



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS CAMPOS GLOBALES
DEL VAPOR DE AGUA ATMOSFERICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

OCEANOLOGO

PRESENTA

Jesús Enrique García Borboa

Ensenada, B. C., Abril de 1987.

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS CAMPOS GLOBALES
DEL VAPOR DE AGUA ATMOSFERICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

O C E A N O L O G O

PRESENTA:

JESUS ENRIQUE GARCIA BORBOA

ENSENADA, BAJA CALIFORNIA MEXICO, Abril DE 1987.

VARIABILIDAD ESPACIAL Y TEMPORAL DE LOS CAMPOS GLOBALES
DEL VAPOR DE AGUA ATMOSFERICO.

TESIS

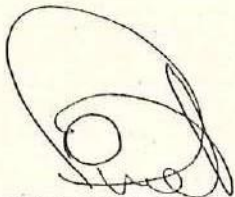
QUE PRESENTA:

JESUS ENRIQUE GARCIA BORBOA

APROBADA POR



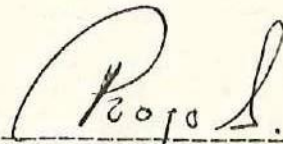
M.C. Sergio Reyes Coca.
Presidente del jurado



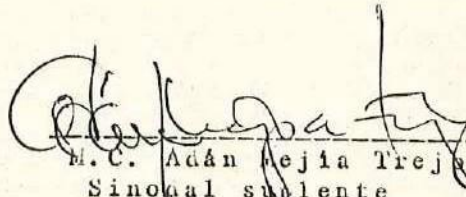
M.C. René Finet Plasencia.
Sinodal propietario



M.C. Rogelio Masamoto Beltrán.
Sinodal suplente



M.C. Pacheco Rojo Salazar.
Sinodal propietario



M.C. Adán Mejía Trejo.
Sinodal suplente

AGRADECIMIENTOS

Al M.C. Sergio Reyes Coca por el apoyo y ayuda moral que me brindó en los problemas que se me presentaron y por su magnífica dirección y aportación intelectual para el buen desarrollo de ésta tesis.

Al M.C. Adán Mejía T. y Tec. Met. Javier García L. por su compañerismo, ayuda y comentarios en la elaboración de éste trabajo.

Esta tesis se desarrolló en la sección de meteorología del departamento de oceanografía física 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 PCECBNA-021026, respectivamente. Los cuales son financiados por el CONACYT.

Al C.I.C.E.S.E. por el apoyo y facilidades que me brindó durante mi carrera y realización de ésta tesis. En particular a la sección de meteorología y al personal de la misma.

Finalmente pero de manera muy especial agradezco a mis padres: Julio E. García Usher y Clarisa Borboa R. por su confianza, comprensión y cariño que me han brindado a lo largo de toda mi vida.

DELICATORIA

A mis padres:

Julio Enrique y Luz Clarisa, de quienes recibí mis primeras y sólidas bases para la continuidad de un buen desarrollo físico, intelectual y moral por los cuales he logrado una meta más en mi vida.

su hijo

A mis hermanos:

Eco. Javier, J. Carlos, Elizabeth, A. María y Clarisa, quienes me han brindado camaradería, solidaridad y confianza, que se brinda solo en los auténticos amigos.

su hermano

a loló:

Compañera incomparable y de carácter envidiable que con su ayuda desinteresada ha contribuido de alguna u otra forma en la realización de éste trabajo.

su novio

A mis familiares y amigos.

RESUMEN

La evolución estacional del agua precipitable y del transporte del vapor de agua zonal y meridional en todo el mundo, es analizada durante el período comprendido desde Octubre de 1978 a marzo de 1985. Se utilizan datos bi-semanales de las componentes del viento (u, v) y humedad específica (q) a cuatro niveles estandar de presión (1000, 850, 700 y 500 mbs.) con una resolución de 2.5° de latitud/longitud.

Los resultados muestran una mayor variabilidad interanual para el hemisferio norte y los valores máximos de agua precipitable corresponden a la región tropical para el hemisferio donde es verano. El flujo zonal generalmente es del este en la región tropical y del oeste en latitudes medias, mostrando claramente las circulaciones monzónicas más importantes y caracterizando el inicio de esta circulación con un incremento de los flujos del vapor de agua. El flujo meridional evidencia los giros anticiclónicos sobre los océanos y es generalmente hacia el polo en latitudes medias para ambos hemisferios. En latitudes bajas sigue la dirección de la celda de Hadley.

INDICE

1	INTRODUCCION	1
1.1	Introducción	1
1.2	Antecedentes	4
1.3	Objetivo	8
2	MATERIALES Y METODOS	9
2.1	Descripción del Area de Estudio	9
2.2	Datos	14
2.3	Métodos de Análisis	16
3	RESULTADOS	19
3.1	Campos del Agua Precipitable (AP)	19
3.1.1	Promedios Globales latitud/longitud de AP	20
3.1.2	Distribuciones Latitudinales Globales de AP	32
3.1.3	Distribuciones Latitudinales por Regiones	37
3.2	Flujo zonal de vapor de agua integrado verticalmente	39
3.2.1	Promedios Globales latitud/longitud de Fz	42
3.2.2	Distribuciones Latitudinales Globales de Fz	53
3.2.3	Distribuciones Latitudinales por Regiones	54
3.3	Flujo meridional de vapor de agua, Fm, integrado verticalmente	62
3.3.1	Promedios Globales latitud/longitud de Fm	62
3.3.2	Distribuciones Latitudinales Globales de Fm	70
3.3.3	Distribuciones Latitudinales por Regiones	72
4	DISCUSIONES	80
4.1	Agua precipitable, AP	80
4.1.1	Promedios mensuales latitud/longitud	80
4.1.2	Distribuciones latitudinales mensuales de AP	84
4.1.3	Distribuciones latitudinales por regiones	85
4.2	Flujo zonal de vapor de agua	86
4.2.1	Promedios mensuales latitud/longitud	86
4.2.2	Distribuciones latitudinales del Fz	89
4.2.3	Distribuciones latitudinales por regiones del Fz	90
4.3	Transporte meridional del vapor de agua	92
4.3.1	Promedios mensuales latitud/longitud	92
4.3.2	Distribuciones latitudinales del Fm	95
4.3.3	Distribuciones latitudinales por regiones del Fm	96
5	CONCLUSIONES	98
5.1	Agua precipitable, AP	99
5.2	Flujo zonal, Fz	99
5.3	Flujo meridional, Fm	100
6	BIBLIOGRAFIA	101

LISTA DE FIGURAS

Fig. 1.- Mapa del Area de estudio de los campos promedios del agua precipitable (AP), flujo zonal (Fz) y flujo meridional (Fm).....	10
Fig.2 - 4.- Promedios globales anuales de AP.....	22
Fig.5 - 7.- Promedios mensuales de invierno de AP.....	25
Fig.8 - 10. Promedios mensuales de primavera de AP.....	27
Fig.11- 13. Promedios mensuales de verano de AP.....	29
Fig.14- 16. Promedios mensuales de otoño de AP.....	31
Fig.17a- o. Distribuciones latitudinales globales mensuales de AP.....	34
Fig.18a- e. Distribuciones latitudinales por regiones de AP.....	40
Fig.19- 21. Promedios globales anuales del Fz.....	44
Fig.22- 26. Promedios mensuales de invierno de Fz.....	46
Fig.25- 27. Promedios mensuales de primavera de Fz.....	49
Fig.28- 30. Promedios mensuales de verano de Fz.....	51
Fig.31- 33. Promedios mensuales de otoño de Fz.....	52
Fig.34a- o. Distribuciones latitudinales globales mensuales del Fz.....	55
Fig.35a- e. Distribuciones latitudinales por regiones del Fz.....	60
Fig.36- 38. Promedios globales anuales del Fm.....	64
Fig.39- 41. Promedios mensuales de invierno de Fm.....	66
Fig.42- 44. Promedios mensuales de primavera de Fm.....	67
Fig.45- 47. Promedios mensuales de verano de Fm.....	68
Fig.48- 50. Promedios mensuales de otoño de Fm.....	69

Fig.51a- o.	Distribuciones latitudinales mensuales del Fm.....	71
Fig.51a- e.	Distribuciones latitudinales por regiones del Fm.....	78
Fig. 53.-	Distribuciones latitudinales de AP.....	87
Fig. 54.-	Distribuciones latitudinales de Fz.....	91
Fig. 55.-	Distribuciones latitudinales de Fm.....	97

LISTA DE TABLAS

TABLA I.- Suma de los valores promediados latitudinalmente de AP, para todo el mundo....	41
TABLA II.- Igual a Tabla I, pero regionalmente.....	41
TABLA III.- Igual a Tabla I, pero para el Fz.....	61
TABLA IV.- Igual a Tabla III, pero regionalmente.....	61
TABLA V.- Igual a Tabla I, pero para el Fm.....	79
TABLA VI.- Igual a Tabla V, pero regionalmente.....	79

CAPITULO I

1 INTRODUCCION

1.1 Introducción.

La importancia en estudiar y analizar el vapor de agua atmosférico se ha visto incrementado en los últimos años. El interés se ha centrado en estudiar aspectos tales como el transporte de vapor de agua y su relación en la Circulación General de la atmósfera (Hastenrath, 1966).

La cantidad exacta del contenido de humedad en la atmósfera y su variación espacio/temporal, es importante para el meteorólogo ya que: i) es el principal absorbente de la radiación solar; ii) es un factor importante en el balance energético de la atmósfera; iii) porque la liberación de calor latente es una fuente primordial de energía para el mantenimiento de procesos dinámicos atmosféricos y además, iv) porque el vapor de agua atmosférico y su transporte, es el principal controlador de la precipitación atmosférica (Miller, 1977).

Un ejemplo a gran escala de circulación atmosférica es el monzón; esta palabra se deriva del Arabe y significa 'estación', la cual designa un viento de carácter estacional. Durante el invierno, cuando los continentes están más fríos que los océanos, el aire fluye de los primeros a los segundos. Durante el verano, cuando los continentes están más calientes que los océanos, el flujo se desarrolla en sentido contrario, es decir, de mar a tierra.

En los lugares donde la circulación monzónica está claramente definida, como en el continente Asiático, las cantidades de precipitación estacional están en estrecha relación con el flujo de vapor de agua. El monzón de verano hace penetrar masas de aire oceánico húmedo hacia el continente, las cuales ascienden produciendo condensación y posteriormente precipitación. Durante el monzón de invierno, disminuye la ocurrencia de precipitación debido a que en los continentes el aire desciende y se dirige hacia los océanos (Miller, 1977). El monzón de la India es el ejemplo mejor conocido de un sistema de circulación atmosférica alternado, se desarrolla como respuesta a la variación estacional de la diferencia de temperaturas entre océano y continente.

La circulación monzónica sobre el norte de Australia constituye una extensión del sistema asiático, pero con características opuestas. El monzón de invierno de Asia se

convierte en el monzón del norte de Australia, llevando masas de aire calientes, húmedas, e inestables a el área la cual tiene las características verdaderas de un monzón de verano. Durante el invierno del hemisferio sur la dirección principal del viento es hacia el sureste y el origen de estos vientos lo proporciona la celda de alta presión que se encuentra en el Pacífico Sur, la cual esta extendida sobre una gran parte del continente Australiano. Estos vientos son básicamente alisios y llevan masas de aire secos y estables al norte de Australia, teniendo características monzónicas de invierno (Nieuwolt, 1977).

Otro sistema de circulación monzónica, aunque de menor importancia que el anterior, es el monzón de Africa. Este flujo monzónico es originado en el hemisferio sur con vientos alisios del sureste, que incorporan grandes cantidades de vapor de agua conforme fluyen sobre el océano. La extensión y profundidad de penetración del monzón de verano sobre el oeste de Africa, es importante en la determinación del contenido de vapor de agua atmosférico y en la cantidad de precipitación sobre ésta región. Las precipitaciones asociadas con el monzón de verano contribuyen en gran parte en la precipitación anual total sobre estas regiones (Cadet y Houston, 1984).

El continente Norteamericano tiene también una

circulación monzónica, aunque no tan intensa como la del continente Asiático (Petterssen, 1968). Recientemente Reyes y Cadet (1987) hacen una descripción de este monzón norteamericano durante el verano de 1979; encuentran que existe un canal de flujo de humedad a lo largo de 100° - 110° W que transporta humedad del Océano Pacífico del Sur al suroeste de México, el cual está asociado a la precipitación observada en la región.

La importancia de los monzones en el clima y la economía de casi 2000 millones de gente que vive en esa región es enorme. Además, la mayoría de la población en las regiones monzónicas deriva sus ingresos enteramente de la agricultura; la cual depende en gran parte de las lluvias, que es esencial para la producción de alimentos. Cualquier tardanza de las lluvias monzónicas causaría carencia de alimentos y grandes desastres económicos (Nieuwolt, 1977).

1. Antecedentes.

El interés por estudiar campos atmosféricos de vapor de agua y otros procesos dinámicos asociados, tales como, la Circulación Monzónica, se ha incrementado notablemente y existe un número de importantes publicaciones sobre estos

campos: Hastenrath (1966) obtiene los flujos de vapor de agua atmosféricos sobre el Mar Caribe y el Golfo de México en base a datos de radiosondeo semidiurno durante un año, obteniendo la dirección predominante del transporte de humedad y los flujos de vapor de agua, y analiza su influencia en los procesos de precipitación y evaporación. Rasmusson (1967) estimó los flujos de vapor de agua sobre Norte América y los mares de América Central, analizando los valores promedio mensual de las componentes del flujo de vapor de agua total, y discute los aspectos más importantes de la climatología del flujo de vapor de agua regional. Cadet y Reverdin (1981) calculan el transporte de vapor de agua sobre el Océano Índico durante el monzón de verano de 1975, donde el principal paquete de datos utilizados lo constituyen campos meteorológicos determinados, a partir de una asimilación objetiva de los datos de superficie y capas superiores, presentando la evolución diaria de los flujos de vapor de agua a través de diferentes secciones de la región y encuentran que en el Mar de Arabia, el inicio del monzón es caracterizado por un gran incremento de los flujos superficiales de vapor de agua. Howarth (1983) utiliza campos medios estacionales de agua precipitable y componentes zonales y meridionales calculados a partir de 5 años de datos para el hemisferio sur, donde su objetivo principal era examinar las variaciones estacionales del transporte de humedad. Grandes diferencias estacionales en agua

precipitable y en los flujos zonales y meridionales son encontrados notablemente entre invierno y verano. Chen (1985) examina la distribución global del agua precipitable y los transportes de vapor de agua en invierno y verano, utilizando datos de humedad, temperatura y campos de viento generados por el primer experimento global del tiempo (FGGE/GARP), observa que el mayor contenido de vapor de agua existe en áreas tropicales especialmente sobre tres regiones: África ecuatorial, la parte norte de América del Sur y el Pacífico oeste ecuatorial, en invierno; África ecuatorial, América Central, la parte norte de América del Sur y áreas monzónicas en verano. Villalobos (1985) examina la estructura espacial y la evolución temporal del promedio mensual de agua precipitable en tres diferentes niveles atmosféricos de presión sobre el Océano Pacífico Oriental y encuentra que la estructura y evolución del agua precipitable sobre los océanos es similar para los tres niveles de presión; nivel I de la superficie a los 700 mb; nivel II de los 700 a los 500 mb; nivel III de los 500 a los 300 mbs. Además las regiones de mayor contenido de agua precipitable, se localizan a lo largo de un cinturón zonal entre los 0° y 15° N sobre el Océano Pacífico, asociado a la posición de la zona intertropical de convergencia, mientras que, sobre la tierra los valores más altos se localizan en la zona del Amazonas. Reyes y Janowiak (1986) analizan los campos de viento y humedad, derivados de los análisis del 'National

Meteorological Center' e investigan el total global y patrones medios mensuales del contenido de vapor de agua atmosférico, la integración vertical global de los flujos de vapor de agua, la variabilidad interanual y promedios longitudinales de los campos para todo el globo. Los resultados muestran claramente las características climatológicas de gran escala: valores grandes de AP sobre regiones tropicales y circulaciones monzónicas evidentes en la India y Australia. Reyes y Cadet (1986) hacen un análisis basado en datos semidiurnos desde Mayo a Agosto de 1979. Discuten aspectos generales del agua precipitable sobre el Pacífico Oriental y la región de América Central y relacionan los fenómenos atmosféricos observados en la región del Océano Pacífico Oriental durante el verano de 1979 con la evolución del campo de agua precipitable y los flujos de vapor de agua. Encuentran que para la región mexicana, 1979 fue caracterizado por condiciones de temperatura por debajo de lo normal durante invierno y verano. Los patrones mensuales de AP fueron caracterizados por el desarrollo de lenguetas de humedad sobre el Pacífico este y Atlántico oeste. En el nivel superficial (0 - 700 mbs.) el AP mostró una fuerte influencia de los efectos de la tierra y el océano.

2 Objetivo.

El objetivo de este trabajo es estudiar y analizar los campos atmosféricos de vapor de agua (agua precipitable, flujo zonal y flujo meridional) a gran escala y analizar comparativamente las regiones donde ocurran circulaciones monzónicas (India, Africa, Australia y América).

CAPITULO II

2 MATERIALES Y METODOS

2.1 Descripción del Area de Estudio.

El área considerada para el desarrollo de este trabajo comprende desde 55° S hasta 55° N y de 0° a 360° (Fig. 1), analizando con mayor detalle a las regiones tropicales y de latitudes medias por ser de más interés para el entendimiento del clima sobre México. Las regiones tropicales y de latitudes medias se caracterizan por la ocurrencia de la mayor parte de los procesos dinámicos que tienen lugar en todo el globo.

Algunas características generales del área de estudio son las siguientes: sobre la región ecuatorial hay un cinturón de baja presión que recibe el nombre de zona de calmas ecuatoriales, donde el gradiente horizontal de presión es generalmente débil y los vientos son ligeros y variables; se encuentra también la zona donde los vientos de dirección norte y dirección sur convergen y se elevan y

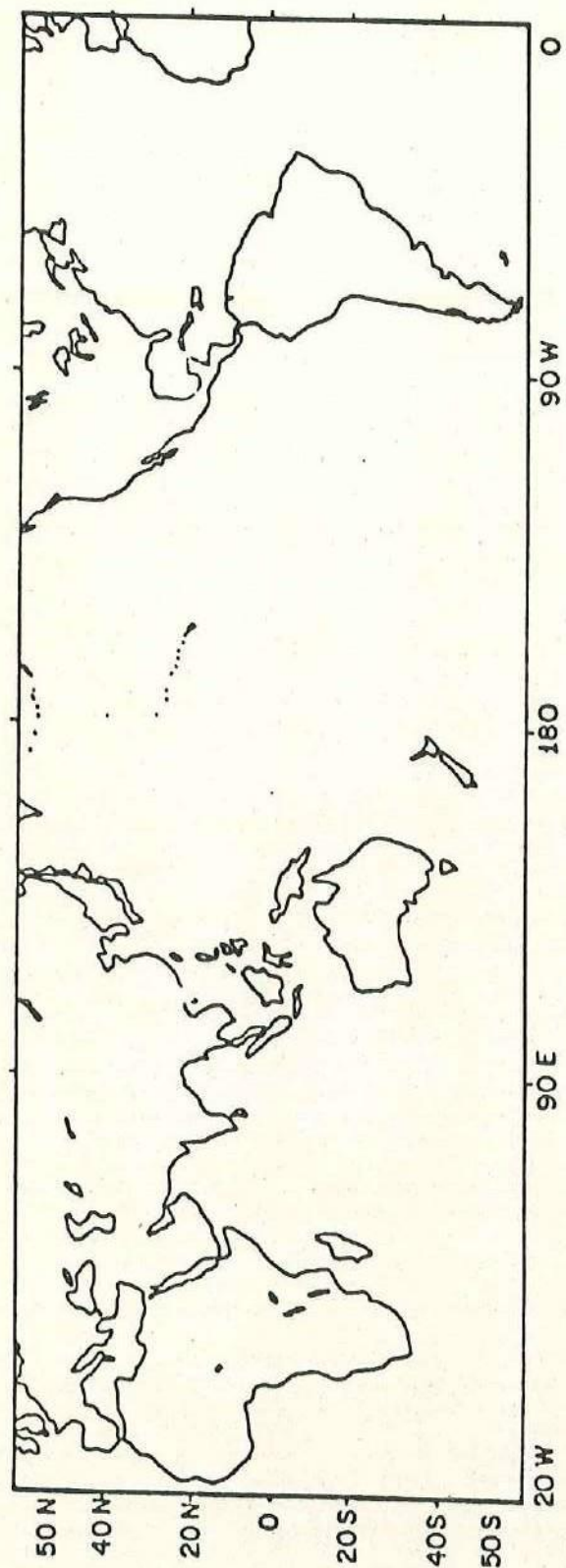


Fig. 1.- Mapa del área de estudio de los campos promedios del agua precipitable (AP), flujo zonal (F_z) y flujo meridional (F_m).

en consecuencia, existen frecuentemente intensos chubascos. La banda latitudinal de 30° S a 30° N es notable por la persistencia de los vientos en los niveles bajos. En este cinturón dominan los vientos del este: en el hemisferio norte suelen soplar del noreste, mientras que en el hemisferio sur soplan del sureste. Estos vientos reciben el nombre de alisios ó vientos del comercio.

Hacia los 30° N y los 30° S existen una serie de áreas de alta presión (anticiclones). En estas zonas el movimiento vertical medio es de descenso, lo cual inhibe la formación de nubes y la precipitación. En este cinturón, a lo largo de los bordes orientales de los anticiclones se encuentran la mayor parte de los grandes desiertos del mundo. Los vientos ligeros que generalmente se encuentran en este cinturón dieron origen al nombre popularmente aplicado a esta zona de alta presión subtropical, 'las latitudes de los caballos'.

Entre los 35° y 60° , en ambos hemisferios prevalecen los vientos del oeste, aunque varían considerablemente entre el noroeste y el suroeste. Esta zona es notable por el gran número de ciclones extratropicales migratorios y por la gran variabilidad del tiempo atmosférico.

En los 60° de latitud, las bajas subpolares forman una banda casi continua de presión baja en el hemisferio sur, mientras que en el Norte hay dos centros de baja presión semipermanentes bien diferenciados, uno cerca de las Islas Aleutianas en el Pacífico y otro cerca de Islandia en el Atlántico. Entre las bajas subpolares y los polos, dominan las áreas de presión alta junto a la superficie, con vientos débiles del este, pero al aumentar la altura se transforman con bastante rapidez en vientos del oeste (Miller, 1977).

Las circulaciones de la atmósfera y del océano están muy relacionadas, ya que gran parte de la energía es intercambiada entre ambos sistemas por medio de transferencia de calor sensible y calor latente y por la acción mecánica en la interfase mar-aire (Ramírez, 1985).

La característica más evidente de la circulación de la superficie del océano es el control que ejercen sobre ella los vientos globales de bajo nivel, especialmente los anticiclones subtropicales y los vientos del oeste. A gran escala, los movimientos superficiales del océano resultan principalmente por el transporte vertical del esfuerzo horizontal del viento y por diferencias de densidad debido a las variaciones en la temperatura del agua y a la salinidad. El efecto de la circulación

oceánica superficial es llevar agua fría hacia el ecuador a lo largo de las costas este de los océanos y agua templada hacia los polos a lo largo de las costas oeste de los océanos (Critchfield, 1974).

Entre los anticiclones subtropicales y el ecuador los vientos alisios permanentes originan las amplias corrientes ecuatoriales del Norte y del Sur. En el Océano Pacífico tenemos la corriente de California, que es una corriente de frontera este que pertenece al giro anticiclónico del Pacífico del Norte. La corriente de Humbolt o de Perú de frontera este, transporta agua sub-antártica superficial, la corriente de Bengala que fluye a lo largo de las costas este del Atlántico Sur, es una corriente fría. La corriente circumpolar antártica, se caracteriza porque no tiene fronteras sólidas, se dirige hacia el este y está asociada a los vientos del oeste. La corriente de Kuroshio corre de Japón al norte de Asia, es de frontera oeste y transporta agua templada. En el Océano Atlántico la corriente del Golfo, de frontera oeste, transporta agua templada, otra corriente templada es la corriente de Brasil localizada en el Atlántico Sur.

Las cordilleras de montañas figuran también entre los determinantes dinámicos del tiempo local y regional. Así en los Estados Unidos, el valle de Mississippi y las

grandes llanuras forman una depresión continental entre las rocosas al oeste y los Apalaches al este (O'Brien, 1976). En diversas partes de Europa la topografía ejerce un marcado efecto sobre el clima, no solo en las zonas montañosas, sino también en los lugares adyacentes a ellas. Algunas cadenas montañosas importantes que constituyen ejemplos bastantes distintivos de los efectos de la topografía en el clima son los montes escandinavos, los alpes, los andes, las rocallosas, etc. La configuración del relieve y de la superficie tienen una influencia considerable en la producción de cambios importantes en las principales características del tiempo.

2.2 Datos.

Se utiliza datos bi-semanales de 00 y 12 (TMG) de las componentes del viento (u, v) y humedad específica (q) a cuatro niveles estándar de presión (1000, 850, 700, y 500 mbs.) con una resolución de 2.5° de latitud/longitud. Para el período comprendido desde Octubre de 1978 a Marzo de 1985. Estos datos fueron extraídos de los archivos del 'National Meteorological Center' (NMC/NOAA) en Washington D.C.

Los análisis del NMC están basados en la asimilación de todos los datos diarios válidos (radiosondeo, satélite, aviones, boyas de deriva, etc.). Inevitablemente, estos métodos diferentes de medición de parámetros meteorológicos dan como resultado errores característicos distintos. Un tratamiento de esta mezcla de datos de fuentes distintas constituye un fuerte desafío para los métodos de análisis meteorológicos, por lo que, un nuevo sistema de asimilación de datos globales ha sido desarrollado por el NMC en respuesta a este reto. El procesamiento de asimilación consiste de un modelo de predicción global a través de interpolaciones estadísticas de observaciones temporales próximas a puntos de la malla. El esquema de análisis del NMC ha sido descrito por Mc Phearson et al. (1979), Kistler y Parrish (1982) y Dey y Morone (1985). Estas publicaciones son referidas para una descripción completa del esquema de asimilación y detalles del modelo.

2.3 Métodos de Análisis.

i).- Agua Precipitable

El contenido de vapor de agua en una columna atmosférica de base unitaria, también llamada agua precipitable (AP), es dada por (Saucier, 1955):

$$AP = (g \cdot \rho)^{-1} \int_{P_0}^{P_1} (-r) dp,$$

donde: g (9.81 m/s^2) es la aceleración debida a la gravedad, ρ (Kg/m^3) es la densidad del aire, r (g/kg) es la razón de mezcla, P_0 (1000 mb) es el límite mínimo de presión, P_1 (500 mb) es el límite superior de presión, AP (mm) es el contenido de vapor de agua.

ii).- Flujos de vapor de agua.

La magnitud integrada verticalmente de la transferencia instantánea de vapor de agua está dada por (Rasmusson, 1967):

$$F_z = -[g^{-1} \int_{P_0}^{P_1} q u dp],$$

$$F_m = -[g^{-1} \int_{p_0}^{p_1} q v dp],$$

donde: q (g/kg) es la humedad específica, u (m/s) es la componente del viento zonal, v (m/s) es la componente del viento meridional, F_z (kg/m.s) es el flujo zonal de vapor de agua, F_m (kg/m.s) es el flujo meridional de vapor de agua.

iii).- Promedios temporales y espaciales.

El promedio de los parámetros anteriores sobre un periodo de tiempo especificado esta definido por la función:

$$\bar{x} = (\Delta T)^{-1} \int_{T_0}^{T_1} x dt,$$

donde la barra denota el promedio temporal de una cantidad seleccionada (x) y $\Delta T = T_1 - T_0$. En este estudio el intervalo de tiempo es seleccionado como sigue:

a).- Para la media total, todos los datos desde Octubre de 1978 a Marzo de 1985 serán considerados.

b).- Para el tiempo 00 y 12 (TMG), todos los valores 00 y 12 (TMG) respectivamente, desde Octubre de

1978 a Marzo de 1985 serán considerados.

c).- Para la media mensual, todos los datos 00 y 12 (TMG) para el mes seleccionado de cualquier año serán considerados.

d).- Distribuciones latitudinales promediados zonalmente

$$\bar{x} = N^{-1} \sum_{i=1}^N x_i,$$

donde N es el número de puntos en el eje de longitud.

CAPITULO III

3 RESULTADOS

En este capítulo se describen los resultados obtenidos de los campos atmosféricos del vapor de agua y se presentan en forma de gráficas y mapas de isolíneas. Primeramente se analizan los campos temporales y espaciales del agua precipitable (AP) y en la segunda y tercera sección se describe el flujo zonal y meridional, respectivamente. En los campos zonales y meridionales las regiones cubiertas por flujo negativo, es decir del este y del norte, se denotan con líneas punteadas; el flujo positivo, es decir del oeste y del sur, se denota con una línea continua; la isolínea de cero está marcada con una línea continua gruesa.

3.1 Campos del Agua Precipitable (AP).

3.1.1 Promedios Globales latitud/longitud de AP.

Promedio Anual (Figs. 2, 3 y 4).

El agua precipitable (AP) promedio global (Fig. 2) muestra un patrón general latitudinal con valores altos (>50 mm) sobre regiones tropicales y valores bajos (<15 mm) sobre las regiones de latitudes altas. Se observa un desplazamiento hacia el norte (aumento de AP) sobre el continente Surasiático, posiblemente debido a la influencia de la circulación monzónica de verano. Al oeste de Perú y Chile se observa una disminución posiblemente debido a la influencia de la cordillera de los Andes, la corriente de Humbolt y por el sistema de alta presión semi-permanente localizado sobre esa región.

La distribución geográfica muestra varias áreas de alto contenido de vapor de agua: el área ecuatorial de América del Sur, regiones de actividad monzónica sobre Surasia, Australia y al oeste de África ecuatorial. Las zonas de máxima AP (>50 mm) se localizan sobre Filipinas, Malasia, Pacífico Central y Centro América. Las de mínima AP (<15 mm) sobre las regiones de latitudes altas.

Los promedios totales de AP correspondientes a las 00 y 12 (TMG) (Fig. 3 y 4) conservan las características generales de gran escala con respecto al promedio anual total. Las diferencias son mínimas relativamente, excepto en la región de Centro América donde se observa un máximo de 50 mm (00 (TMG)), mientras que en la gráfica correspondiente a las 12 Z este máximo no aparece. En general el comportamiento de las isolíneas en estas dos figuras es bastante similar.

Promedio mensual de invierno (Figs. 5, 6 y 7).

El campo de AP para la estación de invierno (Diciembre, Enero y Febrero) presenta los máximos valores (~ 55 mm) en el hemisferio sur sobre el Océano Pacífico central e Indonesia; los valores mínimos (~ 5 mm) se localizan en las regiones noreste de Norte América y del continente Asiático.

Las regiones de máxima AP son las siguientes: parte central del Océano Índico, Indonesia, región central del Océano Pacífico y el Amazonas. Se encuentran valores altos de AP en el hemisferio norte al oeste de África y valores bajos en el hemisferio sur en la región oeste del sur de África, también se

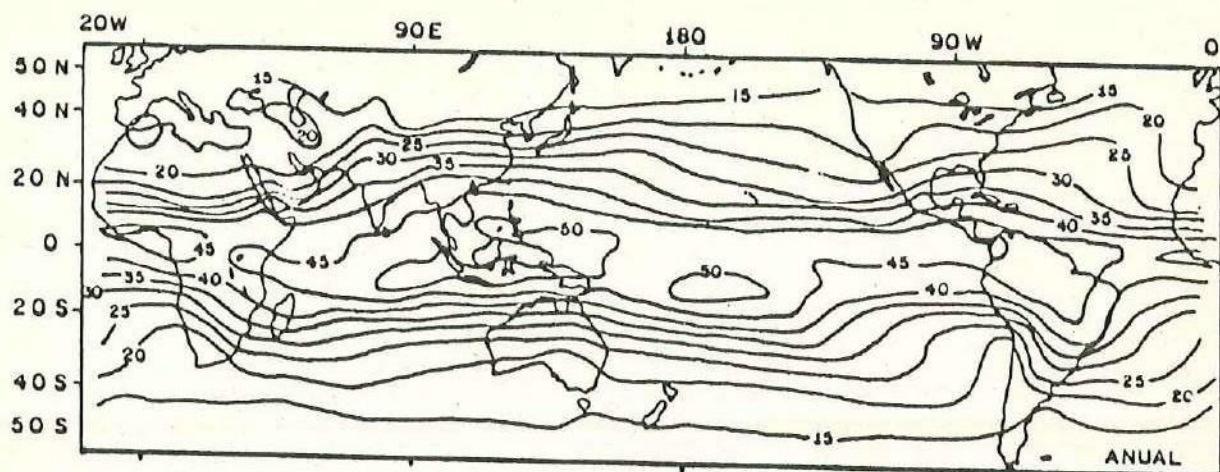


Fig. 2

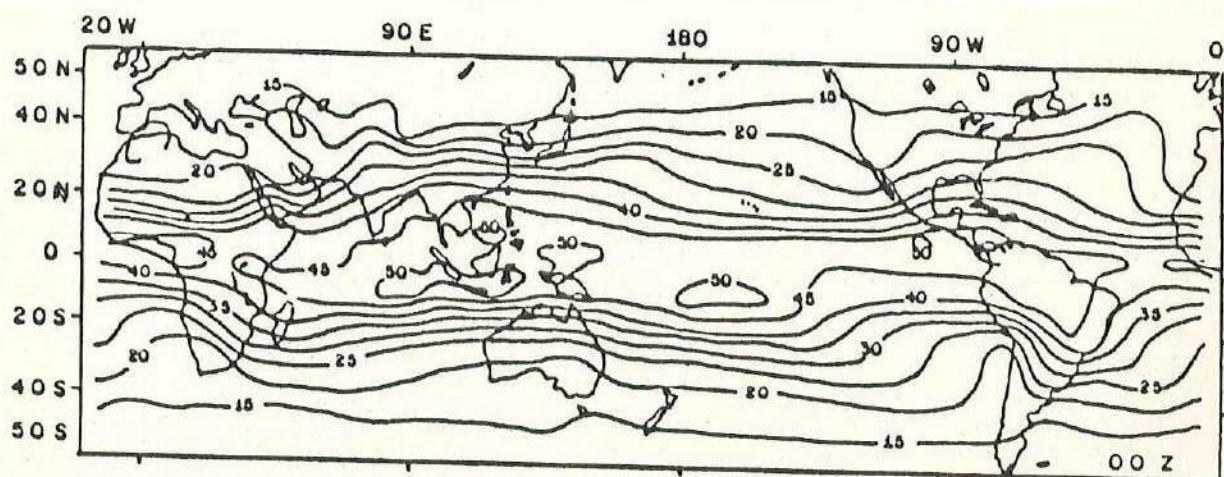


Fig. 3

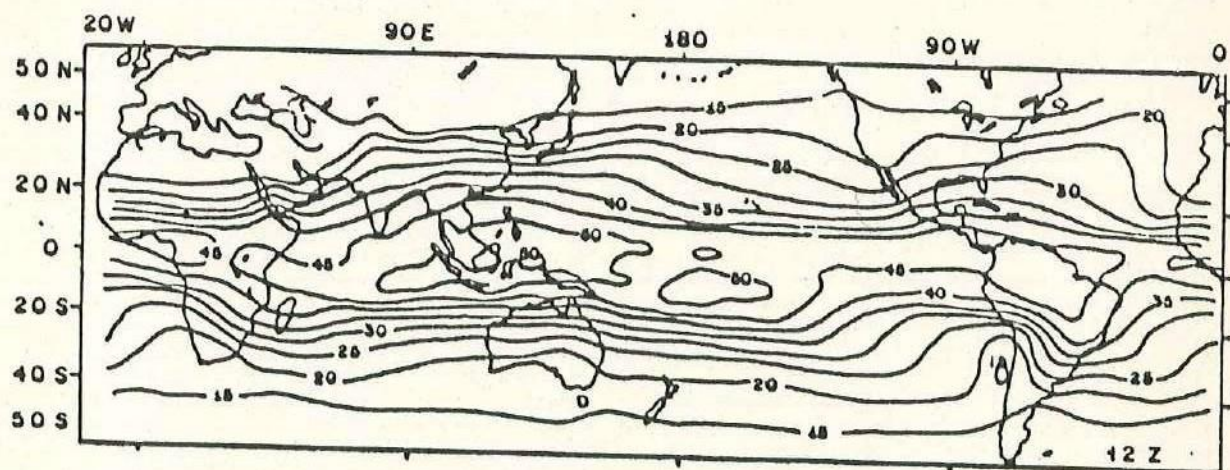


Fig. 4

Figs. 2, 3 y 4.- Promedios globales de AP (mm).

observa un desplazamiento de las isolíneas hacia el norte sobre el Mar Rojo y el suroeste de Arabia, en el hemisferio sur del continente Africano se observa un desplazamiento de las isolíneas hacia el sur, aumentando el AP en la región sureste de éste continente. La región de Australia presenta un fuerte gradiente latitudinal. También es notorio un incremento del AP sobre la región este del Océano Pacífico del Norte y una disminución sobre la parte oeste del mismo.

Es interesante hacer notar la ocurrencia de una cierta alternancia del aumento y disminución de AP sobre el océano Pacífico. Tomando como referencia la longitud de los 180° para todo el océano Pacífico, se observa una disminución de AP para el hemisferio norte entre 20° y 30° de latitud norte y un aumento entre 20° y 30° de latitud sur.

En la región occidental de América del Sur, sobre el Océano Pacífico, se observa una penetración hacia la zona ecuatorial, mientras que en la región continental el desplazamiento de las isolíneas es hacia el sur. Sobre el Océano Atlántico del Norte, se tiene un gradiente latitudinal desde las latitudes medias hacia la región tropical; mientras que en el Océano Atlántico

del Sur, se observa un gradiente longitudinal desde la zona ecuatorial hasta el sur de Brasil.

Es notorio también un cierto incremento en el gradiente latitudinal de AP de las regiones oceánicas a las continentales (de oeste a este). Todas las isolíneas que corren sobre la región tropical del hemisferio sur, al llegar a la región continental de América del Sur, tienden a desplazarse hacia la parte sur de esta zona.

Promedio mensual de primavera (Figs. 8, 9 y 10).

El comportamiento del AP en primavera (Marzo, Abril y Mayo) es similar a la anterior con solamente algunas pequeñas diferencias. El valor máximo, es aun de 55 mm. Continúa persistiendo una mayor cantidad de AP en la región ecuatorial del hemisferio sur observándose una cierta migración de estos valores máximos hacia el norte y consecuentemente, aumenta gradualmente la cantidad de AP en la región ecuatorial del Norte.

La isolínea de 50 mm situada sobre Brasil sigue desplazándose hacia el noreste adentrándose al Océano Atlántico central y pasando ligeramente la línea

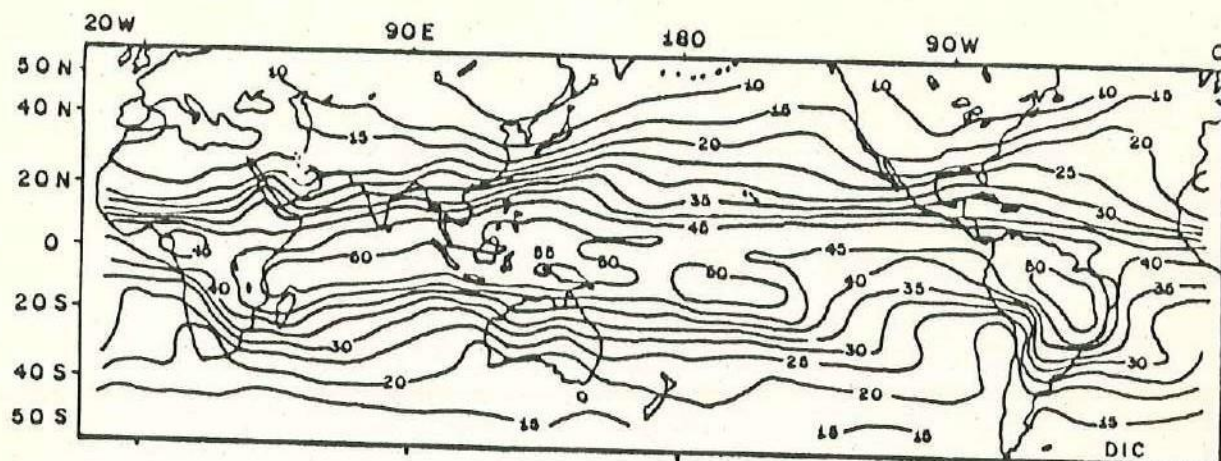


Fig. 5

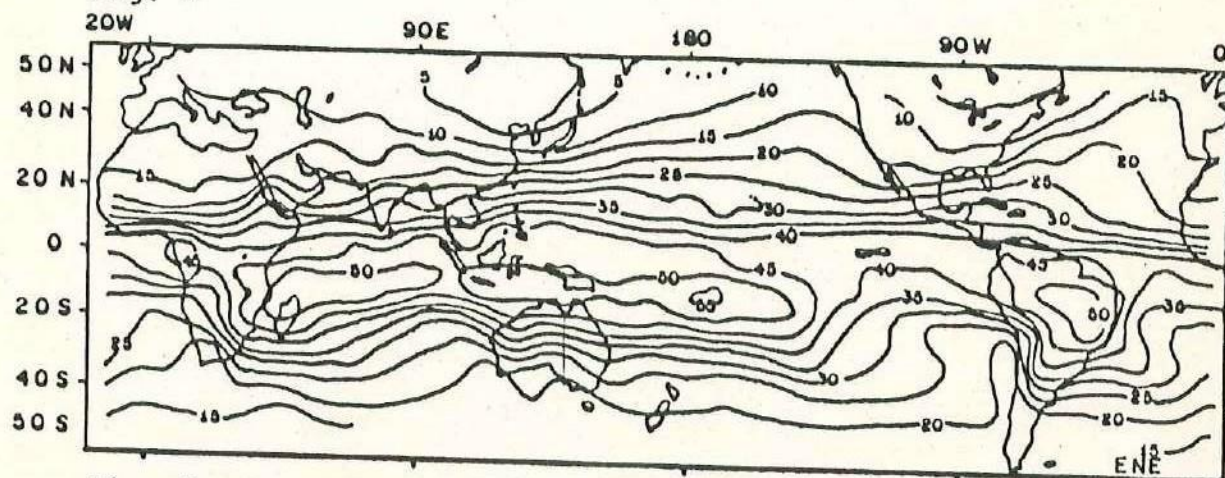


Fig. 6

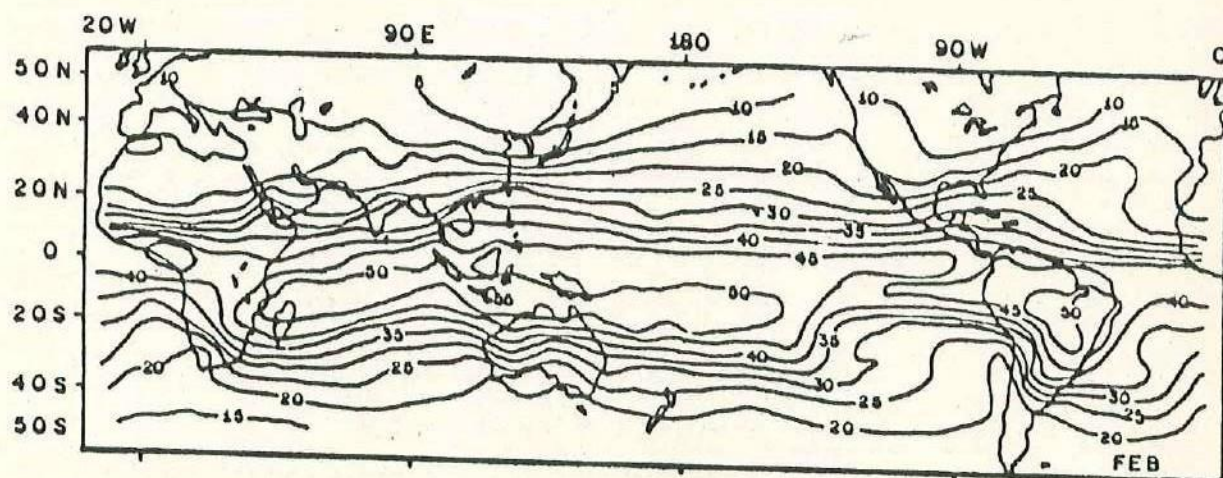


Fig. 7

Figs. 5, 6 y 7.- Promedios mensuales de invierno de AP (mm).

ecuatorial.

Se observa una cierta tendencia a homogenizarse los valores máximos y mínimos de uno y otro hemisferio. El valor mínimo es de 10 mm y sigue observándose en latitudes medias del hemisferio norte y el valor máximo (55 mm) aparece sobre la región de Indonesia, incrementando en área conforme avanza el tiempo. Notamos un fuerte incremento en el gradiente latitudinal de AP sobre la parte central del continente Africano.

Promedio mensual de verano (Figs. 11, 12 y 13).

Como característica principal de verano (Junio, Julio y Agosto) se encuentra un fuerte incremento de AP sobre la región del norte de Australia y del sureste de Asia. La cantidad de AP sobre el hemisferio norte se incrementa y es claramente observable una concentración mayor en la región ecuatorial del Norte que en la del Sur.

Los valores máximos (55 - 60 mm) se localizan sobre Centro América, al sur de México y la mayor parte del sur de Asia (incluye el norte de la India, Bahía de Bengala, el sureste de China, Tailandia y sobre la

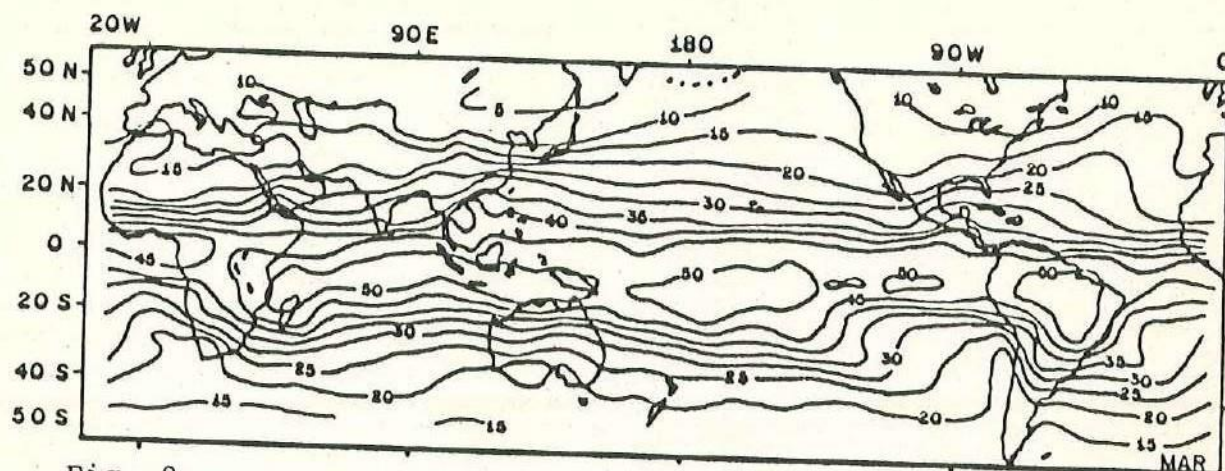


Fig. 8

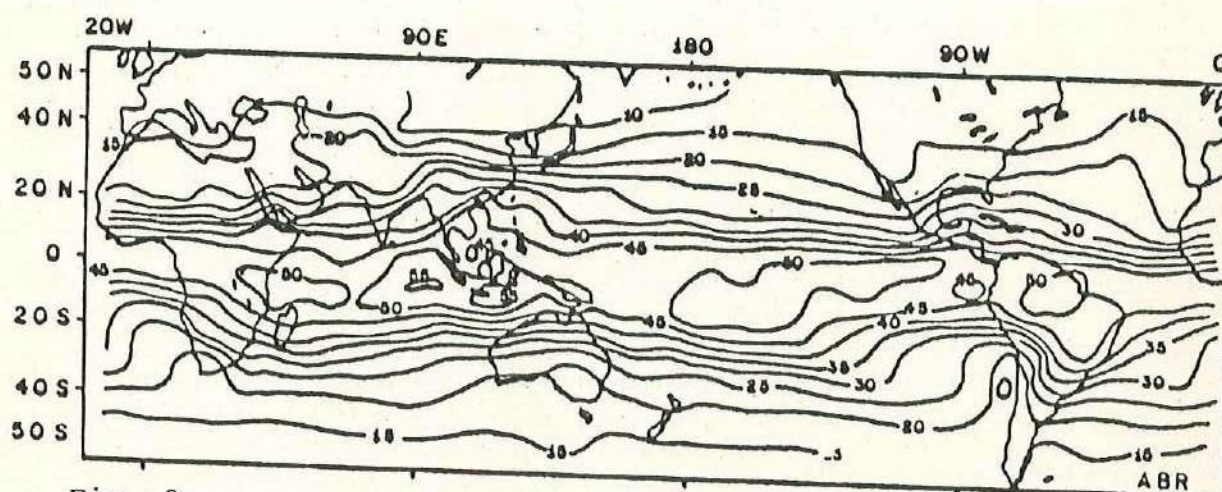


Fig. 9

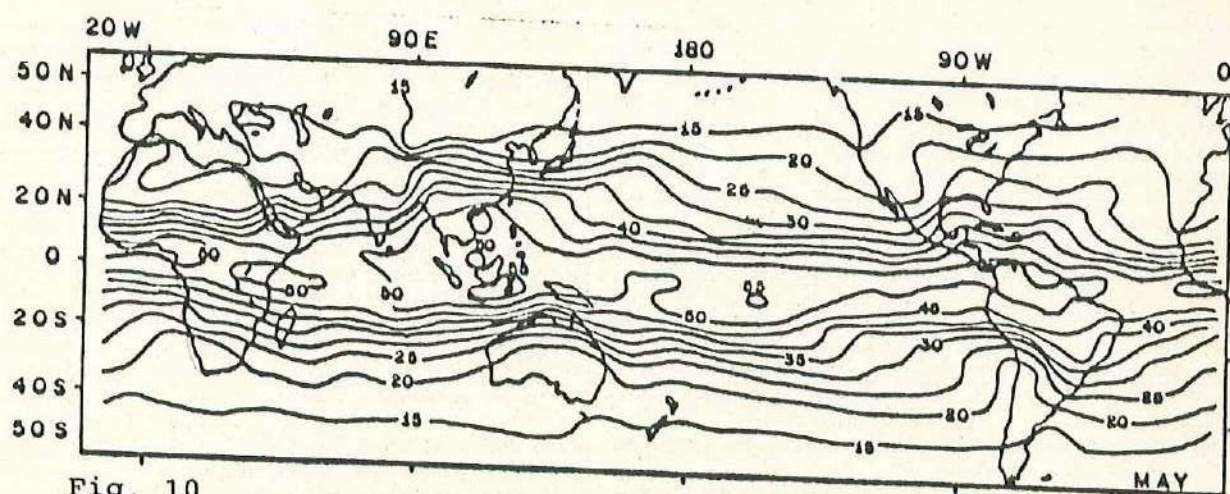


Fig. 10

Figs. 8, 9 y 10.- Promedios mensuales de primavera de AP (mm).

región de Filipinas). Los valores mínimos (<10 mm) se encuentran sobre latitudes altas del hemisferio sur. Al norte de la India, sobre el continente Asiático, es notorio un incremento en el gradiente latitudinal de AP, ocasionado por la presencia de los Himalayas. Las isolíneas de AP del norte de Australia, que anteriormente se situaban sobre este país, se encuentran un poco más desplazadas hacia el norte, presentándose entre Australia e Indonesia. Se tiene un aumento de AP en la región ecuatorial de Africa y Centro América y una disminución sobre América del Sur. El levantamiento de las isolíneas en la región occidental de América del Sur, que en las estaciones anteriores era bien marcado, sufre una disminución.

Promedio mensual de otoño (Figs. 14, 15 y 16).

Durante otoño (Septiembre, Octubre y Noviembre) empieza a ocurrir un cierto desplazamiento de los valores altos hacia el sur y una disminución en la cantidad de AP para latitudes medias del hemisferio norte. Se observa un aumento en el gradiente latitudinal de AP en la región oeste de América del Sur y una disminución del mismo al norte de la India y de Australia. Los valores máximos (50 - 55 mm) se localizan sobre la zona ecuatorial de Africa, al sur de

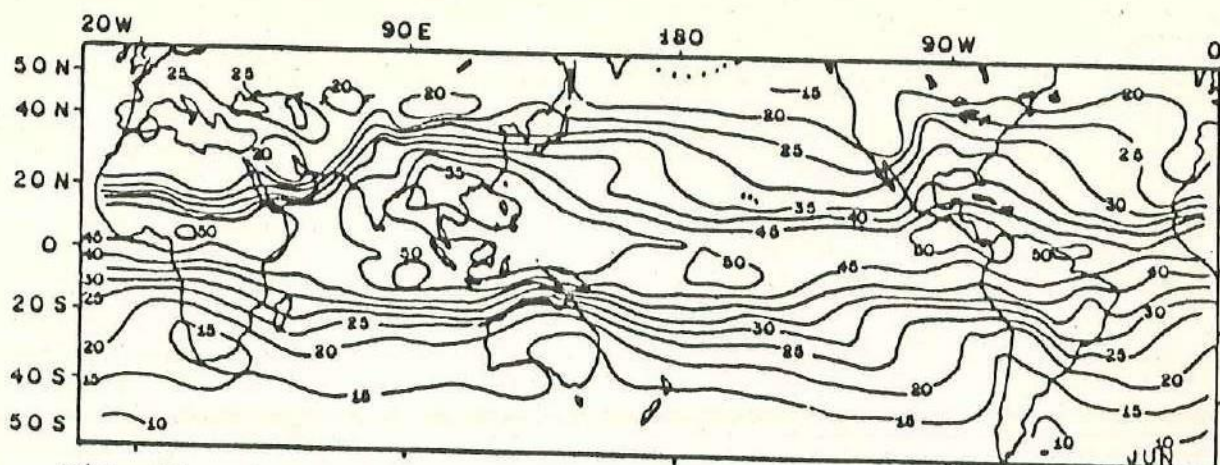


Fig. 11

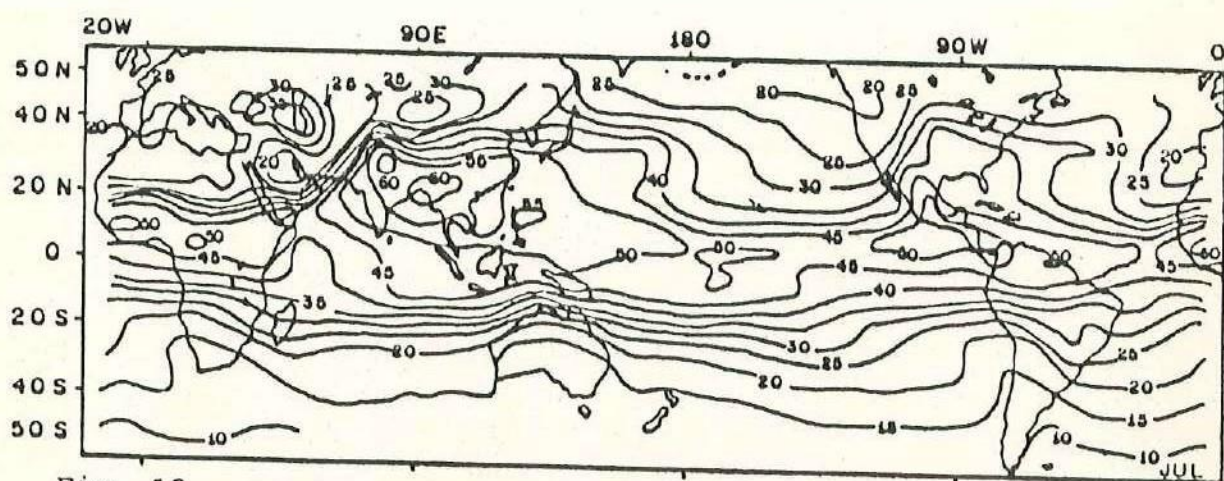


Fig. 12

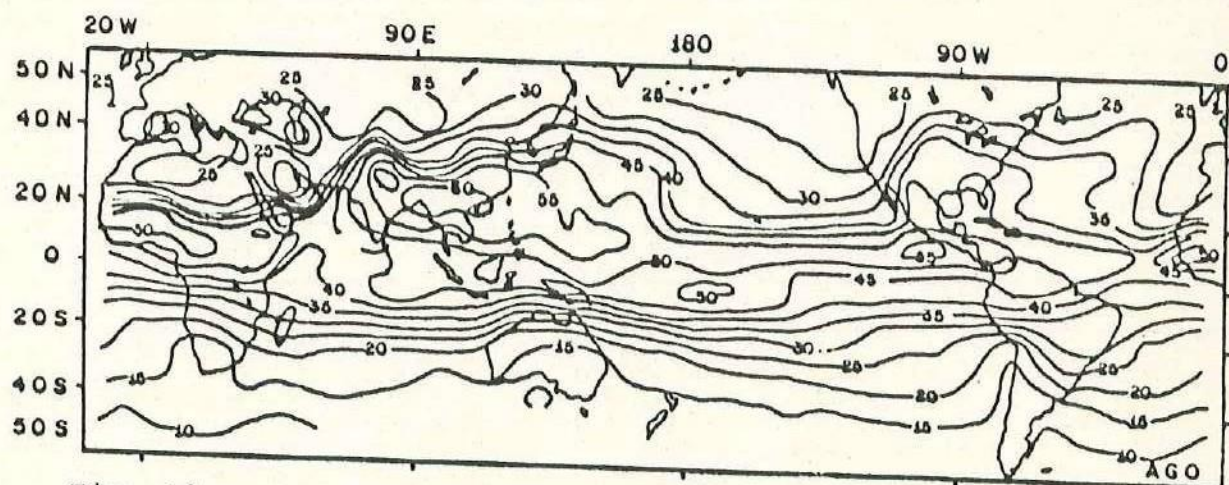


Fig. 13

Figs. 11, 12 y 13.- Promedios mensuales de verano de AP (mm).

México, Centro América, océano Atlántico central e Indonesia. Los valores mínimos (<10 mm) se observan en latitudes medias del hemisferio norte.

Es también, interesante hacer notar que, después de haber analizado las estaciones anteriores, donde se localizan cadenas montañosas importantes (Andes, Rocallosas, Himalayas, etc.) ocurre una disminución en los valores de AP. Los gradientes latitudinales se presentan más fuertes alrededor de los 20° N y 20° S.

Reaparece de nuevo la isolínea de 50 mm sobre la región de Brasil, similarmente a lo observado en la estación de invierno. Las isolíneas de AP, que anteriormente se localizaban al norte de Australia, ahora se encuentran situadas sobre este país. Aumenta el gradiente latitudinal en la región central del Océano Pacífico.

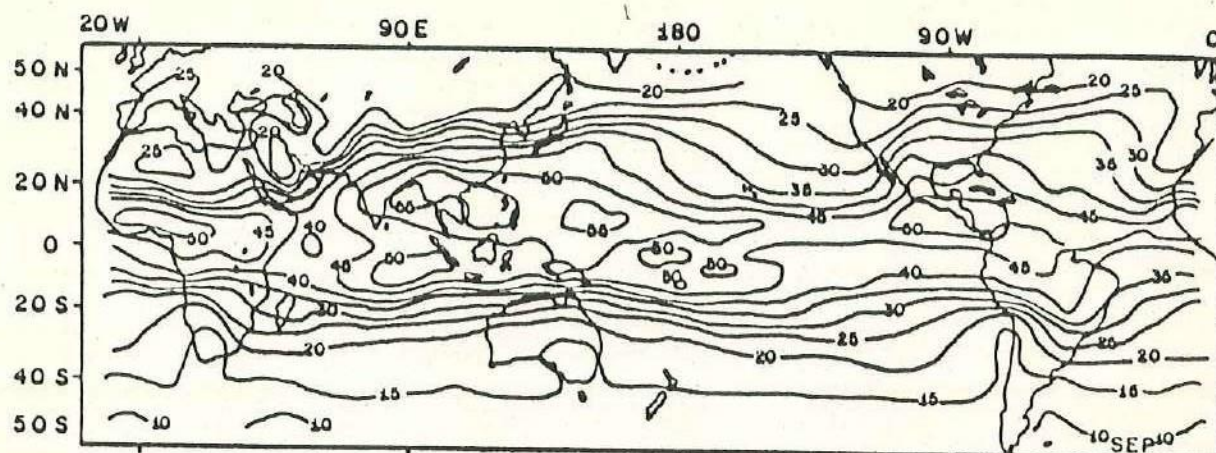


Fig. 14

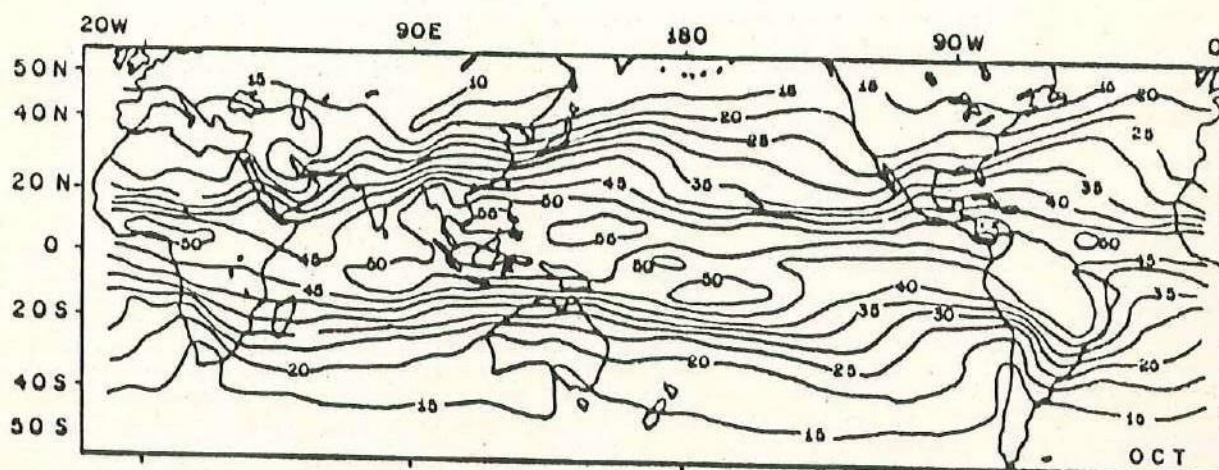


Fig. 15

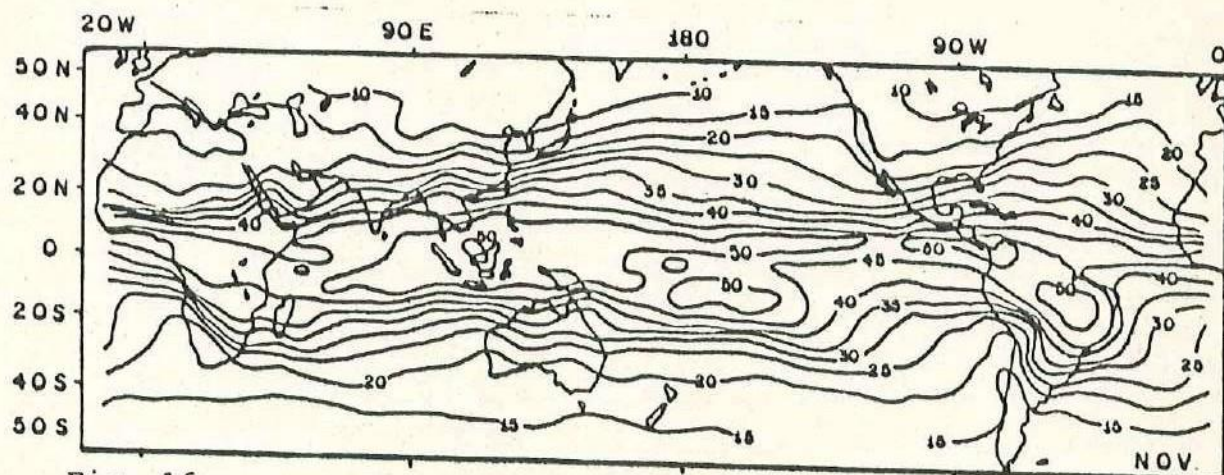


Fig. 16

Figs. 14, 15 y 16.- Promedios mensuales de otoño de AP (mm).

3.1.2 Distribuciones Latitudinales Globales de AP.

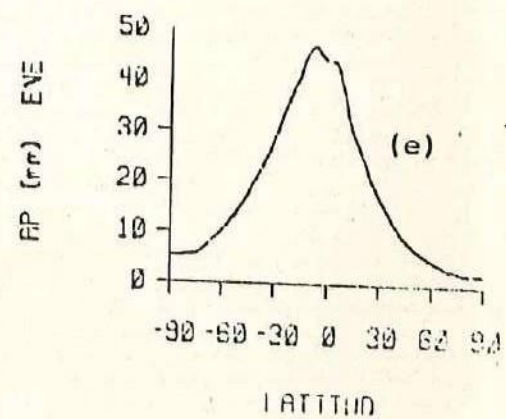
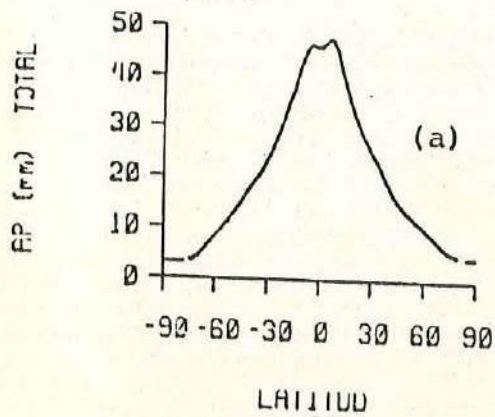
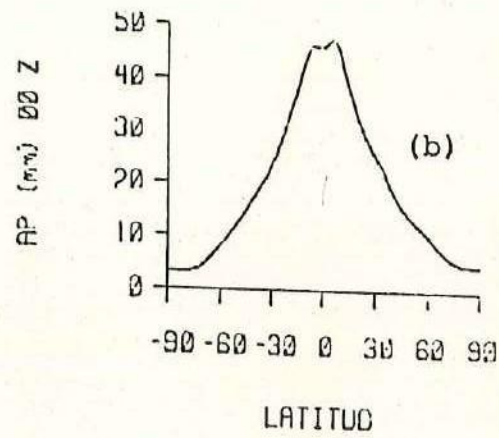
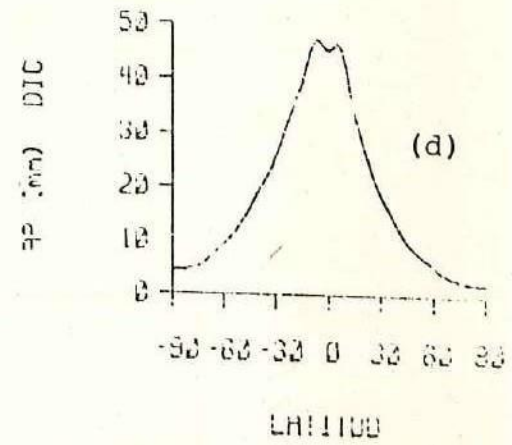
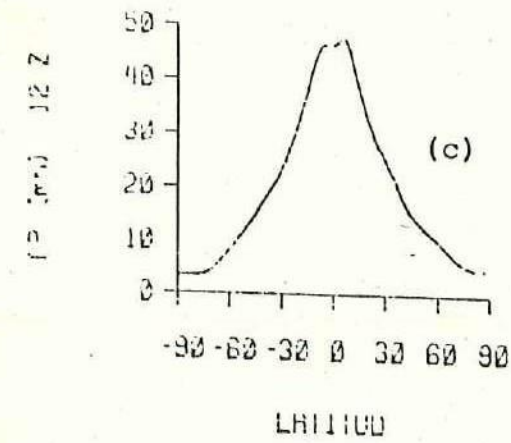
Los perfiles latitudinales de AP total, 00 y 12 (TMG) (ver Figs. 17a, b y c) son muy similares, encontrándose la mayor cantidad de AP entre 10° y 15° de latitud norte y las mínimas cantidades de AP se encuentran en latitudes altas del hemisferio sur.

En las Figs. 17d, e y f, que corresponden a los meses de Diciembre, Enero y Febrero respectivamente, los valores más altos (~ 50 mm) se localizan en el hemisferio sur alrededor de los 10° S y los valores más bajos (< 5 mm) se encuentran en latitudes altas del hemisferio norte. En las figuras 17g, h e i, de Marzo, Abril y Mayo respectivamente, se observa que los valores grandes se desplazan más hacia el norte, homogenizando así mismo la distribución de AP de uno y otro lado del ecuador. Estos meses, correspondientes a la estación de primavera, hacen evidente un cambio en la distribución latitudinal de AP y se considera como una estación de transición de invierno a verano, donde los valores más altos tienden a desplazarse hacia la región ecuatorial del hemisferio norte. En la

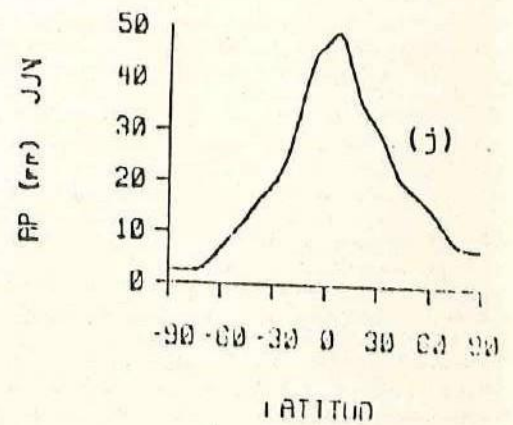
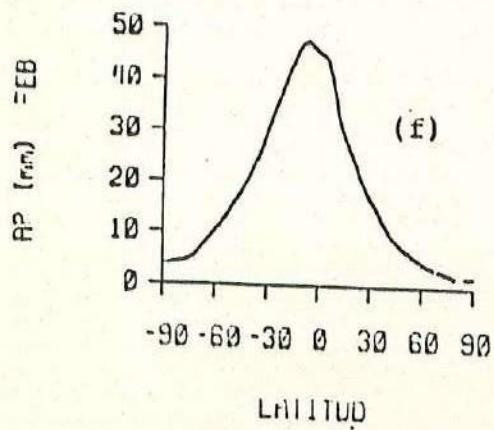
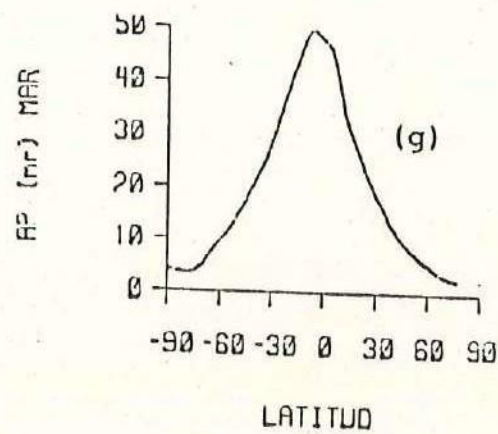
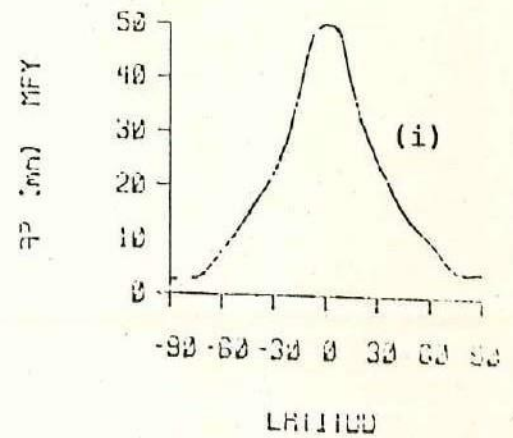
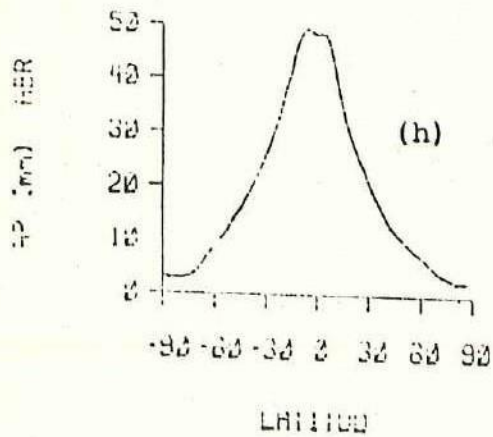
Fig. 17j, k y l correspondientes a la estación de verano, se observa ya una mayor cantidad de AP en el hemisferio norte. A 30° sur tenemos valores del orden de 20 mm, mientras que a 30° norte se tienen 30 mm y generalmente a cualquier latitud se observa una mayor cantidad de AP en el hemisferio norte. Son los meses de verano donde existe un máximo de AP en el hemisferio norte. Particularmente en Agosto es cuando el valor máximo de 50 mm se encuentra más desplazado hacia el norte.

En la estación de otoño (Fig. 17m, n y o) comienza a disminuir la cantidad de AP en el hemisferio norte como consecuencia del desplazamiento de los valores altos hacia el sur, presentándose una distribución más homogénea de AP entre los dos hemisferios, sobre todo en el mes de Noviembre (Fig. 17o).

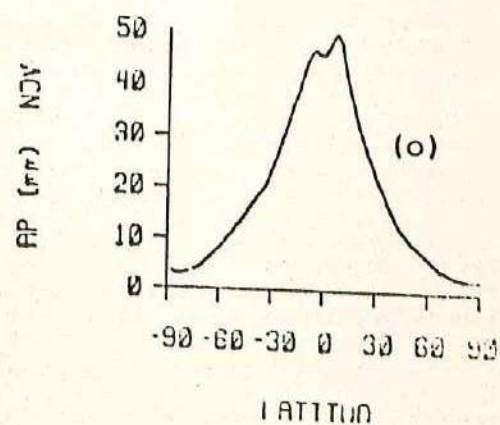
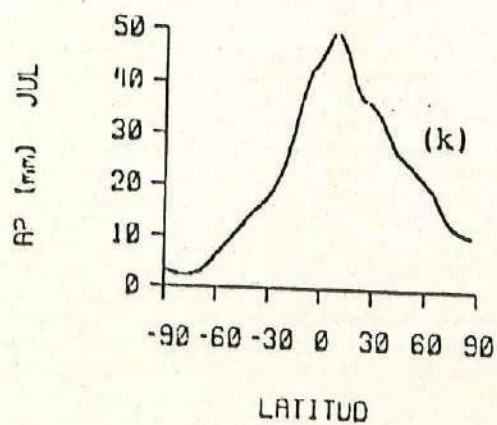
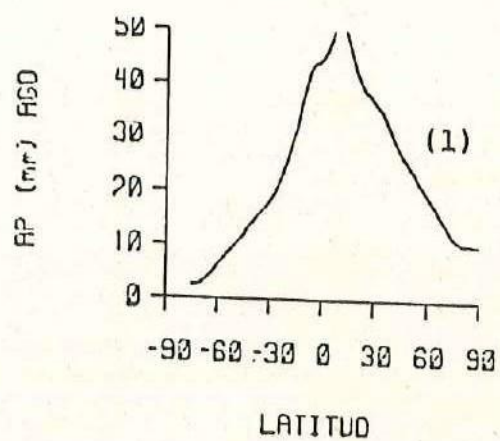
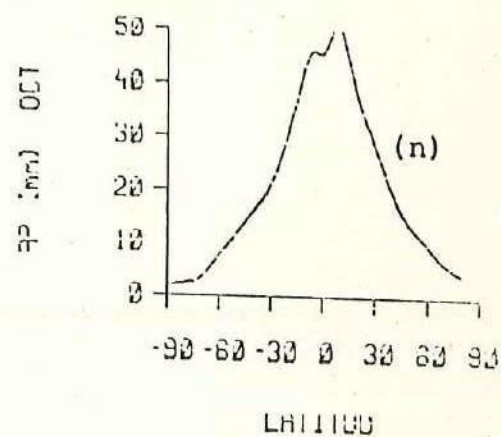
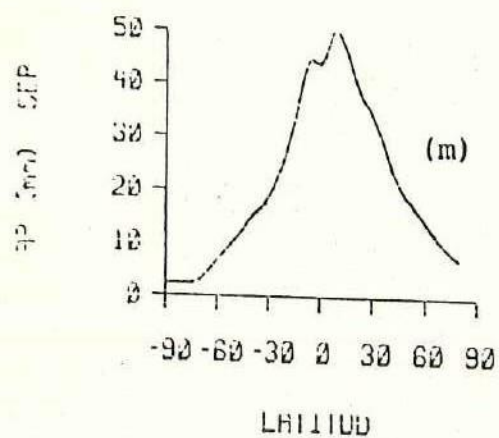
Anualmente se tiene una mayor cantidad de vapor de agua en el hemisferio norte, pero estacionalmente, en el invierno del Norte se presenta una mayor cantidad en el hemisferio sur y en la estación de verano se presenta éste máximo en el hemisferio norte (ver tabla I).



Figs. 17a - e.- Distribuciones globales mensuales de AP.



Figs. 17f - j.- Distribuciones latitudinales mensuales de AP.



Figs. 17k - o.- Distribuciones latitudinales mensuales de AP.

3.1.3 Distribuciones Latitudinales por Regiones.

AP Global (0° - 360°) Fig. 18a.

A primera instancia, tenemos que el AP es concentrada en los trópicos y decrece hacia latitudes altas. El máximo de AP (~ 50 mm) aparece entre 10° - 15° de latitud norte y el valor mínimo (< 5 mm) se localiza entre 80° y 90° de latitud sur. Comparando el AP entre hemisferios, claramente se observa que el AP en el hemisferio norte a cualquier latitud es mayor que en el Sur y también se tiene una mayor variación estacional del contenido de vapor de agua.

AP Océano Pacífico (140° E - 90° W) Fig. 18b.

Se observa un comportamiento muy semejante a la gráfica de AP para todo el globo, por lo cual se cree, que esta región tiene gran influencia en la distribución del promedio global de AP.

AP Océano Índico Oeste (60° E - 70° E) Fig. 18c.

Sobre esta región se observa un fuerte gradiente latitudinal de AP, presentándose valores máximos en la región tropical del Sur que en la del hemisferio norte. Pero, comparando la cantidad de AP entre altas latitudes de ambos hemisferios en el Norte es mayor que en el Sur. El valor máximo (~ 50 mm) de AP para esta región se localiza entre 5° - 10° de latitud sur y el valor mínimo (< 5 mm) también se observa en este hemisferio sobre la región de latitudes altas. En esta área del Océano Indico del oeste, ocurre una fuerte circulación monzónica que podría considerarse el causante principal de una mayor cantidad de AP en latitudes tropicales.

AP Océano Pacífico Este (100° W - 110° W) Fig. 18d.

En esta región la cantidad de AP a cualquier latitud es mayor en el hemisferio norte que en el del Sur.

AP Océano Pacífico Oeste (140° E - 150° E) Fig. 18e.

Haciendo una comparación de AP a 30° de latitud en ambos hemisferios, se observa una diferencia de 10

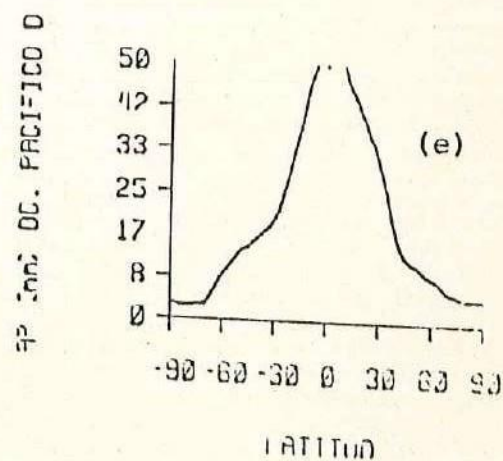
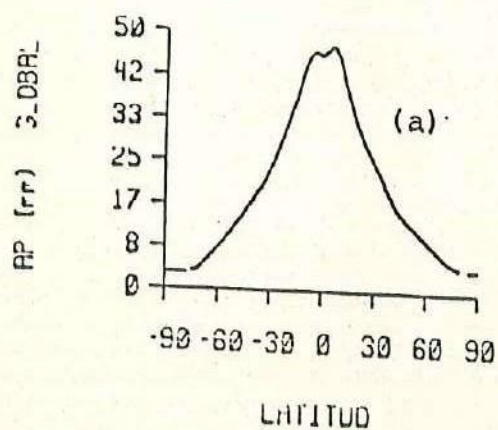
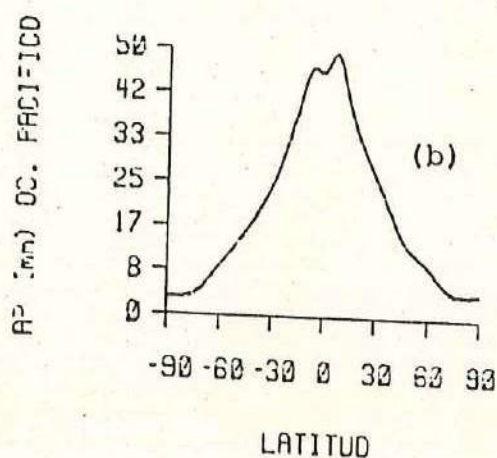
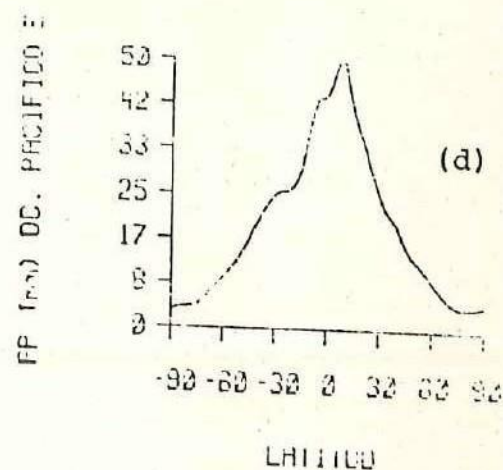
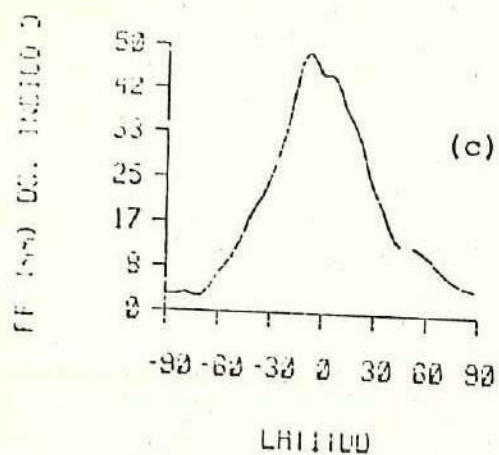
mm con valores mayores en el hemisferio norte. A otras latitudes la diferencia es menor, pero persiste una mayor cantidad de AP en el hemisferio norte, donde encontramos el valor máximo (50 mm) alrededor de los 5° Norte.

EL gradiente latitudinal de AP es ligeramente mayor en el hemisferio sur que en el Norte, aumentando hacia la región tropical.

Generalmente en las distribuciones latitudinales de AP por regiones, se presenta en todas éstas una mayor cantidad de vapor de agua en el hemisferio norte que en el Sur. (ver tabla II).

3.2 Flujo zonal de vapor de agua integrado verticalmente.

En esta sección se presentan gráficas del promedio mensual global del flujo zonal de vapor de agua integrado verticalmente (F_z), sus distribuciones latitudinales mensuales y por regiones, respectivamente.



Figs. 18a - e.- Distribuciones latitudinales por regiones de AP (mm).

TABLA I.- AGUA PRECIPITABLE, AP.

Suma de los valores promediados latitudinalmente

AP	HEMISFERIO NORTE	HEMISFERIO SUR
	SUMA TOTAL	SUMA TOTAL
ANUAL	7638	7063
00 Z	7658	7041
12 Z	7619	7085
ENE	5571	8027
FEB	5543	8199
MAR	5925	8060
ABR	6589	7572
MAY	7751	7026
JUN	9088	6260
JUL	10636	5881
AGO	10658	5938
SEP	9390	6166
OCT	8125	6672
NOV	6959	7152
DIC	6070	7593

TABLA II.- AGUA PRECIPITABLE REGIONAL

Suma de los valores promediados latitudinalmente

AP	HEMISFERIO NORTE	HEMISFERIO SUR
	SUMA TOTAL	SUMA TOTAL
GLOBAL	7638	7063
OC PACIFICO	7773	7334
OC PACIFICO O	8301	6958
OC PACIFICO E	7708	6841
OC INDICO	7364	7356

3.2.1 Promedios Globales latitud/longitud de Fz.

En esta subsección se presenta la descripción de los resultados del promedio total global y promedios mensuales globales del transporte zonal de vapor de agua.

Media anual (Fig. 19, 20 y 21).

La media anual global de Fz (Fig. 19) muestra un flujo del este bien desarrollado sobre los trópicos, aproximadamente desde 30° de latitud norte a 30° de latitud sur, exceptuando la región noroeste de México, los Andes y la región del Océano Índico. A partir de los 30° hacia latitudes altas, el flujo es del oeste, en ambos hemisferios. El flujo del este tropical presenta valores grandes (>250 Kg/m.s) sobre la mayor parte del Océano Pacífico central, la región del Amazonas y el océano Atlántico central. Por otro lado, en el flujo del oeste se tienen valores máximos (>200 Kg/m.s) sobre latitudes medias en el Océano Pacífico, a lo largo de la corriente de Kuroshio en la parte noroeste y sobre algunas porciones de los Océanos Índico y Atlántico en el hemisferio sur. Las áreas continentales de Eurasia y Norte América son

caracterizadas por valores bajos ($<100 \text{ Kg/m.s}$). También es interesante, notar las deflexiones que se presentan en la región central occidental de la República Mexicana, con un desplazamiento hacia el sur y en América del Sur se observa una fuerte penetración hacia el Perú.

En las dos gráficas correspondientes a 00 y 12 (TMG) (Figs. 20 y 21) las diferencias son muy pequeñas, especialmente sobre la región tropical de América y al sur del Océano Índico tropical. Sin embargo, las características generales de gran escala permanecen iguales como en la media anual.

Promedio mensual de invierno (Figs. 22, 23 y 24).

Analizando los campos del transporte zonal de vapor de agua de estos meses, se encuentra que existe una banda de flujo del este bien definida sobre la región tropical, desde los 20° norte hasta los 30° sur, excepto para la región tropical del Océano Índico del Sur, la región de las Filipinas y sobre la parte central de América del Sur donde el flujo es del oeste con intensidades del orden de 200 Kg/m.s . Notándose también una penetración de este flujo hacia el norte en el Océano Atlántico tropical. El flujo tropical del

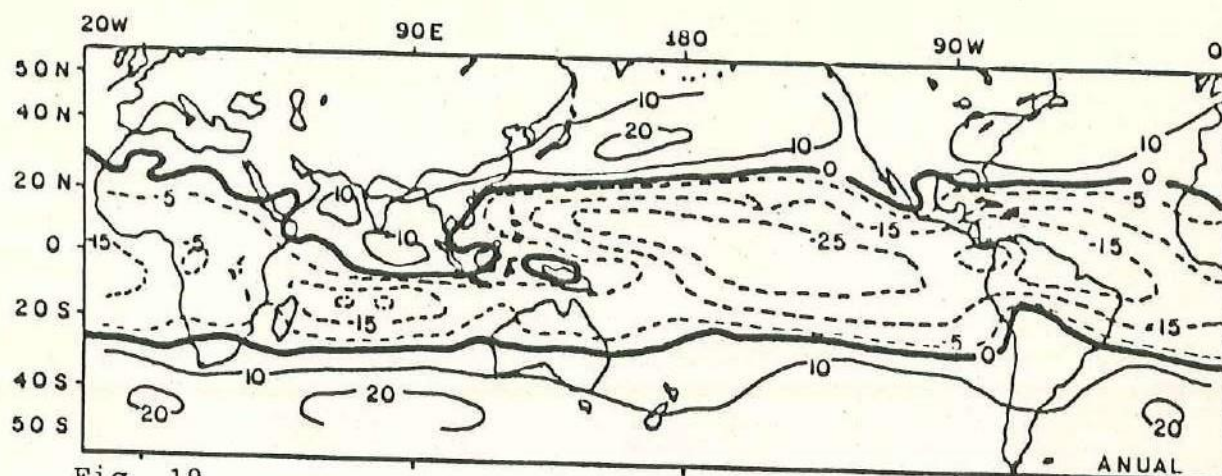


Fig. 19

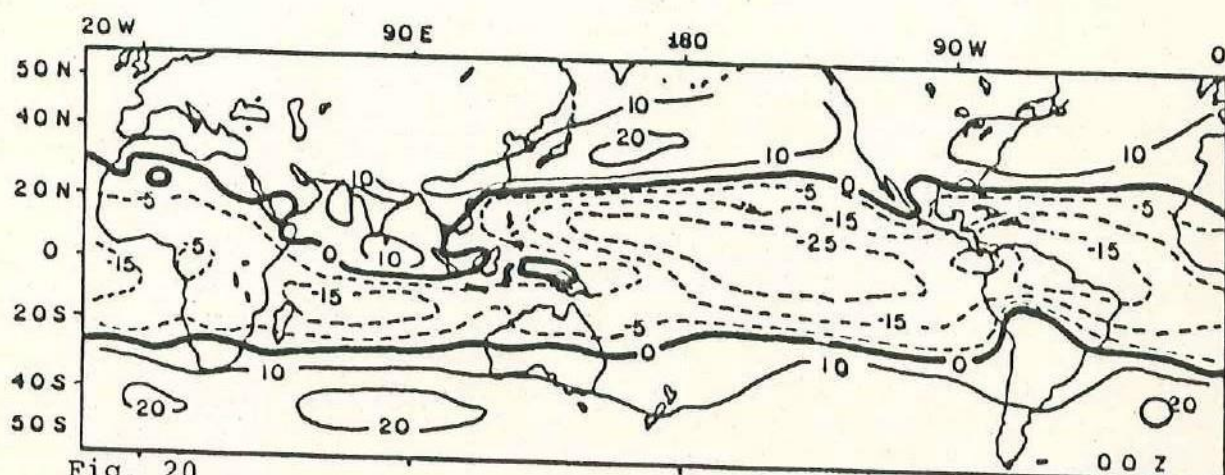


Fig. 20

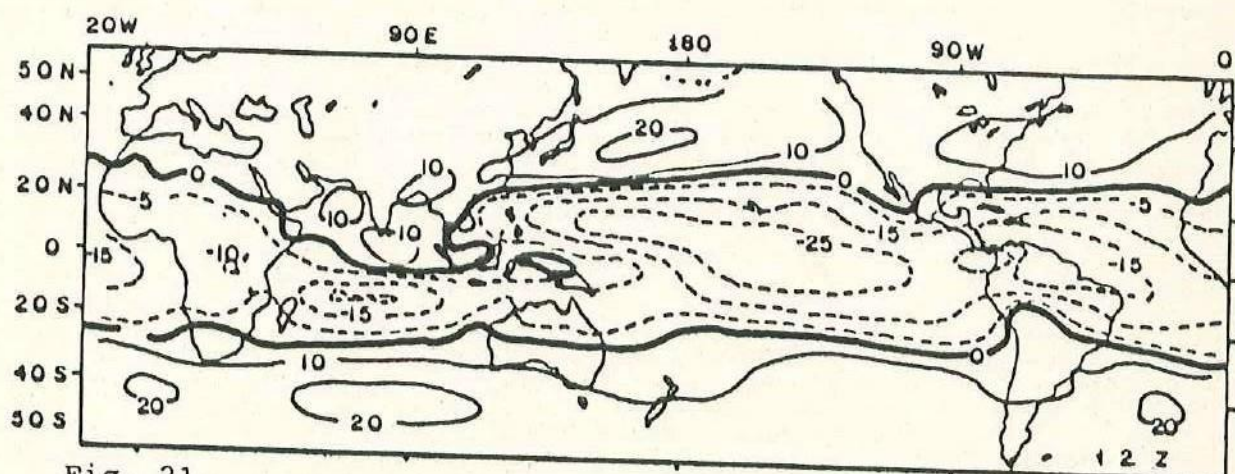


Fig. 21

Figs. 19, 20 y 21.- Promedios globales del F_z ($\text{Kg/m.s}) \times 10$.
Flujo del este para valore negativos y el flujo es del oeste
para valores positivos.

este tiene valores grandes ($>250 \text{ Kg/m.s}$) sobre la región central del Océano Pacífico, Océano Índico del oeste, el Amazonas y el Mar Caribe.

Por otro lado, a partir de 20° N y de los 30° S hacia latitudes altas, el flujo es del oeste en ambos hemisferios. Este flujo presenta su valor máximo (300 Kg/m.s) a los 30° N sobre el Océano Pacífico del Norte.

Al final de esta estación se observa que desaparece el valor máximo de 300 Kg/m.s sobre la región del Océano Pacífico del Norte, aumenta el flujo del oeste sobre la región ecuatorial del Sur en el continente Africano y generalmente el flujo zonal es mayor en el Océano Pacífico del Norte que en el Océano Atlántico del Norte.

Promedio mensual de primavera (Figs. 25, 26 y 27).

Las características generales del flujo zonal de la estación anterior continúan persistiendo, observándose algunas variaciones como son: la desaparición del flujo del oeste sobre la región sur-ecuatorial del continente Africano y un pronunciamiento de las deflexiones localizadas al sur

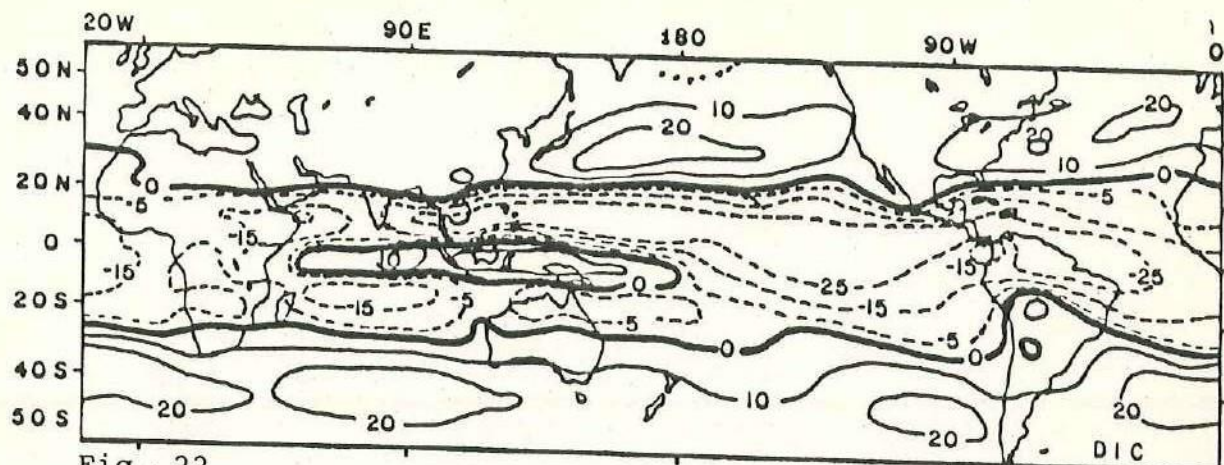


Fig. 22

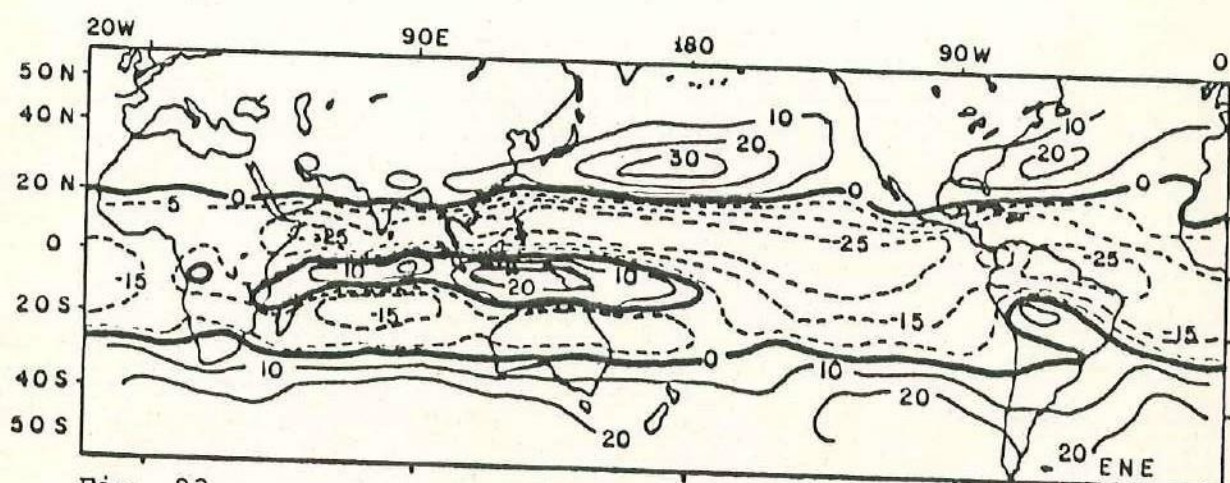


Fig. 23

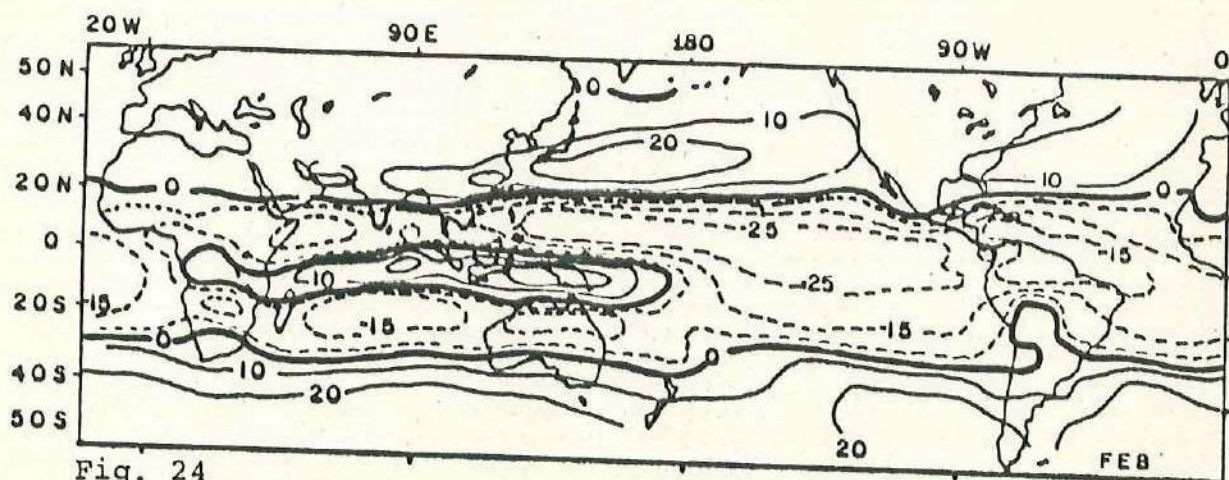


Fig. 24

Figs. 22, 23 y 24.- Promedios mensuales de invierno del F_z ($\text{Kg/m.s}) \times 10$. Para valores positivos el flujo es del oeste y para valores negativos el flujo es del este.

de la República Mexicana y sobre la región de Perú. También se observa una cierta tendencia a desplazarse hacia el norte de la isolínea de cero localizada en la región central del Océano Pacífico del Norte.

En el Océano Atlántico el flujo del este es entre 20° N y 20° S con valores máximos (250 Kg/m.s) en la región del Amazonas y el Caribe. En el Océano Pacífico este flujo se encuentra entre 30° N y 20° S. Se observa también un debilitamiento en el flujo del oeste en las regiones del Océano Índico, Indonesia, Filipinas y en el Océano Atlántico del Norte. El flujo del este presenta un aumento en la parte sur del Océano Índico, donde la banda de flujo del este se encuentra más reducida sobre este mismo océano. Esta banda de flujo del este tiene ahora un grosor que abarca desde los 3° S hasta los 25° S sobre esta región en específico.

Otras características sobresalientes son: la desaparición de flujo del oeste sobre la región de Filipinas y la intensificación de la deflexión localizada en la parte sur de la República Mexicana. En particular, es interesante hacer notar, que el mes de mayo es muy importante en cuanto a las características que se tienen del comportamiento del flujo zonal, indicando un cambio total sobre todo en la

región del Océano Indico. En los Océanos Pacífico y Atlántico los cambios de flujo son muy pequeños, centrandose principalmente la atención en el levantamiento hacia el norte de la banda de flujo del este conforme se acerca el verano.

Promedio mensual de verano (Figs. 28, 29 y 30).

Se tiene una intensificación de flujo del oeste sobre la región del Océano Indico del Norte, observándose el valor máximo (400 Kg/m.s) sobre esta región. También se observa un aumento de este mismo flujo, al oeste del Océano Pacífico del Norte. En la región ecuatorial del Océano Atlántico disminuye el flujo del este de 250 a 150 Kg/m.s. En las demás regiones las características generales de los flujos se conservan. Se reduce el flujo del oeste sobre la región del Océano Pacífico del Norte, se desplaza más hacia el norte la banda de flujo del este sobre esta misma área, aumenta el flujo del este en la región del Océano Pacífico tropical y se presenta una disminución de flujo del oeste en el Océano Atlántico del Sur.

En general el cinturón de flujo del este presenta un desplazamiento hacia el norte, aproximadamente hasta los 40° de latitud norte siendo más notorio este avance

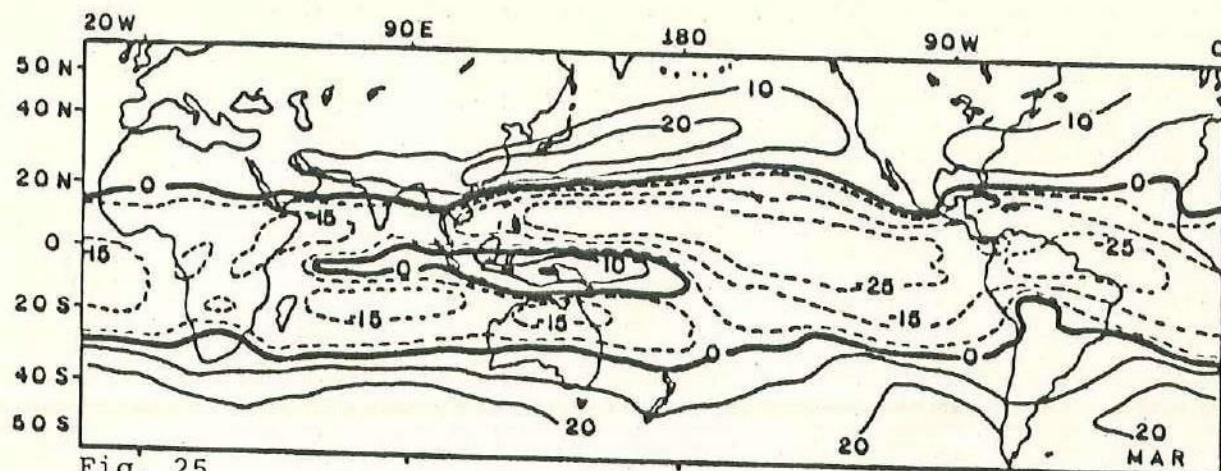


Fig. 25

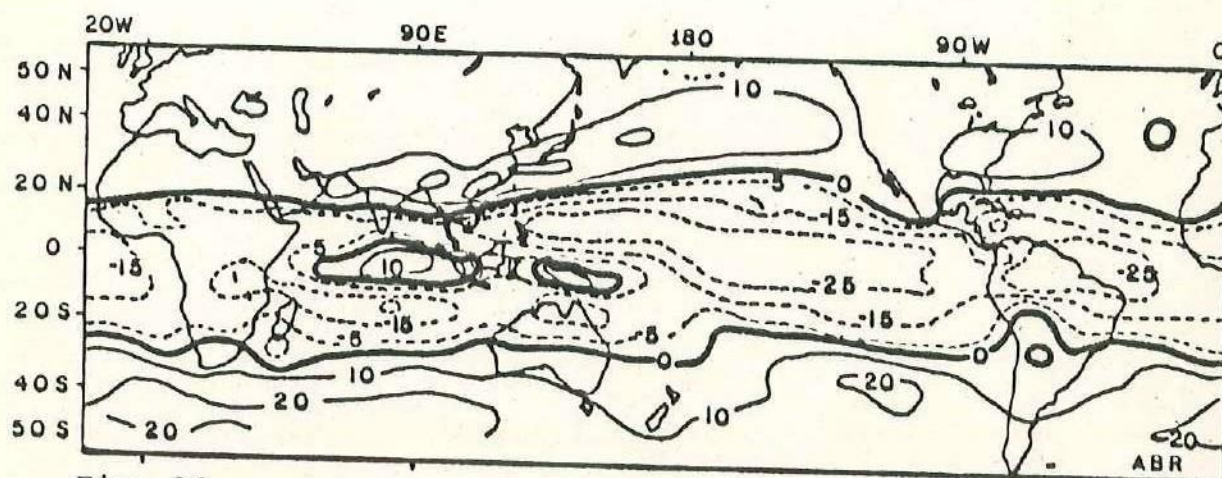


Fig. 26

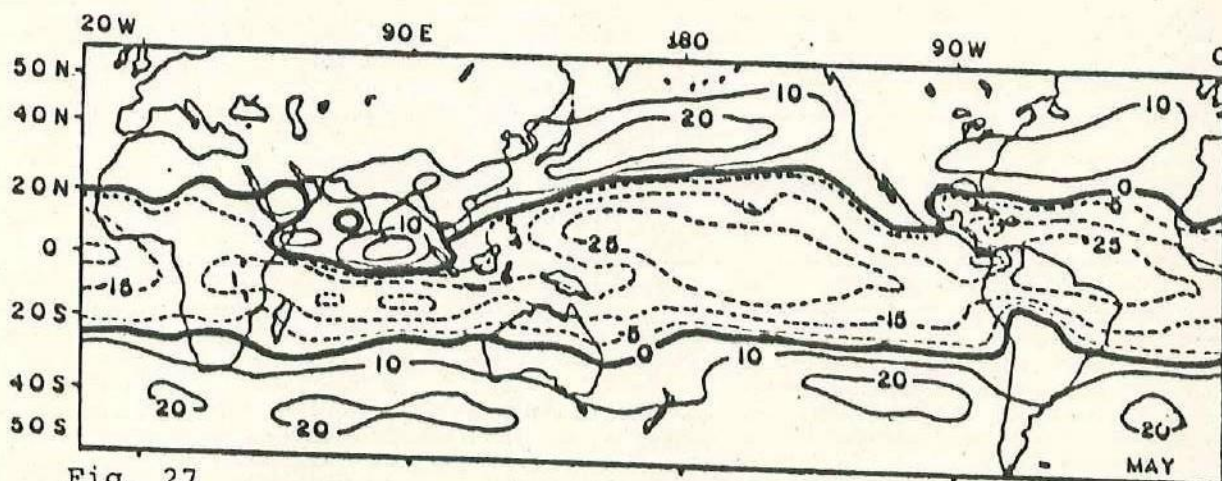


Fig. 27

Figs. 25, 26 y 27.- Promedios mensuales de primavera del F_z ($\text{Kg/m.s}) \times 10$. Para valores positivos el flujo es del oeste y para valores negativos el flujo es del este.

en la parte central del Océano Pacífico del Norte y en la región este del Océano Atlántico del Norte. En la zona ecuatorial del Océano Índico del Norte persiste un fuerte flujo del oeste, al igual que en la parte este de África ecuatorial.

Promedio mensual de otoño (Figs. 31, 32 y 33).

Se observa una migración hacia el sur de la frontera norte entre el flujo este-oeste, provocando un ligero angostamiento del cinturón de flujo del este, principalmente en el hemisferio sur. Se tiene una disminución de flujo del oeste sobre el Océano Índico Norte y la desaparición de flujo del oeste en la región ecuatorial del continente Africano. También es importante hacer notar, la presencia de flujo del oeste, con una intensidad menor a 500 Kg/m.s, en las costas occidentales de Colombia y Panamá.

El valor máximo de flujo del este es del orden de 250 Kg/m.s y se encuentra sobre la región central del Océano Pacífico, Océano Índico del Sur, el Mar Caribe y el Amazonas.

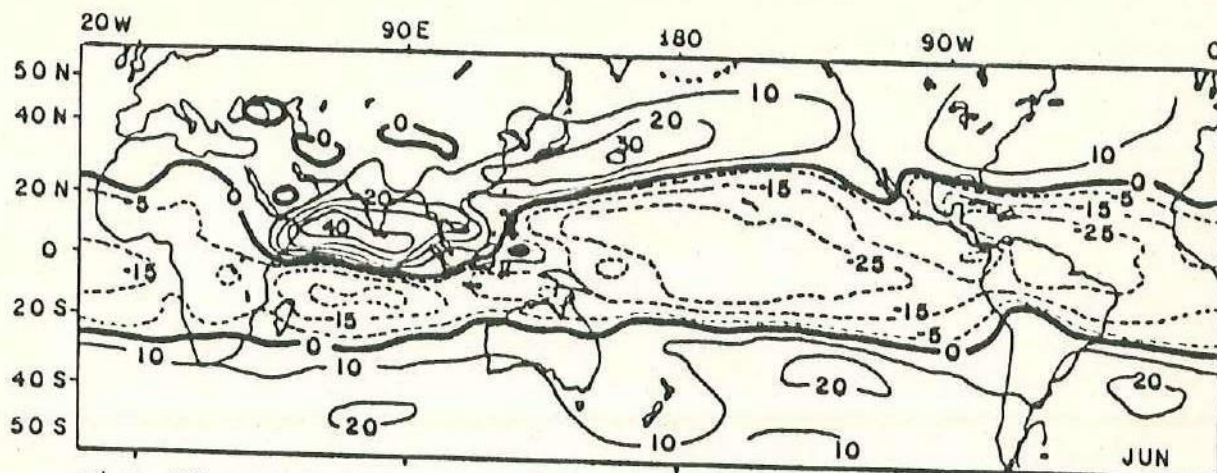


Fig. 28

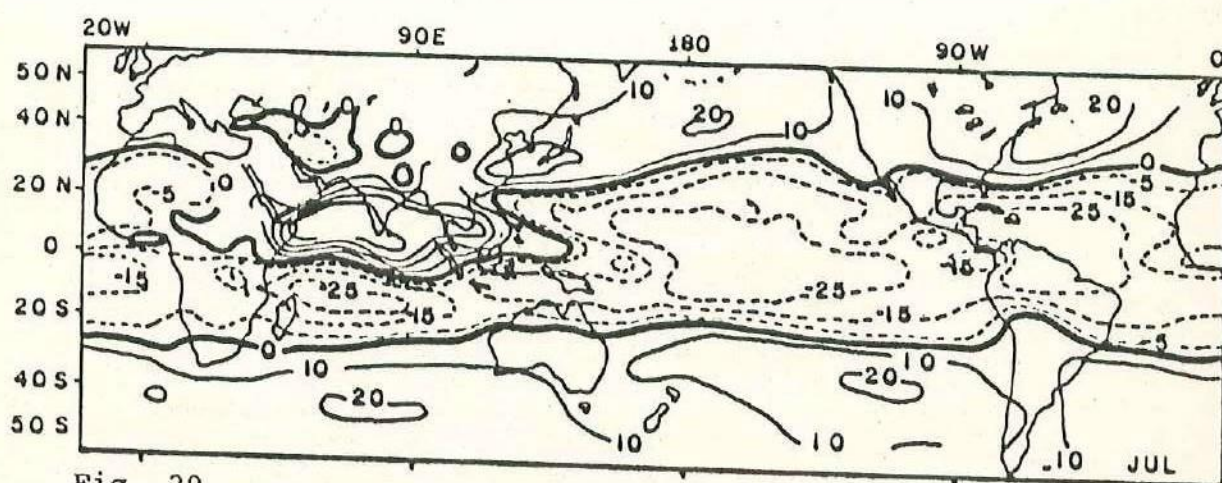


Fig. 29

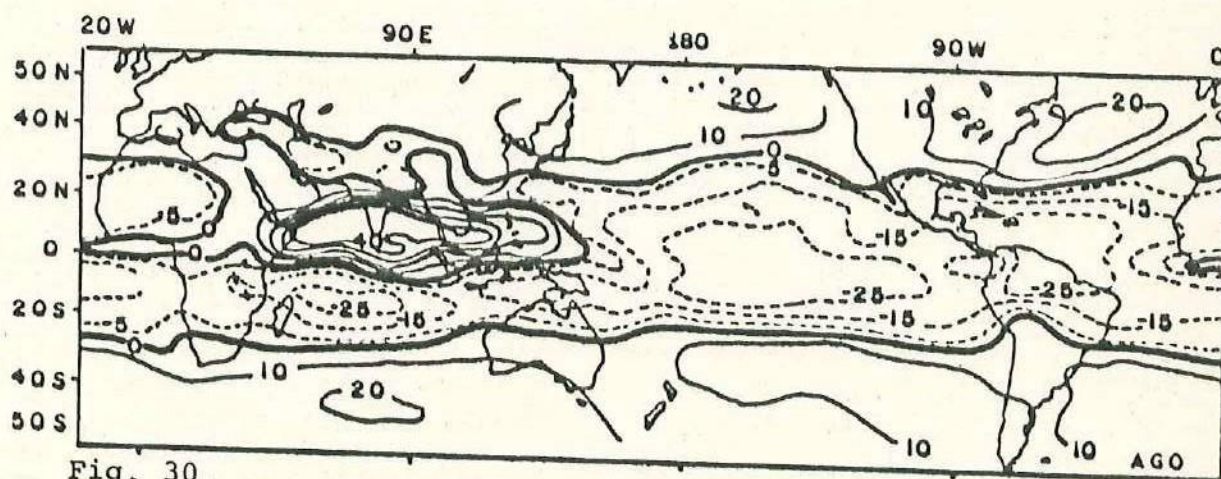


Fig. 30

Figs. 28, 29 y 30.- Promedios mensuales de verano del Fz ($Kg/m.s$) $\times 10$. Para valores positivos el flujo es del oeste y para valores negativos el flujo es del este.

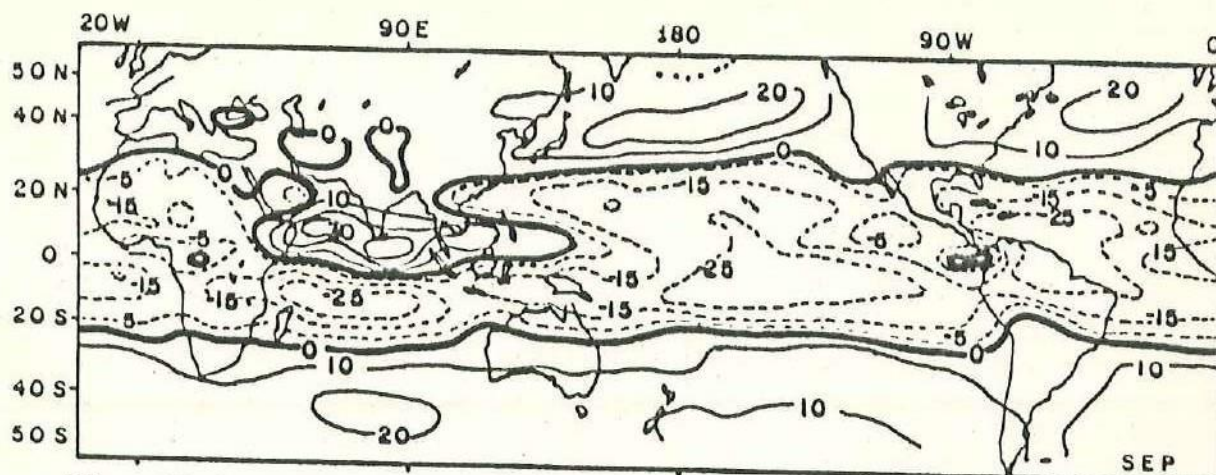


Fig. 31

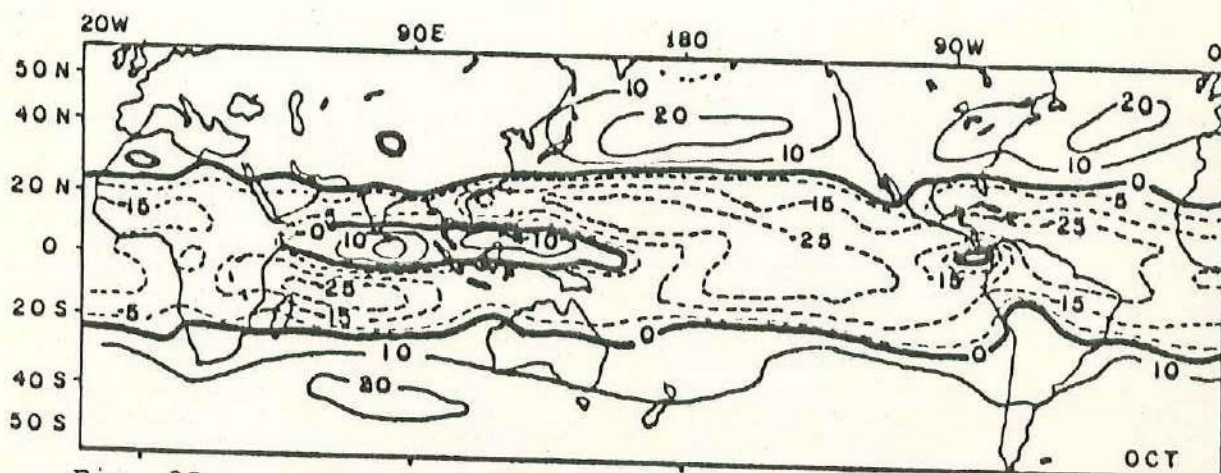


Fig. 32

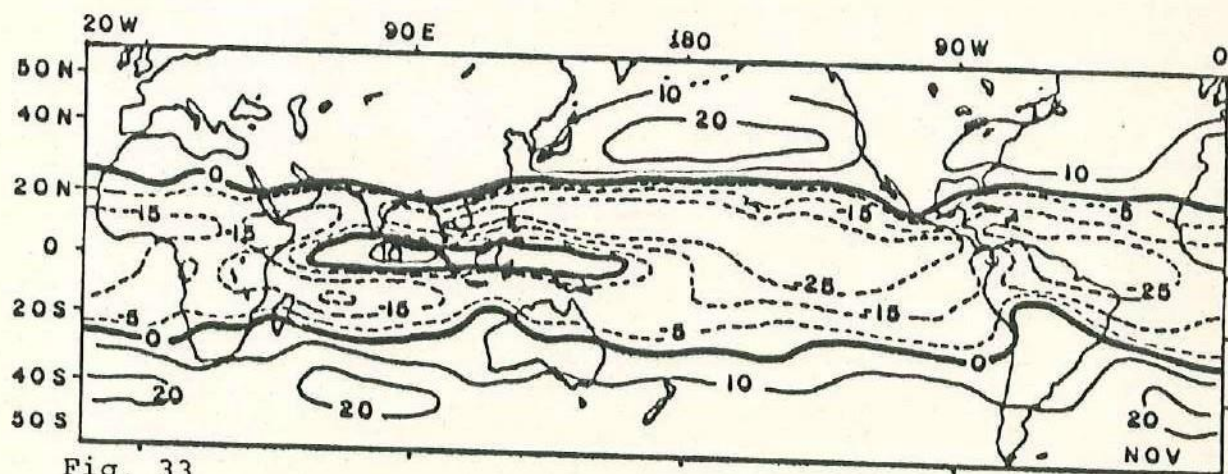


Fig. 33

Figs. 31, 32 y 33.- Promedios mensuales de otoño del F_z (Kg/m.s) $\times 10$. Para valores positivos el flujo es del oeste y para valores negativos el flujo es del este.

3.2.2 Distribuciones Latitudinales Globales de F_z .

Las gráficas de flujo zonal de vapor de agua (Figs. 34a, b y c) correspondientes al flujo total, 00 y 12 (THG) respectivamente, presentan un comportamiento muy semejante. Las características más sobresalientes existentes son: una banda de flujo del este que abarca desde los 30° norte a los 30° sur y flujo del oeste de los 30° hacia los polos en ambos hemisferios. El máximo flujo del este se presenta entre 10° y 15° norte y el máximo flujo del oeste se localiza entre 30° y 60° sur.

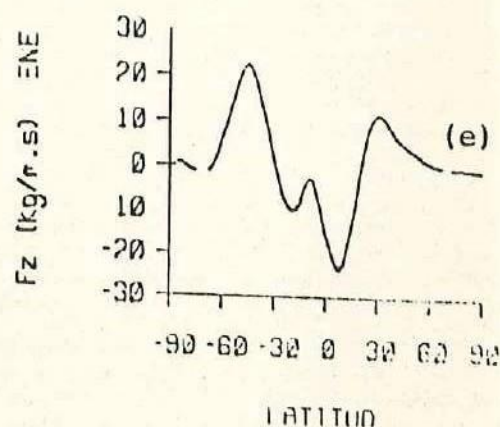
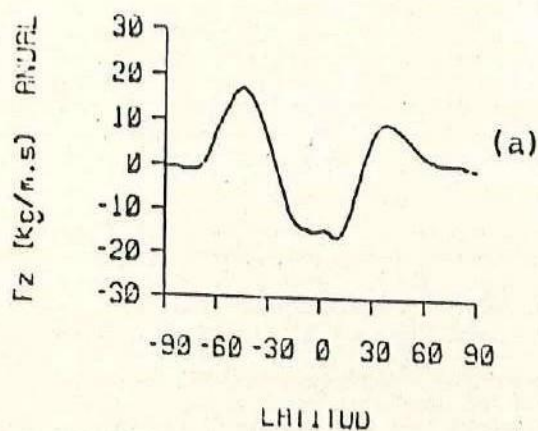
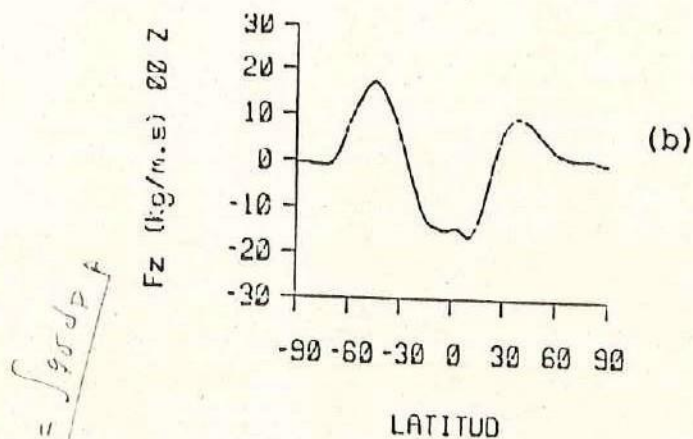
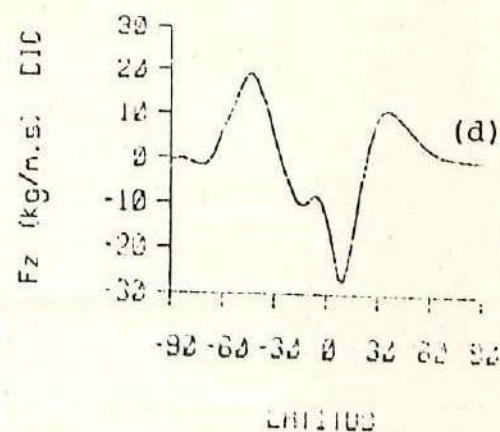
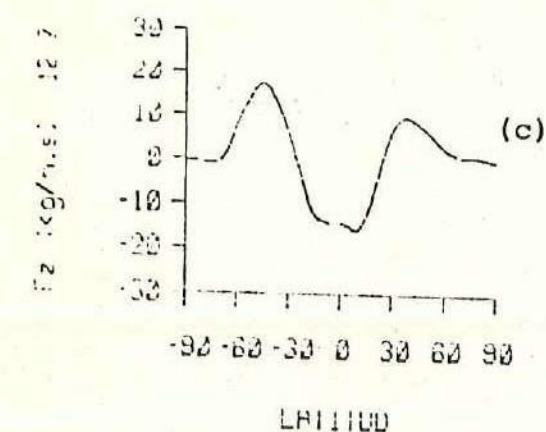
Durante los meses de invierno (Figs. 34d, e y f) del hemisferio norte la banda de flujo del este presenta algunas características muy notorias, tales como: dos máximos que representan un gran transporte zonal localizados alrededor del ecuador, observándose el máximo transporte entre 5° y 10° norte y el mínimo alrededor de los 5° sur. Fuera de los trópicos hacia latitudes altas el flujo es del oeste en ambos hemisferios, siendo mayor este flujo en el hemisferio sur, como se muestra en la tabla III.

Durante los meses de verano (Figs. 34j, k y l) del hemisferio norte, el comportamiento del flujo zonal de vapor de agua dentro del cinturón de flujo del este, se presenta en forma inversa respecto a los meses de invierno del Norte. Ahora el máximo flujo del este se tiene entre 5° y 10° sur y el mínimo se observa alrededor de los 5° norte (ver tabla III).

3.2.3 Distribuciones Latitudinales por Regiones.

Fz Global (0° - 360°) (Fig. 35a).

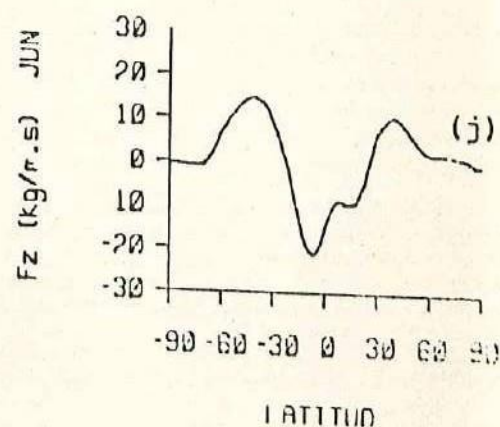
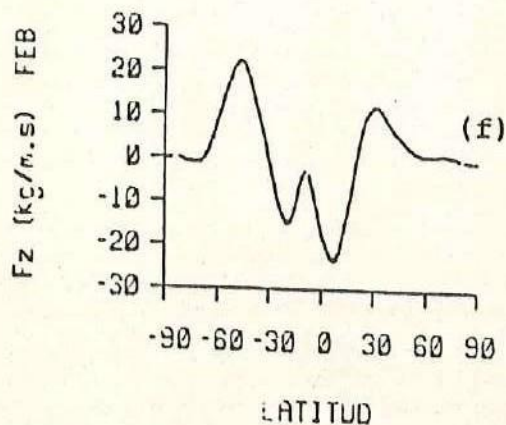
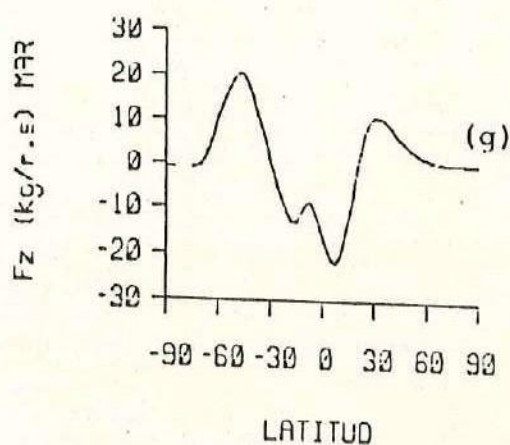
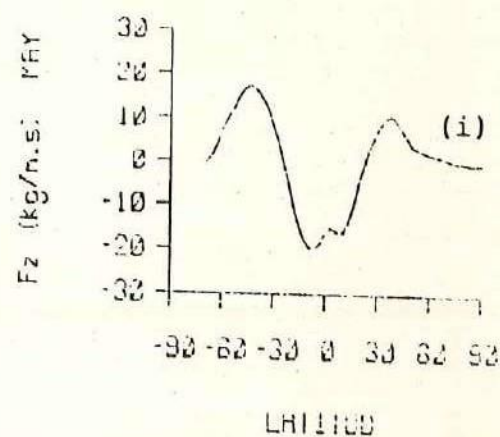
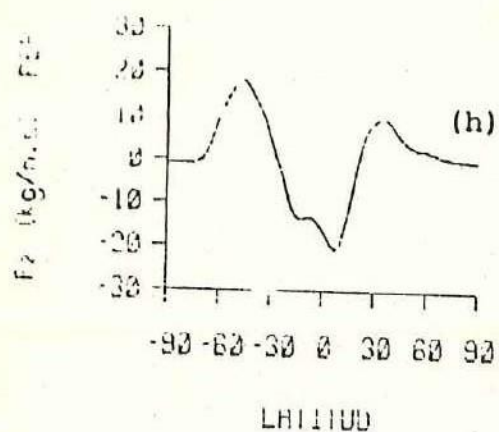
La distribución latitudinal de Fz para todo el globo se caracteriza por tener una banda de flujo del este muy bien definida para toda la región tropical comprendida entre 30° norte y 30° sur, observandose el máximo (>150 Kg/m.s) de este flujo entre 5° y 10° de latitud norte. Otra característica sobresaliente es que a partir de los 30° hacia altas latitudes, en ambos hemisferios, el flujo es totalmente del oeste, el cual presenta dos picos de máximo flujo alrededor de los 40° , tanto en uno, como en otro hemisferio, siendo de mayor magnitud el del hemisferio sur (ver SVP de tabla IV).



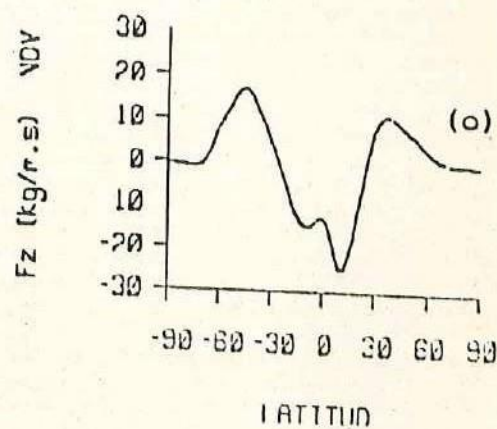
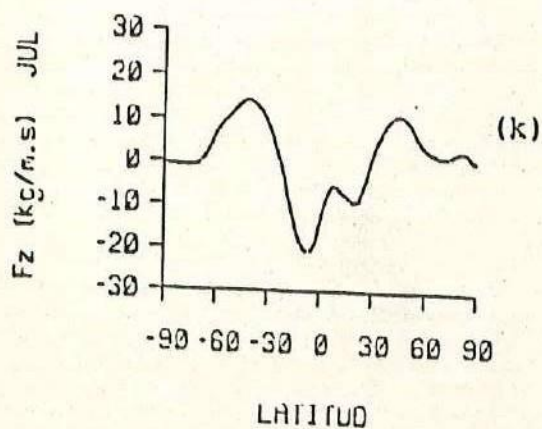
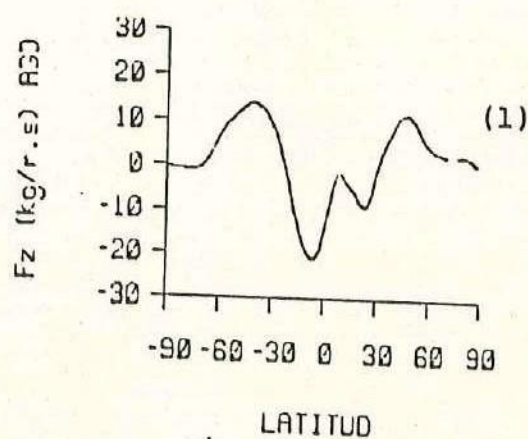
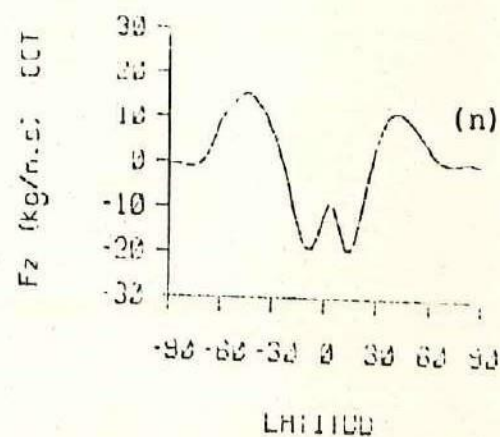
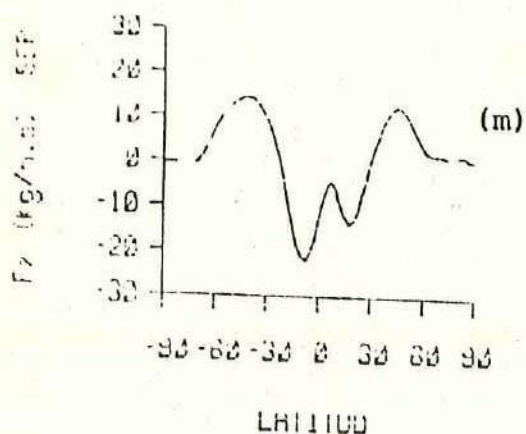
$$F_z = \int \rho \sin \theta \, d\theta \, d\phi$$

[$\frac{d}{dt} F_z]$

Figs. 34a - e.- Distribuciones latitudinales globales mensuales del F_z (Kg/m.s) x 10. Para valores --- positivos el flujo es hacia el este y para valores negativos el flujo es hacia el oeste.



Figs. 34f - j.- Distribuciones latitudinales mensuales del F_z (Kg/m.s) $\times 10$, Para valores positivos el flujo es hacia el este y para valores negativos el flujo es hacia el oeste.



Figs. 34k - o.- Distribuciones latitudinales mensuales del F_z (Kg/m.s) $\times 10$. Para valores positivos el flujo es hacia el este y para valores negativos el flujo es hacia el oeste.

Fz del Océano Pacífico (140° E - 90° O) (Figura 35b).

En términos generales, el comportamiento del flujo zonal en la región del Océano Pacífico es bastante similar a la distribución global, con solamente algunas pequeñas diferencias, tales como: el valor máximo de flujo del este característico de esta región es de 250 Kg/m.s, localizándose a los 10° de latitud norte y los dos picos de máximo flujo del oeste, son más homogéneos en cuanto a su magnitud.

Fz del Océano Índico Oeste (60° E - 70° E) (Fig. 35c).

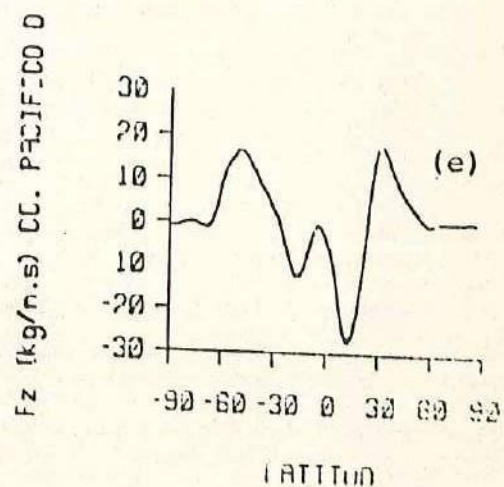
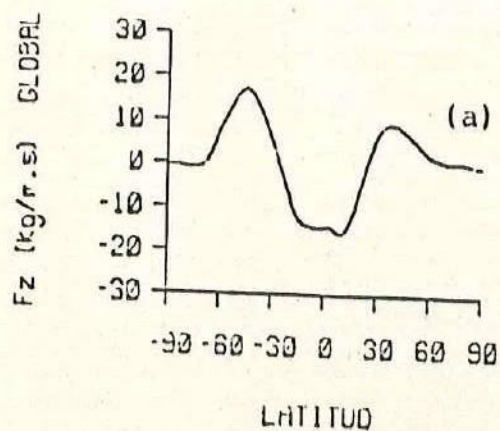
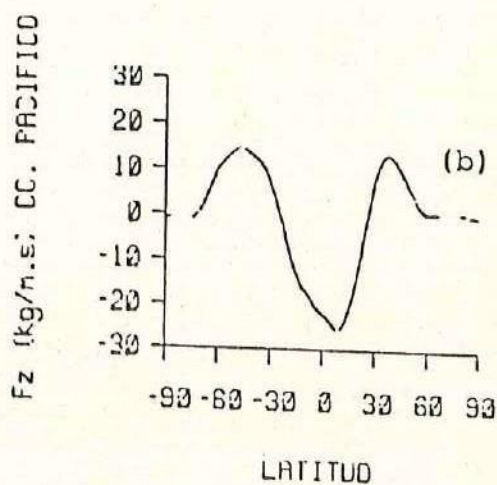
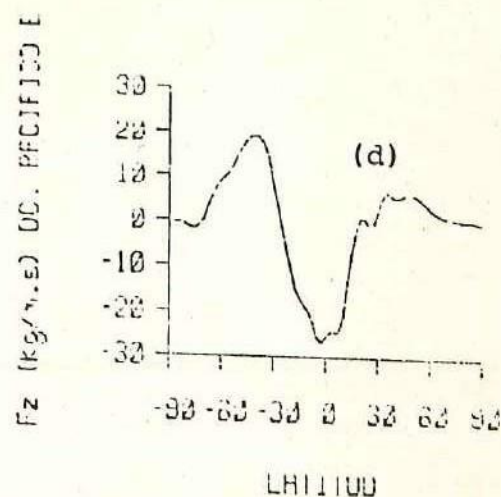
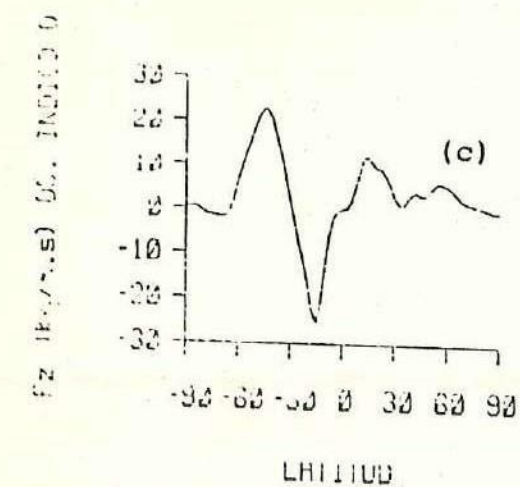
La región del Océano Índico del oeste presenta características distintas a la distribución del flujo zonal de la región del Pacífico. En la región tropical del Norte se tiene solamente flujo del oeste con valores máximos de 150 Kg/m.s. Mientras que la región tropical del Sur se caracteriza por tener flujo del este con un máximo de 250 Kg/m.s. De los 30° sur a los 60° sur se observa flujo del oeste con un máximo mayor de 200 Kg/m.s. Otra característica de esta región es que en el hemisferio norte se presenta solamente flujo del oeste (ver tabla IV).

Fz del Océano Pacífico Este (100° W - 110° W)
(Fig. 35d).

En esta región la distribución del flujo zonal es también bastante similar a la distribución global. Se presenta una banda de flujo del este para toda la región tropical y de los 30° hacia los polos el flujo es del oeste, con dos máximos a 40° en ambos hemisferios.

Fz del Océano Pacífico Oeste (140° E - 150° E)
(Fig. 35e).

La región tropical del Océano Pacífico oeste presenta dos picos muy marcados de máximo flujo del este a uno y otro lado de la línea ecuatorial, siendo de mayor magnitud (>250 Kg/m.s) el pico localizado a 10° de latitud norte. Por otro lado, el flujo del oeste localizado a partir de los 30° hacia latitudes altas, también presenta dos picos de máximo flujo con magnitudes menores de 200 Kg/m.s.



Figs. 35a - e.- Distribuciones latitudinales por regiones del Fz (Kg/m.s)x 10. valores positivos, flujo del oeste y valores negativos, flujo del este.

TABLA III.- FLUJO ZONAL DE VAPOR DE AGUA, Fz.

Suma de los valores promediados latitudinalmente

Fz	HEMISFERIO NORTE				HEMISFERIO SUR			
	STO	SAB	SVP	SVN	STO	SAB	SVP	SVN
ANUAL	-116	2306	1095	-1211	553	3006	1780	-1226
00 Z	-125	2318	1096	-1222	529	3017	1773	-1244
12 Z	-106	2293	1094	-1199	578	2997	1787	-1209
ENE	-273	2493	1110	-1383	984	2766	1875	-891
FEB	-248	2527	1139	-1387	728	3089	1908	-1181
MAR	-271	2423	1076	-1347	603	3217	1910	-1308
ABR	-294	2313	1009	-1303	627	3146	1886	-1259
MAY	-178	2148	984	-1163	354	3349	1851	-1497
JUN	240	2112	1176	-936	360	3167	1763	-1403
JUL	392	2190	1291	-899	308	3103	1706	-1397
AGO	515	2035	1275	-759	274	3098	1686	-1411
SEP	160	2287	1224	-1063	380	3214	1797	-1417
OCT	-210	2563	1176	-1386	540	3146	1843	-1303
NOV	-557	2870	1156	-1713	563	2935	1749	-1185
DIC	-535	2789	1127	-1662	804	2710	1757	-953

TABLA IV.- FLUJO ZONAL REGIONAL.

Suma de los valores promediados latitudinalmente

Fz	HEMISFERIO NORTE				HEMISFERIO SUR			
	STO	SAB	SVP	SVN	STO	SAB	SVP	SVN
GLOBAL	-116	2306	1095	-1211	553	3006	1780	-1226
OC PAC	-834	3212	1189	-2023	321	3329	1825	-1504
OC P O	-199	2907	1354	-1553	925	2231	1578	-653
OC P E	-582	2249	833	-1416	198	4063	2130	-1933
OC IND	1555	1562	1559	-3	598	3288	1943	-1345

STO = SUMA TOTAL

SAB = SUMA DE VALORES ABSOLUTOS

SVP = SUMA DE VALORES POSITIVOS

SVN = SUMA DE VALORES NEGATIVOS

3.3 Flujo meridional de vapor de agua, $\bar{m}$, integrado verticalmente.

En esta sección se presentan gráficas del promedio mensual global, distribuciones latitudinales mensuales, distribuciones latitudinales por regiones y tablas que contienen cantidades de los flujos integrados latitudinalmente.

3.3.1 Promedios Globales latitud/longitud de $\bar{m}$.

Media anual (Figs. 36, 37 y 38).

El flujo meridional anual (Fig. 36) muestra un patrón inhomogéneo con valores máximos del orden de 100 Kg/m.s. Sobre los océanos Pacífico y Atlántico, la presencia de giros anticiclónicos semi-permanentes pueden estar delineados por un flujo hacia el norte sobre el noroeste de ambos océanos, un flujo hacia el sur sobre el noreste de los océanos y lo contrario para los océanos del hemisferio sur. Los flujos mayores son encontrados sobre regiones continentales caracterizadas por climas tropicales, tales como: el Golfo de México, el sur de Brasil, al oeste del Océano Indico y al

sureste de la región de Asia.

Considerando los mapas de las 00 (Fig. 37) y 12 (TMG) (Fig. 38), solamente pequeñas diferencias pueden ser observadas, especialmente sobre Brasil, el sur de Africa y sobre la región central del Océano Pacífico tropical donde ligeros valores grandes son encontrados. Sin embargo, las características de gran escala no difieren mucho.

Debido a las características tan inhomogeneas del comportamiento del flujo meridional, se ha determinado escoger un patrón descriptivo distinto respecto al utilizado con el flujo zonal y agua precipitable. Por lo cual, aquí se escoje solamente las estaciones de invierno y verano, respectivamente.

Promedio mensual de invierno (Figs. 39, 40 y 41).

Durante el invierno del hemisferio norte, en las regiones del océano Indico del Norte, Indonesia, Centro y Sudamérica, se presentan flujos del norte considerables del orden de 150 Kg/m.s. siendo particularmente más notorios en los meses de Enero y Febrero. Casi en su totalidad la región oeste del Océano Indico se caracteriza por tener un flujo hacia

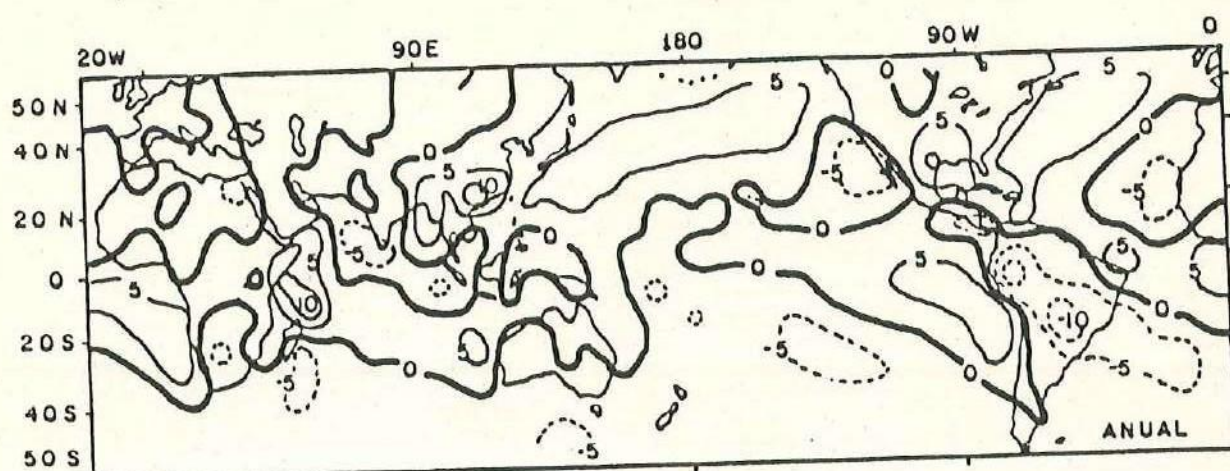


Fig. 36

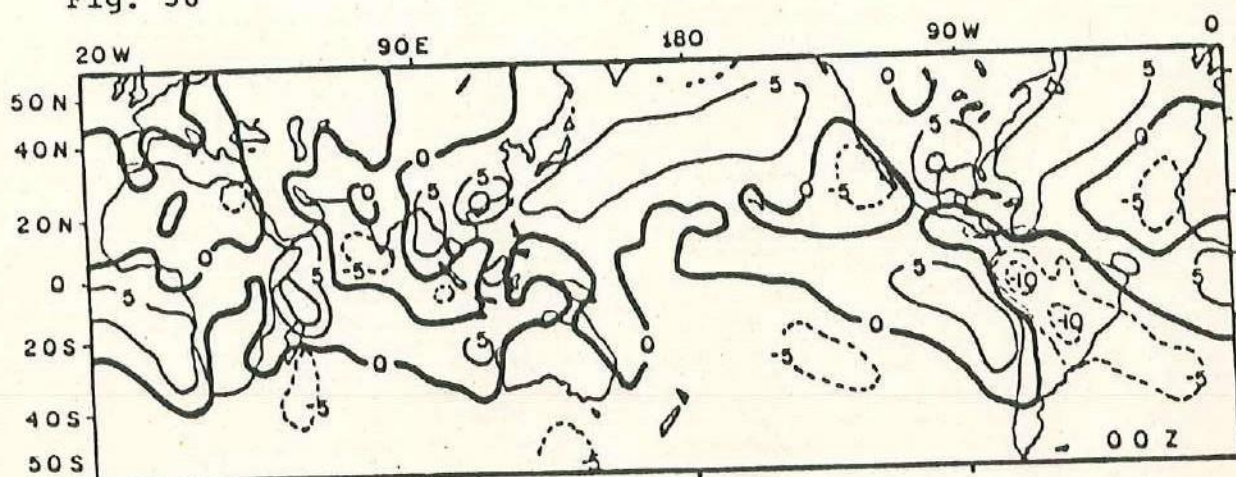


Fig. 37

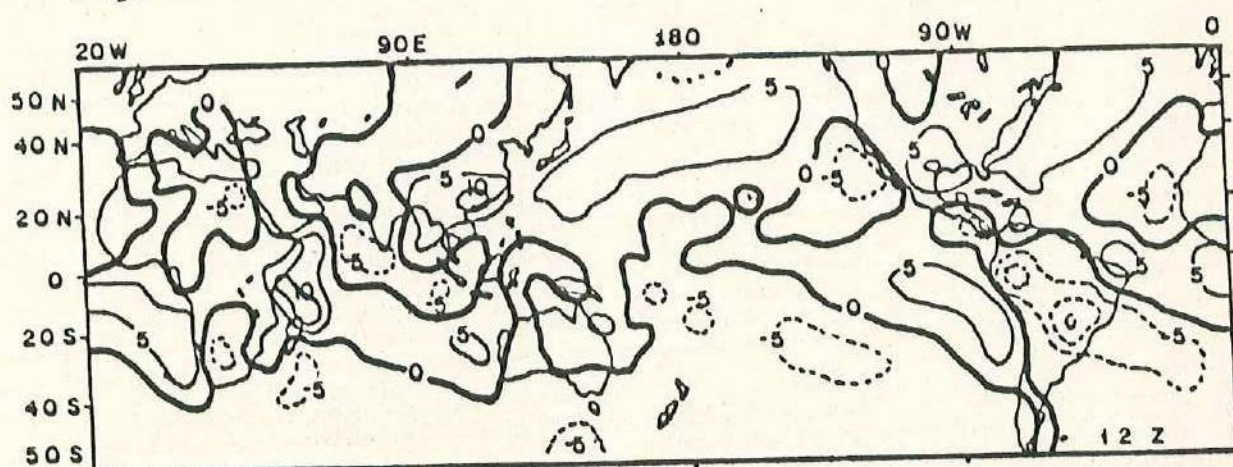


Fig. 38

Figs. 36, 37 y 38.- Promedios globales del F_m (Kg/m.s) $\times 10$. Para valores positivos el flujo es hacia el norte y para valores negativos el flujo es hacia el sur.

el sur y en la parte este de esta misma región el flujo es hacia el norte. El Océano Pacífico Central también presenta un flujo no muy fuerte del norte y de la misma forma se observa para la mayor parte de la costa occidental de Sudamérica.

Promedio mensual de verano (Figs. 45, 46 y 47).

Durante el verano del hemisferio norte, la característica más sobresaliente es el flujo hacia el norte sobre el oeste del Océano Índico, con valores máximos del orden de 300 Kg/m.s. Es también, interesante hacer notar el fuerte gradiente del flujo observado sobre el sur del continente Asiático, al este de la India con un gran flujo hacia el sur y un fuerte flujo hacia el norte al sureste de Asia. La región sureste y central de Norte América es también caracterizada por un considerable flujo hacia el norte del orden de 150 a 200 Kg/m.s. La región del suroeste de México presenta una banda de flujo del sur con valores del orden de 500 Kg/m.s, la cual solo se interrumpe durante los meses de primavera.

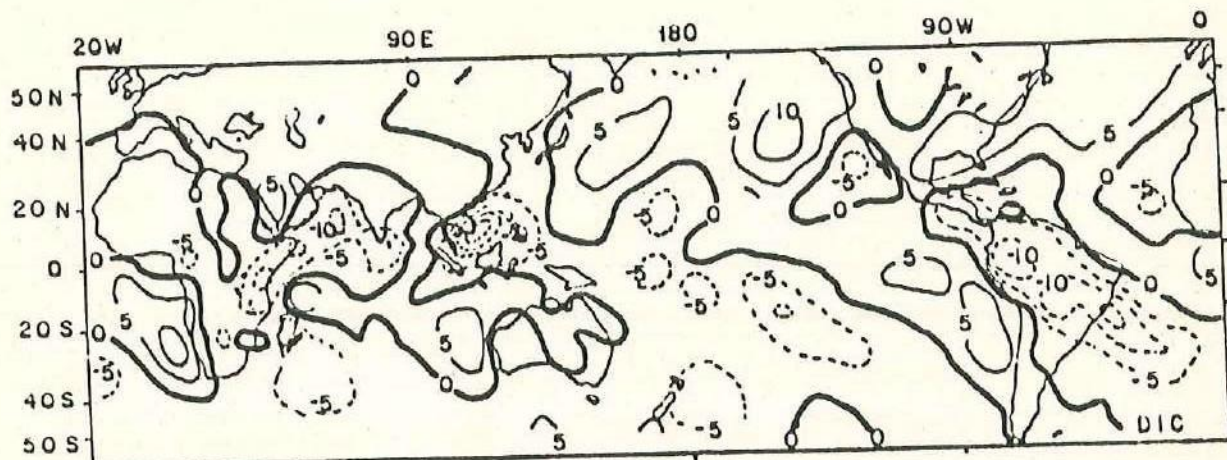


Fig. 39

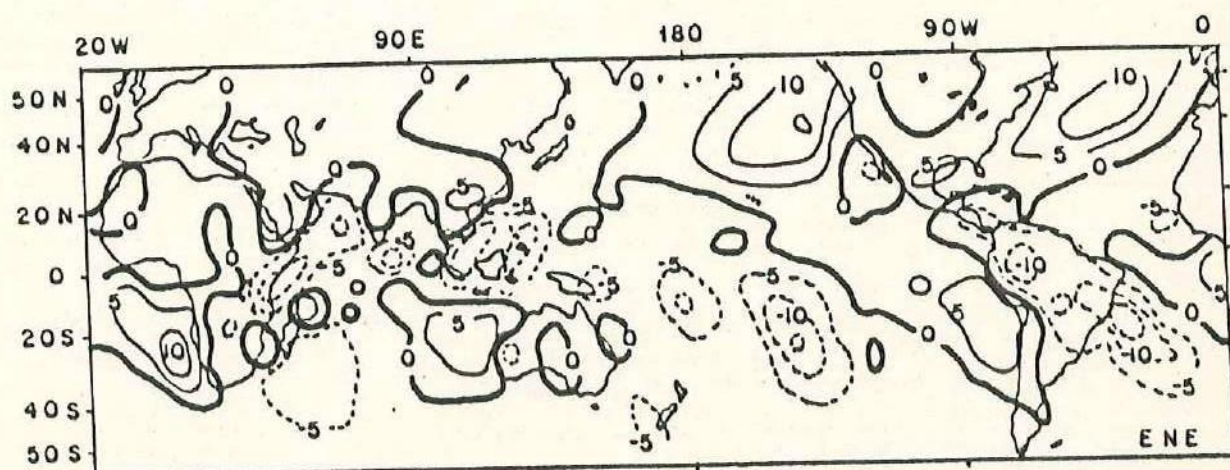


Fig. 40

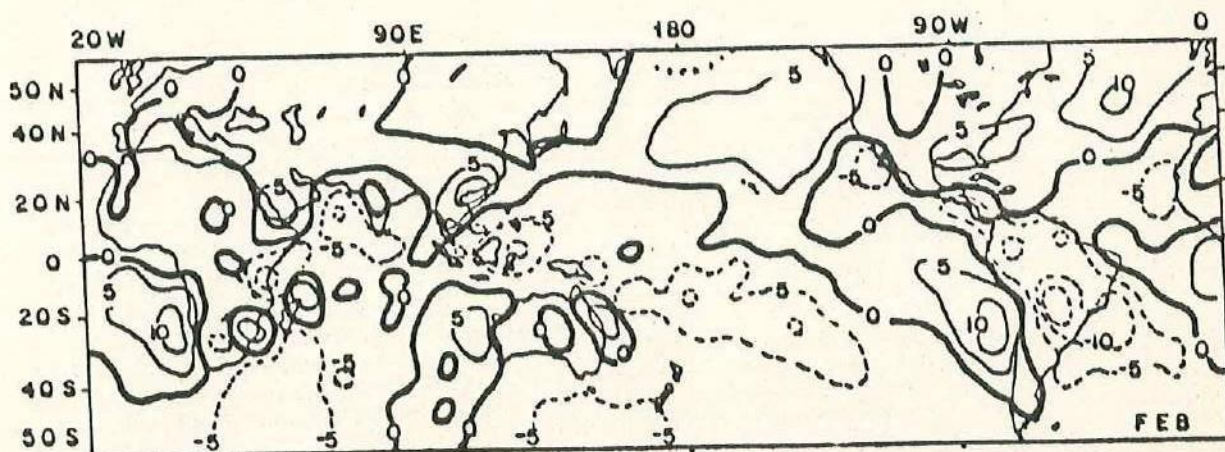


Fig. 41

Figs. 39, 40 y 41.- Promedios mensuales de invierno del Fm. (Kg/m.s) $\times$ 10. Para valores positivos el flujo es hacia el norte y para valores negativos es hacia el sur.

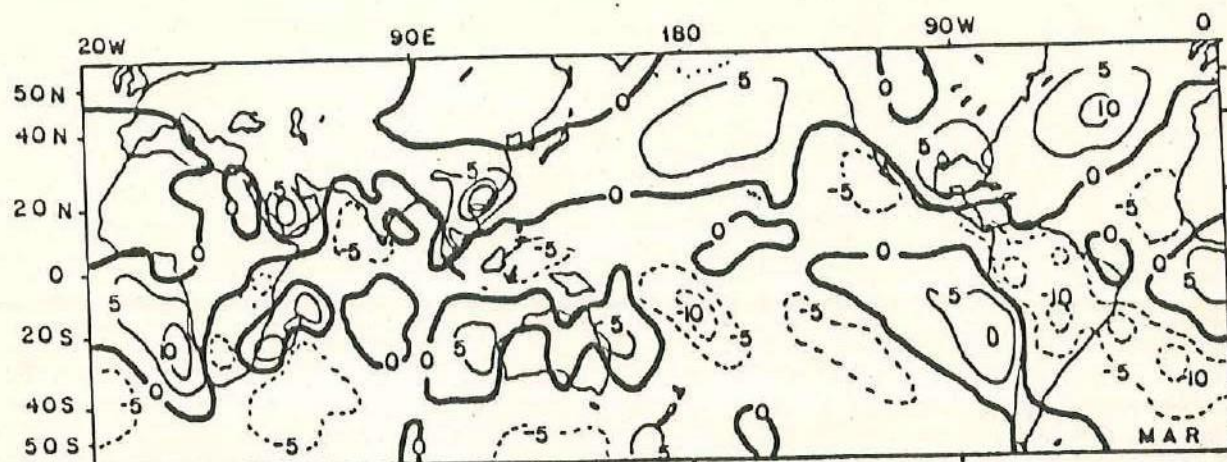


Fig. 42

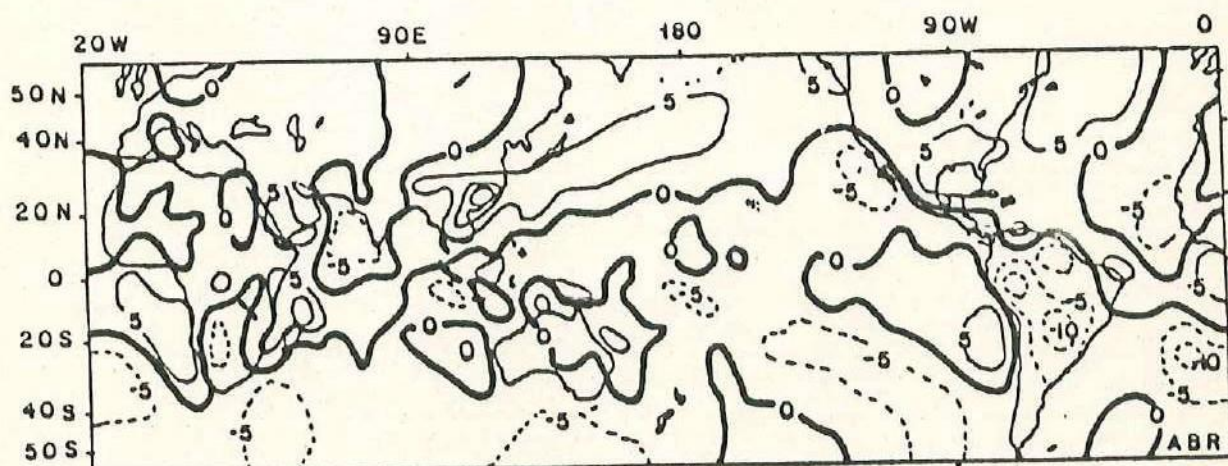


Fig. 43

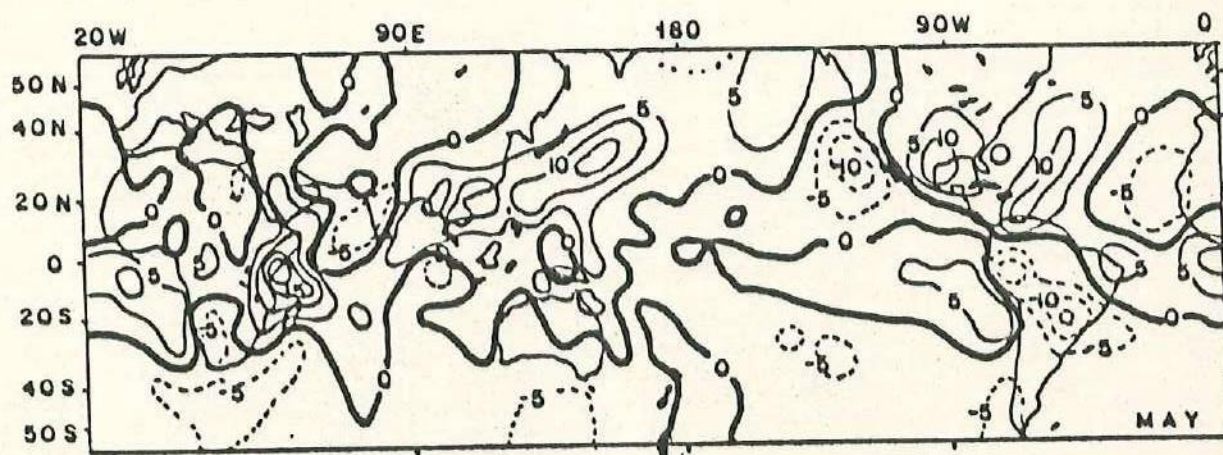


Fig. 44

Figs. 42, 43 y 44.- Promedios mensuales de primavera del Fm ($\text{Kg/m.s} \times 10$). Para valores positivos el flújo es hacia norte y para valores negativos es hacia el sur.

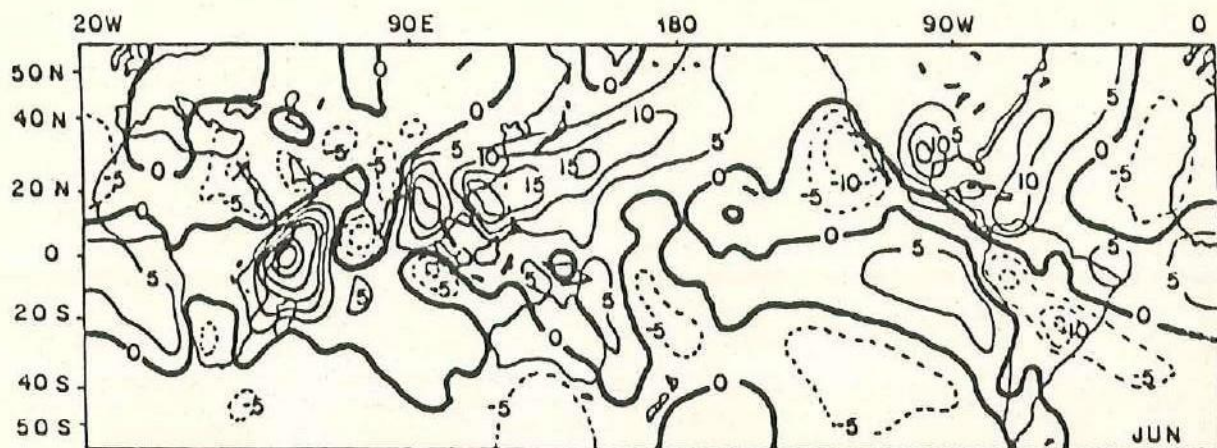


Fig. 45

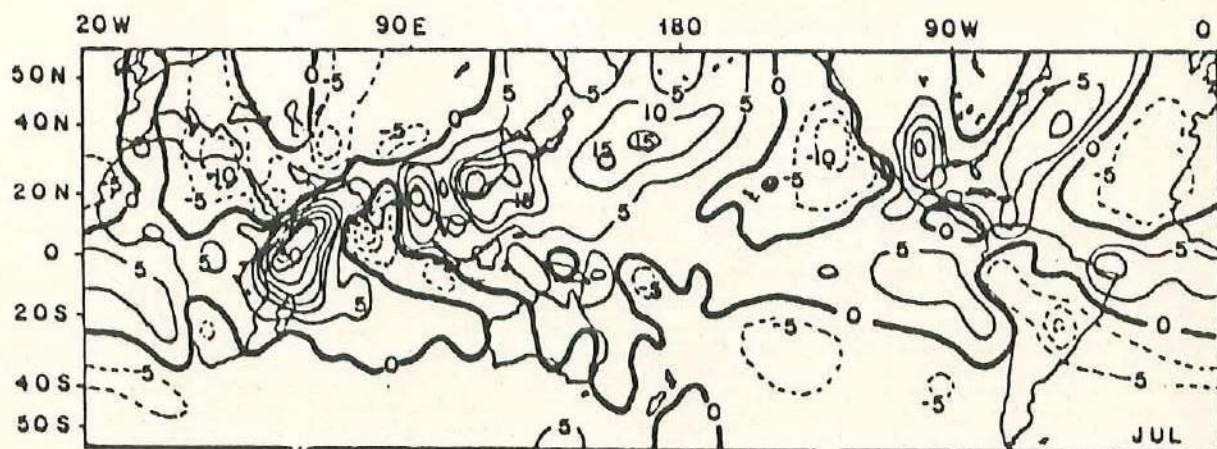


Fig. 46

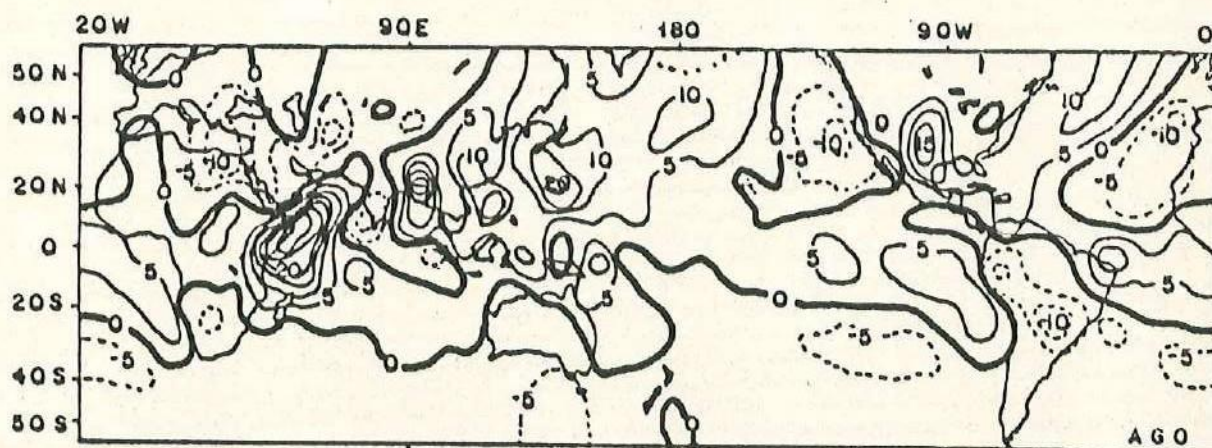


Fig. 47

Figs. 45, 46 y 47.- Promedios mensuales de verano del Fm (Kg/m.s) $\times 10$. Para valores positivos el flujo es hacia el norte y para valores negativos es hacia el sur.

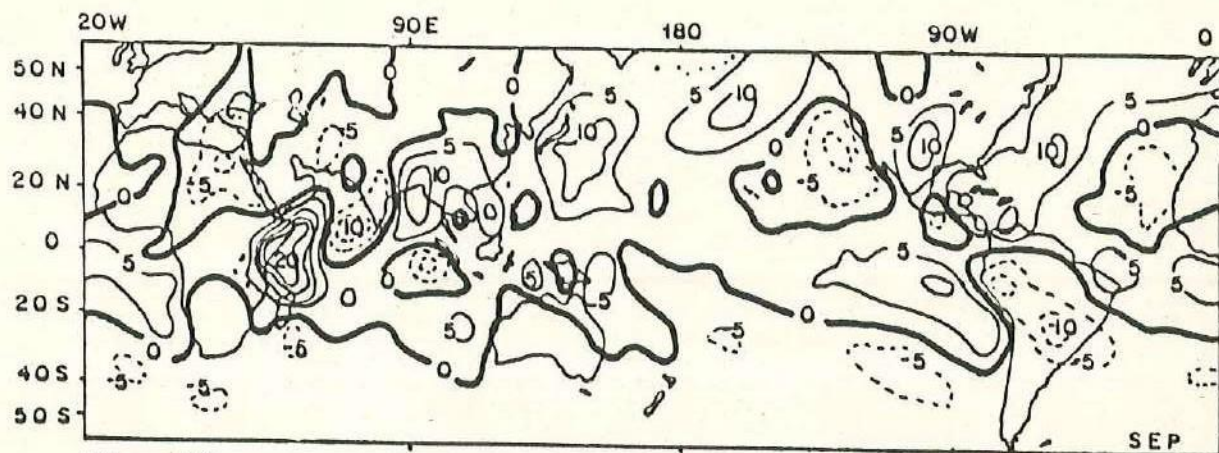


Fig. 48

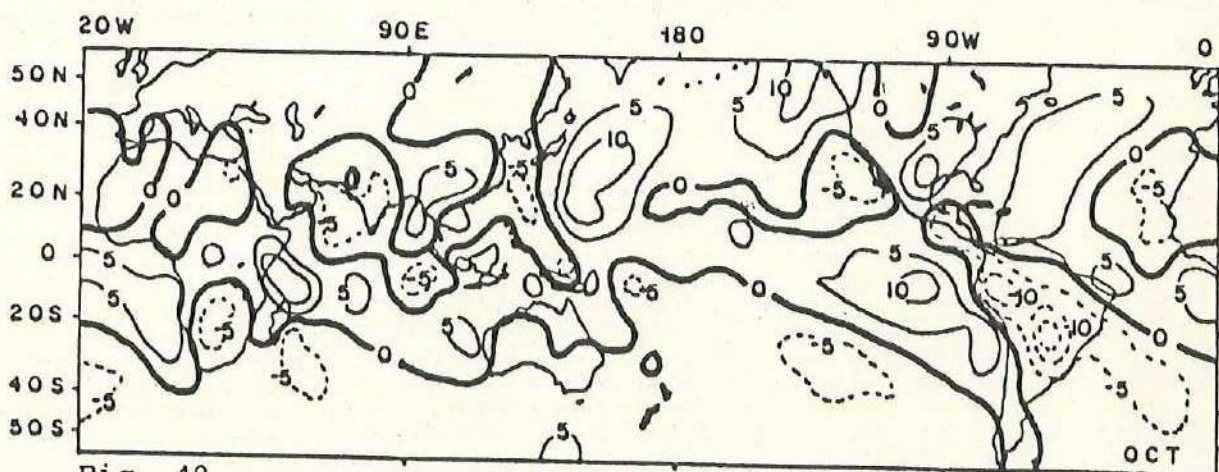


Fig. 49

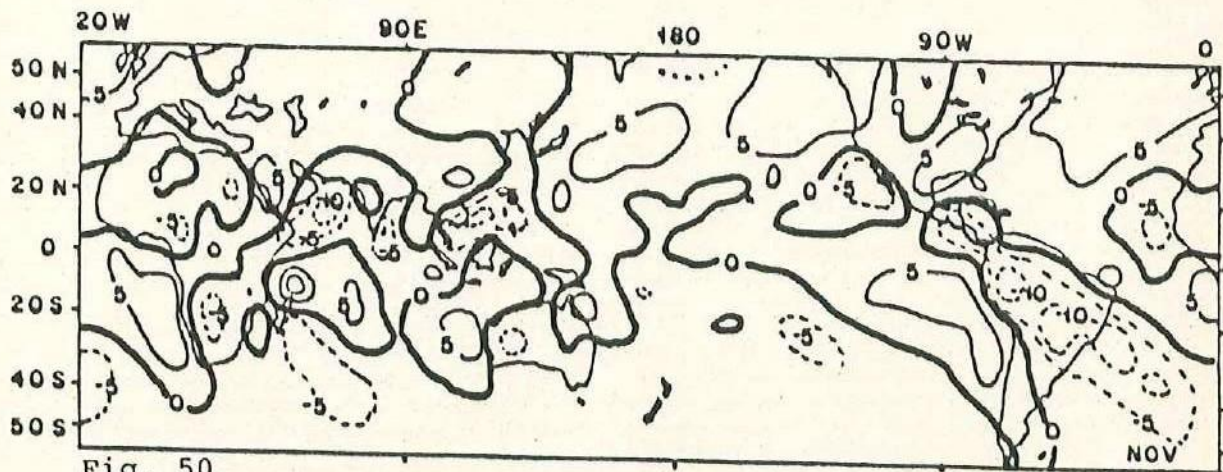


Fig. 50

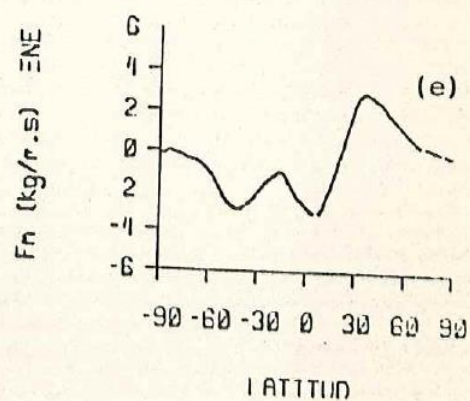
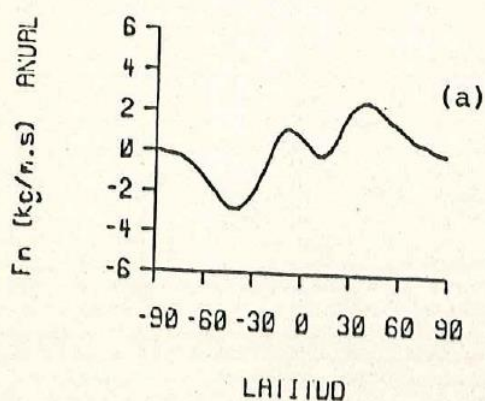
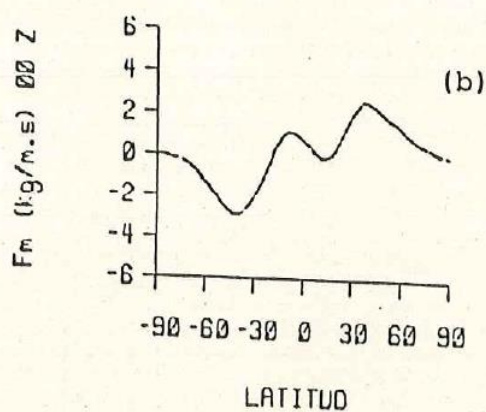
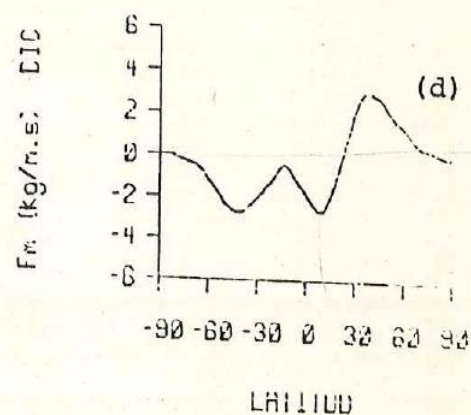
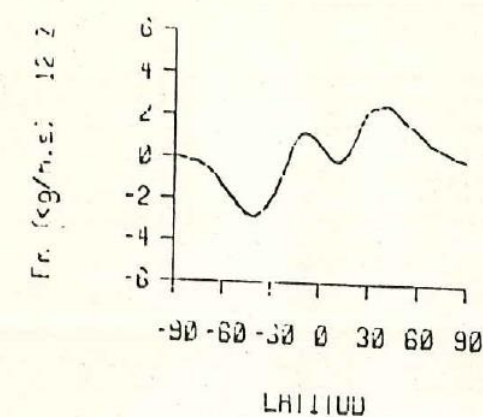
Figs. 48, 49 y 50.- Promedios mensuales de otoño del F_m ($Kg/m.s$) $\times 10$. Para valores positivos el flujo es hacia el norte y para valores negativos es hacia el sur.

3.3.2 Distribuciones Latitudinales Globales de Fm.

El flujo meridional anual promediado longitudinalmente (Fig. 51a) muestra una mayor cantidad de flujo del sur. Desde los 20° de latitud sur hacia el norte, todo el flujo es proveniente del sur y, desde los 20° sur hacia la región antártica, el flujo es del norte. Los máximos flujos tanto del sur como del norte se localizan entre 30° y 40° de latitud, en ambos hemisferios. Los valores mínimos se presentan a los 20° sur, 10° norte y sobre las regiones polares.

Las Figs. 51b y 51c correspondientes a las 00 y 12 (TMG) son muy semejantes al flujo anual y no se aprecian diferencias.

Durante los meses de invierno del Norte (Figs. 51d, e y f), el promedio longitudinal del flujo del norte de vapor de agua presenta características comunes en cuanto a su distribución latitudinal. Para este mismo flujo se observan dos máximos, uno a 40° S y el otro a 10° N con una disminución muy notoria localizada a 15° de latitud sur. Otra característica sobresaliente de este flujo es que desde los 20° de latitud norte hacia las regiones polares del hemisferio



Figs. 51a - e,- Distribuciones latitudinales globales mensuales del F_n (Kg/m.s) $\times 10$ Para valores --- positivos es flujo es hacia el norte y para --- valores negativos el flujo es hacia el sur.

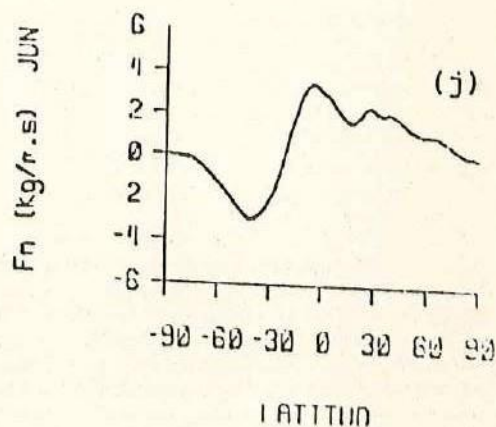
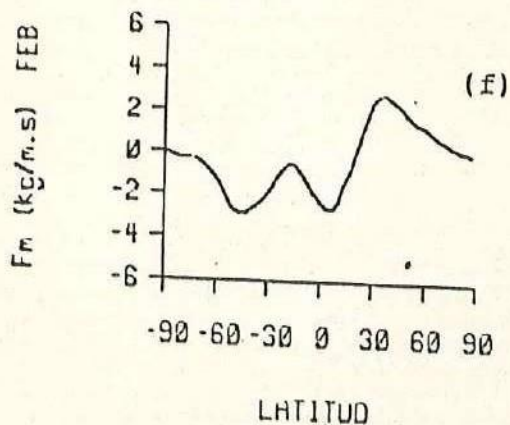
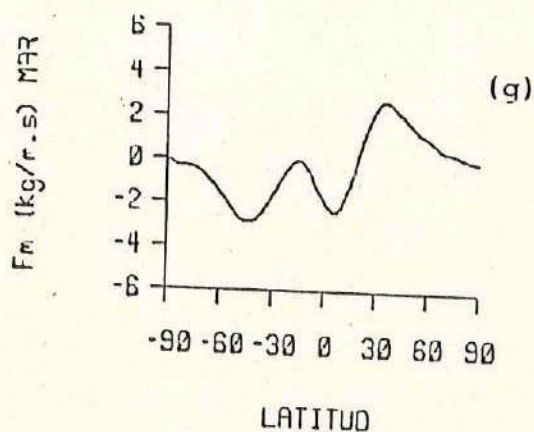
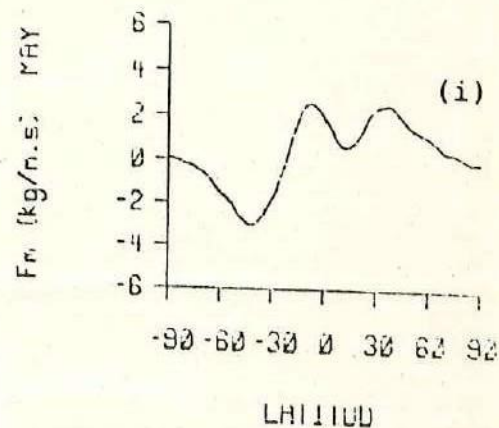
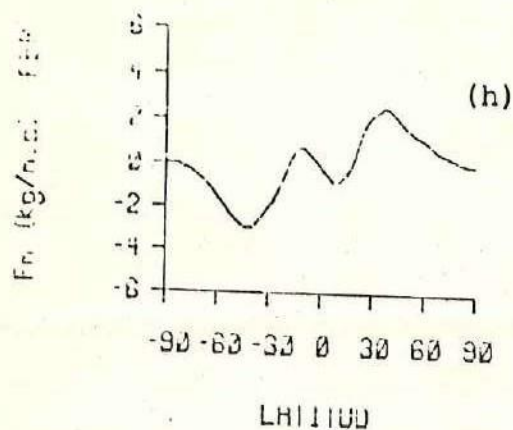
sur todo el flujo es proveniente del norte. (ver SVP de tabla V). Para el flujo del sur, se observa un máximo a 40° de latitud norte y desde aproximadamente 20° norte hacia la región Ártica todo el flujo es del sur.

Por otro lado durante el verano del Norte (Figs. 51j, k y l), el comportamiento de los flujos es notoriamente inverso respecto al invierno. Ahora la mayor cantidad del flujo de vapor de agua se concentra desde los 20° sur hacia el polo norte, donde el flujo dominante es del sur, observándose su máximo sobre la región ecuatorial. El máximo flujo del norte se localiza sobre los 40° de latitud sur y desde los 20° sur hacia latitudes altas del hemisferio sur todo el flujo es del norte.

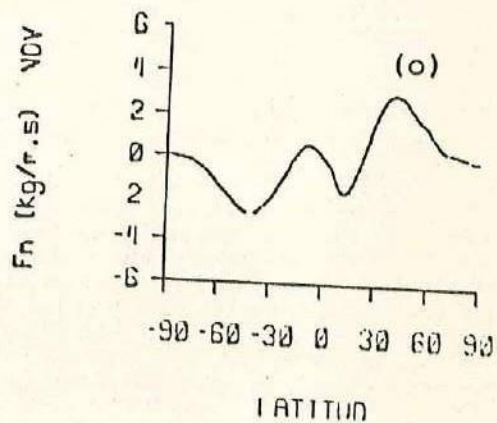
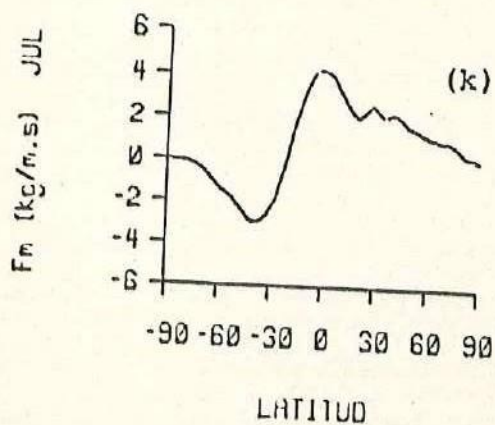
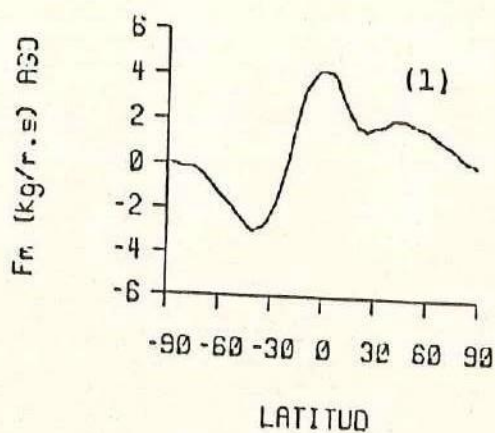
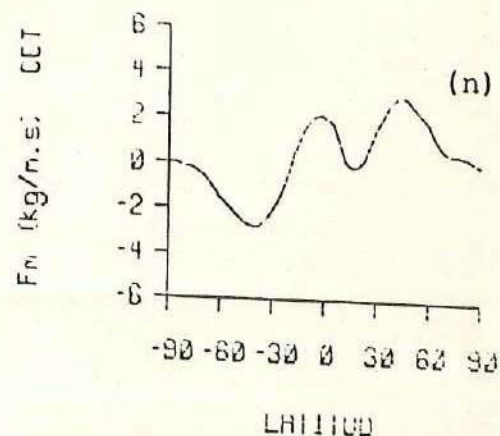
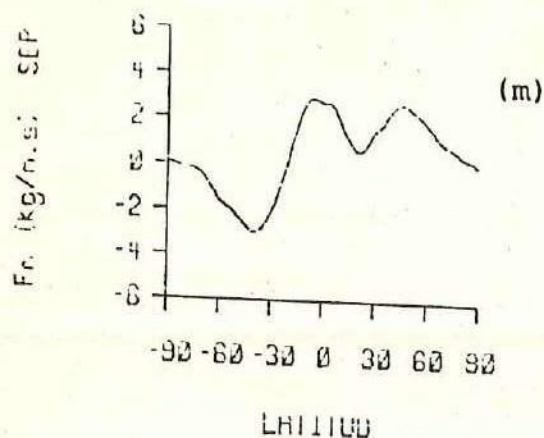
3.3.3 Distribuciones Latitudinales por Regiones.

En Global (0° - 360°) (Fig. 52a).

La distribución global del flujo meridional zonalmente promediado muestra dos regiones muy bien definidas donde domina solamente un tipo de flujo, a partir de los 20° sur hacia latitudes altas del



Figs. 51f - j.- Distribuciones latitudinales mensuales del F_m (Kg/m.s) $\times 10$ Para valores positivos el flujo es hacia el norte y para valores negativos el flujo es hacia el sur.



Figs. 51k - o.- Distribuciones latitudinales mensuales del F_m (Kg/m.s) $\times 10$. Para valores positivos el flujo es hacia el norte y para valores negativos el flujo es hacia el sur.

hemisferio norte se observa solo flujo del sur, con dos picos de máximo transporte, uno a 10° sur y el otro a 40° norte y, a 20° norte y en las regiones polares se localizan los valores más bajos. El flujo del norte es dominante a partir de los 20° sur hacia altas latitudes del hemisferio sur observándose su máximo transporte a los 40° sur.

Fm del Océano Pacífico (140° E - 90° W) (Fig. 52b).

La distribución del transporte meridional de vapor de agua para esta región es bastante similar a la distribución global, solamente que aquí se encuentra flujo débil del norte entre 10° y 20° norte y el valor máximo del flujo del sur observado es del orden de 50 Kg/m.s a los 35° N aproximadamente.

Fm del Océano Indico Oeste (60° E - 70° E) (Fig. 52c).

Esta región presenta características distintas a las anteriores en cuanto a la distribución latitudinal del transporte meridional de vapor de agua. flujo del norte se observa en ambos hemisferios y su valor máximo ($>50 \text{ Kg/m.s}$) se encuentra a 15° norte. Desde el ecuador hasta 40° norte y, a partir de los 20° sur hacia latitudes altas del hemisferio sur, se observa

solamente flujo del norte. La distribución latitudinal de flujo del sur va desde el ecuador hasta los 20° sur y desde los 40° norte hacia las regiones polares del Norte. su valor máximo se observa a los 10° sur y es del orden de 40 Kg/m.s.

Fm del Océano Pacífico Este ($100^{\circ} \text{ W} - 110^{\circ} \text{ W}$)
(Fig. 52a).

De latitudes medias hacia los polos, en ambos hemisferios, el flujo es del norte y, a partir de los 20° sur hasta los 50° norte, se presenta solamente flujo del sur con dos picos de máximo transporte, uno a los 5° sur del orden de 70 Kg/m.s y el otro esta situado sobre los 35° norte con una magnitud de 60 Kg/m.s. El máximo transporte de flujo del norte observado se presenta sobre los 35° sur y es menor de 50 Kg/m.s.

Fm del Océano Pacífico Oeste ($140^{\circ} \text{ E} - 150^{\circ} \text{ E}$)
(Fig. 52e).

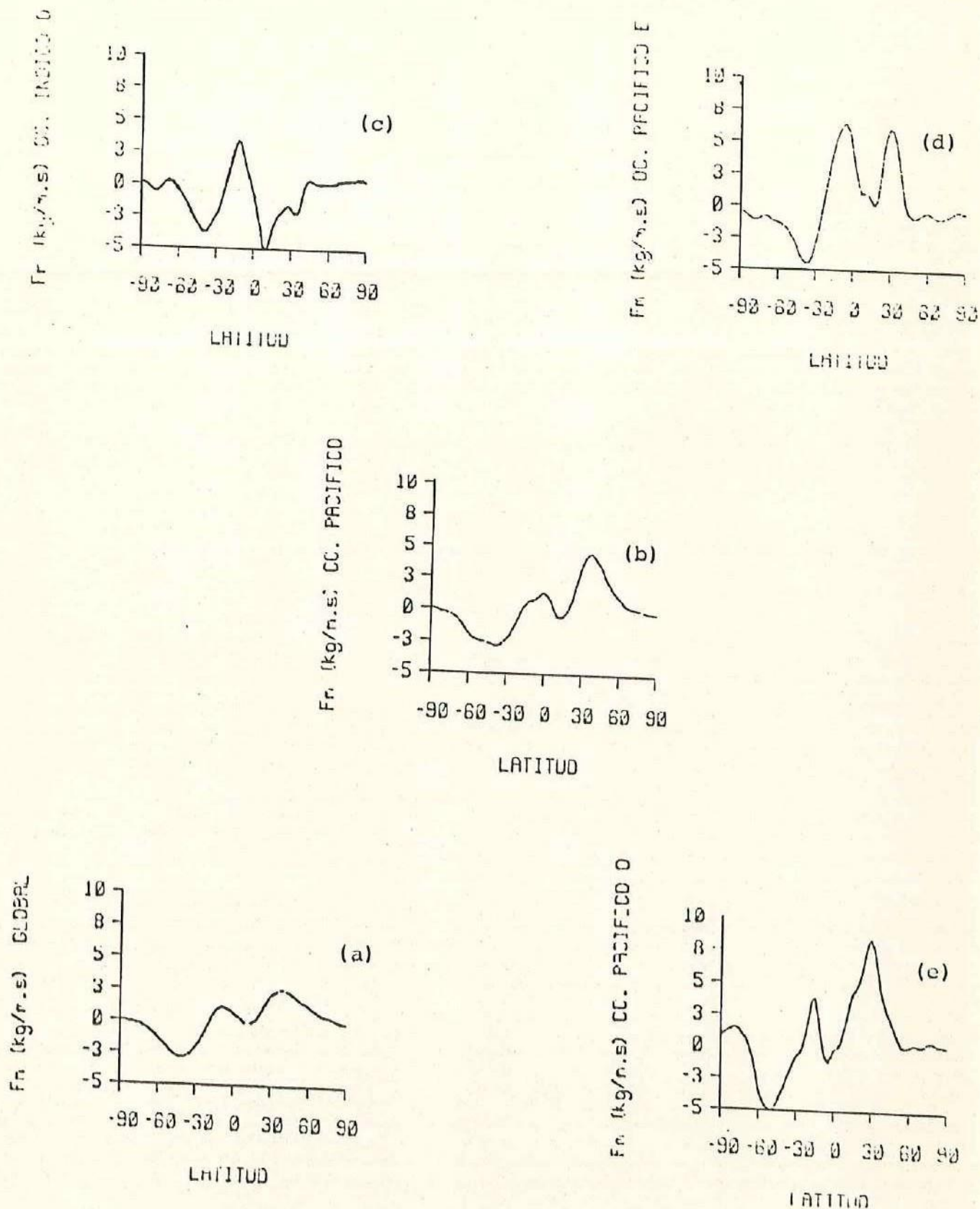
El transporte más fuerte de flujo del sur se observa sobre los 30° de latitud norte y es del orden de 90 Kg/m.s. La distribución latitudinal de este flujo en el hemisferio norte es a partir de los

5° norte hacia las regiones polares y también presentándose, pero con menor intensidad, entre los 5° y 20° sur y desde los 70° sur hacia la región Ártica. Por otro lado, el flujo del norte se presenta entre 5° sur y 5° norte con valores muy bajos y entre 20° y 70° sur con magnitudes mayores a los 50 Kg/m.s.

Para una mayor claridad de lo antes descrito se presenta una suma latitudinal de los valores promediados, los cuales se encuentran contenidos en la tabla VI.

NOTA

Solo por motivos de comparación se repite la gráfica de la distribución anual global, tanto en las distribuciones mensuales como en las regionales y de igual forma se realiza en las tablas de valores sumados latitudinalmente.



Figs. 52a - e.- Distribuciones latitudinales por regiones del F_m (Kg/m.s) $\times 10$ valores ---- positivos, flujo hacia el norte y valores negativos, flujo hacia el sur.

TABLA V.- FLUJO MERIDIONAL DE VAPOR DE AGUA, Fm.

Suma de los valores promediados latitudinalmente

Fm	HEMISFERIO NORTE				HEMISFERIO SUR			
	STO	SAB	SVP	SVN	STO	SAB	SVP	SVN
ANUAL	412	414	413	- 1	-296	443	73	- 369
00 Z	405	407	406	- 1	- 280	442	71	- 371
12 Z	418	421	419	- 1	- 292	443	75	- 368
ENE	180	571	376	- 195	- 513	513		- 513
FEB	235	850	393	- 157	- 483	483		- 483
MAR	213	496	354	- 141	- 438	438		- 438
ABR	324	396	360	- 36	- 354	428	36	- 391
MAY	466	466	466		- 191	552	180	- 372
JUN	573	573	573		- 140	595	227	- 367
JUL	709	709	709		- 89	636	273	- 362
AGO	695	695	695		- 98	622	262	- 360
SEP	585	585	585		- 183	564	190	- 373
OCT	490	493	492	- 1	- 252	510	129	- 381
NOV	313	471	392	- 79	- 332	395	31	- 364
DIC	201	555	378	- 177	- 441	443	1	- 442

TABLA VI.- FLUJO MERIDIONAL REGIONAL.

Suma de los valores promediados latitudinalmente

Fm	HEMISFERIO NORTE				HEMISFERIO SUR			
	STO	SAB	SVP	SVN	STO	SAB	SVP	SVN
GLOBAL	-412	414	413	- 1	- 296	443	73	- 369
OC PAC	503	542	522	- 19	- 356	491	67	- 423
OC P O	887	889	888	- 1	- 239	756	258	- 497
OC P E	395	592	493	- 98	- 53	964	455	- 508
OC IND	-317	495	89	- 406	- 185	541	178	- 363

STO = SUMA TOTAL

SAB = SUMA DE VALORES ABSOLUTOS

SVP = SUMA DE VALORES POSITIVOS

SVN = SUMA DE VALORES NEGATIVOS

CAPITULO IV

4 DISCUSIONES

4.1 Agua precipitable, AP.

4.1.1 Promedios mensuales latitud/longitud.

En primera instancia, tenemos que el vapor de agua está concentrado en los trópicos, decreciendo hacia latitudes altas y con solamente pocas excepciones, los análisis nos muestran un continuo decrecimiento de AP desde las regiones ecuatoriales, donde se presentan los valores máximos, hacia latitudes altas en ambos hemisferios. Esta distribución de vapor de agua, es comprensible debido principalmente a que en los trópicos se presenta la mayor evaporación de los océanos (Reyes y Ramírez, 1987) debido a que la

capacidad de la atmósfera a retener vapor de agua depende fuertemente de la temperatura (Palmén, 1967). El contenido de humedad en la atmósfera está estrechamente relacionado con la temperatura del aire y por lo tanto, es máximo en verano y en latitudes bajas. Existen sin embargo excepciones evidentes a ésta regla de carácter general, como son por ejemplo: las zonas desérticas situadas en los trópicos, en los cuales el efecto orográfico o la circulación atmosférica son los principales controladores.

En general el patrón de distribución de AP es latitudinal; sin embargo se observan grandes asimetrías en la distribución zonal de AP, estas ocurren sobre las grandes cadenas montañosas importantes y sobre las regiones desérticas, las cuales reflejan la topografía y las condiciones secas asociadas con estas regiones. También en latitudes tropicales, la atmósfera del Pacífico este (en la vecindad de los 110° W) es menos húmeda que sobre el Pacífico oeste, indicando el control que ejercen las celdas de alta presión semipermanente dominantes localizadas en el Océano Pacífico del Norte y del Sur, así como la celda de Walker. Sumado a esto, las deflexiones de las isolíneas cerca de las costas este y oeste de los continentes está provocada por la fisiografía y la

presencia de corrientes oceánicas calientes y frías.

La distribución sobre el hemisferio sur es prácticamente latitudinal, debido principalmente a que los océanos cubren mayor espacio que los continentes. Los valores bajos de AP se observan como se esperaba sobre regiones subpolares y son de un orden menor de 10 mm, esto está asociado a las bajas temperaturas de estas regiones y a la poca capacidad receptora de la atmósfera fría. La cantidad de AP sobre áreas desérticas es considerablemente más pequeña que el correspondiente promedio zonal, debido principalmente a la fuerte subsidencia. Estos efectos son muy pronunciados en las porciones este de los anticiclones semipermanentes localizados en los subtrópicos de ambos hemisferios.

Los efectos de las montañas en la distribución de vapor de agua atmosférico son mostrados por áreas secas relativamente y frecuentemente con valores por debajo de los 10 mm. Los efectos de la topografía y el contraste tierra-mar en el hemisferio sur, son mostrados por el desplazamiento latitudinal de la isolínea de los 20 mm hacia latitudes bajas.

Las variaciones estacionales de AP tienden a ser

más prominentes sobre los continentes en latitudes medias. Esto es evidente particularmente en el hemisferio norte, donde el contenido de humedad es más grande en verano que en invierno a cualquier latitud, con cambios grandes ocurriendo en la zona de los 20° - 30° de latitud. Los efectos determinantes de los continentes en las variaciones estacionales, son debidos principalmente porque estos tienen mayores variaciones estacionales de temperatura que los océanos (Nieuwolt, 1970). Esto en el caso particular de la zona latitudinal antes mencionada, la cual recibe cantidades muy grandes de radiación solar durante los meses de verano. Estos cambios también pueden estar asociados con circulaciones monzónicas ocurrentes sobre la India, al sureste de Asia, África central y la de América. lo anterior explica por que se tiene una mayor variación estacional en el hemisferio norte que en el Sur. Por otro lado, las variaciones estacionales sobre la zona ecuatorial no son muy pronunciadas.

La disminucíón en la cantidad de AP en latitudes altas del hemisferio norte, en los meses de invierno, podría ser debido a la influencia de la invasión de masas de aire frías y secas de origen continental y a que a menor temperatura, implica un menor capacidad de retención de vapor de agua por parte de la atmósfera.

4.1.2 Distribuciones latitudinales mensuales de AP.

Las distribuciones latitudinales de AP nos dan una idea a grandes rasgos del contenido de humedad en la atmósfera, mostrando un patrón simple de distribución con valores máximos cercanos al ecuador. Estos máximos son debidos a los efectos causados por una alta evaporación (Reyes y Ramírez, 1986) y evapotranspiración llevados a cabo en latitudes bajas y también, por la prevalecencia de masas de aire calientes las cuales pueden contener grandes cantidades de vapor de agua.

Estacionalmente, los perfiles en su mayor parte son simétricos con respecto a la curva anual. Estos muestran máximos en las regiones ecuatoriales con una ligera migración estacional dentro del hemisferio donde es verano y también un decrecimiento monotónico a latitudes polares con un gradiente inclinado en los subtrópicos. En forma global los perfiles reflejan una variabilidad inter-mensual grande excepto sobre el ecuador.

La distribución latitudinal de AP mostrada en las figuras 17a-o concuerda con los resultados obtenidos

por Chen (1985), pero solamente para los meses de verano donde su valor máximo obtenido se localiza en la región ecuatorial del norte, mostrando una distribución muy similar a la obtenida en este trabajo. En los meses de invierno no se concuerda con Chen, pues el obtiene en su distribución, el valor máximo en la región ecuatorial del norte, aunque en las demás latitudes la cantidad de AP es mayor en el hemisferio sur que en el Norte. Sin embargo, Chen atribuye sus discrepancias en el hemisferio sur, con otros trabajos como el de Howarth (1983), debido a que éste último subestimó los datos analizados por el 'Australian World Meteorological Center'. Mientras que, los resultados obtenidos por Peixoto y Oort (1983) son muy similares a lo encontrado en este trabajo respecto a la estación de invierno y verano.

4.1.3 Distribuciones latitudinales por regiones.

Las distribuciones latitudinales para las distintas regiones nos muestran a groso modo un comportamiento muy similar a la curva anual global en cuanto a su distribución, pero son distintas en magnitud (Fig. 53). El valor máximo observable de

todas las regiones es para el Océano Pacífico oeste y se presenta en la zona ecuatorial del norte corroborando con esto lo encontrado en otros estudios similares, donde se observa que en las partes oeste y ecuatorial de los océanos tienen generalmente valores altos de humedad (Chen, 1985). Estas regiones dependen de las masas de aire prevalecientes; esto está claramente demostrado por las grandes diferencias estacionales observables en humedad sobre las áreas monzónicas.

4.2 Flujo zonal de vapor de agua

4.2.1 Promedios mensuales latitud/longitud.

El flujo zonal de vapor de agua refleja el comportamiento planetario de la circulación general en los bajos niveles atmosféricos. Así, de este modo el patrón general del viento zonal superficial es consistente con la distribución del transporte zonal medio del vapor de agua: del oeste en latitudes medias y del este en la zona tropical (Ramírez, 1985).

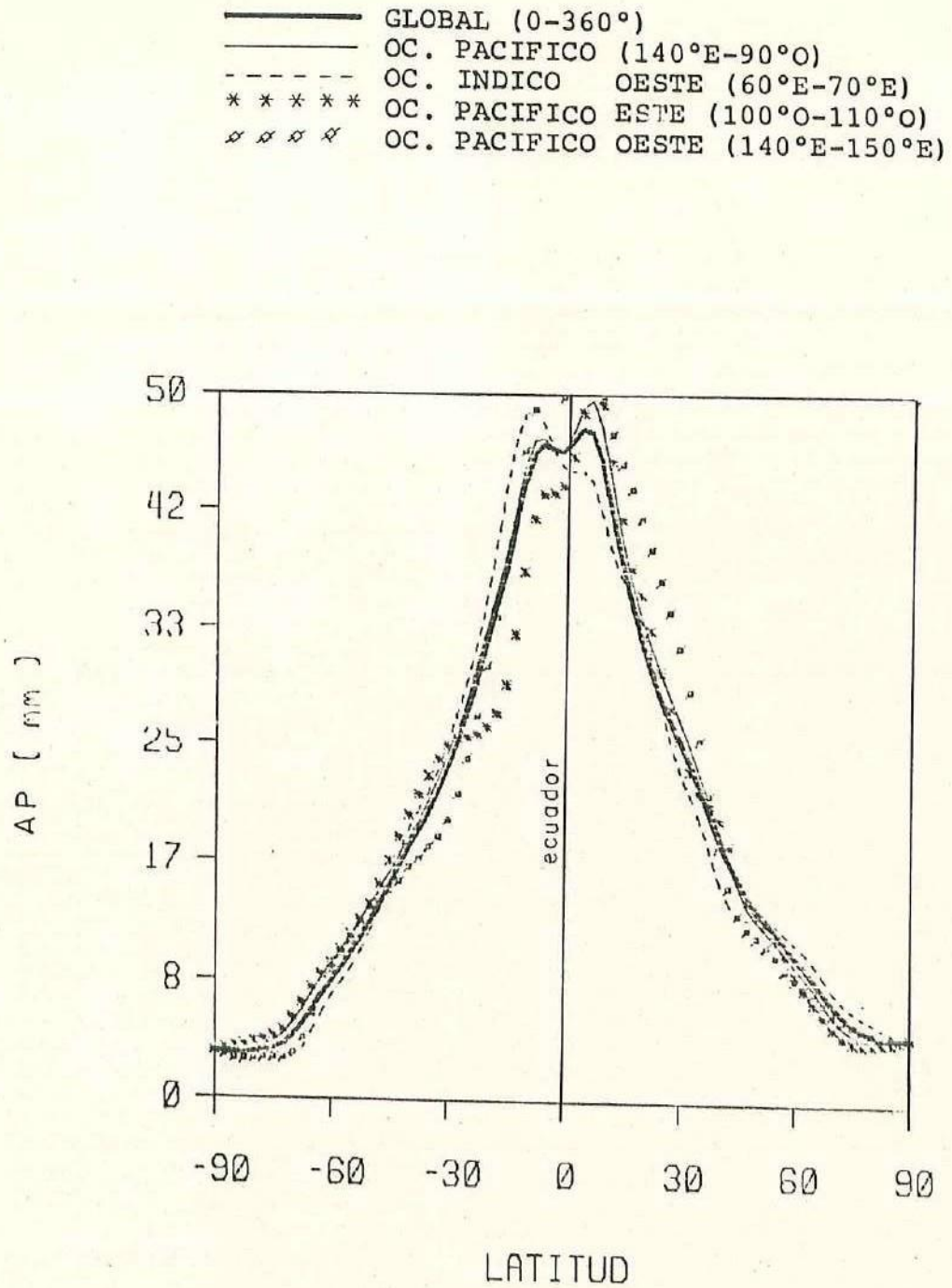


Fig. 53.- Distribución latitudinal de AP (mm).

La distribución de los vientos prevalecientes determinan la concentración de partículas de vapor de agua en una gran extensión acumulándolas en distribuciones latitudinales. Esta distribución zonal se convierte particularmente importante, debido a que los vientos tienden a tener características zonales por lo que los vientos del este en los trópicos son la causa del transporte hacia el oeste y los vientos del oeste en latitudes medias producen el transporte hacia el este. Sin embargo, los flujos del oeste presentes sobre Asia subtropical y tropical en la media anual resultan de la fuerte influencia del monzón de verano, donde la zona de flujo del este es interrumpida sobre algunas áreas continentales, tales como: la India que en la estación de verano esta asociada con la circulación monzónica.

Los campos del Fz no cambian substancialmente con la estación, excepto por un desplazamiento de la zona de flujo del este hacia el norte, en los análisis de los mapas de junio, julio y agosto. Un movimiento menos pronunciado hacia el sur en los mapas de diciembre, enero y febrero. Esta oscilación inter-mensual está acompañada por una intensificación de los campos del Fz, principalmente en la estación de

invierno en asociación con las variaciones de la circulación alrededor de los anticiclones subtropicales. La isolínea de cero coincide con la localización media de los centros de los anticiclones subtropicales en ambos hemisferios (Chen, 1985).

4.2.2 Distribuciones latitudinales del Fz.

Estas distribuciones suman a grandes rasgos las características principales del transporte zonal de vapor de agua en la atmósfera. En cada hemisferio, el flujo es del oeste de latitudes medias a altas, con valores máximos alrededor de los 40° de latitud, esto puede estar fuertemente respaldado por la presencia de la corriente de chorro localizada en esta latitud y a una altura aproximada de 200 milibares (Palmén y Newton, 1969). El valor máximo del hemisferio sur es mayor que el del hemisferio norte. En latitudes tropicales y ecuatoriales, el flujo es hacia el oeste con una distribución bimodal. La configuración bimodal del Fz es asociada con la radiación solar y con los vientos prevaletientes (Peixóto y Oort, 1983).

El flujo del oeste en latitudes medias resulta de

las circulaciones a lo largo de los frentes polares y a lo largo de las fronteras polares de los anticiclones subtropicales. En regiones polares, esta puede ser alguna evidencia para el flujo débil hacia el oeste, principalmente asociado con las bajas subpolares semipermanentes.

Las distribuciones del Fz, tanto de Chen (1985) como de Peixóto y Oort (1983) son compatibles con las aquí presentadas, donde se encuentra que los máximos de invierno y verano son comparables en el hemisferio norte. En los trópicos el máximo del flujo zonal migra desde los trópicos del Norte en invierno, a los trópicos del hemisferio sur en la estación de verano.

5.2.3 Distribuciones latitudinales por regiones del Fz.

Los perfiles del Fz de las distintas regiones, son muy similares a la curva anual global en cuanto a su distribución pero son distintos en cuanto a magnitud (ver la Fig. 54). Excepto para la curva referente a la región del océano Indico, la cual está fuertemente influenciada por la circulación monzónica característica de esa zona.

————— GLOBAL (0-360°)
 ————— OC. PACIFICO (140°E-90°O)
 - - - - - OC. INDICO OESTE (60°E-70°E)
 * * * * * OC. PACIFICO ESTE (100°O-110°O)
 x x x x x OC. PACIFICO OESTE (140°E-150°E)

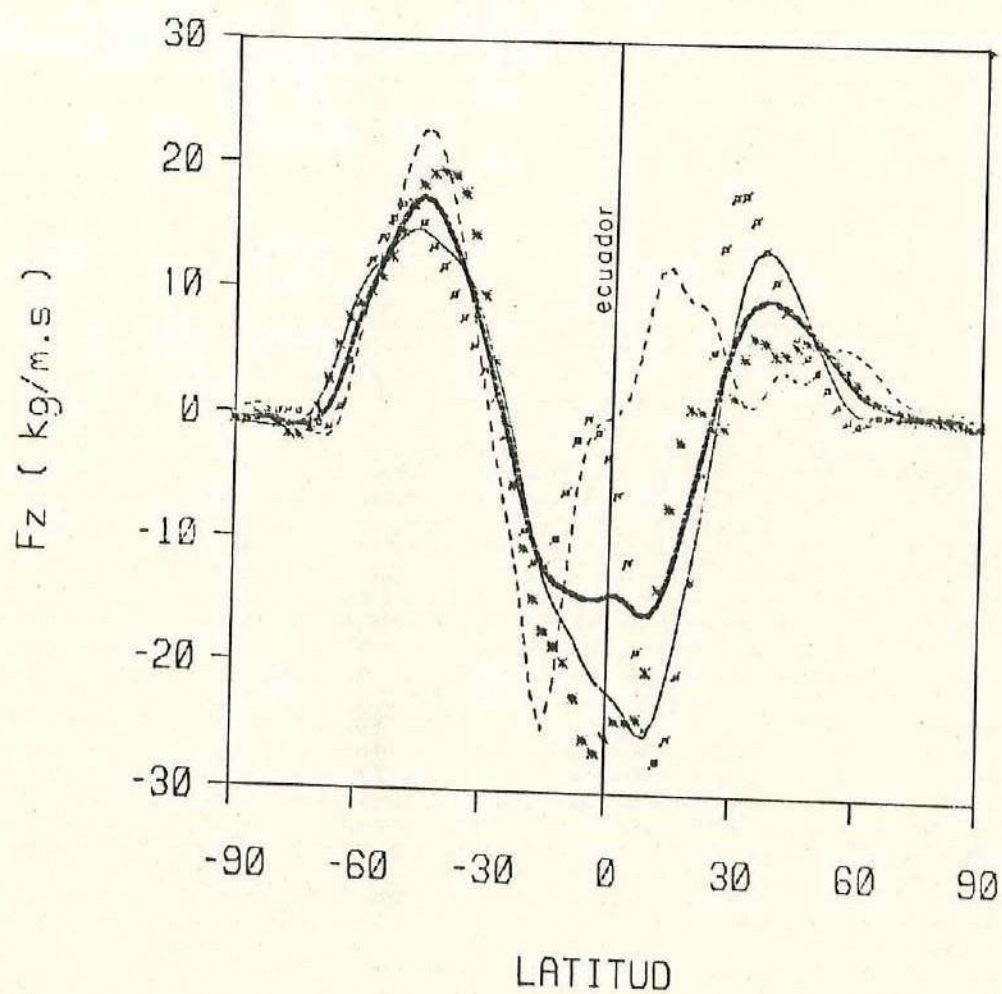


Fig. 54.- Distribución latitudinal del F_z .

En general, los resultados evidencian las características de gran escala de la circulación general de la atmósfera; hacia el oeste en la región tropical y hacia el este de latitudes medias hacia las regiones polares, en ambos hemisferios.

4.3 Transporte meridional del vapor de agua.

4.3.1 Promedios mensuales latitud/longitud.

La distribución del vapor de agua (P_m) revela detalles considerables y esta distribución no es tan simple como la observable en los campos del P_z . Ellos reflejan las características principales de la circulación general y también muestra los efectos de la inhomogeneidad de la superficie terrestre, tales como el contraste tierra-mar y variaciones de la topografía, los valores del P_m son entre dos y tres veces más pequeños que los correspondientes valores del flujo zonal. No obstante, los flujos meridionales son esenciales para el balance de agua sobre la tierra.

Los centros más intensos de los campos del $\bar{h}_m$ son observados sobre los océanos y sobre las márgenes de los continentes.

Aunque la distribución del $\bar{h}_m$ de vapor de agua no es tan simple, sobre las regiones de latitudes medias éste es predominantemente hacia los polos durante todo el año. Este transporte principalmente está acompañado por sistemas baroclínicos asociados con el frente polar, tales como bajas subpolares y anticiclones subtropicales los cuales provocan una fuerte influencia sobre las penetraciones de flujo del norte observadas en la costa occidental de América del Sur y en la costa este de América, desde aproximadamente 5° S hacia el norte (Chen, 1985).

La variabilidad inter-mensual está asociada con los movimientos y cambios en la intensidad de la celda de Hadley, las secciones bajas de ésta celda son muy efectivas en el transporte de humedad dentro de la zona intertropical de convergencia (ZITC) (Oort, 1979). Durante los meses de junio, julio y agosto, los efectos del monzón son muy intensos sobre la India y al sureste de Asia. Durante estos mismos meses que corresponden a la estación de verano, se muestra un considerable flujo a través de la zona ecuatorial del sur a la del

hemisferio norte y un flujo opuesto, o sea del Norte hacia el hemisferio sur para el invierno. Sin embargo, para las condiciones medias anuales, se observa un flujo neto de humedad a través del ecuador hacia el norte. Además que el hemisferio sur tiene más superficie oceánica, lo cual genera mayor evaporación que a su vez propicia mayor humedad atmosférica la cual tiende a ser distribuida homogéneamente y en consecuencia el flujo neto es del sur hacia el norte sobre el ecuador, como se muestra en las evaluaciones hechas en la tabla V. Obteniendo para verano cantidades del orden de 1650 Kg/m.s (flujo hacia el norte) y para invierno de -821 Kg/m.s (flujo hacia el sur) dando como resultado un flujo neto hacia el Norte de 829 Kg/m.s al igual que lo obtenido por Peixóto y Oort (1983), pero diferenciando en las magnitudes. Esto puede explicar los excesos de la precipitación media anual sobre la evaporación en el hemisferio norte (Palmén y Newton, 1969). Este flujo alimenta la ZITC localizada al norte del ecuador.

4.3.2 Distribuciones latitudinales del $\bar{F}_m$.

Las distribuciones del $\bar{F}_m$ sintetizan el comportamiento general de los campos del transporte meridional de vapor de agua. Las fluctuaciones grandes inter-mensuales ocurren en las regiones tropicales. En latitudes medias, el transporte meridional es hacia el polo en ambos hemisferios, con máximos cerca de los 40° de latitud y con pequeñas variaciones estacionales. Esto sugiere una tendencia a homogenizar el campo de vapor de agua, transportando de las zonas tropicales (alto contenido) a las zonas polares (bajo contenido). En la zona tropical, el transporte medio anual es positivo al sur y al norte del ecuador, indicando un transporte neto del sur al norte. Esto puede sugerir que el excedente de vapor de agua evaporado por los grandes océanos tropicales del hemisferio sur tienda a ser distribuido al hemisferio norte. Existe una fuerte interacción entre los hemisferios como es mostrado por los perfiles. El flujo a través del ecuador presenta una muy marcada variación estacional, tanto en intensidad como en su distribución.

En verano se observa un mayor $\bar{F}_m$ del hemisferio sur hacia el hemisferio norte, en consecuencia se

tendrá una mayor acumulación de AP en el hemisferio norte, lo cual debe implicar que si la atmósfera tiene un exceso de AP se genere mayor precipitación en el Norte.

La distribución latitudinal de éste flujo coincide con las presentadas por Chen (1985) y Peixoto y Oort (1983), encontrando que el transporte es hacia los polos en latitudes medias y en los trópicos sigue la dirección de la celda de Hadley. El transporte es hacia el norte en los meses de verano y hacia el sur para invierno.

4.3.3 Distribuciones latitudinales por regiones del Fm.

Estas regiones tienen sistemas climáticos con relativamente condiciones homogéneas, por lo cual, el comportamiento del transporte meridional del vapor de agua presenta distribuciones muy semejantes en estas áreas. Excepto para la región del océano Índico, donde se presenta una fuerte circulación monzónica lo que provoca una inhomogeneidad total en cuanto a su distribución y magnitud en el hemisferio norte, respecto a las otras regiones (Fig. 55).

————— GLOBAL (0-360°)
 ————— OC. PACIFICO (140°E-90°O)
 - - - - - OC. INDICO OESTE (60°E-70°E)
 * * * * * OC. PACIFICO ESTE (100°O-110°O)
 x x x x x OC. PACIFICO OESTE (140°E-150°E)

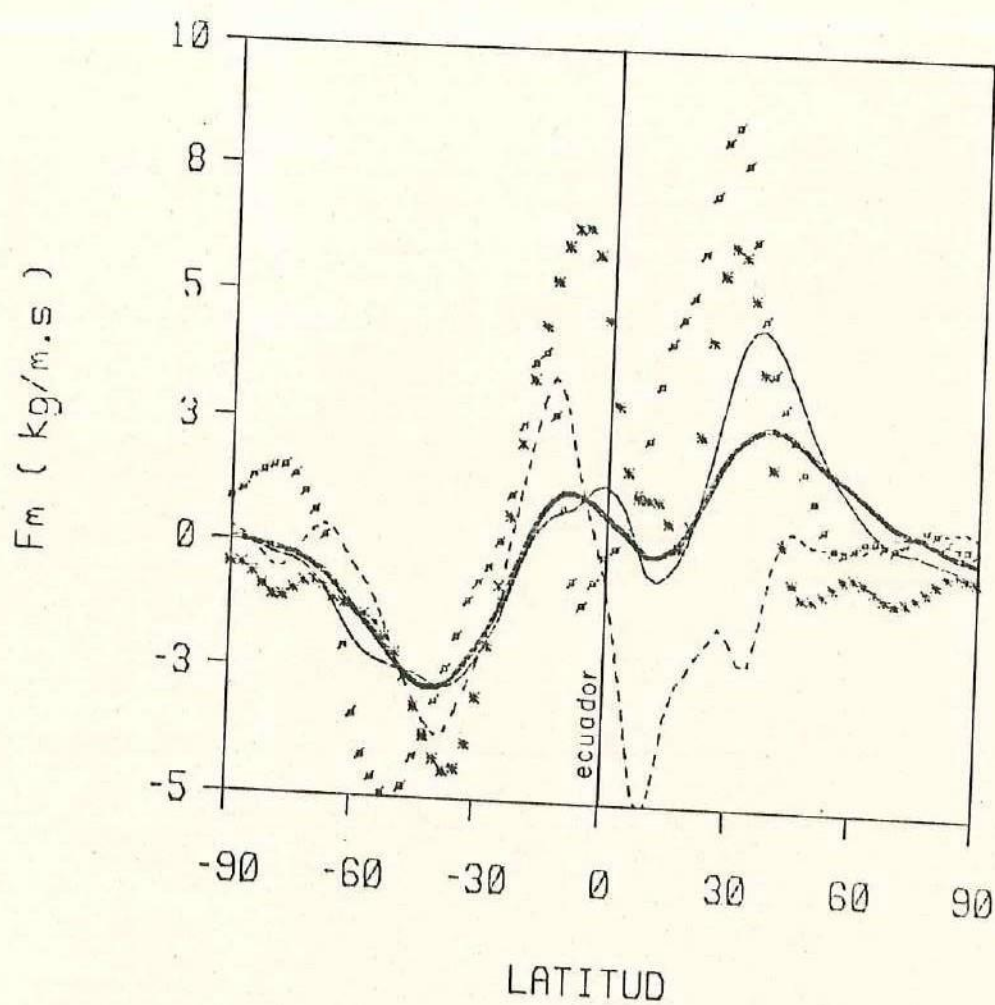


Fig. - 55. - Distribución latitudinal del F_m .

CAPITULO V

5 CONCLUSIONES

Los patrones de humedad obtenidos en este estudio son generalmente consistentes con estudios previos semejantes realizados por Peixoto y Oort (1983), Chen (1985) entre otros, con solamente algunas pequeñas discrepancias, estas pueden estar asociadas a los análisis de datos y a diferencias en la variabilidad interanual por el distinto periodo de datos analizados.

Los patrones globales de los valores medios mensuales del agua precipitable (AP), flujo zonal (F_z) y flujo meridional (F_m) evidencian claramente la climatología a gran escala, donde la distribución de vapor de agua sobre el globo es determinada en su mayor parte por los campos a gran escala de temperatura y a los vientos predominantes.

5.1 Agua precipitable, AP.

- Se observan cantidades grandes de AP sobre la zona tropical y valores pequeños sobre latitudes altas.
- Se tienen una mayor variabilidad inter-mensual en el hemisferio norte.
- Se observa anualmente más AP en el hemisferio norte (7638 mm) que en el hemisferio sur (7063 mm).

5.2 Flujo zonal, Fz.

- Generalmente el Fz es del este en la zona tropical y del oeste en latitudes medias, observandose que la mayor cantidad de Fz se presenta en latitudes bajas.
- El flujo zonal evidencia las circulaciones más importantes sobre la India y Australia y circulaciones menores sobre Africa y Norte América.
- Debido a la fuerte característica del monzón, la región de los trópicos tiene un gran impacto sobre la variabilidad inter-mensual en las estadísticas promediadas zonalmente y es posible que solamente ciertos meses del año son grandemente responsables de tal efecto.
- Se encuentra que, al igual que estudios anteriores (Cadet y Reverdin 1981) el inicio del monzón se caracteriza por un incremento de los flujos de vapor de

agua.

- Se observa un flujo zonal anual en el hemisferio sur neto hacia el este (553 Kg/m.s).
- Se observa un flujo zonal anual en el hemisferio norte neto hacia el oeste (-116 Kg/m.s).

5.3 Flujo meridional, Fm.

- El flujo meridional evidencia los giros anticiclónicos sobre los océanos y es generalmente hacia el polo en latitudes medias, en ambos hemisferios. En latitudes bajas sigue la dirección de la circulación de Hadley.
- Se observa un flujo meridional anual en el hemisferio sur neto hacia el polo sur (-296 Kg/m.s)
- Se observa un flujo meridional anual en el hemisferio norte neto hacia el polo norte (412 Kg/m.s).

BIBLIOGRAFIA

- Byers, H. R., 1959: General Meteorology. Third edition, Mc Graw - Hill Book Company, New York, 540 pp.
- Cadet, D. and G. Reverdin, 1980: Water vapor transport over the Indian Ocean during summer 1975. Tellus, 33, 5, 476-487.
- Cadet, D. y S. M. Houston, 1984: Precipitable water over Africa and the Eastern Atlantic Ocean during the 1979 summer. J. Met. Soc. of Japan 62, 5, 761 - 774.
- Critchfield, H. J., 1974: General Climatology. Third edition, Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliff, New Jersey. 446 pp.
- Chen, T.C., 1985: Global water vapor flux and maintenance during FGGE. Mon. Wea. Rev., 113, 1801-1819.
- Dey, C.M. and L.L. Morone. 1985: Evolution of the NMC Global Data Assimilation System: January 1982 - December 1983. Mon. Wea. Rev., 113, 304-318.
- Hastenrath, L. S., 1966: The flux of atmospheric water vapor over the Caribbean Sea and the Gulf of México. J. Appl. Met., 5, 778 - 788.
- Howarth, D.A., 1983: Seasonal variations in the vertically integrated water vapor transport fields over the Southern Hemisphere. Mon. Wea. Rev., 111, 1259 - 1272.
- Hidy, G. M., 1972: LOS VIENTOS. Los orígenes y el comportamiento del movimiento atmosférico. Editorial Reverté Mexicana S.A. México. pp. 174.

- Kistler, R.E. and D.F. Parrish. 1982: Evolution of the NMC Data Assimilation System: September 1978 - January 1982. Mon. Wea. Rev., 110, 1335-1346.
- Krishnamurti, T. N., 1979: Compendium of Meteorology. World Meteorological Organization WMO. No. 364, pp. 428.
- Luna, C. B., 1974: Introducci3n a la Meteorologia Marina. Direcci3n General de Educaci3n en Ciencias y Tecnologias del Mar. M3xico. pp. 274.
- McPhearson, R.D. K. M. Bergman, R. E. Kistler, G.E. Rasch and D. S. Gordon. The NMC Operational Global Data Assimilation System. Mon. Wea. Rev., 107, 1445 - 1461.
- Miller, A., 1977: Meteorologia. Editorial Labor S.A. M3xico. 167 pp.
- Nieuwolt, S., 1977: Tropical Climatology an Introduction to the Climates of the low Latitudes. John Wiley and Sons: London. pp. 207.
- Palm3n, E. and C. W. Newton, 1969: Atmospheric Circulation Systems. International Geophysics Series. Vol. 13 pp. 603.
- Peixoto, J.P., and A.H. Oort, 1983: The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate, Variation in the Global Water Budget, A. Street-Perrott et al., Ed. Reidel, 5-65.
- Petterssen, S., 1968: Introducci3n a la Meteorologia. ESPASA- CALPE, S.A. Madrid, Espa3a. pp. 429.
- Ram3rez, O. E., 1985: Estructura Espacial y Temporal de los Flujos de Momentum, Calor Sensible y Calor latente en la Superficie de los O33anos Mundiales durante 1979. UABC. ESCM. Tesis profesional. Ensenada, B.C., M3xico. 81 pp.

- Rasmusson, E. M., 1967: Atmospheric Water Vapor Transport and the Water Balance of North America: Part I. Characteristics of the Water Vapor Flux Field. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, ESSA, Washington, D.C., 25, No. 7, 403 - 734.
- Reyes, S. and D.L. Cadet, 1986: Atmospheric water vapor and surface flow patterns over the Tropical Americas region during May-August 1979. Mon. Wea. Rev., 114, 582-593.
- Reyes, S. and D.L. Cadet, 1987: The North American Monsoon and its relation to the atmospheric water vapor transport. (sometido al Mon. Wea. Rev.).
- Reyes, S. and J.E. Janowiak, 1986: Global atmospheric water vapor patterns derived from the NMC final global analysis, Technical Report CAC-NMC-NWS-NOAA, Washington, DC, USA. 62 pp.
- Rivera, V., 1985: Evolución de los Campos de Viento, Divergencia y Vorticidad sobre la Región Tropical de América durante el periodo de Mayo a Septiembre de 1979. UABC. ESCM. Tesis profesional. Ensenada, B.C., México. 62 pp.
- Rosen, R.D., D.A. Salstein and J. Peixoto, 1979: Variability in the annual fields of large-scale atmospheric water vapor transport. Amer. Met. Soc., 107, 26-37.
- Saucier, J.W., 1955: Principles of Meteorological Analysis. The University of Chicago Press, Chicago Ill. 60637, USA, 438 pp.
- Tuller, S. E., 1968: World Distribution of Mean Monthly and Annual Precipitable Water. Mon. Wea. Rev., 96, 785-797.
- Villalobos, D. O., 1985: Campo de Agua Precipitable Atmosférico y Flujo Superficial Total de Vapor de Agua sobre el Océano Pacífico Oriental, Norte América y Centro América de Mayo a Septiembre de 1979. UABC. ESCM. Tesis profesional Ensenada B.C., 80 pp.

