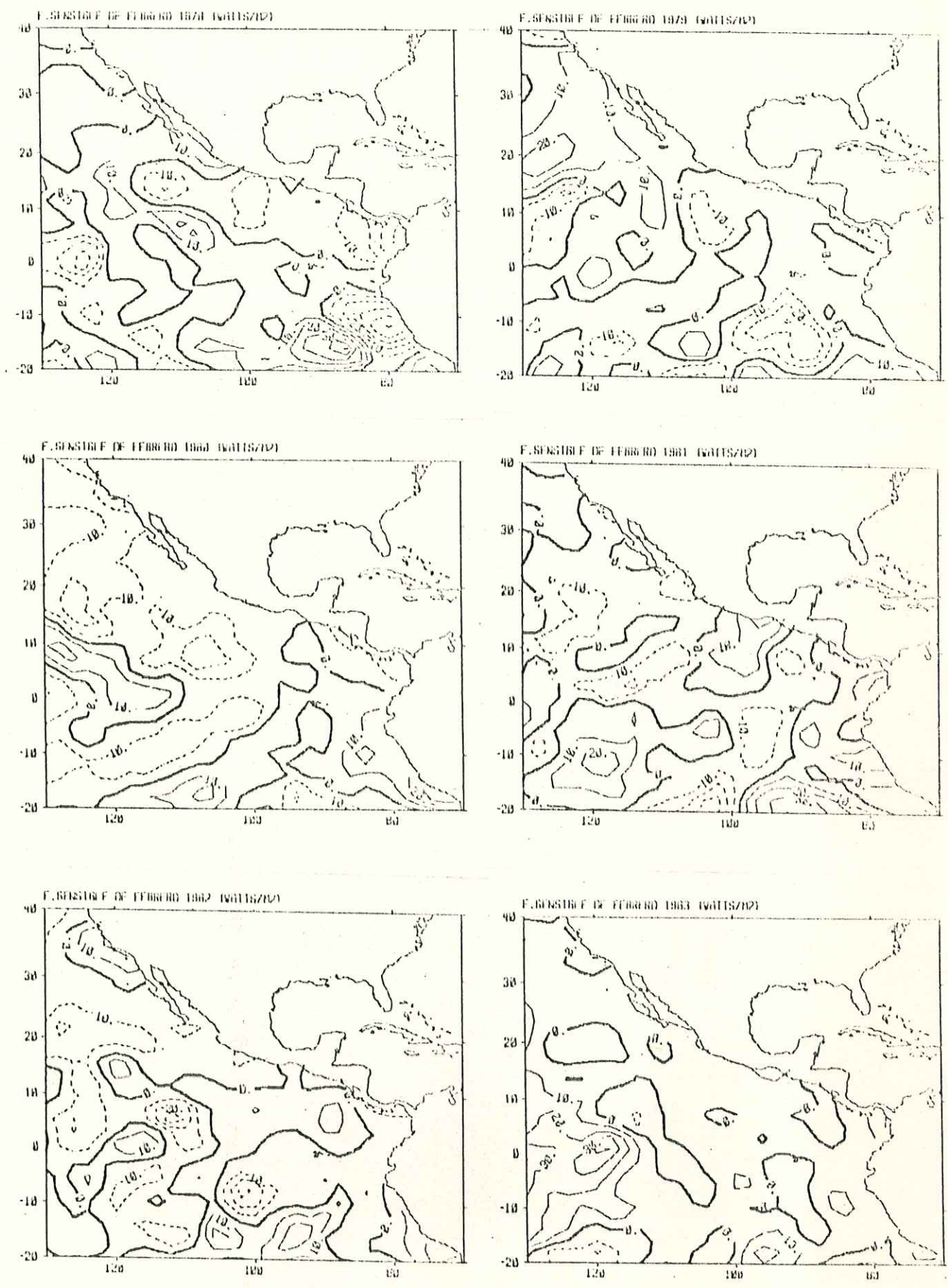


Fig.22 Mismas que fig.20 solo que para el flujo de calor sensible. Unidades watt/m<sup>2</sup>

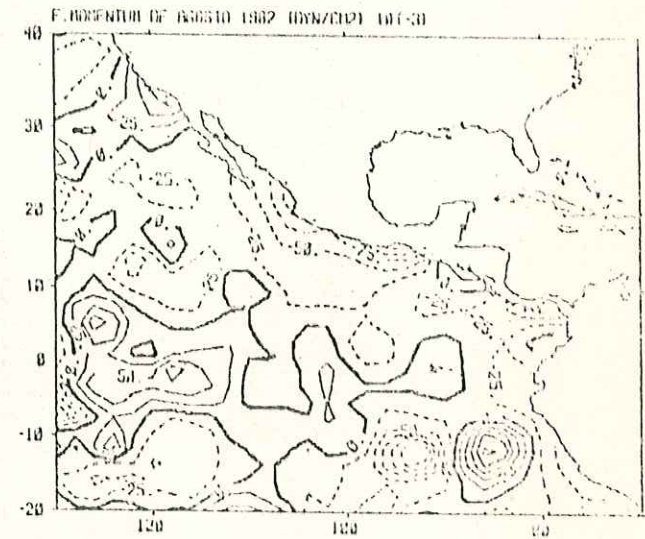
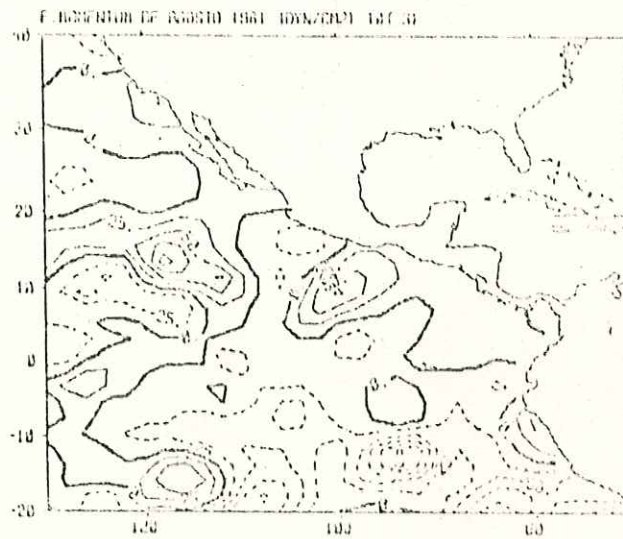
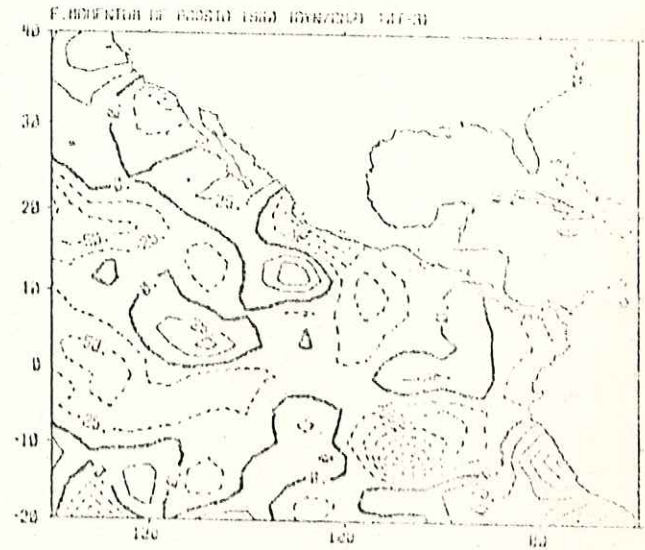
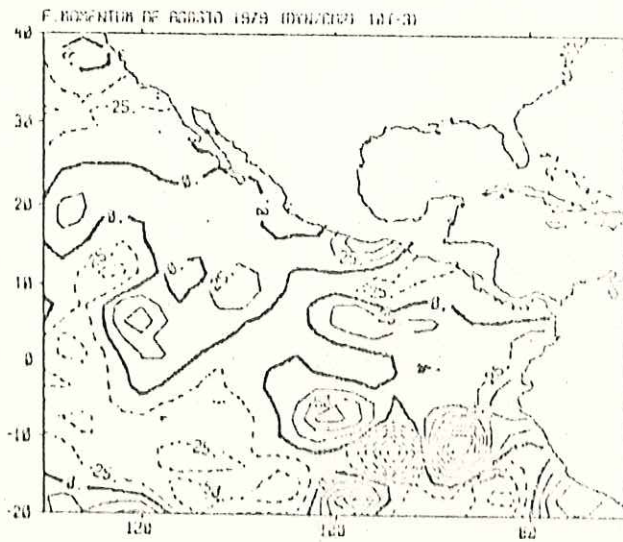
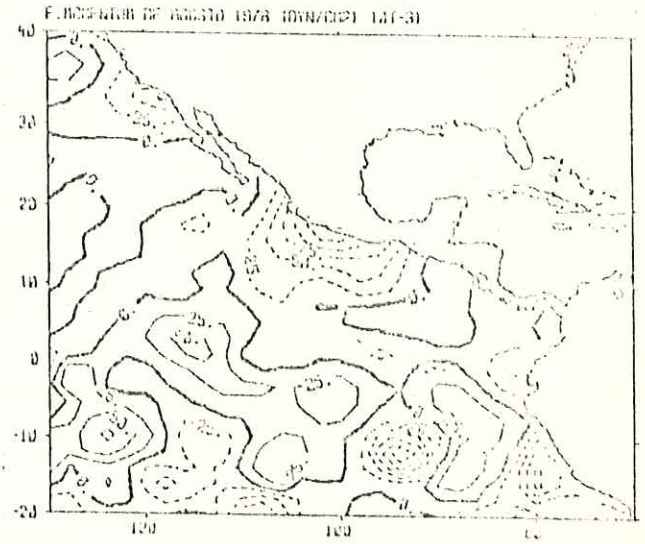
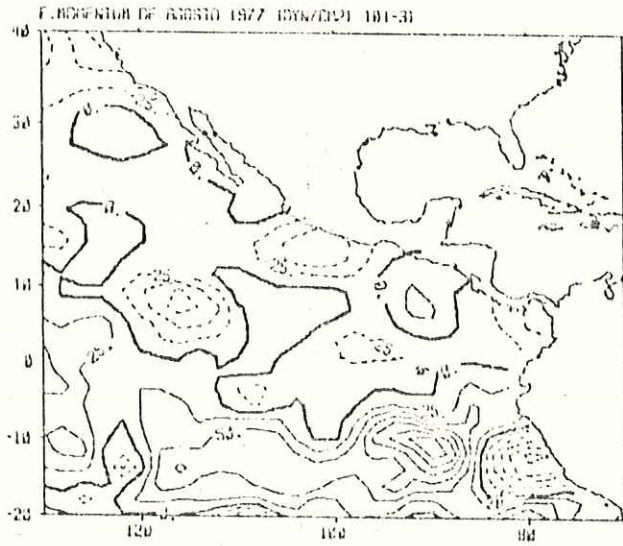


Fig.23 Mismas que fig.20 solo que para el mes de Agosto

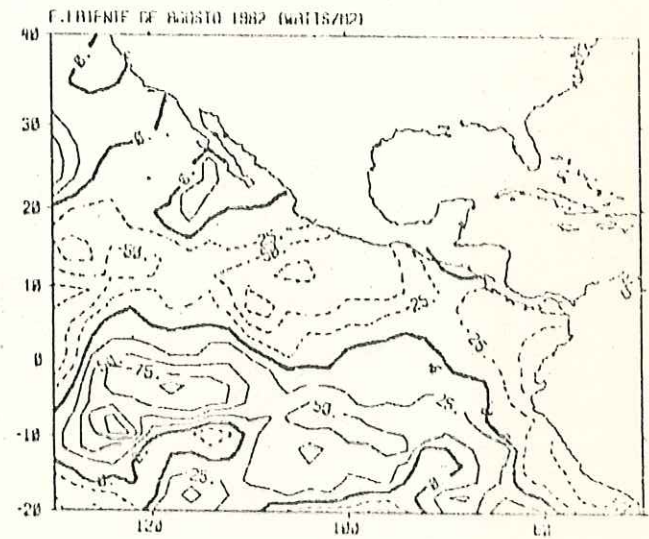
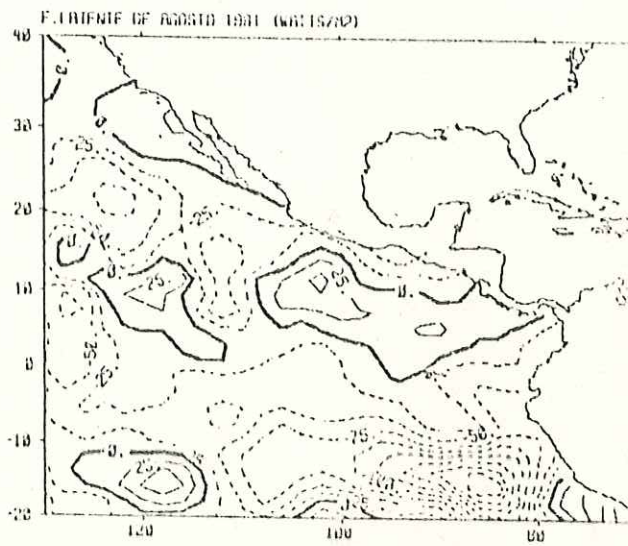
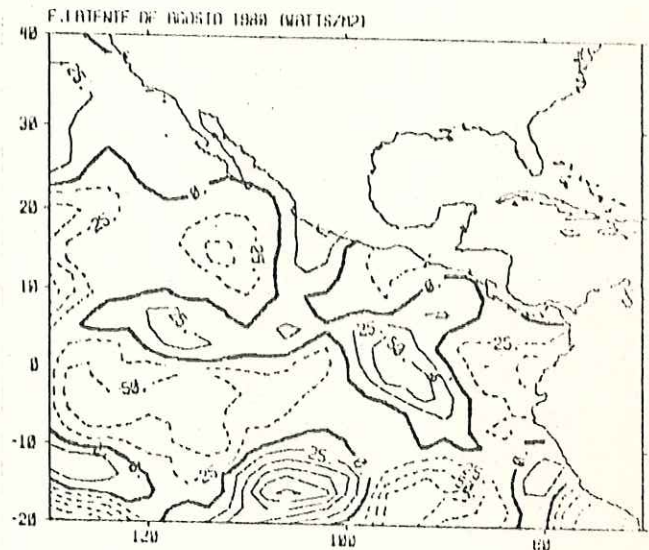
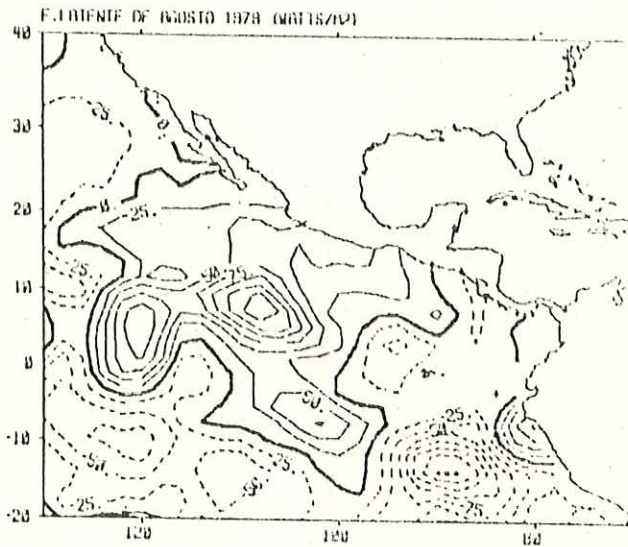
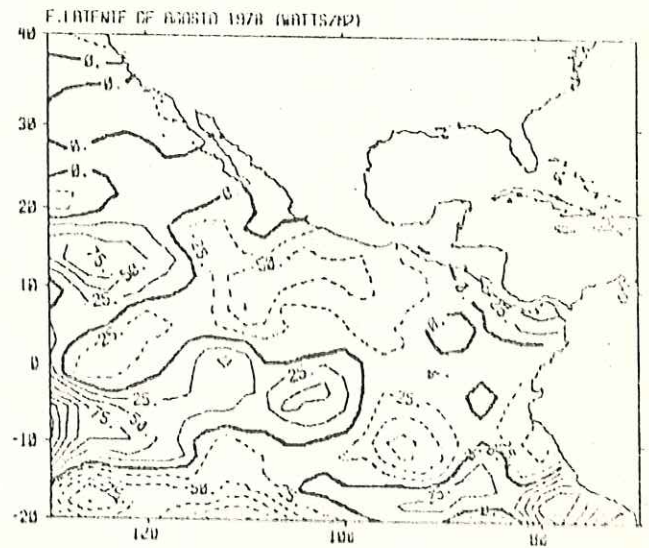
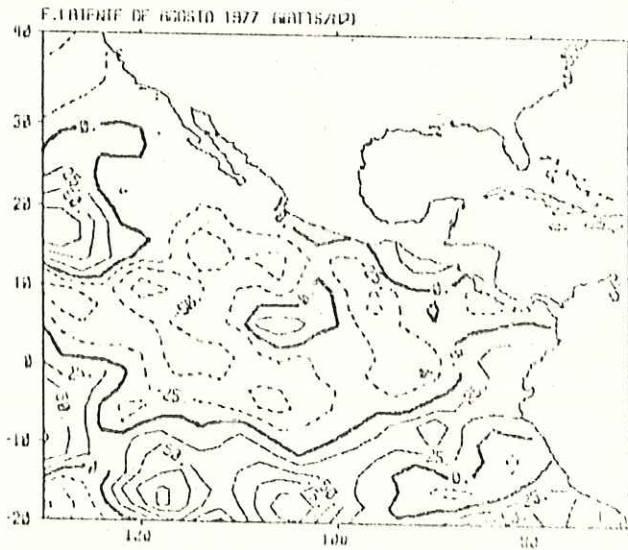


Fig.24 Mismas que fig.21 solo que para el mes de Agosto

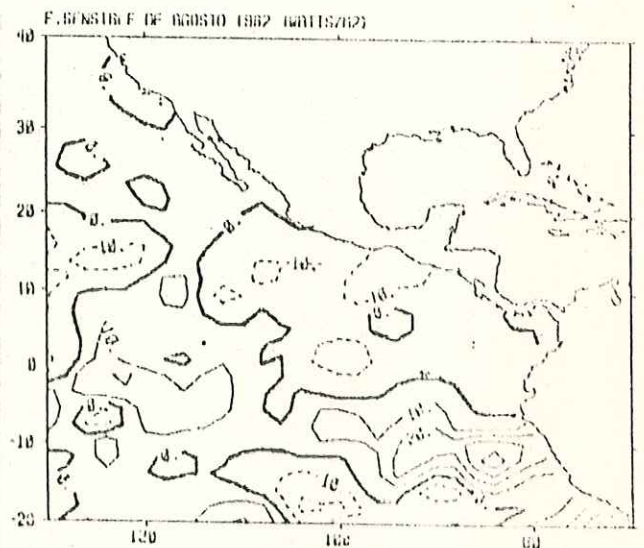
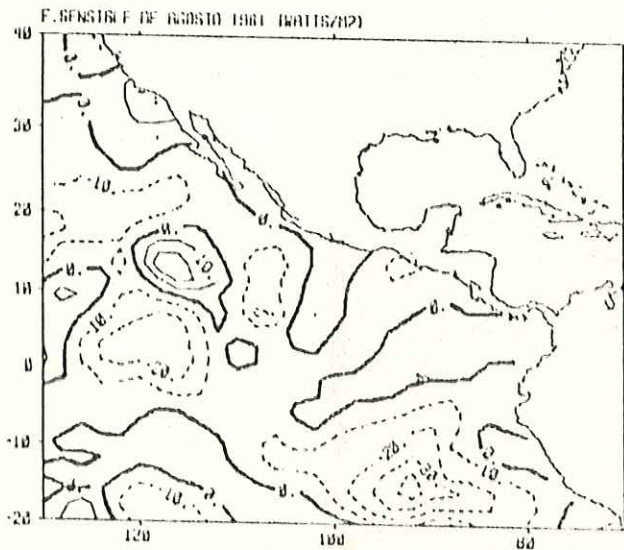
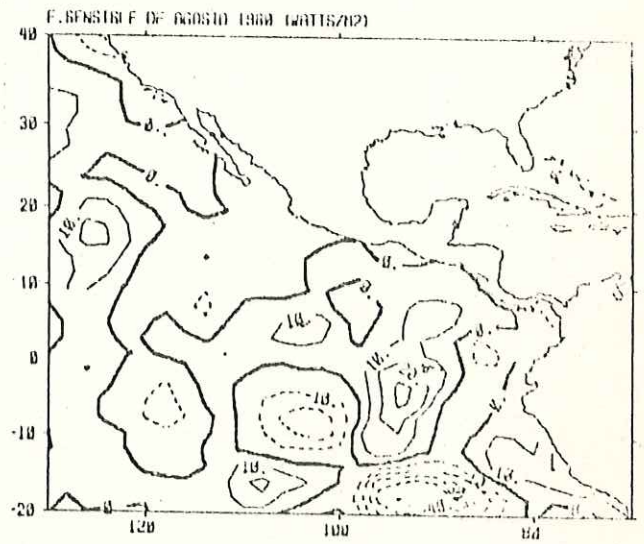
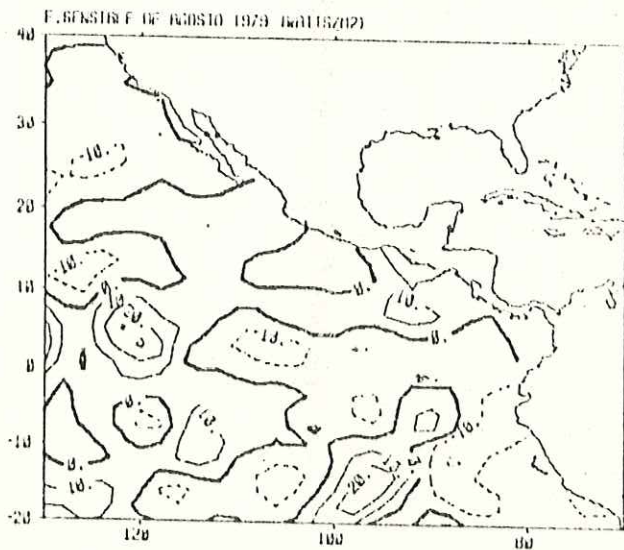
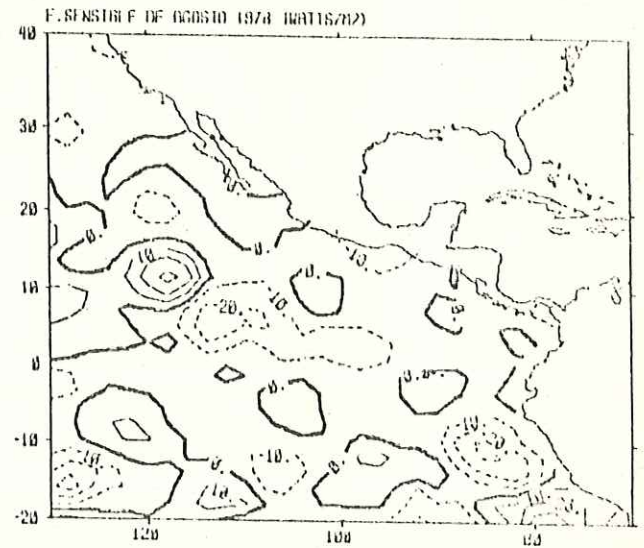
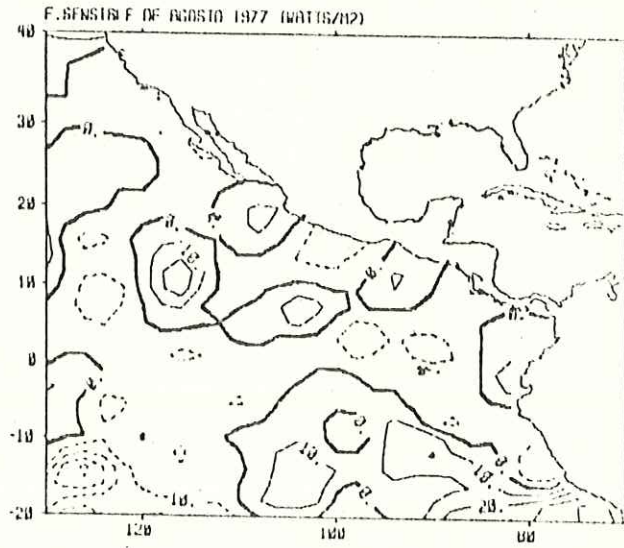
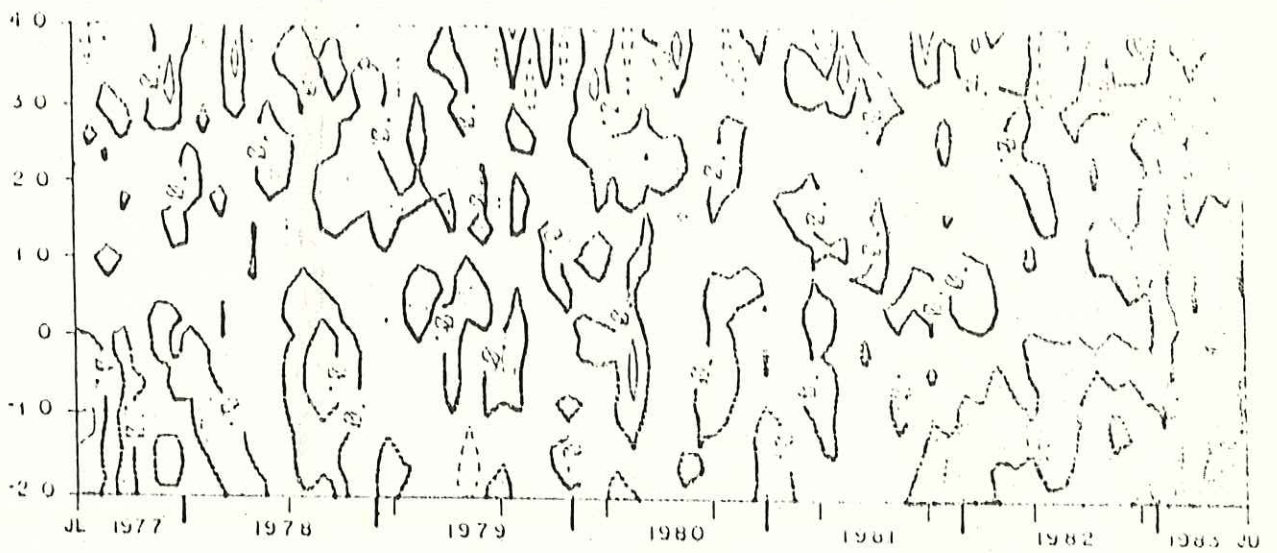
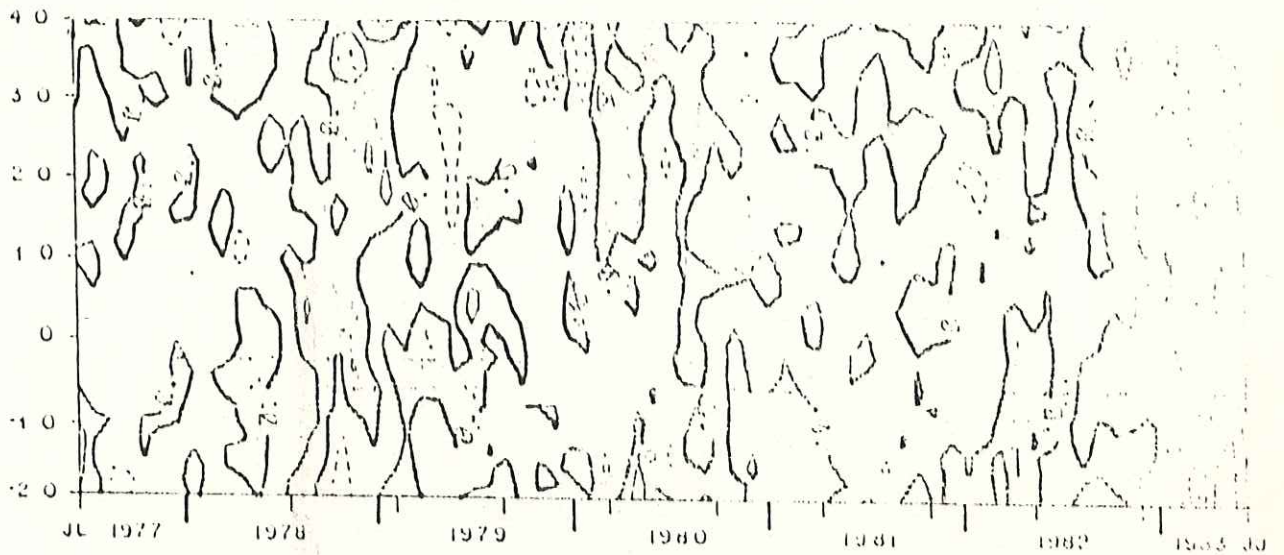


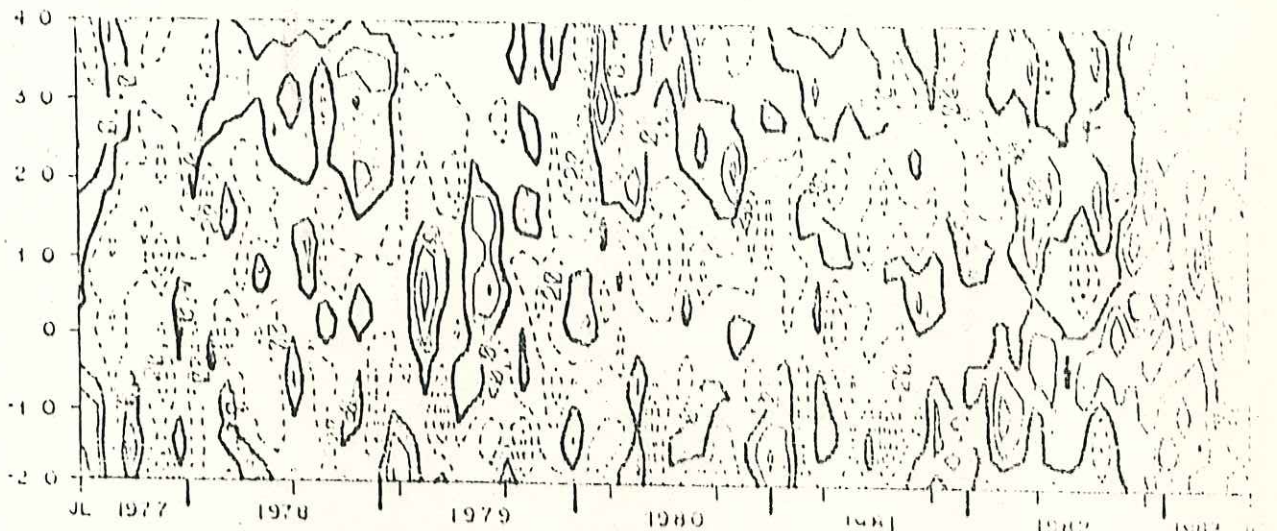
Fig.25 Mismas que fig.22 solo que para el mes de Agosto



ANOMALIA DE MOMENTUM  $\text{Din}/\text{Cm}^2 \times 10^{-3}$



ANOMALIA DE CALOR SENSIBLE  $\text{Watt}/\text{m}^2$



ANOMALIA DE CALOR LATENTE  $\text{Watt}/\text{m}^2$

Fig.26 Anomalías en las secciones longitudinales para los tres flujos

