

33
29



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL EN
PRECIPITACION EN MEXICO

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
F I S I C O
P R E S E N T A :
MARIA DEL SOCORRO MEDINA VALLES



DIRECTOR DE TESIS DR. VICTOR O. MAGARA RUEDA



MEXICO, D. F.

FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR

1997.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

M. en C. Virginia Abrín Batule
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
P r e s e n t e

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis: "VARIABILIDAD INTRAESTACIONAL EN PRECIPITACION EN MEXICO"

realizado por MARIA DEL SOCORRO MEDINA VALLES

con número de cuenta 9251782-4 , pasante de la carrera de FISICA.

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis
Propietario

DR. VICTOR ORLANDO MAGAÑA RUEDA

Propietario

DR. ARTEMIO GALLEGOS GARCIA

Propietario

M. EN C. TOMAS MORALES ACOLTZI

Suplente

M. EN C. AUGUSTO CABRERA MANUEL

Suplente

DR. ARTURO QUINTANAR ISAIAS

Consejo Departamental de Física

DR. ROBERTO ALEJANDRO RUELAS MAYORGA

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FISICA

A mi madre y a mi padre, con admiración y agradecimiento.

A la tropa que recorrió o en algún momento se enlistó en el camino que va de Xalapa a la Casa Mulata: A Toño, Benja y Lara. A Alex, Claus, Jero, Caneé y al Jarocho. También a Campero, Marquito, Pablo y Galo.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, deseo agradecer al Dr. Víctor Magaña por haber dirigido esta tesis, por su paciencia y por haberme iniciado en la utilización de Fortran, UNIX y GMT. Gracias a Artemio Gallegos, Tomás Morales, Augusto Cabrera y Arturo Quintanar por el tiempo que le dedicaron a la revisión del trabajo y por sus comentarios y sugerencias.

Al Dr. Fernando García por su apoyo. También al Dr. Julián Adem como coordinador del proyecto de PAPIIT IN105494.

Así mismo quiero dar las gracias al Dr. Carlos Gay quien propuso el tema de tesis, al Ing. Pedro Mosiño y al Dr. Arthur Douglas por las interesantes discusiones que sostuve con ellos.

Un agradecimiento muy especial al Dr. Jorge Amador quien contribuyó en la compilación de algunos datos de Centro América y que ha estado muy cerca de esta investigación.

A Rodolfo Meza quien asimiló los datos de huracanes y a José Luis Pérez que construyó la figura 3.

Por supuesto a todos los compañeros del departamento de Meteorología por su amistad.

Finalmente al Centro de Ciencias de la Atmósfera en cuyas instalaciones lleve a cabo este estudio y a Ciudad Universitaria que ha sido una casa en todo el sentido de la palabra.

INTRODUCCIÓN.....	1
-------------------	---

CAPÍTULO 1 CONCEPTOS BÁSICOS.

1.1 El sistema climático global.....	4
1.2 Elementos climáticos: precipitación, temperatura y radiación....	6
1.3 La circulación general de la atmósfera.....	11
1.4 El régimen de vientos.....	13
1.5 La Zona Intertropical de Convergencia.....	13
1.6 La interacción océano-atmósfera.....	16
1.7 Descripción de la sequía intraestival.....	20

CAPÍTULO 2 DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 Datos de precipitación.....	26
2.2 Datos de viento, radiación, TSM y temperatura del aire.....	29
2.3 Metodología.....	30

CAPÍTULO 3 RESULTADOS

3.1 Ciclo anual de la precipitación.....	33
3.2 Cambios en precipitación.....	34
3.3 Vientos del este (los alisios).....	39
3.4 Temperatura de superficie del océano.....	42
3.5 Radiación entrante de onda corta.....	45
3.6 Actividad de ciclones tropicales.....	46
3.7 Dinámica de la sequía intraestival.....	47

CAPÍTULO 4 CONCLUSIONES.....	49
---------------------------------	----

BIBLIOGRAFIA.....	53
-------------------	----

INTRODUCCIÓN

La precipitación y la temperatura del aire son variables meteorológicas que afectan directamente a las actividades humanas. La distribución global de la precipitación ha sido extensamente estudiada. En la mayoría de los casos, su variabilidad espacial y temporal a nivel regional debe aún ser explicada. Por ejemplo, en los trópicos, el ciclo anual está caracterizado por fluctuaciones pequeñas en la temperatura del aire y por períodos secos y lluviosos bien definidos. Las lluvias intensas y persistentes ocurren durante los meses de verano.

La mayoría de las regiones tropicales (entre los 10° y los 20° de latitud) exhiben un máximo de precipitación durante el verano. Sin embargo, sobre gran parte de México y Centro América, la distribución temporal de la precipitación tiene una estructura bimodal, con máximos durante junio y septiembre y un mínimo relativo en julio y agosto. A este período menos activo en la precipitación, se le llama *sequía intraestival*, *canícula* o *veranillo*. Para la comunidad agrícola, la canícula es un fenómeno bien conocido, sin embargo, su estudio en la comunidad científica ha sido escaso. Al parecer, tal distribución temporal en la precipitación está asociada a cambios en la circulación atmosférica y en la intensidad de la llamada Zona Intertropical de Convergencia (ZIC).

Cerca de las latitudes ecuatoriales (entre los 0° y los 5° de latitud, tanto norte como sur), la precipitación también tiene una estructura bimodal. Sin embargo, a diferencia de la región anterior, en estas zonas es el doble paso de la ZIC y no su intensidad la que produce los dos máximos en la distribución de la lluvia.

Aunque algunos estudios presentan a la canícula como una forma de variabilidad intraestacional, esta disminución en la actividad convectiva regional ocurre sistemáticamente entre julio y agosto, por lo que debe de ser considerada parte del ciclo anual.

Como la mayoría de los procesos que involucran precipitación en los trópicos, la actividad convectiva depende en gran medida de la temperatura superficial del mar (TSM), por lo que la física de la interacción océano-atmósfera es determinante para explicar la canícula. La existencia de altas cadenas montañosas sobre México y Centro América dan un carácter especial a la convección, resultando que la sequía intraestival es además un problema de interacción atmósfera-topografía continental.

Por su importancia tanto científica como económica, es necesario estudiar la canícula desde el punto de vista de la dinámica de la atmósfera (causas, mecanismos, etc.) superando la simple documentación de su ocurrencia.

El presente trabajo tiene como objetivo el estudio del origen de la canícula, describiéndola como una característica del ciclo anual de precipitación de

verano en México y Centro América, en la cual los procesos de interacción continente-océano-atmósfera juegan un papel muy importante.

El trabajo está estructurado de la siguiente manera: en el capítulo uno se describen brevemente algunos estudios sobre la sequía intraestival y los elementos meteorológicos que exhiben esta señal, como son la precipitación y la temperatura del aire. Las bases de datos usadas, así como la metodología empleada en el análisis de éstas, se describen en el capítulo dos. En el capítulo tres se presentan los resultados del estudio analizados bajo los conceptos de la dinámica de la atmósfera tropical. Finalmente, se dan conclusiones en el capítulo cuatro.

CAPÍTULO 1

CONCEPTOS BÁSICOS

1.1 El sistema climático global

El tiempo meteorológico se define como el estado de la atmósfera en un instante dado. En Meteorología es de gran interés el estudio de la evolución día a día de estas condiciones en períodos de hasta una semana. El clima, por otro lado, es el estado promedio del tiempo meteorológico en escalas temporales más grandes (por ejemplo, una estación del año). Así, se habla del clima estacional, anual, etc. Como en el caso del tiempo meteorológico, además del estado medio, es necesario hablar del clima y su variabilidad.

El sistema climático global está formado por cinco componentes principales: atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera, que están ligadas por flujos de masa, energía y momento.

La atmósfera es como una fina película que envuelve al planeta, formada por diferentes gases (nitrógeno, oxígeno, argón, bióxido de carbono, vapor de agua y otros menos abundantes). Está distribuida casi uniformemente sobre la superficie y se puede dividir en diferentes capas de acuerdo a su gradiente vertical de temperatura. Comenzando en la superficie, la primera capa es la troposfera, que se extiende hasta unos 10

o 12 km de altura, aproximadamente. Le sigue la estratosfera, que se extiende desde el límite superior de la troposfera hasta unos 50 km, seguida de la mesosfera, que alcanza los 80 km. Por último, está la termosfera que llega hasta donde la presión es prácticamente cero (alrededor de los 100 km). En la troposfera es donde ocurren la mayoría de los fenómenos atmosféricos de tiempo y clima.

La Tierra es la única de los planetas del sistema solar que posee un ciclo hidrológico completo. Sólo en la Tierra prevalecen condiciones que están lo suficientemente cerca del punto triple del agua, como para permitir la coexistencia de sus tres fases y la existencia de un sistema climático increíblemente rico en procesos termodinámicos (Webster, 1994).

Al agua que se encuentra en fase líquida sobre la Tierra se le llama hidrosfera. Incluye océanos, mares, ríos, lagos y aguas subterráneas. Los océanos cubren dos terceras partes de la superficie de la Tierra y por lo tanto, la mayoría de la radiación que llega a la superficie es absorbida por éstos. Debido a que tienen un calor específico y una masa mayores a los de la atmósfera (en varios ordenes de magnitud), almacenan una gran cantidad de energía. Por su inercia térmica, los océanos actúan como reguladores de la temperatura. El tiempo de respuesta del océano a cambios en la radiación es de semanas a meses en la capa superior, de estaciones en la termoclina y de siglos en las capas más profundas, por lo que la variabilidad climática está altamente regulada por lo que ocurra en el mar (por ejemplo, El Niño).

La criosfera está constituida por las masas de hielo y nieve que se forman sobre la superficie. En ella se almacena una gran cantidad de agua fresca. Debido a su alta reflectividad y a su baja difusividad térmica, actúa como aislante e impide que el agua y el continente debajo de ésta ceda calor a la atmósfera.

Los continentes y el suelo oceánico conforman la litosfera. Ésta interactúa con la atmósfera mediante la transferencia de masa, momento y energía (calor sensible y latente) y mediante la disipación de energía cinética por fricción en la capa límite de la atmósfera.

El último elemento es la biosfera, que comprende la fauna y la flora de los continentes y de los océanos. La vegetación altera la rugosidad, el albedo y la evaporación de la superficie e influye en el balance del bióxido de carbono, vapor de agua y gas metano, que son importantes gases de efecto invernadero.

1.2 Elementos climáticos: precipitación, temperatura y radiación

La atmósfera es un sistema termo-hidrodinámico y como tal puede ser descrito por su composición y su estado termodinámico. Una descripción del estado de la atmósfera debe incluir, entre otras variables, los vientos (momento), la temperatura, la precipitación (agua) y la nubosidad. Basándose en estos elementos, se pueden clasificar los climas.

En general, el clima depende de la densidad de radiación que se reciba, que determina en gran medida la circulación atmosférica de gran escala. Los climas cálidos y húmedos se registran en las latitudes bajas, los cálidos y secos en los subtropicales, los templados y húmedos en las latitudes medias y altas. Finalmente, los climas fríos y secos son característicos de las regiones polares y subpolares. Sin embargo, esta clasificación no es suficiente para caracterizar los climas locales y regionales. Para poder hacer esto hay que considerar otros factores, como son los contrastes entre el continente y el océano, así como efectos orográficos.

De las variables climáticas, la precipitación se distingue por tener un impacto directo en las actividades humanas. Una de las características en la distribución de precipitación es el máximo que se registra en las latitudes tropicales. Aquí, la lluvia está asociada con la gran actividad convectiva que se observa en la ZIC.

En los subtropicales la convección y la precipitación son escasas debido a que el flujo medio, asociado a la Célula de Hadley, es subsidente. En estas latitudes domina una intensa insolación sobre la superficie, así como masas de aire de baja humedad relativa, lo que resulta en gran evaporación que eventualmente converge en los trópicos. En las latitudes medias, la precipitación aumenta nuevamente a causa de la presencia de sistemas sinópticos de tormentas de latitudes medias, debidas a inestabilidades baroclínicas del fluido atmosférico.

El ciclo estacional de la precipitación en los trópicos, y en particular, en la parte norte de las Américas tropicales, está caracterizado por fluctuaciones menores en la temperatura de superficie, y períodos secos y lluviosos bien definidos. Estos últimos ocurren durante los meses de mayo a octubre (Hastenrath, 1967). Muchas actividades económicas, como la agricultura, están en gran medida asociadas al ciclo anual de precipitación. Para poder definir estaciones lluviosas normales y anómalas, es necesario describir el ciclo climatológico anual sobre una región y examinar los mecanismos que lo controlan.

En la figura 1 se muestra la climatología de precipitación (construida con los datos de Legates y Willmott, 1990) para la región de México y Centro América, para los meses de invierno (diciembre, enero y febrero) y los de verano (junio, julio y agosto). En el invierno la precipitación es mucho menor que en el verano y está asociada a sistemas sinópticos de latitudes medias, como frentes, que en México, Centro América y el Caribe se conocen como "Nortes". Durante el verano, aparece el patrón de lluvia sobre el noroeste de México, asociada al monzón mexicano, así como el de la precipitación abundante que se registra en Centro América y en el sur de México, asociada a la ZIC.

Uno de los fenómenos que producen abundante lluvia en la región de México y Centro América son los huracanes, que contribuyen en buena medida a la precipitación anual. Los huracanes son una parte importante en el balance de energía de la atmósfera, ya que la distribuyen, llevándola

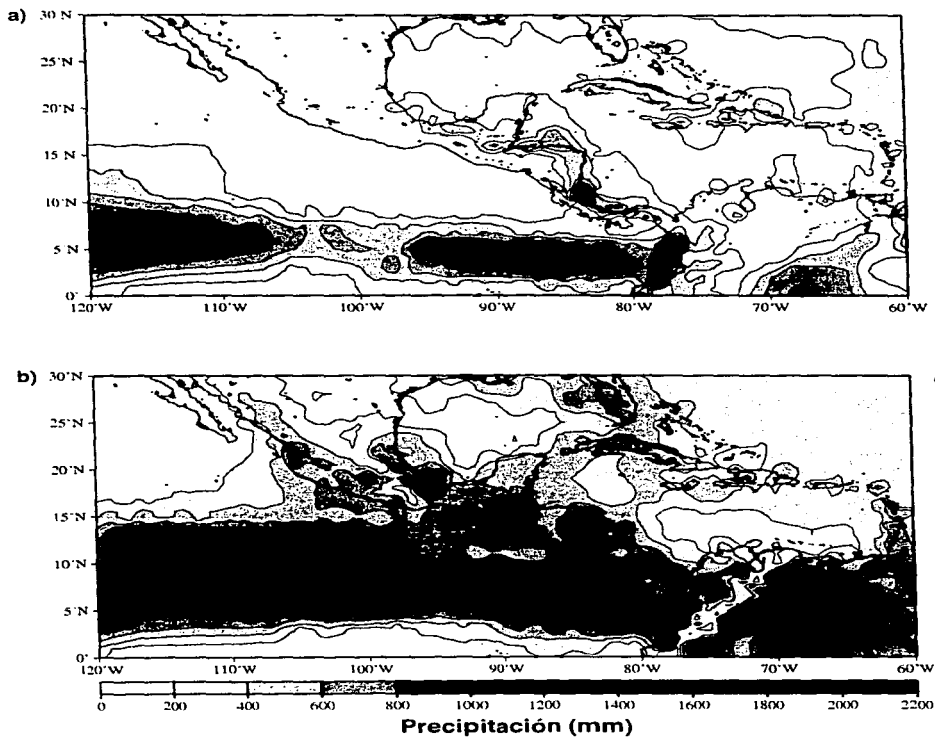


Figura 1. Climatología de la precipitación acumulada durante a) diciembre, enero y febrero y b) junio, julio y agosto.

de las latitudes bajas hacia las latitudes medias. La temporada en la que se desarrollan en los trópicos del Hemisferio Norte es de mayo a octubre.

Existen otros mecanismos asociados a la precipitación regional de verano tales como las ondas del este (Reed y Recker, 1971), la oscilación de los 40-50 días (Madden y Julian, 1972), o algunas otras ondas tropicales (de Kelvin, de Rossby, etc.).

Otra de las variables atmosféricas de gran importancia es la temperatura superficial del aire, ya que su distribución está íntimamente ligada a los vientos. En la figura 2 se muestra la estructura global de la temperatura del aire en superficie para los meses de a) diciembre, enero y febrero y b) junio, julio y agosto. Los patrones espaciales de la temperatura están determinados en gran medida por la distribución de la radiación solar, con variaciones asociadas a la presencia de continentes.

El balance de radiación solar y terrestre determina en gran medida el clima. Prácticamente toda la energía en la Tierra viene del Sol, ya que la conducción de calor del interior del planeta es despreciable para fines climatológicos y meteorológicos. Parte de la radiación solar que llega a la atmósfera es absorbida, dispersada o reflejada por gases atmosféricos, aerosoles y nubes. La fracción restante que llega a la superficie es absorbida por los océanos, litosfera, criosfera y biosfera, y una parte es reflejada (Fig. 3). La energía absorbida puede ser transformada en calor o usada para hacer trabajo, o bien convertirse en energía potencial disponible (Lorenz, 1955) y cinética. Para mantener a la Tierra en un estado

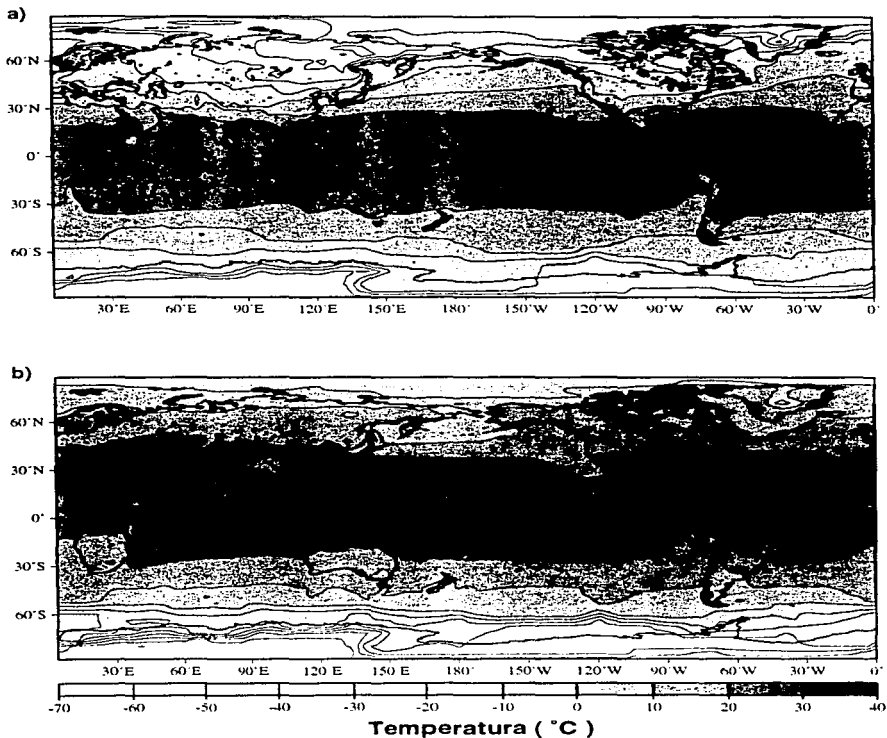


Figura 2. Climatología de temperatura del aire en superficie para los meses de a) diciembre, enero y febrero y b) junio, julio y agosto.

de equilibrio termodinámico (en el largo plazo), es necesario que la cantidad de energía absorbida sea balanceada por la energía emitida hacia el espacio exterior. La mayor parte de la energía solar se encuentra concentrada en las regiones del espectro electromagnético ultravioleta, visible e infrarrojo cercano, mientras que casi toda la radiación terrestre que sale hacia el espacio está en el infrarrojo. Así, los flujos de energía en la Tierra se pueden dividir en dos tipos: de onda corta (radiación solar con longitud de onda $\lambda < 4 \mu\text{m}$) y de onda larga (radiación terrestre con longitud de onda $\lambda \geq 4 \mu\text{m}$).

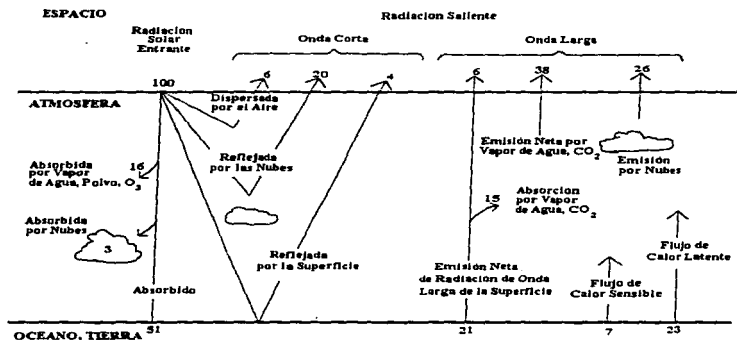


Figura 3. Diagrama esquemático del balance global de radiación en el sistema climático, relativo a 100 unidades de entrada de radiación solar.

Durante el año, la región que más radiación solar recibe es la intertropical y es aquí donde se registran las temperaturas más altas. Cerca del ecuador, los gradientes meridionales de temperatura son muy pequeños, debido a que los gradientes en insolación también lo son. El rango de fluctuación anual que registra la temperatura es un aspecto importante del clima porque da una idea de los contrastes continente-oceano. Si se calcula la diferencia del patrón de temperatura de diciembre, enero y febrero menos el de junio, julio y agosto (Fig. 4), se puede comprobar que en el ecuador los cambios son muy pequeños, ya que la irradiancia solar no es muy variable a lo largo del año. Las fluctuaciones de temperatura son relativamente pequeñas en los océanos, debido a que su calor específico es relativamente alto, y al continuo mezclado de la capa superficial. Los valores extremos se presentan en los continentes.

1.3 La circulación general de la atmósfera

La circulación general de la atmósfera se refiere al movimiento de gran escala de las masas de aire. A grandes rasgos, es la distribución global de los vientos persistentes y se mantiene contra la disipación por fricción por medio de la conversión de energía potencial disponible (asociada con la distribución de las superficies isentrópicas en la atmósfera) a energía cinética (asociada con los movimientos del aire, i.e., el viento). El calentamiento radiativo expande la columna atmosférica en latitudes bajas y levanta su centro de masa, mientras que el enfriamiento radiativo la

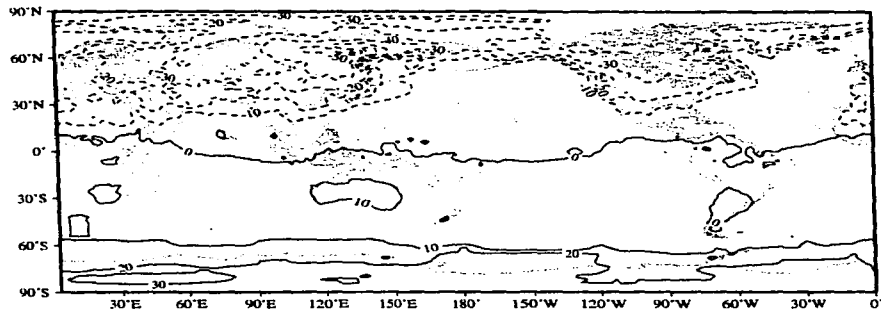


Figura 4. Diferencia de la temperatura del aire en superficie durante diciembre, enero y febrero menos junio, julio y agosto.

comprime en latitudes altas y hace descender su centro de masa. La distribución no homogénea de masa que resulta produce un desequilibrio en las fuerzas del gradiente de presión, lo que lleva a movimiento ascendente en las latitudes bajas y movimiento descendente en las latitudes medias y altas (conversión de energía potencial disponible a cinética).

Esta circulación meridional simple es modificada por la fuerza de Coriolis. En las latitudes bajas la energía cinética está asociada con circulaciones directas forzadas por la distribución espacial del calentamiento atmosférico. La liberación de calor latente dentro de la ZIC controla la circulación meridional conocida como Celda de Hadley, donde el aire asciende cerca del ecuador y desciende en las latitudes subtropicales. La rama subsidente de la Celda de Hadley inhibe la formación de nubes y mantiene los desiertos en los subtropicos. La distribución de los centros de máxima actividad convectiva y el calor latente liberado, genera lo que se conoce como la Circulación zonal de Walker, donde el aire asciende en las longitudes donde hay calentamiento y desciende en otras más frías. La concentración de calor latente sobre Indonesia refuerza el movimiento ascendente de la Circulación de Walker en el Pacífico, y mantiene los vientos alisios en superficie sobre este océano. En realidad, la Circulación de Walker corresponde a una onda ecuatorial estacionaria del tipo Kelvin.

La liberación de calor latente es sólo uno de los diferentes mecanismos que producen asimetrías en la circulación general. La distribución de océanos y continentes, así como las características orográficas en la

superficie de la Tierra, perturban el flujo zonal. Regiones montañosas, como los Himalayas, los Alpes o las Rocallosas, producen desplazamientos verticales de masa, que originan ondas planetarias estacionarias, asociadas con los patrones de circulación de los vientos en la atmósfera.

1.4 El régimen de vientos

Los vientos corresponden al movimiento del aire de un lugar a otro debido a gradientes de presión. Los movimientos ascendentes del aire están generalmente asociados a forzamientos topográficos o a celdas de convección. El movimiento vertical de aire en estas celdas se debe a diferencias en la densidad del aire entre niveles (flotabilidad). El aire menos denso tiende a subir, mientras que el más denso baja. El aire es menos denso cuando se calienta, cuando aumenta su contenido de vapor de agua y cuando la presión atmosférica disminuye. Debido a que el vapor de agua es menos denso que el aire seco, el aire tropical húmedo provoca que la presión atmosférica esté por debajo del promedio formando una zona de baja presión donde se localizan las mayores centros de actividad convectiva y precipitación (por ejemplo, la ZIC).

1.5 La Zona Intertropical de Convergencia (ZIC)

La Zona Intertropical de Convergencia es uno de los sistemas atmosféricos que mejor muestra el acoplamiento dinámico y termodinámico entre océano y atmósfera en varios niveles. La ZIC se ubica en la rama ascendente de la Circulación de Hadley y consiste de una zona de baja presión permanente que marca el ecuador meteorológico. En esta zona los vientos del este convergen y producen convección, nubosidad y precipitación abundante. La ZIC se ubica en donde la temperatura de superficie del océano es mayor a los 28°C (Webster, 1994). El calor latente liberado en los sistemas convectivos de la ZIC es una componente crítica del balance de energía en la atmósfera. La posición, estructura y migración de la ZIC son cruciales para analizar el clima de la Tierra en escala global y el tipo de acoplamiento océano-atmósfera en escala local (Riehl y Malkus, 1958).

Waliser y Gautier (1993) usaron datos diarios de satélite de nubes altamente reflectivas (HRC, por sus siglas en inglés) para el período 1971-1987, e identificaron la frecuencia con la que se registraban sistemas de nubes convectivas profundas asociadas a la ZIC. Los campos medios mensuales de HRC para enero, abril, julio y octubre (Fig. 5) permiten determinar la estructura y el patrón de migración de la ZIC a lo largo del año, la cual parece pasar más tiempo al norte del ecuador geográfico. Esta preferencia está asociada con la distribución de las temperaturas de superficie del océano (TSM). La convección profunda de gran escala se presenta en las regiones de TSM altas, mayores de 28°C (e.g Zhang 1993,

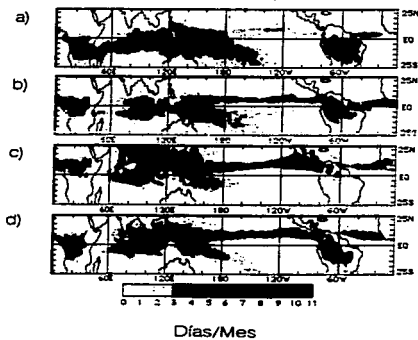


Figura 5. Estructura media mensual de la ZIC para a) enero, b) abril, c) julio y d) octubre. Estas imágenes fueron calculadas usando 17 años de datos mensuales de nubes altamente reflejantes. Los valores representan el número de días por mes que un punto dado de la malla estaba cubierto por un sistema de convección profunda de gran escala. (Waliser y Gautier, 1993).

Webster 994). La presencia de TSM elevadas favorece un estado condicionalmente inestable en los trópicos. Por otro lado, en zonas de TSM elevada, los gradientes de temperatura favorecen la convergencia de humedad y la convección profunda. (Lindzen y Nigam, 1987).

Vista de cerca, la ZIC aparece como una línea de nubes convectivas profundas próxima al ecuador, que sobre el océano rara vez tiene la forma de una banda continua. La ZIC es más bien un conjunto de agrupamientos de nubes con escalas de longitud de unos cientos de kilómetros, los cuales están separados por regiones de cielos relativamente despejadas.

Sobre los océanos Atlántico y Pacífico del este, la ZIC está caracterizada por una banda de nubes estrecha y bien definida. En contraste, sobre el Pacífico del oeste y hasta el océano Índico, la ZIC es más ancha en latitud, con más variación horizontal. Sobre los continentes es, en general, ancha e irregular, y muchas veces desconectada de sus contrapartes oceánicas, debido a que la convección se ve disminuida por el agua fría traída a la superficie por ascenso cerca de la costa, lo cual genera condiciones atmosféricas altamente estables.

La migración meridional de la ZIC sobre regiones extendidas del océano se retrasa un poco con respecto a la del continente. Esto es más aparente en el Pacífico del este y en el Atlántico. El retraso se debe a la gran inercia térmica que tiene el océano comparada con la del continente y a la inercia

dinámica de las corrientes superficiales del océano ecuatorial, que son forzadas por el viento.

En el océano Pacífico del este (comprendido entre los 25°N y los 25°S y entre los 100° y 140°W), la ZIC alcanza una latitud máxima entre 10 y 11°N (Fig. 6). La ZIC en esta región juega un papel clave en las lluvias de verano sobre México y Centro América. Magaña y Quintanar (1997) mostraron que la variación interanual de la intensidad de la actividad convectiva en esta zona durante años de El Niño y La Niña puede llevar a períodos de sequía o lluvias abundantes en México.

1.6 La interacción océano-atmósfera

El océano y la atmósfera comparten una frontera en donde los dos fluidos intercambian energía, momento y materia. Ejemplo de estas interacciones son la formación de olas producidas debido al viento, la precipitación que trae agua fresca al océano, el transporte de calor latente, etc.

La radiación solar que llega a la superficie del océano es su principal fuente de energía térmica. Más del 90% de esta energía es absorbida por el agua del mar, 50% en los primeros 5 metros y el resto por el agua más profunda. Cuando hay viento, la radiación solar absorbida es transportada por los movimientos verticales a toda la capa de mezcla, esto es, a capas más profundas del mar.

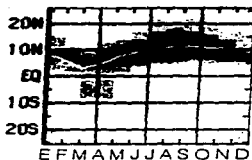


Figura 6. Migración latitudinal a lo largo del año de la ZIC para el Pacífico del este (comprendido de 25°N-25°S y de 100°-140°W). El ciclo anual fue calculado usando 17 años de datos de nubes altamente reflejantes. La línea blanca es una estimación cuantitativa de la posición mensual media de la ZIC. (Waliser y Gautier, 1993).

La superficie del océano irradia energía como un cuerpo negro en la banda del infrarrojo, a una razón que es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura (Ley de Stefan-Boltzmann):

$$E = \sigma T^4 \quad (1.1)$$

Donde E es la energía radiada por unidad de área por unidad de tiempo, T la temperatura del cuerpo y σ la constante de Stefan-Boltzmann ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$).

Parte de esta radiación es absorbida por la atmósfera (por el vapor de agua principalmente) y radiada nuevamente hacia la superficie. El balance entre la energía ganada por radiación solar y entrante en el infrarrojo y la energía perdida por emisión de onda larga, determina el balance de radiación en la superficie del mar (Figura 7). Considérese una atmósfera formada de una sola capa, de temperatura T_A , emisividad y transmisividad en el infrarrojo ϵ y $(1-\epsilon)$, respectivamente y absorptividad de onda corta $(1-\alpha)$. Si se considera que el albedo promedio del planeta es a y que la superficie de la Tierra está en equilibrio radiativo a una temperatura T_S , entonces los balances de radiación de largo plazo en el tope de la atmósfera y en la superficie del planeta, están dados como:

$$\epsilon\sigma T_A^4 + (1 - \epsilon)\sigma T_S^4 - S_0(1 - a(1 - \alpha)^2) = 0 \quad (1.2)$$

$$\sigma T_S^4 - \epsilon\sigma T_A^4 - S_0(1 - a)(1 - \alpha) = 0 \quad (1.3)$$

respectivamente. Con S_0 la insolación promediada globalmente.

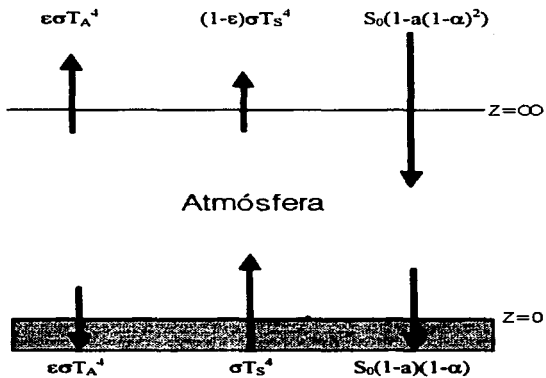


Figura 7. Estructura radiativa de una atmósfera de emisividad ϵ , albedo a y absorptividad solar α . Las flechas indican los flujos netos de radiación de onda corta y larga, tanto en el tope de la atmósfera como en la superficie. T_s y T_A son las temperaturas de la Tierra y del aire, respectivamente.

Otro mecanismo importante en la temperatura del océano, es la transferencia de calor latente. Cuando el agua se condensa para formar gotas, se libera energía y calienta el aire alrededor. Por el contrario, se necesita proveer de energía a la superficie del océano para poder evaporar el agua.

El contacto físico directo entre la atmósfera y el océano les permite intercambiar energía por conducción. Este intercambio de energía se conoce como calor sensible. La turbulencia y los vientos con velocidades muy altas aumentan la conducción ya que mezclan el aire de la superficie con el de más arriba.

Además existen otras formas menos importantes de intercambiar energía, como es la transferencia de calor debida al mezclado de la precipitación con el agua del mar. Esta contribución es en general muy pequeña, pero puede ser un factor relevante durante periodos de precipitación intensa (Webster, 1994).

La fuerza principal que lleva a las circulaciones de superficie del océano es el viento. Cuando sopla sobre la superficie, produce un esfuerzo en el océano, transfiriendo momento del aire al mar. Al mismo tiempo el viento cerca de la superficie disminuye su velocidad por fricción.

Cuando los vientos soplan sobre los océanos ponen a las aguas superficiales en movimiento. La superficie del agua es empujada y arrastrada por los vientos. Normalmente los vientos que soplan sobre el

océano abierto, llevan las corrientes de superficie de gran escala con un patrón casi constante. El efecto combinado de los vientos de superficie y de la deflexión del agua debida al efecto de Coriolis, crea el patrón característico de las corrientes superficiales en cada océano. Las corrientes superficiales más importantes se han llamado ríos del océano, ya que mantienen su curso promedio. Algunos cambios pequeños pero importantes en estos ríos ocurren en respuesta a cambios en el viento.

La ZIC en el Pacífico del este constituye un importante laboratorio donde la interacción océano-atmósfera se manifiesta constantemente, regulando el tiempo y el clima, esto es, en escalas que van de día a meses, a años, etc. Prueba de estas interacciones se tienen durante los llamados "Nortes", El Niño y la sequía intraestival.

1.7 Descripción de la sequía intraestival

Desde hace mucho tiempo, varios autores como Page (1930), Wallen (1955) y García (1965) han señalado que la distribución anual de precipitación en algunas partes de México no es como la distribución de lluvia típica de la mayoría de los climas tropicales y subtropicales. Mientras que casi todas estas regiones presentan totales de precipitación bajos durante los meses de invierno y un solo máximo en la estación de verano, algunas regiones del sur de México, así como de Centro América y el Caribe, registran una distribución de precipitación bimodal en los meses de verano. En la figura 8 se muestra la climatología de la precipitación para

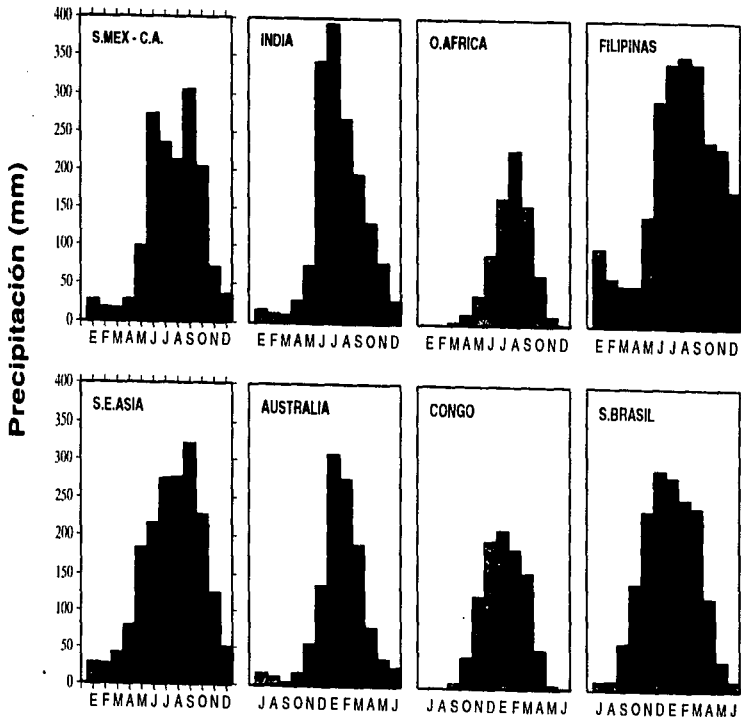


Figura 8. Climatología de precipitación para diferentes regiones comprendidas entre los 10 y los 20 grados, tanto en el Hemisferio Norte como en el sur.

diferentes regiones tropicales comprendidas entre los 10° y los 20°, tanto en el Hemisferio Norte como en el sur. La región de Centro América y el sur de México tiene una característica diferente con respecto de las demás, i.e., una estructura bimodal en la precipitación de verano.

Estructuras bimodales en la precipitación han sido detectadas en otras latitudes, como en el medio oeste de los Estados Unidos (Keables, 1989), donde el ciclo anual de la precipitación también está caracterizado por máximos durante los meses de junio y septiembre y un mínimo relativo en julio y agosto. Esta pequeña parte de Estados Unidos también es una singularidad respecto a otras regiones que tienen su misma clasificación climática. Keables (1989) propuso varios mecanismos para explicar la estructura bimodal de la precipitación en esta región, como cambios en las circulaciones de la troposfera media, así como actividad ciclónica sobre el Golfo de México. Sin embargo, ninguna de sus hipótesis parece ser concluyente.

Los estudios sistemáticos de los aspectos dinámicos de la sequía intraestival son relativamente escasos. Jauregui (1959) investigó la distribución de precipitación en la estación de Tacubaya en la Ciudad de México, para una serie de tiempo de aproximadamente 60 años y encontró que la forma más frecuente de precipitación es aquella que consiste de dos máximos, uno en julio y el otro en septiembre. Mosiño y Reyna (1989) también estudiaron la distribución geográfica y temporal de la sequía intraestival como una característica exclusiva de México, asociada con cambios en la circulación sobre el Golfo de México y mares adyacentes.

Ellos propusieron que la circulación observada durante la sequía intraestival es análoga a la que se registra durante la estación de invierno (Fig. 9). De acuerdo a esta hipótesis el anticiclón de las Azores se refuerza, se vuelve dinámicamente inestable, y termina disociándose en dos celdas. Estas celdas están separadas por una vaguada frente a la costa este de Estados Unidos, la cual trae aire seco del norte y al mismo tiempo bloquea el paso de los vientos húmedos del este. Al ocurrir tal situación, se registra el mínimo relativo en la precipitación. Al debilitarse la vaguada, los vientos del este entran de nuevo al Golfo, y en combinación con los ciclones tropicales, producen el segundo máximo en precipitación durante septiembre. Sin embargo, su hipótesis sería válida sólo cuando sistemas ciclónicos como un huracán, se presentaran sobre el Golfo de México. Esto es más una característica transitoria que una circulación estacionaria, por lo que resulta necesario explorar con más detalle los mecanismos dinámicos de la sequía intraestival.

Por otro lado, Mosiño y García (1966) cuantificaron la intensidad de la canícula tomando como una medida representativa del déficit de lluvia el área del polígono formado por los puntos extremos de las alturas medias mensuales de la lluvia entre los dos máximos de precipitación y la recta que une los puntos extremos de éstos (Fig. 10). También definieron a la sequía relativa como el cociente del área representativa del "déficit" de lluvia sobre la precipitación total de mayo a octubre. Así, calcularon la sequía relativa para algunas estaciones del país, encontrando que la sequía relativa más grande (mayor al 15%), se localiza en las regiones adyacentes al golfo de México. Tal medida de la sequía intraestival tiene

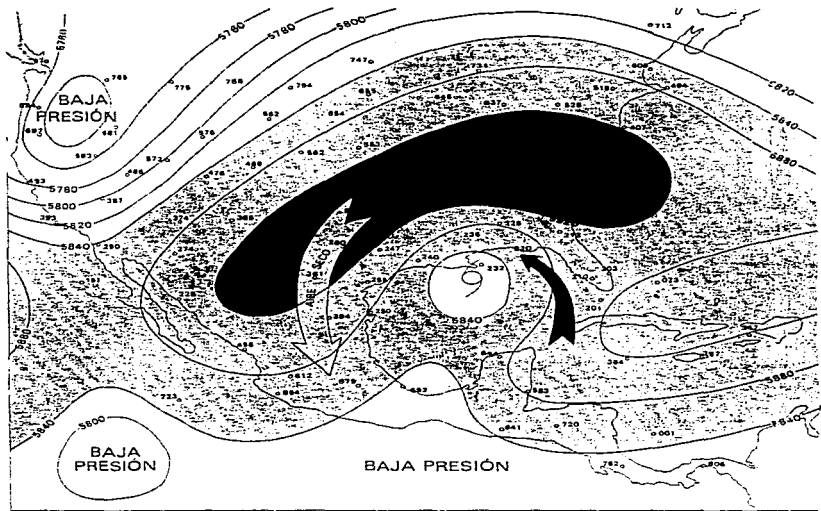


Figura 9. Distribución barométrica asociada a la sequía intraestival. (Mosíño y Reyna, 1989)

algunos inconvenientes, al no tener en cuenta la distribución de la lluvia mes a mes, pudiéndose tener una sequía relativa muy grande, por ejemplo, cuando se atrasa o se adelanta la temporada de lluvias. Algunas otras opciones para medir la intensidad de la sequía intraestival pueden ser consideradas (por ejemplo, el cociente de la evaporación sobre la precipitación).

En el estudio de la canícula, resulta necesario tener una buena resolución temporal para poder hablar de su inicio y final, factores clave para propósitos de interés agrícola.

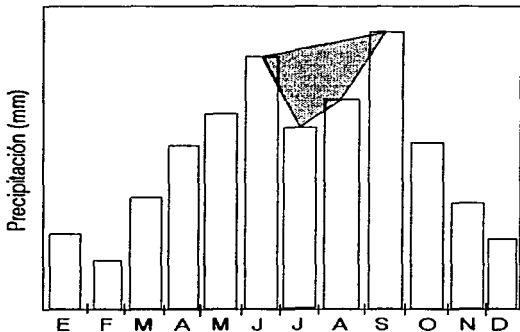


Figura 10. Muestra el área representativa del déficit de lluvia asociado a la severidad de la sequía intraestival.

A nivel local se han realizado varios estudios describiendo la canícula. Por ejemplo, Taboada et. al. (1993) analizaron la canícula para el Estado de Morelos, haciendo un análisis de la climatología de precipitación para 50 estaciones y encontrando que en todas ellas se observa el fenómeno. La mayor parte de las investigaciones tienen interés en relacionar la sequía intraestival con la producción de cultivos en el país, mediante correlaciones entre la precipitación y los rendimientos agrícolas. Al parecer, la distribución de algunas asociaciones vegetales es sensible a la presencia de la sequía intraestival (Mosiño y García, 1966). Algunos otros trabajos analizan como afecta la sequía intraestival a la ganadería (Reyna y Rebollo, 1985).

Un mecanismo propuesto, que pudiera dar origen a la canícula es el doble paso de la ZIC sobre la región, como se observa en algunas zonas cercanas al ecuador, con la precipitación más intensa siguiendo el ángulo de declinación solar en el hemisferio de verano (Hartmann 1993). Sin embargo, la canícula puede detectarse incluso a 20°N, donde la ZIC no cruza dos veces, como se ve en la figura 6. Otras posibilidades, como cambios en los regímenes de circulación o actividad de huracanes en el Pacífico del este o en el Golfo de México han sido mencionados, pero no explorados a fondo.

El interés en describir a la sequía intraestival y la distribución temporal de la precipitación, no es sólo físico, sino económico, sobre todo cuando se considera su importancia en las actividades agrícolas. El presente trabajo se concentra en un análisis físico de las características de la canícula, que

representa un aspecto único de la precipitación tropical, en el cual procesos físicos y dinámicos entre la atmósfera, el océano y el continente juegan un papel importante.

CAPÍTULO 2

DATOS Y METODOLOGÍA

2.1 Datos de precipitación

Dada la naturaleza del análisis, que corresponde principalmente a una descripción de la precipitación en una región donde los aspectos orográficos de mesoescala son importantes, se necesita una base de datos de alta resolución espacial. Legates y Willmott (1990) han preparado medias mensuales climatológicas de precipitación y temperatura del aire en superficie en una malla de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Esta resolución es necesaria si se quieren definir las características de mesoescala de la precipitación sobre Centro América y México. Sin embargo, además de alta resolución espacial, es necesario tener datos de precipitación con resolución temporal alta, de manera que el inicio y final de la sequía intraestival se puedan definir. Por esta razón, se decidió crear una base de datos que tenga alta resolución espacial y temporal, combinando bases de datos sobre continente y sobre océano.

Sobre continente se tomaron los datos de precipitación de estaciones que incluyen:

1) Observaciones diarias del Centro de Análisis Climático (CAC) de 1979-1993 archivadas en el Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR, por sus siglas en inglés), de estaciones en el sur de Estados Unidos, norte de América del Sur y las islas del Caribe.

2) Datos diarios compilados por el Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN).

3) Datos diarios para Centro América, tomados de Servicios Meteorológicos Nacionales de la región y compilados por Jorge Amador, investigador de la Universidad de Costa Rica.

Los períodos de los registros para estos datos varían, pero para la presente base de datos, se utiliza un período de 15 años.

Sobre el océano se utilizan los Análisis de Precipitación Oceánica Global, correspondientes a estimaciones obtenidas por Spencer (1993) en una malla regular de $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ y que se obtuvieron usando información diaria de la Unidad de Sondeo de Microondas (MSU, por sus siglas en inglés). Estos datos están disponibles para el período del 1 de enero de 1979 al 31 de Diciembre de 1995.

Los datos de precipitación sobre el océano y las estaciones del SMN, de CAC y de Centro América (mostradas en la figura 11), se interpolaron en un arreglo de puntos de malla, con resolución de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, en la región comprendida entre el ecuador y 40°N y de 60°W a 130°W . Para generar los arreglos diarios de datos se utilizó un esquema de interpolación conocido como splines cúbicos con tensión (Smith y Wessel, 1990), que

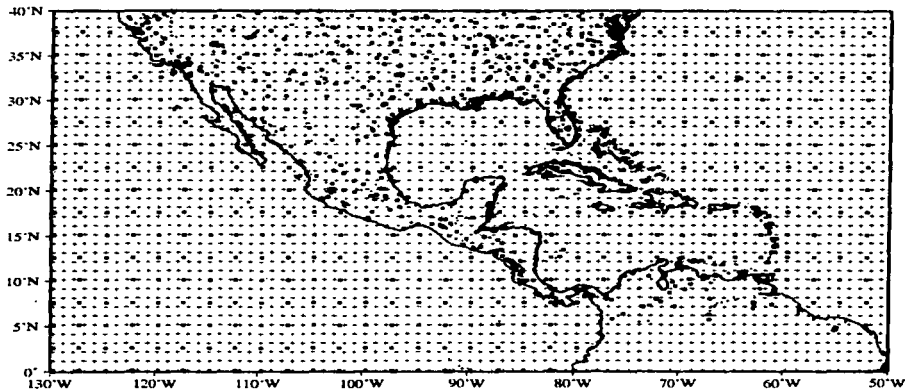


Figura 11. Localización de las estaciones y datos de estimaciones de precipitación sobre el océano usadas en la interpolación (.). Puntos de malla de los análisis de precipitación (+).

corresponde a una superficie continua con tensión ajustable. Así, se tomaron los datos de entrada z , localizados arbitrariamente y se produjeron valores en un arreglo regular, resolviendo la ecuación:

$$(1 - T) (\nabla^2(\nabla^2(z))) + T * (\nabla^2(z)) = 0 \quad (2.1)$$

Donde T es un factor de tensión que puede tomar cualquier valor entre 0 y 1. Si $T=0$ se tiene curvatura mínima y si $T=1$ una superficie armónica. En particular se usó el valor de 1 para la tensión interior y de 1×10^{-5} para la tensión en las fronteras.

El método de splines cúbicos consiste en la construcción de una superficie que ajusta los datos de entrada exactamente, mediante un polinomio cúbico, que tiene segundas derivadas continuas y que cumple que el cuadrado de la curvatura sobre toda el área sea mínima. Smith y Wessel (1990) demostraron que para aplicaciones en Geofísica y Meteorología se pueden considerar:

- 1) Splines suavizados, que difieren de los cúbicos en que se no se ajustan los datos exactamente.
- 2) Splines en tensión, donde no se pide el requerimiento de que la curvatura sea mínima.

En este estudio se tomó la segunda opción.

2.2 Datos de viento, radiación, TSM y temperatura del aire

Para los análisis de la dinámica de la canícula se obtuvieron análisis troposféricos diarios de viento y radiación solar en superficie de los Reanálisis del Centro Nacional para Predicción Ambiental (NCEP, por sus siglas en inglés). (Kalnay y Jenne, 1991). Los reanálisis son datos interpolados, corregidos y validados por un modelo.

También se usaron análisis semanales de TSM (Reynolds y Smith, 1994) con resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ para el período de 1982-1994 para estudiar la señal de la canícula sobre el Pacífico del este y el Caribe.

Se usaron datos de temperatura superficial de Legates y Willmott (1990), así como de la base climatológica del Servicio Meteorológico Nacional, usando el Extractor Rápido de Información Climatológica (ERIC).

Finalmente, se obtuvieron datos de ciclones tropicales (localización, intensidad y trayectoria) para el océano Pacífico del este, el mar Caribe y el Golfo de México para el período de 1953 a 1995 del Atlas de huracanes en el océano Pacífico y en el océano Atlántico (Luna, 1979) y de los archivos de datos de la Universidad de Hawai (disponible a través de Internet).

2.3 Metodología

En los análisis diagnósticos de la sequía intraestival, el primer paso consistió en calcular la climatología de campos meteorológicos, esto es, los promedios de los campos para varios años. De esta manera, se dispuso de un estado base de referencia para hablar de los sistemas que producen lluvia en la región.

El segundo paso fue analizar los cambios temporales de estos patrones. Para ello, se usaron diferentes técnicas, como son análisis de series de tiempo y patrones compuestos.

La construcción de patrones compuestos consiste básicamente en agrupar datos en categorías, calculando los promedios y en comparar estas medias para cada categoría. En el estudio de la sequía intraestival se puede dividir a la temporada de lluvias de verano en tres fases: el primer máximo (fase 1), la sequía intraestival (fase 2) y segundo máximo (fase 3).

Basándose en estas fases se definen tres categorías para calcular los patrones compuestos: cuando se pasa de la temporada seca a la fase 1, o sea de un período inactivo a uno activo. Cuando se pasa de la fase 1 a la fase 2, esto es, de un período activo a uno de menor actividad y finalmente de la fase 2 a la fase 3, de un período de poca actividad a uno más activo. Tales cambios en el tiempo corresponden a fluctuaciones en la dinámica atmosférica del ciclo anual.

El calentamiento o enfriamiento del aire y las fluctuaciones en su contenido de vapor de agua están relacionados con la distribución de radiación solar sobre la superficie de la Tierra y la presencia de agua. Generalmente, las zonas de mayor calentamiento provocan que el aire sea más ligero y tienda a ascender. Por conservación de masa:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (2.2)$$

$$\text{con } u = \frac{Dx}{Dt}, \quad v = \frac{Dy}{Dt} \text{ y } \omega = \frac{Dp}{Dt} ,$$

en los trópicos la convergencia en niveles inferiores corresponde a divergencia en niveles superiores. Para distinguir regiones de gran actividad convectiva, es deseable separar el viento en una parte rotacional y otra divergente. De acuerdo al Teorema de Helmholtz, el movimiento de un fluido se puede dividir en una parte irrotacional, V_x , y en una parte no divergente V_ψ .

$$V = V_\psi + V_x \quad (2.3)$$

Con V_ψ y V_x dados por:

$$V_\psi = k \times \nabla \psi \quad (2.4)$$

$$V_x = \nabla \chi \quad (2.5)$$

Donde ψ es la función de corriente y χ es el potencial de velocidad, de donde se tiene: $\nabla^2\psi = \zeta$, la vorticidad relativa y $\nabla^2\chi = \nabla \cdot \mathbf{V}$, la divergencia. La convergencia en niveles bajos en regiones tropicales está altamente relacionada a zonas de actividad convectiva profunda como lo es la ZIC. Así, una convergencia intensa produce fuerte actividad convectiva, con nubes cumulonimbus profundas que en muchas ocasiones generan fuertes precipitaciones (Fig. 12a). Por otro lado, menor intensidad en la convergencia puede resultar en menos sistemas convectivos y de menor profundidad (Fig. 12b).

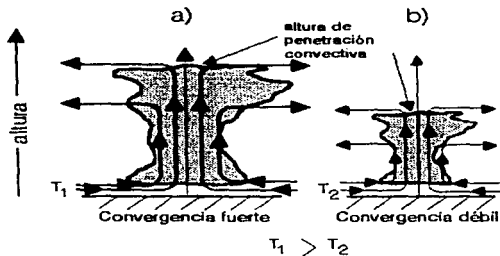


Figura 12. La consecuencia de un calentamiento mayor de la superficie, será una respuesta dinámica más fuerte y con convección más profunda que la de una superficie con temperatura menor.

En el presente trabajo se analiza la convergencia y los vientos convergentes a 925mb como una medida de la actividad convectiva y la precipitación.

CAPÍTULO 3

RESULTADOS

3.1 Ciclo anual de la precipitación

La máxima actividad convectiva en la Zona Intertropical de Convergencia se presenta durante el verano del Hemisferio Norte, alrededor de los 10°N. Durante los meses de invierno (enero, febrero, marzo) la precipitación muestra un máximo en el océano Pacífico del este (Fig. 13), mientras que la mayor parte de México y Centro América registra pocas lluvias. Al comenzar la primavera (abril y mayo) se establece la temporada de lluvias en Centro América y el sur de México. Ya durante el verano (junio, julio, agosto y septiembre), las lluvias quedan establecidas en la mayor parte de la región. Los principales sistemas convectivos sobre la región corresponden a la ZIC sobre el Pacífico del este, la zona del monzón mexicano sobre el noroeste del país y sudoeste de los Estados Unidos, así como a los centros de gran actividad convectiva sobre el Caribe. Vista en mayor detalle, la temporada de lluvias evoluciona de la siguiente forma. En mayo, se establece la temporada de lluvias sobre Centro América y el sur de México, debido al aumento de actividad convectiva asociado a la migración de la ZIC hacia el norte. En junio la lluvia se extiende hacia el oeste del país y sobre la vertiente del Golfo. En los meses de julio y agosto resalta la presencia del monzón en el noroeste mexicano y sudoeste de

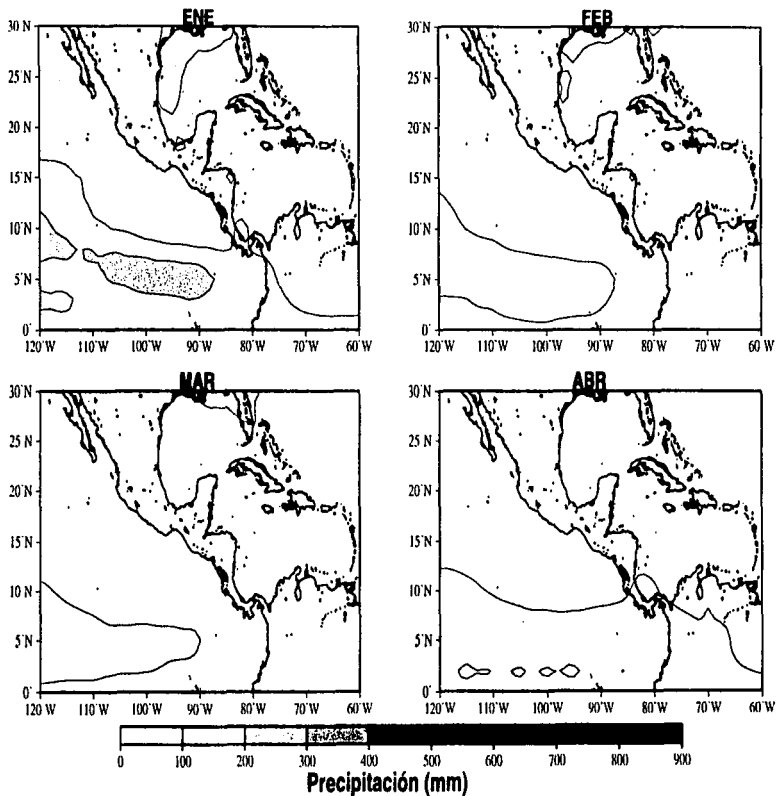


Figura 13a. Climatología mensual calculada con la base construida, para los meses de enero, febrero, marzo y abril.

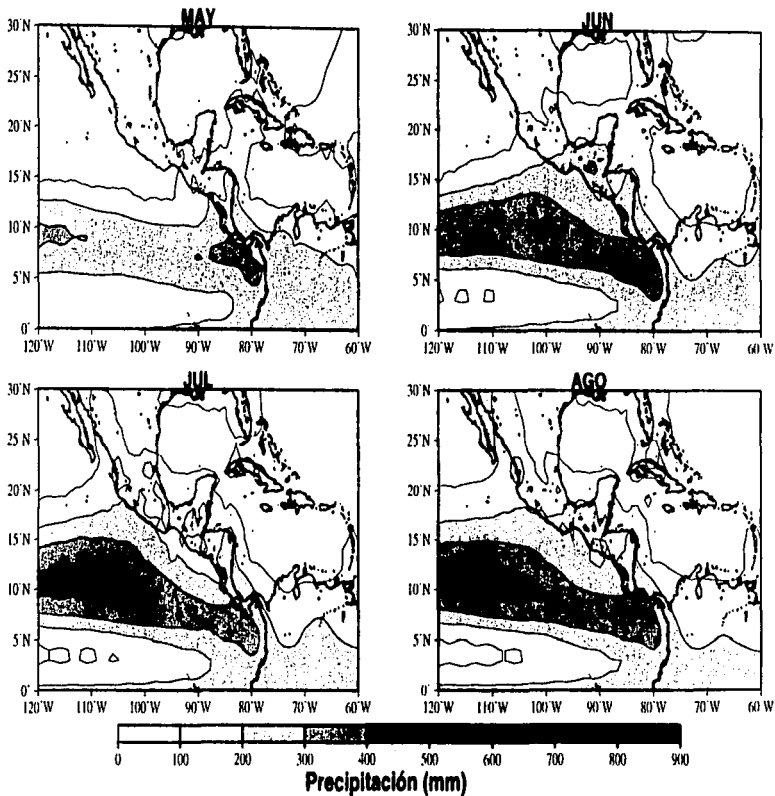


Figura 13b. Climatología mensual calculada con la base construida, para los meses de mayo, junio, julio y agosto.

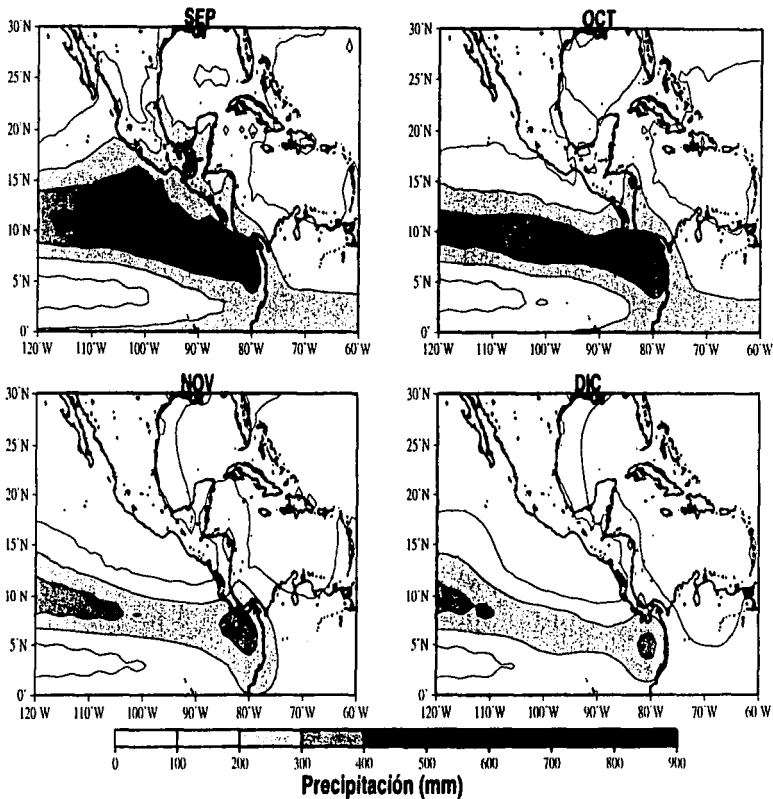


Figura 13c. Climatología mensual calculada con la base construida, para los meses de septiembre, octubre, noviembre y diciembre.

Estados Unidos. La precipitación comienza a decrecer en septiembre, tendencia que continúa hasta diciembre. En los meses de enero y febrero la precipitación es mínima sobre Norte América, salvo en la costa del Golfo de México y el sur de Estados Unidos, cuyo origen está asociado al paso de frentes. También se tiene precipitación en algunas partes de América Central y en el Pacífico del este. En marzo sólo se observa precipitación en el sur de Estados Unidos, condición que continúa en abril.

En general, los patrones de precipitación de la base de datos de alta resolución temporal y espacial, coinciden con los obtenidos por Legates y Willmott (1990). Las mayores diferencias en magnitud aparecen sobre algunas regiones oceánicas, donde son de hasta 2000 mm al año. Esta diferencia, reportada por Spencer (1993), es el resultado de las formas diferentes de calcular precipitación sobre regiones oceánicas. Mientras que Spencer usa estimaciones obtenidas con MSU, Legates y Willmott usan observaciones *in situ*. En general, los análisis diarios de precipitación son más suaves en el océano que en el continente, debido a que las estimaciones de precipitación tienen menor resolución que las observaciones sobre continente. Este hecho, sin embargo, no constituye un problema, ya que la topografía en el continente resulta en estructuras de precipitación más finas que sobre el océano.

3.2 Cambios en precipitación

Estudios climatológicos de los regímenes de precipitación para las Américas (e.g., Hastenrath, 1988) describen los períodos secos y húmedos. Estos últimos ocurren durante el verano (de mayo a septiembre en el Hemisferio Norte). Sobre parte de México y Centro América la distribución temporal de las lluvias no exhibe una distribución normal en el tiempo, como generalmente ocurre a estas latitudes. La distribución temporal de las lluvias de verano más bien exhibe una estructura bimodal, con máximos durante junio y septiembre y un mínimo relativo durante julio y agosto. Al período menos activo se le llama sequía intraestival, canícula o veranillo. En realidad, no se trata de una sequía absoluta o ausencia de actividad convectiva, sino simplemente de menos precipitación. De hecho, la sequía intraestival ocurre a la mitad de la época lluviosa.

La señal de la canícula casi siempre se ha reportado usando las medias mensuales, sin embargo, la razón de precipitación quincenal parece dar una mejor resolución temporal al definir el inicio y el término del fenómeno.

La señal de la sequía intraestival también se detecta en otras variables meteorológicas como la temperatura mínima o la máxima. Valores quincenales de precipitación, temperatura de superficie máxima y mínima, para Oaxaca, Oaxaca (Fig. 14) muestran que las fluctuaciones en la precipitación están correlacionadas positivamente con las de la temperatura mínima, y negativamente con las de temperatura máxima. Durante la sequía intraestival, la cantidad de nubosidad disminuye, entonces aumenta la radiación solar en superficie y por lo tanto, la

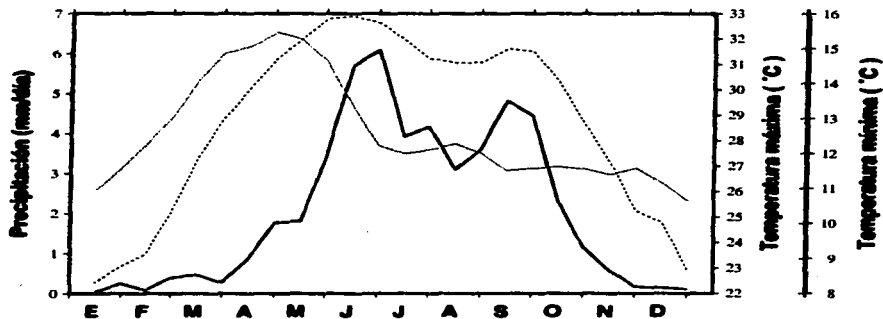


Figura 14. Climatología de la precipitación (línea continua oscura), la temperatura máxima (línea continua clara) y la temperatura mínima (línea punteada) para Oaxaca, Oaxaca.

temperatura máxima (registrada durante el día) es mayor que en los períodos de precipitación más intensa. Por el contrario, la temperatura mínima es menor que en los períodos de precipitación intensa, ya que esta temperatura se registra durante la noche. El enfriamiento radiativo se ve reforzado debido a la presencia de menos vapor de agua que atrape radiación, en lo que se conoce como efecto invernadero.

Para definir la extensión espacial del fenómeno se construyeron histogramas de la climatología de la razón de precipitación quincenal sobre México, Centro América y el Caribe, promediada para áreas contiguas de $5^\circ \times 5^\circ$, (Fig. 15). La persistencia de la estructura bimodal, aún después de promediar 15 años muestra que la sequía intraestival es parte del ciclo anual. El fenómeno se registra tanto sobre el continente como sobre el océano y principalmente sobre el Pacífico del este, donde se localiza (en el verano) una región de agua caliente con TSM $> 27^\circ\text{C}$. Sobre el continente, la señal de la canícula se observa en el sur y centro de México y por todo Centro América. Sobre la región del monzón mexicano no hay indicios de la sequía intraestival, mostrando que este fenómeno es dinámicamente independiente de la canícula.

Algunas teorías sugieren que la distribución temporal de la precipitación, está asociada con los cambios estacionales en la declinación del Sol (Hartmann, 1993), o con el doble paso de la ZIC sobre Centro América. El ángulo de declinación del Sol es la latitud del punto en la superficie de la Tierra que está exactamente abajo del Sol a las 12 del día. Este ángulo varía de 23.45°N en el solsticio de verano, a 23.45°S en el de invierno. De

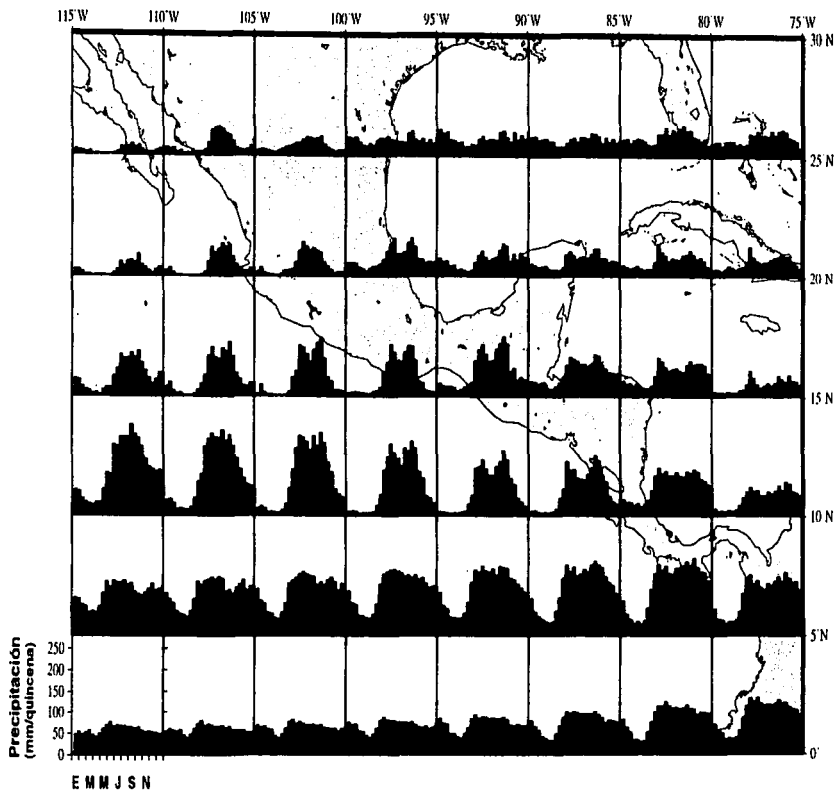


Figura 15. Climatología de la razón de precipitación quincenal, promediada para áreas contiguas de 5' x 5'.

manera que a lo largo del año, un lugar determinado registra dos veces un máximo en radiación, que está asociado con un máximo en temperatura de superficie, atmósferas más inestables y con convección. Sin embargo, esta hipótesis no explicaría porqué a una misma latitud, la sequía intraestival se registra sólo sobre algunas regiones y en otras no. Por otra parte, la migración meridional de la ZIC a lo largo del año sigue aproximadamente el máximo de radiación. Debido a que la extensión meridional de la canícula alcanza hasta los 20°N y a que su ocurrencia año con año en dos sitios separados, como son el sur de México y Nicaragua es coherente, se puede descartar al doble paso de la ZIC como causante de la sequía intraestival. Para mostrar la simultaneidad de la sequía intraestival en dos sitios distintos se pueden analizar los histogramas de precipitación en estos dos lugares (Fig. 16). La variación temporal de la precipitación media de los subdominios de 5° X 5° sobre el sur de México y Centro América es coherente, lo cual puede ser observado comparando los histogramas y comprobando que los máximos y mínimos en precipitación ocurren, en general, en los mismos períodos. Si se tratara de la migración meridional de la ZIC, ocurrirían fuera de fase.

En general, la estación lluviosa inicia en mayo, alcanza un máximo de precipitación a finales de junio y después disminuye, para volver a aumentar a finales de agosto, llegando a un segundo máximo en septiembre. A finales de octubre termina la temporada de lluvias. Es claro que existe variabilidad interanual en el inicio, duración y término de la sequía intraestival. En algunos años, como en 1980 o 1985, la canícula es difícil de definir, mientras que en otros, como en 1988 o en 1991, la señal

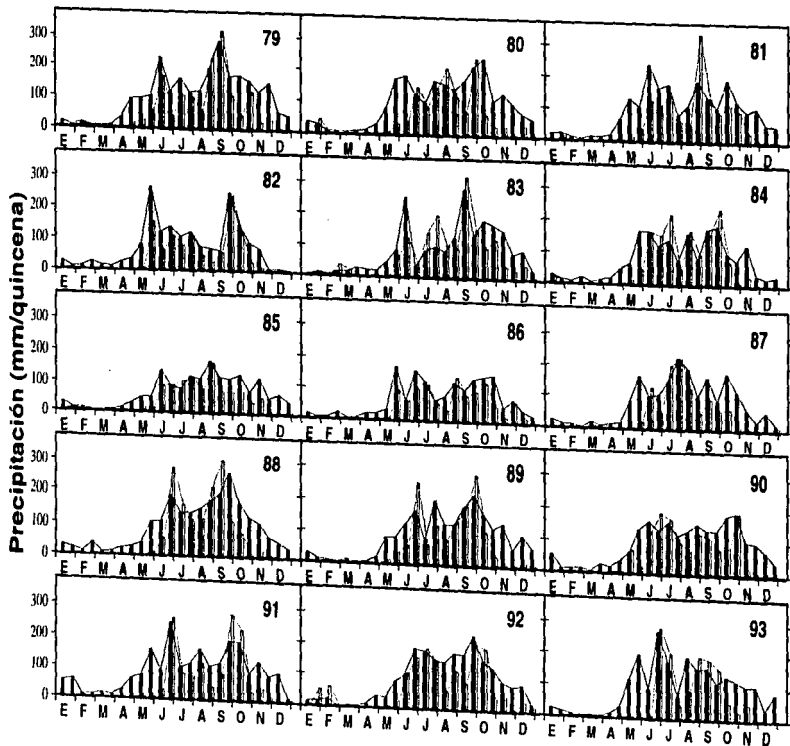


Figura 16. Distribución quincenal de precipitación para los subdominios de $5^\circ \times 5'$ centrados en $97.5^\circ\text{W}, 17.5^\circ\text{N}$ (barras claras) y en $87.5^\circ\text{W}, 12.5^\circ\text{N}$ (barras oscuras).

es muy clara. En base a estos histogramas, (Fig.16) se determinó empíricamente cuándo se registra el primer máximo de precipitación (quincena i) y se calculó la diferencia de la precipitación de la quincena i y la $i-1$. De manera similar se determinó cuándo comienza a disminuir la precipitación (quincena j) y se calculó la diferencia de la precipitación de la quincena j y la $j-1$. Por último, se determinó cuándo vuelve a aumentar la lluvia (quincena k) y se calculó la diferencia de la precipitación de la quincena k y la $k-1$. De esta forma, para cada año se tienen tres períodos de transición en base a los cuales se obtienen patrones compuestos para precipitación de :

- a) el comienzo de la estación lluviosa (Fig. 17a)
- b) el inicio de la sequía intraestival (Fig. 17b)
- c) el término de la sequía intraestival (Fig. 17c)

Los patrones compuestos de tales cambios en precipitación (Fig. 17) muestran claramente la extensión de la sequía intraestival y la región en donde es más intensa, la cuál aparece sobre el océano, alcanzando algunas regiones del sur de México y la parte oeste de Centro América. Puede observarse además que la región que exhibe los cambios más grandes en precipitación asociados con la sequía intraestival se localiza en la costa oeste de México y Centro América. Esta zona se ve afectada en gran medida por la dinámica del agua caliente que se forma durante el verano, en donde aparece la ZIC. De todo el dominio, es sólo en el Pacífico del este, sur de México y costa del Pacífico de Centro América, donde se registran fluctuaciones de este tipo. Además, debajo de esta zona, hay una región donde los cambios en precipitación son justamente

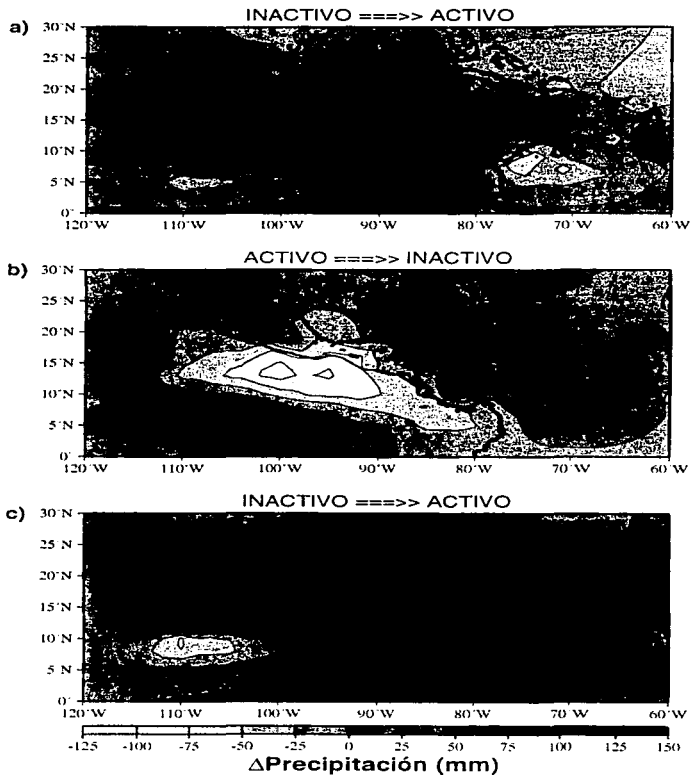


Figura 17. Patrones compuestos para los cambios en la precipitación a) al comienzo de la estación lluviosa, b) al inicio de la canícula y c) al término de la canícula.

opuestos. Esto, como se verá más adelante, está relacionado con la convergencia o cambios en la intensidad de los vientos en los niveles inferiores.

3.3 Vientos del este (los alisios)

La circulación atmosférica en niveles bajos (925mb) sobre la región, para los meses de junio, julio, agosto y septiembre (Fig. 18) muestra dos circulaciones anticiclónicas estacionarias, una sobre el Atlántico y otra sobre el Pacífico. En el Caribe dominan los vientos del este, mejor conocidos como los alisios. En la región de agua superficial relativamente caliente del Pacífico del este los vientos son muy débiles, el movimiento es ascendente y está asociado con convección. Lindzen y Nigam (1987) sugieren que la temperatura de superficie del océano y sus gradientes son un mecanismo importante para generar convergencia. La región de agua caliente frente a las costas de México parece favorecer así una zona convectivamente activa, donde la convergencia en la ZIC es fundamental para establecer la temporada de lluvias y propiciar, entre otras cosas, la formación de huracanes. La convergencia se da entre los alisios provenientes del Caribe, los vientos de regiones ecuatoriales y los vientos a lo largo de la costa de California. En cada caso, el transporte y convergencia de humedad mantienen una región nubosa activa.

Grandoso et. al (1981), Ramírez (1983) y Mosiño y Reyna (1989) propusieron que los cambios en la circulaciones regionales están

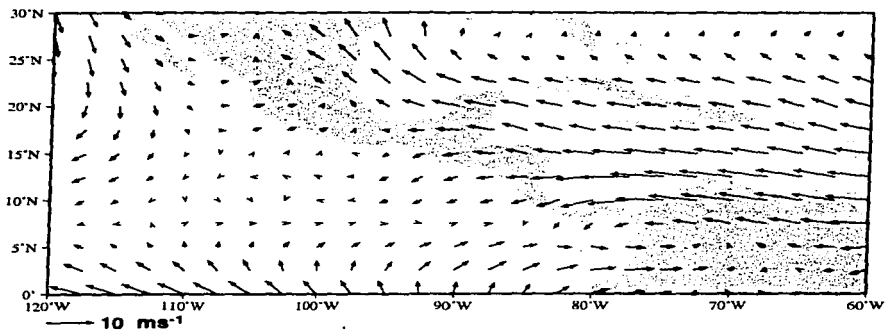


Figura 18. Climatología de los vientos en 925mb, promediados para los meses de junio, julio, agosto y septiembre.

asociados con la sequía intraestival. En particular, el aumento en la intensidad de los alisios sobre el Caribe ocurre al mismo tiempo que las lluvias disminuyen.

Basado en el índice de precipitación quincenal, se construyeron patrones compuestos para los cambios en los vientos de la troposfera baja durante los períodos de transición asociados a la canícula, usando datos de los reanálisis del NCEP para los vientos en 925 mb. La figura 19 muestra estos cambios en los vientos de 925 mb durante a) el inicio y b) el final de la canícula. Estos cambios están asociados con aceleraciones en el flujo. Los cambios más drásticos en el campo de los vientos del este ocurren sobre al sur de México y sobre Centro América. Durante el inicio de la canícula, los vientos del este se aceleran al intensificarse la circulación anticiclónica sobre la costa oeste de México. Durante el final de la canícula los vientos del este se debilitan y aparece una circulación ciclónica anómala en la parte sur central de México.

Una de las preguntas que surgen es ¿qué mecanismo produce esta aceleración en los vientos? Gill (1980) mostró que la actividad convectiva y su forzante térmico asociado, modula la intensidad de las circulaciones estacionarias en niveles bajos. En este sentido, un aumento o disminución en la actividad convectiva, como el que aparece durante la canícula, corresponde a cambios en la intensidad del forzante térmico, y por tanto, en aceleraciones de las circulaciones de niveles bajos.

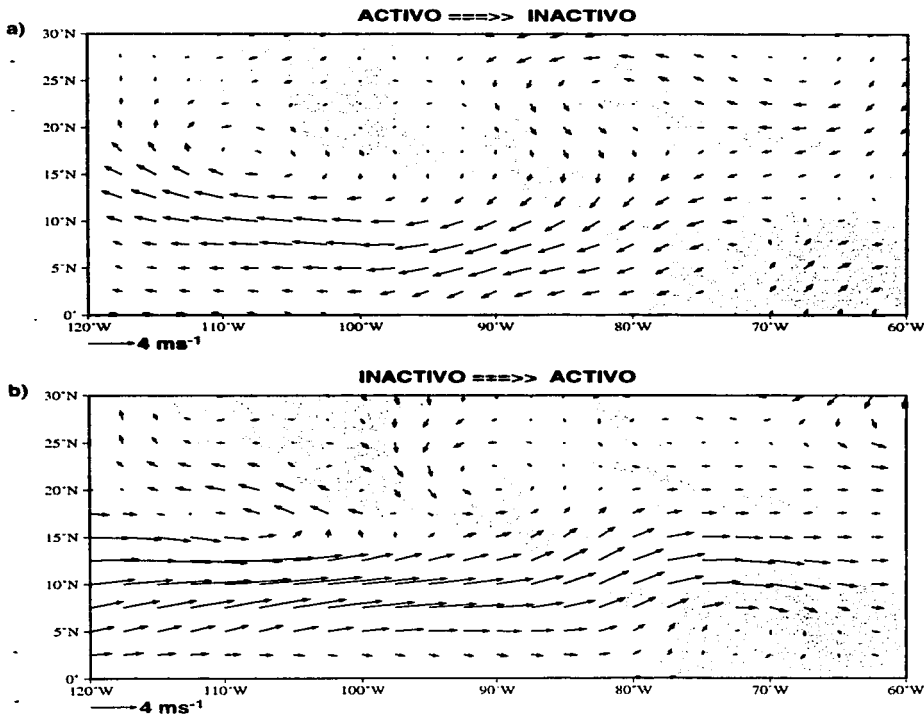


Figura 19. Patrones compuestos para los cambios en los vientos a 925mb durante los períodos de transición, a) cuando comienza y b) cuando termina la canícula.

Los cambios en la intensidad de los vientos del este definen las características locales de la canícula, especialmente sobre Centro América, donde la barrera orográfica constituye un forzante de la precipitación de verano. En el lado del Caribe, las montañas fuerzan movimientos ascendentes y por tanto mayor actividad convectiva y lluvias. Con la intensificación de los alisios y mayores movimientos ascendentes forzados, la actividad convectiva aumenta y con ello la precipitación. Por otro lado, en la costa del Pacífico, la subsidencia generada provoca una disminución en la actividad convectiva. La figura 20 muestra histogramas de precipitación climatológica mensual en estaciones a lo largo de la costa del Caribe y la costa del Pacífico de Centro América. Puede observarse que durante los meses de julio y agosto, cuando la sequía intraestival se presenta en la mayor parte de la región, la precipitación es máxima sobre el lado del Caribe. Por el contrario, con los vientos intensos del este, la precipitación sobre el lado del Pacífico disminuye. Esto es coherente con la figura 17b, que muestra los cambios de la precipitación para el inicio de la sequía intraestival, donde se obtuvo que el mínimo de lluvia en Centro América no se presenta del lado del Caribe y sí del lado del Pacífico.

Ahora bien, es necesario analizar porqué los cambios en la intensidad del flujo en niveles bajos coinciden con cambios en la actividad convectiva. Para ello, se analizan las fluctuaciones en el campo de viento a los 925 mb, en su componente divergente con la misma metodología de patrones compuestos (Fig. 21). Durante el establecimiento de la canícula, la convergencia sobre el sur de México y Centro América se debilita, llevando a un decremento en la convección profunda y por tanto, a menos

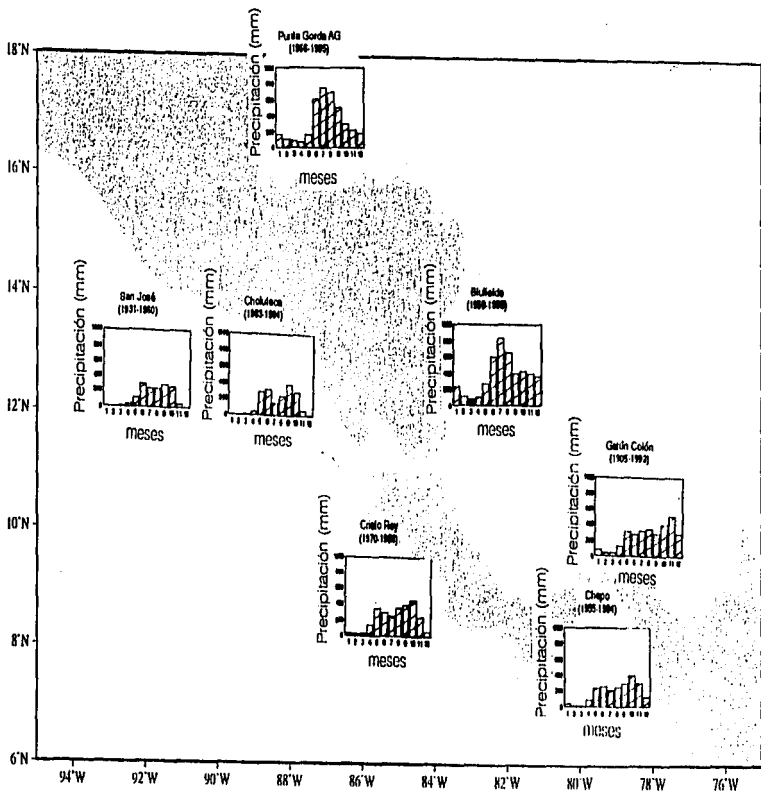


Figura 20. Histogramas de precipitación mensual climatológica para estaciones de Centro América a lo largo de la costa del Caribe y del Pacífico.

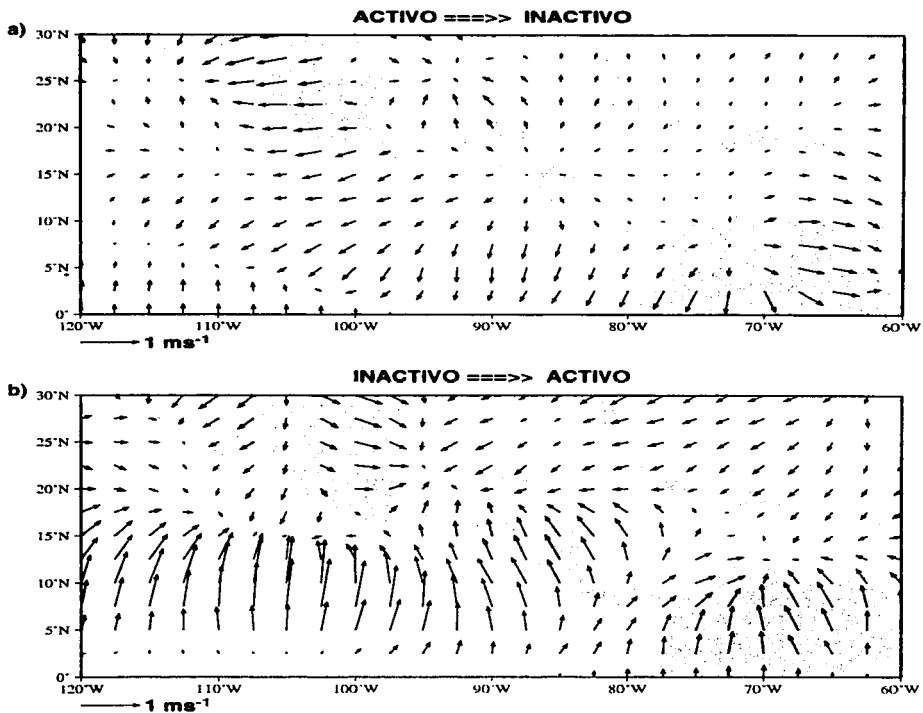


Figura 21. Patrones compuestos para los cambios en la componente divergente del viento a 925mb durante los períodos de transición, a) cuando comienza y b) cuando termina la canícula.

precipitación. Durante la transición de un período inactivo a uno activo, se refuerza la convergencia en la costa del Pacífico llevando a la intensificación de la ZIC y a más precipitación.

Uno de los mecanismos dinámicos que pueden modular la convergencia del viento en los niveles bajos es el relacionado con los gradientes en la temperatura superficial del océano. La convergencia de humedad aumenta en zonas de TSM mayores de 28°C y con ello la convección profunda, (Lindzen y Nigam, 1987). Por otra parte, varios autores (e.g. Zhang 1993, Webster 1994) han encontrado una relación entre regiones con TSM mayores que 28°C y actividad convectiva profunda. La no-linealidad de esta relación (Fig. 22) es clara, especialmente para valores de TSM por encima de 26°C.

3.4 Temperatura de superficie del océano

Por lo dicho anteriormente, el papel de las TSM como moduladoras de convección en regiones donde tienen valores por arriba de los 28°C, debe ser analizado para el caso de la actividad convectiva en la ZIC del Pacífico del este frente a las costas de México.

Las fluctuaciones en la temperatura de superficie del océano regulan muchos de los fenómenos del sistema océano-atmósfera, como son los monzones o los eventos de El Niño. La figura 23 muestra la climatología de TSM para el promedio de los meses de junio, julio, agosto y

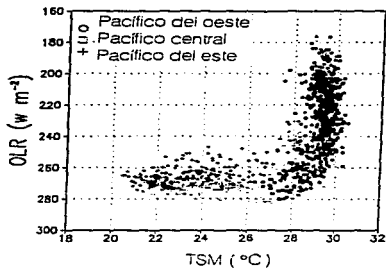


Figura 22. Diagrama de dispersión de OLR vs TSM a lo largo del ecuador para el Pacífico del oeste (120°E a 175°E), el Pacífico central (180°W a 125°W), y el Pacífico del este (120°W a 180°W), construido con datos de 1985 a 1989. (Lau et al, 1997)

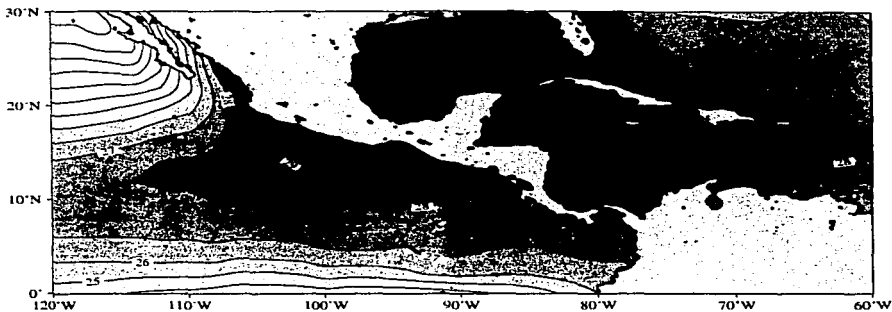


Figura 23. Climatología de la TSM, promediada para los meses de junio, julio, agosto y septiembre.

septiembre. Frente a las costas del Pacífico mexicano se localiza un área de agua caliente ($TSM > 27^{\circ}\text{C}$) que tiene un importante papel en la actividad de la ZIC.

Como la radiación que emite un cuerpo es proporcional a su temperatura y las nubes convectivas profundas tienen topes altos y fríos, estas nubes están asociadas con valores mínimos en la radiación saliente de onda larga (OLR, por sus siglas en inglés) en los trópicos. Tales valores bajos, generalmente corresponden a zonas de precipitación. Graficando la temperatura de superficie del océano y la OLR se puede concluir que la convección profunda ocurre en zonas dentro de la isoterma de 28°C , por lo que existe una relación entre la precipitación y las temperaturas de superficie del océano tropicales. La relación entre la precipitación y la TSM, sin embargo, no es lineal. Un pequeño cambio en la TSM alrededor de los 28°C implica un cambio muy grande en la convección profunda. Por tanto, es importante analizar las fluctuaciones en las TSM alrededor de este valor. En el caso de la actividad de la ZIC, se analizó un área donde se presentan los mayores cambios en precipitación: $10\text{-}15^{\circ}\text{N}$ y $105\text{-}95^{\circ}\text{W}$ (región definida en la figura 23). Obteniendo el promedio areal de las TSM para cada semana, se calculó la serie de tiempo correspondiente al período de 82 a 93 (Fig. 24). Se encuentra que la variabilidad de las TSM en esta región tiene una distribución bimodal en el verano, que está ligeramente adelantada respecto a la de la precipitación en una o dos semanas, aproximadamente. A partir de febrero, las TSM en esta región comienzan a incrementarse y alcanzan un máximo de más de 30°C en los meses de mayo o principios de junio. Tal aumento en las TSM produce

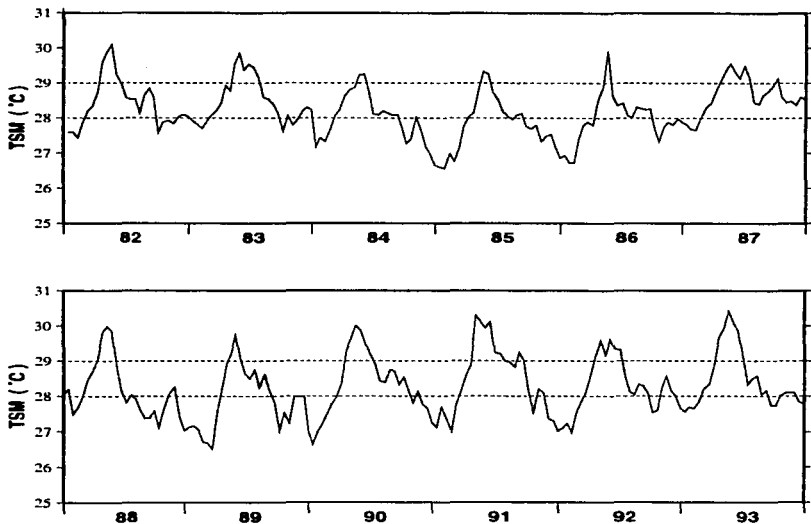


Figura 24. Serie de tiempo de la TSM promediada para el área comprendida entre 10-15°N y 105-95°W. Las franjas grises abarcan de junio a septiembre.

actividad convectiva intensa y el comienzo de la estación lluviosa. Durante julio, la TSM disminuye hasta en 1°C , para volver a aumentar a finales de agosto y a principios de septiembre en unas décimas de grado. Dada la no linealidad de la relación TSM-OLR, un aumento de esta magnitud puede ser suficiente para incrementar nuevamente la actividad convectiva profunda. De acuerdo a Zhang (1993), el impacto de pequeñas anomalías alrededor de TSM mayores de 27°C , puede llevar a cambios grandes en la actividad convectiva profunda. Webster (1994) sugiere que para TSM $> 28^{\circ}\text{C}$, se produce un aumento en la convección profunda como resultado del movimiento de gran escala. Este movimiento se produce debido al calentamiento diferencial de la atmósfera entre la región de agua caliente y las regiones adyacentes. Una de las interrogantes para el caso de la ZIC es si aumentos en las TSM por encima de los 28°C producen mayor densidad de nubes, o simplemente, nubes convectivas profundas. Zhang (1993) encuentra que la distribución espacial de la convección profunda es más intensa y frecuente para TSM más altas.

En octubre las TSM decrecen nuevamente y en noviembre y diciembre se alcanza un tercer máximo relativo, que no siempre lleva a actividad convectiva por ser menor de 27°C .

Ahora bien, si las TSM actúan como moduladores de la convección profunda al forzar convergencia de humedad, ¿qué mecanismos modulan la TSM?

3.5 Radiación entrante de onda corta

La radiación entrante de onda corta es uno de los factores que regula a las TSM. Ramanathan y Collins (1991) sugieren que la primer respuesta cuando se calienta el océano es la producción de nubes profundas y que éstas disminuyen el flujo de radiación solar a la superficie. En la figura 25 se presenta la serie de tiempo para 12 años de TSM y de radiación entrante de onda corta por unidad de área (REOC) para el área delimitada por el cuadrado de la figura 23. Claramente, el ciclo anual de la radiación solar está correlacionado con el de las TSM. En escalas intraestacionales, también parece existir una relación entre radiación y TSM, con el máximo en radiación adelantado al de la TSM por una semanas, aproximadamente. Cuando la radiación es máxima en superficie produce que el océano se caliente, lo que tiende a aumentar la cantidad de convección profunda. Cuando aumenta la convección, se incrementa la nubosidad y bloquea la entrada de radiación de onda corta. La TSM disminuye como resultado de una menor radiación, por lo que la convección profunda disminuye permitiendo un nuevo aumento en la radiación entrante en superficie. La respuesta de las TSM a cambios en la radiación parece ser casi inmediata, esto es, del orden de una semana, como se muestra en el diagrama de dispersión de TSM contra REOC, para la región comprendida entre 10-15°N y 105-95°W, construido con datos semanales de junio a septiembre, de 1982 a 1993 (Fig. 26).

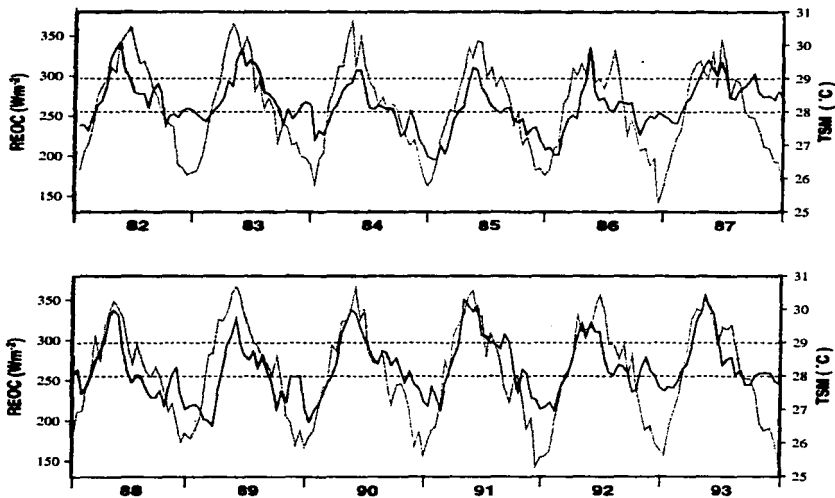


Figura 25. Serie de tiempo de la TSM (línea oscura) y de la radiación entrante de onda corta por unidad de área (REOC) (línea clara) promediada para el área comprendida entre 10-15°N y 105-95°W. Las franjas grises abarcan de junio a septiembre.

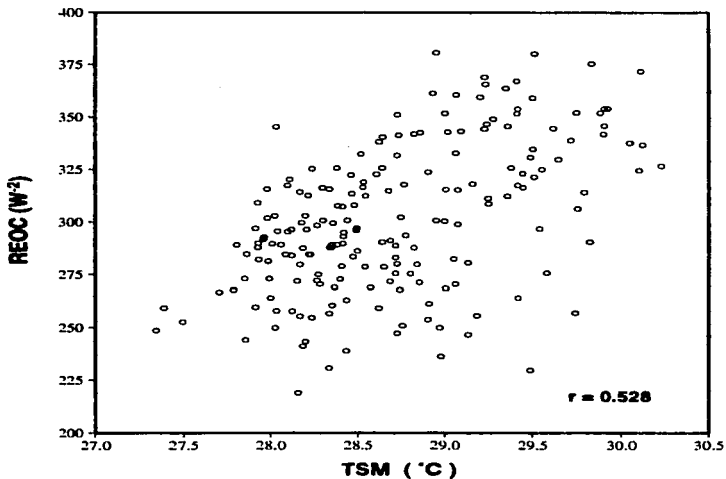


Figura 26. Diagrama de dispersión de TSM vs radiación entrante de onda corta por unidad de área (REOC), para la región comprendida entre 10-15°N y 105-95°W, construido con datos semanales de junio a septiembre, de 1982 a 1993.

Es necesario sin embargo, tomar en cuenta que otros procesos afectan a las TSM: por ejemplo, los vientos superficiales tienden a mezclar la capa superficial del océano. Dependiendo de la profundidad de la capa de mezcla, será el cambio que los vientos puedan producir en las TSM. La precipitación es otro mecanismo que puede llevar a una disminución en las TSM (Webster, 1994).

3.6 Actividad de ciclones tropicales

Las variaciones en la convergencia de niveles bajos sobre la región de agua caliente del Pacífico del este, actúan como moduladores de los procesos de convección profunda, como la encontrada en los huracanes. La región del Pacífico del este tiene gran actividad de ciclones tropicales durante el verano. Los cambios en la circulación de niveles bajos, en la capa límite marina, son un elemento importante en el desarrollo de huracanes (Emanuel, 1993).

Las variaciones en la intensidad del viento y la disminución de la actividad convectiva profunda, como las observadas durante la canícula, parecen afectar la actividad ciclónica. La Figura 27 corresponde a la distribución quincenal de huracanes que aparecieron en el período de 1954 - 1993 en la zona del a) Pacífico del este (alrededor del dominio definido en la figura 23) y b) sobre el océano Atlántico, frente a las costas de México. El número de huracanes en el Pacífico del este muestra un mínimo relativo durante finales de julio y principios de agosto, lo que parece estar

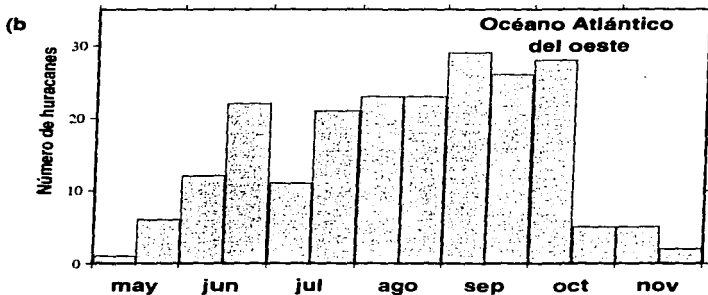
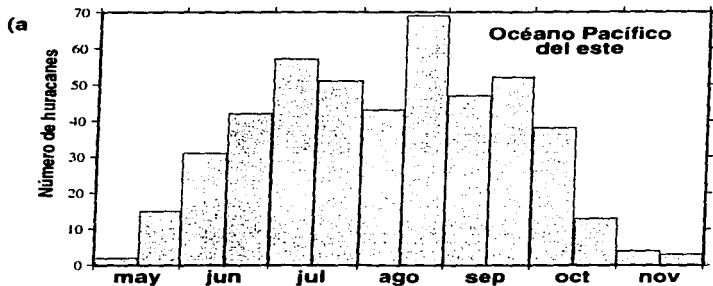


Figura 27. Distribución quincenal del número de huracanes de 1954-1993 que potencialmente afectaron a México y a Centro América, a) sobre el Pacífico y b) sobre el Atlántico.

asociado con el mínimo relativo en la actividad convectiva profunda de la sequía intraestival. Por otro lado, no parece haber ninguna indicación de la canícula en la frecuencia de ciclones tropicales en el Caribe, como sugería Keables (1989).

3.7 Dinámica de la sequía intraestival

Cuando en una región oceánica tropical aumenta la temperatura de superficie del mar, se desarrollan gradientes de temperatura y de calor con las regiones adyacentes. Como respuesta a estos gradientes de temperatura, la velocidad del viento aumenta generando una región de convergencia donde la precipitación y la nubosidad se incrementan (Fig. 28). Una mayor cubierta nubosa reduce el flujo de radiación solar que llega a la superficie. Por otra parte, los fuertes vientos de superficie aumentan la evaporación y mezclan verticalmente el estrato superior del océano. Estos dos efectos, aunados a la disminución de la radiación y en menor medida, a la precipitación, hacen que la temperatura de superficie del océano comience a disminuir. La zona de mayor convergencia parece desplazarse ligeramente hacia el sur (Fig. 21).

Cuando la temperatura de superficie del mar decrece, la actividad convectiva profunda y la precipitación también lo hacen. Las nubes, al parecer más dispersas, permiten que una mayor cantidad de radiación llegue hasta la superficie, tendiendo a elevar la temperatura. Esto ocurre

durante julio y agosto. Al final de este período, los gradientes de TSM son menos intensos y la velocidad del viento disminuye.

Durante finales de agosto y principios de septiembre, los vientos alisios debilitados establecen nuevamente una fuerte convergencia frente a las costas de México y Centro América, al parecer, como correspondencia de un ligero aumento en las TSM alrededor de los 28°C. La mayor actividad convectiva resulta en mayor precipitación en toda la región de la costa del Pacífico. En la zona del Caribe, por otro lado, la precipitación disminuye.

La descripción anterior, sobre la dinámica de la canícula, plantea un mecanismo de retroalimentación casi-lineal entre la TSM, la actividad convectiva en la ZIC y la radiación, así como la intensidad de la parte convergente de los alisios. Un simple análisis en la secuencia de estos eventos no es suficiente para explicar si las magnitudes en los cambios de estos parámetros son suficientes para interactuar de la manera propuesta. Para ello, será necesario a futuro, utilizar mejores bases de datos y modelos dinámicos que reproduzcan la dinámica aquí propuesta.

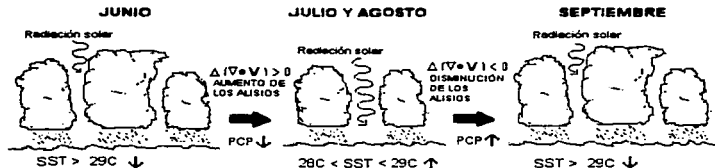


Figura 28. Dibujo esquemático de la dinámica de la sequía intraestival

CAPÍTULO 4

CONCLUSIONES

La sequía intraestival es un mínimo relativo en la precipitación de verano, durante julio y agosto. Usando una base de datos de precipitación diaria, junto con los reanálisis del NCEP, se documentaron los cambios en la circulación atmosférica que ocurren durante este período.

Hipótesis anteriores sugerían que la sequía intraestival estaba relacionada con la migración meridional de la ZIC. Sin embargo, este mecanismo no explica su ocurrencia en latitudes por arriba de los 11°N, ni la simultaneidad de su ocurrencia en dos latitudes diferentes. Si se tratara de el doble paso de la ZIC, las señales estarían fuera de fase.

Las hipótesis de advección de aire seco sobre la parte sur de México desde los Estados Unidos, tampoco parecen estar bien fundamentadas, por lo que se realizó un análisis detallado de los cambios asociados a este fenómeno. En primer lugar, la sequía intraestival no es una forma de variabilidad intraestacional, sino que es parte del ciclo anual, ya que ocurre sistemáticamente en la parte sur central de México, Centro América y algunas regiones del Caribe (Fig. 15), siempre durante la misma época del año. Su aparición en climatologías de 30 años o más, demuestra que se trata de una señal robusta.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

Para definir con mayor detalle la extensión espacial del fenómeno, se construyeron patrones compuestos de precipitación para el comienzo de la estación lluviosa, el inicio de la sequía intraestival y su término (Fig. 17). Así, se obtuvo que en el océano Pacífico del este es donde la canícula es más intensa, justo donde se localiza durante el verano una importante lente alargada de mar relativamente caliente, justamente debajo de la ZIC.

Cuando comienza la estación lluviosa, durante mayo y principios de junio, se establece una zona de convección atmosférica profunda frente a las costas de México y Centro América que dan al océano Pacífico. Al mismo tiempo, se forma una circulación ciclónica anómala en superficie sobre Norte América, al parecer, resultado de esta fuerte actividad convectiva (Gill, 1980). Cuando la actividad convectiva disminuye durante julio y agosto, esta circulación ciclónica se debilita, manifestándose como una anomalía anticiclónica del flujo de bajo nivel (925mb) (Fig. 19). Este cambio en los vientos lleva a la formación de anomalías divergentes que inhiben el desarrollo de la actividad convectiva profunda sobre la región de agua caliente de Pacífico del este. Tales cambios parecen estar modulados por las variaciones de la TSM en la región (Zhang 1993).

Las fluctuaciones en la radiación solar que llega a la superficie, una mayor evaporación y la intensificación del mezclado debido a los vientos alisios reforzados, hacen que la TSM disminuya unas cuantas décimas de grado en julio y agosto ($TSM < 28.5^\circ$). La actividad convectiva profunda es muy sensible a pequeñas fluctuaciones de la TSM alrededor de los $28^\circ C$

(Zhang 1993, Webster 1994). El debilitamiento de los alisios a principios de septiembre, forma una anomalía convergente, que refuerza la actividad convectiva profunda y produce un segundo máximo en la precipitación sobre el sur de México y la costa de Centro América del lado del Pacífico.

Se ha propuesto un mecanismo de retroalimentación para explicar esta variación en la intensidad de las lluvias. En principio, es aplicable a otras regiones tropicales, sin embargo, no se ha observado ninguna otra estructura bimodal en la distribución de precipitación en otras longitudes. Esto parece indicar que la lente de agua caliente que se forma durante el verano en el Pacífico del este, posee características especiales que permiten reaccionar a pequeños cambios en vientos y radiación. La capa de mezcla es relativamente somera (30 metros, aproximadamente) en esta zona y diversos estudios muestran que aún en escalas de tiempo menores puede responder con cambios de temperatura. Caso concreto es el de los Tehuantepecanos, cuyos intensos vientos son eficientes mecanismos de mezclado (Gallegos y Barberán, 1997). Por otra parte, los cambios en TSM alrededor de los 28°C pueden producir cambios en la profundidad y densidad de la actividad convectiva.

Como trabajo futuro, se debe considerar el realizar un diagnóstico cuantitativo del mecanismo dinámico propuesto. También se puede desarrollar un modelo simple de factores climáticos que incorpore procesos de retroalimentación, modulados por la amplitud del ciclo anual. Tales estudios deben explicar los tiempos en los que sucede la sequía intraestival. Factores como balances radiativos, transferencias de calor

latente y sensible, mezclado de las capas superiores del océano, e interacción del flujo con la orografía deberán ser tomados en cuenta. Por esto, el problema de la sequía intraestival resulta en un interesante reto en el área de interacción océano-atmósfera.

Por otro lado, se tendrá que analizar si la distribución del número de huracanes en el Pacífico del este con una estructura bimodal está relacionado con la canícula. De resultar cierta tal hipótesis, valdría explorar esta relación como elemento del pronóstico de huracanes.

Queda también por analizar la variabilidad interanual de la sequía intraestival y explicar porqué algunos años está mejor definida que en otros. Habría que analizar si la canícula tiene alguna relación con la ocurrencia del fenómeno de El Niño. Tales investigaciones resultarán definitivamente en beneficio de los usuarios de información climática, por ser la sequía intraestival un elemento esencial en la planeación de actividades agrícolas y ganaderas, tanto en México como en Centro América.

BIBLIOGRAFIA

- Emanuel, K., 1991: The theory of hurricanes. *Annu. Rev. Fluid Mech.*, 23, 179-196.
- Gallegos, A., y J. Barberán, 1997: Surgencia eólica en el Golfo de Tehuantepec. Capítulo en el libro: El Golfo de Tehuantepec, ecosistema y sus recursos. Ed. UAM (En prensa).
- García, B., 1965: Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Publ. Inst. Geogr. U.N.A.M. I. Mex.* 185.
- Gill, A., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulations. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 106, 447-462.
- Grandoso, H., V. Castro y A. Vargas, 1981: Características de la atmósfera libre sobre Costa Rica y sus relaciones con la precipitación. Informe Semestral enero-julio 1981. Instituto Geográfico Nacional. Ministerio de Obras Públicas y Transportes. San José, Costa Rica.
- Hartmann, D., 1993: *Global Physical climatology*. Academic Press.
- Hastenrath, S., 1967: Rainfall distribution and regime in Central America. *Archiv. Meteor. Geophys. Bioklim., Ser. B*, 15, 201-241.
- Hastenrath, S., 1988: *Climate and circulation of the tropics*. D. Reidel Publishing Company.
- Jauregui, E., 1959: Notas sobre la precipitación en Tacubaya para el período 1900-1958. *Ingeniería hidráulica en México*, 13, 29-39.
- Kalnay, E., and R. Jenne, 1991: Summary of the NMC/NCAR reanalysis workshop of April 1991. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1897-1904.
- Keables, M., 1989: A synoptic climatology of the bimodal precipitation distribution in the Upper Midwest. *J. Climate*, 2, 1289-1294.

Lau, K.-M., H.-T. Wu y S. Bony, 1997: The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature. *J. Climate*, 10, 381-392.

Legates, D. R., y C.J. Willmott, 1990: Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatol.*, 10, 111-127.

Lindzen, R.S., y S. Nigam, 1987: On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418-2436.

Lorenz, E., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, 7, 157-167.

Luna, C., 1979: Atlas de huracanes en el océano Pacífico y en el océano Atlántico. Secretaría de Programación y Presupuesto.

Madden, R., y P. Julian, 1972: Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109-1123.

Magaña, V., y A. Quintanar, 1997: Numerical simulations in the environmental and earth science. Cambridge.

Mosiño, A. P., y E. García, 1966: Evaluación de la sequía intraestival en la República Mexicana. Conf. Regional Latinoamericana de la Unión Geofísica Internacional. 3, 500-516.

Mosiño, A. P., y T. Reyna, 1989: La interrupción del alisio por curvas de los ciclones tropicales en el Golfo de México, causa parcial de la sequía intraestival. Memorias de la segunda Reunión Nacional de Agroclimatología. UACH. Departamento de Irrigación. Chapingo, México. 315-323.

Page, J. L., 1930: Climate of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, Supp. No.23: 25.

Ramanathan, V., y W. Collins, 1991: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature*, 352, 27-32.

Ramírez, P., 1983: Estudio meteorológico de los veranillos en Costa Rica. Nota de Investigación N. 5. Instituto Meteorológico Nacional. Ministerio de Agricultura y Ganadería. San José, Costa Rica.

Reed, R. y E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the Equatorial Western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 19, 1117-1133.

Reyna, T. y A. Rebollo, 1985: Efectos de la sequía intraestival en la ganadería mexicana. Mem. X Congreso Nac. de Geografía. 102-112.

Reynolds, R., y T. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929-948.

Riehl, H., y J. Malkus, 1958: On the heat balance in the equatorial trough zone. *Geophysica*, 6, 503-538.

Smith, W.H.F., and P. Wessel, 1990: Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 55, 293-305.

Spencer, R.W., 1993: Global oceanic precipitation from the MSU during 1979-91 and comparisons to other climatologies. *J. Climate*, 6, 1301-1326.

Taboada, M., T. Reyna, R. Oliver y M. Beltran, 1993: Evaluación de la sequía intraestival en el estado de Morelos. Universidad Autónoma del Estado de Morelos.

Waliser, D. E., y C. Gautier, 1993: A Satellite-derived climatology of the ITCZ. *J. Climate*, 6, 2162-2174.

Wallen, C. C., 1955: Some characteristics of precipitation in Mexico. *Geografiska Annaler*. 55.

Webster, P. J., 1994: The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Rev. Geophys.*, 32, 427-475.

Zhang, C., 1993: Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics. *J. Climate*, 6, 1898-1913.