

01060

2

29



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

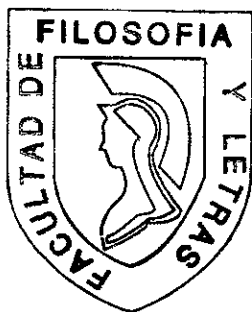
FACULTAD DE FILOSOFIA Y LETRAS
División de Estudios de Postgrado

EL CICLO ANUAL DE LA ACTIVIDAD
CONVECTIVA EN MEXICO CON BASE EN EL
ANALISIS DE VALORES MEDIOS PARA 5 DIAS DE
OLR (*Outgoing Longwave Radiation*)

TESIS

Que para obtener el grado de
MAESTRO EN GEOGRAFIA
presenta

MIGUEL CORTEZ VAZQUEZ



México, D. F.

1998

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

264139



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

EL CICLO ANUAL DE LA ACTIVIDAD
CONVECTIVA EN MEXICO CON BASE EN EL
ANALISIS DE VALORES MEDIOS PARA 5 DIAS DE
OLR (*Outgoing Longwave Radiation*)

Miguel Cortez Vázquez

INDICE

Indice.....	3
Agradecimientos.....	4
Prólogo.....	6
Abreviaturas.....	8
Resumen.....	9
Introducción.....	10
Capítulo 1	
Marco teorico-metodológico	
1.1 Antecedentes.....	14
1.2 Métodos de medición de la precipitación.....	15
1.3 Estado actual de las observaciones de satélite.....	16
1.4 Procedimientos aplicados a la base de datos y método de análisis.....	19
Capítulo 2	
Aspectos generales del clima en México	
2.1 Factores geográficos del clima	26
2.2 Sistemas de la circulación regional.....	28
2.3 Sistemas sinópticos que afectan el estado del tiempo	36
2.4 Distribución de la precipitación.....	45
Capítulo 3	
Resultados	
3.1 Análisis de los productos de “5-day mean OLR(Wm^{-2})”	50
3.2 Análisis de los productos de “ Δ OLR(Wm^{-2})”	59
3.3 Sequía relativa de medio verano o canícula.....	63
3.4 Variaciones en el ciclo anual de la actividad convectiva sobre el Pacífico tropical.....	65
Conclusiones.....	71
Apéndice 1	
Número de pentad y fechas correspondientes.....	74
Apéndice 2	
Mapas de “5-day mean OLR(Wm^{-2})”	75
Apéndice 3	
Mapas de “ Δ OLR(Wm^{-2})”	83

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo forma parte de una investigación más amplia que como tesis doctoral se realiza en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Tokyo. Tal investigación no sería posible sin el apoyo de numerosas personas e instituciones. Quiero manifestar mi agradecimiento al Ministerio de Educación en Japón (Mombusho) y a la Comisión Nacional del Agua a través del Servicio Meteorológico Nacional en México (SMN).

Deseo expresar mi profundo agradecimiento al Dr. Jun Matsumoto, mi asesor académico, por su apoyo constante y por introducirme en las nuevas técnicas de análisis del clima. Gracias a sus amables invitaciones pude asistir a numerosos congresos, seminarios y experimentos, que me permitieron intercambiar ideas y actualizar mis conocimientos. Mis participaciones en el experimento GAME-T en Tailandia como miembro de la delegación japonesa fue de gran enseñanza, pues pude experimentar en carne propia la estación húmeda y seca del clima monzónico del sureste asiático.

Al personal del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) en México, por proporcionarme valiosa información para mi investigación. Particularmente quiero manifestar mi agradecimiento al Ing. G. Enrique Ortega Gil y al Ing. Germán Martínez Santoyo por su confianza durante su paso en la administración del SMN. Al Ing. M. Alfonso Medina Ramírez por las discusiones motivantes que mantenemos, a la Lic. Oliva Parada y al Geogr. Martín Téllez Saucedo, por su apoyo con engorrosos trámites administrativos. Al entusiasta equipo de trabajo que encabeza el Dr. Ignacio Galindo en el CUICA, Universidad de Colima, quienes siempre me han recibido amablemente. A todas aquellas personas que de distintas formas apoyaron mi trabajo, mi reconocimiento.

Las sugerencias y comentarios de mis profesores y compañeros del kenkyushitsu durante el seminario de los jueves enriquecieron mi investigación. Particularmente las sugerencias del Dr. T. Murakami del *Department of Meteorology*, de la Universidad de Hawaii y del Dr. H. Oomura del *Swiss Federal Institute of Thechnology Zurich (E. T. H)* fueron de gran apoyo en momentos de duda. Al Dr. Ernesto Jáuregui, Mtra. Rosalía Vidal y demás miembros del jurado y a todas aquellas personas de quienes recibí comentarios y sugerencias mis agradecimiento.

Finalmente, agradezco a Aretha Franklin, Glenn Miller, Supertramp, Maná, García Márquez y a la fabulosa Candy por ayudarme a mantener la calma y el espíritu en alto. A La Jornada en Internet por ser mi contacto durante éste tiempo con el México de mis amores y a mis amigos, por alegrar mi vida y convertirse en mi familia internacional durante los días de soledad en Tokyo.

Miguel Cortez Vázquez
Tokyo, Japón
Enero de 1998

PROLOGO

El día 9 de octubre del año en curso, al término de una intervención en la Reunión Anual de la Sociedad Japonesa de Meteorología con el tema “El ciclo anual de la actividad convectiva en México”, un colega de la Hokkaido University, responsable de la organización del evento, me llamó para mostrarme en un monitor una imagen de satélite de un sistema de baja presión frente a las costas pacíficas mexicanas. Horas más tarde, a través de los noticieros, me enteraba de los estragos que Paulina había causado en las costas de Oaxaca y Guerrero, principalmente en la población de escasos recursos.

¿Porqué tanta destrucción y desolación ante un fenómeno natural que siempre ha existido en la naturaleza? ¿Por la capacidad de reacción de la población que padece sus efectos. Al igual que otras ocasiones, los sismos de 85 por ejemplo, la ocurrencia de un desastre evidenció deficiencias y corrupción en las instituciones públicas. Cuantas muertes se pudieron haber evitado? ¿Cuántos individuos se verán beneficiados por el sufrimiento de la parte del pueblo más necesitada?

Sin duda alguna, Paulina será un fenómeno atmosférico que motivará numerosos análisis, quizá muchos de ellos por investigadores e instituciones extranjeras. ¿A que se debe esta situación? En mi opinión muy personal, a una falta de cultura meteorológica, si se puede aplicar el término, en gran parte de la población mexicana, a la indiferencia de la población a las condiciones del tiempo, incluyendo por supuesto a nuestras autoridades encargadas de la protección de los habitantes ante contingencias producidas por fenómenos de esta naturaleza, aspecto que incluso no ha motivado el desarrollo a nivel nacional de las disciplinas relacionadas con la atmósfera.

ABREVIATURAS

SMN	Servicio Meteorológico Nacional
NMC	National Meteorological Center
ENSO	El Niño-Oscilacion del Sur
SST	See surface temperature
OLR	Outgoing longwave radiation
HRC	Haghighly reflective cloud
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecast
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
ZITC	Zona intertropical de convergencia
MM	Monzón Mexicano
VA	Vaguada de alisios
C	Canícula

EL CICLO ANUAL DE LA ACTIVIDAD CONVECTIVA EN MEXICO CON BASE EN EL ANALISIS DE VALORES MEDIOS PARA 5 DIAS DE OLR (OUTGOING LONGWAVE RADIATION)

Resumen

En el presente estudio se analiza el ciclo anual de la actividad convectiva en México y las áreas marítimas vecinas utilizando valores medios para 5 días de OLR. Investigaciones previas sugieren que valores inferiores a 240Wm^{-2} corresponden cualitativamente con áreas de movimientos convectivos e intensa precipitación. Con base en éste criterio, los resultados muestran que el desplazamiento hacia el norte de la zona de máxima precipitación, previamente localizada en el hemisferio sur, tiene lugar en dos fases, la primera ocurre a finales de mayo y principios de junio y corresponde con el establecimiento de la estación húmeda en el sur del país. La segunda se presenta un mes después y está relacionada con el inicio de la temporada de lluvias en el noroeste, en un eje de precipitación a partir de los 20° N siguiendo la orientación de la Sierra Madre Occidental. Un resultado interesante de este análisis es que conforme la actividad convectiva se incrementa sobre el noroeste, la precipitación tiende a disminuir sobre el resto del país y el extremo este del Pacífico tropical, lo que corresponde con el periodo de sequía relativa de medio verano o canícula. Por otro lado, la singularidad de la actividad convectiva sobre el noroeste de México permite considerar a este régimen como el fenómeno convectivo más distintivo de América del Norte.

THE ANNUAL CYCLE OF THE CONVECTIVE ACTIVITY IN MEXICO AS DEPICTED BY A 5-DAY MEAN OLR ANALYSIS

Summary

Based on 5-day averaged OLR analysis, the annual cycle of the convective activity over Mexico and the surroundings maritime environs is documented. Results of prior investigations suggests that OLR values less than 240Wm^{-2} have a qualitative correspondence with regions of heavy convective rainfall and mean upward motion. This threshold is applied here. Results show that the northward shift of the region of heavy convection, previously located in the Southern Hemisphere, takes place with two stepwise changes. The first is concurrent with the establishment of the rainy season in southern Mexico at the end of May and early June. The second occurs one month later and is related with the onset of the wet season in the northwest part of the country, starting from central-west Mexico northward into the southwestern USA following the orientation of the Continental Divide. An interesting aspect of the present analysis is the fact that as convection increases in northwestern Mexico a dry tendency can be seen in the surrounding areas, including the extreme part of the eastern tropical Pacific that corresponds to the so-called canícula. Convection in northwestern Mexico appears to be the most distinctive regional scale convective phenomenon in North America.

INTRODUCCION

El presente trabajo forma parte de una investigación más amplia que como tesis doctoral se realiza en la Facultad de Ciencias de la Universidad de Tokyo. El objetivo fundamental de tal investigación es documentar el ciclo anual de la actividad convectiva en México y las áreas marítimas vecinas, en una escala temporal menor a un mes. Las inquietudes acumuladas durante los últimos años como especialista en hidráulica en el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y durante una estancia de trabajo en el *National Meteorological Center (NMC)*, Estados Unidos motivaron su desarrollo.

Es importante señalar que dicho proyecto esta contemplado a realizar en tres etapas. La primera, que fundamentalmente cubre este trabajo, está relacionada con el análisis del ciclo anual de la actividad convectiva sobre la zona delimitada como área de estudio utilizando valores medios para 5 días de OLR (*Outgoing Longwave Radiation*). La segunda fase comprende el análisis de los campos de viento en diferentes niveles mandatarios aplicando la misma resolución temporal, para lo cual se utiliza una base de datos extraída de los reanálisis a escala global del *European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF)*. Esto con el fin de explicar los cambios en los sistemas de la circulación regional y su relación con el desarrollo de la actividad convectiva a lo largo del año.

La tercera etapa corresponde al análisis de la precipitación con datos diarios de las estaciones climatológicas de superficie. Quizá esta sea la etapa más compleja del proyecto, debido a los requerimientos de un gran número de estaciones con datos consistentes para un largo periodo de tiempo. Con el fin de disponer de una base de datos diarios de precipitación, actualmente se mantiene comunicación con investigadores del Centro de Ciencias de la Atmósfera; UNAM, del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), del Centro Universitario de Investigación de Ciencias del Ambiente de la Universidad de Colima (CUICA) y con personal del Servicio Meteorológico Nacional (SMN).

Aunque la distribución de la precipitación en México ha sido ampliamente analizada, la mayoría de los trabajos previos utilizan básicamente valores medios mensuales, por lo que el proceso de transición estacional en una escala temporal menor a un mes, así como aspectos relacionados con su mecanismo físico, es una tarea pendiente de realizar. Esto es importante debido a que el establecimiento de la actividad convectiva en regiones tropicales se da de manera súbita, en una escala temporal de pocos días.

Por otro lado, recientes investigaciones que utilizan datos de observaciones especiales y productos de modelos numéricos, hacen grandes aportaciones al conocimiento del clima en México (ver bibliografía al final de cada capítulo). Sin embargo, la mayoría de estos trabajos centra su atención en fenómenos de escala regional, notablemente el denominado monzón mexicano (MM). En este sentido, las principales contribuciones que esta investigación pretende hacer al conocimiento del clima en México, están asociadas con la resolución espacial y temporal de las bases de datos que se utilizan, lo que permite incluir al territorio nacional y las áreas marítimas vecinas por un lado y por otro, utilizar valores medios para 5 días (pentads).

La base de datos que se utiliza en esta primera etapa consiste en un periodo de 12 años de mediciones de OLR derivadas de las observaciones de satélite de órbita polar de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Asimismo, para un mejor análisis del comportamiento de la actividad convectiva en el Pacífico este, se han incluido datos de presión en superficie y temperatura superficial del mar (SST), extraídos de COADS (*Comprehensive Ocean-Atmospheric Data Set*, Sadler et al. 1987) y de manera parcial los reanálisis del ECMWF para los campos de viento en los niveles bajos.

Un conocimiento de los patrones del clima en tiempo y espacio es importante en el diagnóstico del sistema climático global. En esta tarea, las observaciones desde el espacio realizadas por satélites meteorológicos son cruciales en la producción de estimaciones globales de la precipitación, debido a que grandes regiones del planeta se caracterizan por la inexistencia o insuficiencia de datos adecuados en superficie. Una de estas regiones es la parte este del Pacífico tropical, en donde la distribución anual de la precipitación es escasamente conocida. Un esfuerzo encaminado a remediar esta situación es encomiable debido a su cercanía con el área de desarrollo del fenómeno ENSO (El Niño-Oscilación del Sur).

El trabajo esta dividido en tres capítulos. El primero, relacionado con el marco teórico, incluye una descripción general del estado actual de las investigaciones del clima que utilizan bases de datos derivadas de observaciones de satélite, se describen las características de la base de datos en que se sustenta la investigación y los procedimientos empleados en su preparación, así como el criterio aplicado para identificar áreas con precipitación, en la parte final se delimita el área de estudio. En el capítulo 2, con base en el análisis de cartas contenidas en diferentes atlas relativamente recientes, se describen los sistemas atmosféricos de escala sinóptica y de la circulación general que afectan al clima y estado del tiempo en México y se incluye una descripción general de la distribución de la precipitación, con base en el análisis de cartas de isoyetas mensuales. El último capítulo incluye fundamentalmente el análisis de los productos obtenidos. Los resultados se resumen en un apartado de conclusiones.

Los apéndices al final el trabajo incluyen los mapas que se obtuvieron al plotear la base de datos. A pesar de que en este momento no existen resultados definitivos en cuanto a la relación de valores de OLR y cantidades de precipitación (recientes estudios en las islas del Pacifico parecen dar resultados plausibles), tales análisis pretenden apoyar las actividades diarias del Centro Nacional de Previsión del Tiempo (SMN). Asimismo, se considera que pueden ser de gran utilidad en investigaciones relacionadas con el clima, particularmente, con la distribución de la precipitación en México.

A lo largo del trabajo se han utilizado abreviaturas de términos de reciente creación en idioma inglés tales como OLR, HRC, SST, PW, ENSO, etc., asociados al rápido desarrollo que han experimentado las ciencias de la atmósfera durante los últimos años, sobretodo a partir de la introducción de satélites meteorológicos y la nueva generación de computadoras que han permitido el desarrollo de modelos numéricos de pronóstico. Debido a que por el momento no existen abreviaturas equivalentes en nuestro idioma para los mismos términos y por cuestiones practicas, se decidió utilizarlos, con una previa aclaración, tal como aparecen en la literatura especializada en idioma inglés. Se considera que este procedimiento es valido, de la misma forma en que se usa el término "El Niño" en otras lenguas.

Debido a que el proyecto de investigación continua, se agradece anticipadamente cualquier comentario o sugerencia que contribuya a subsanar deficiencias en las siguientes etapas.

CAPITULO 1

MARCO TEORICO-METODOLOGICO

1.1 Antecedentes

Aunque la distribución de la precipitación en México ha sido ampliamente analizada mediante el uso de valores medios mensuales derivados de los registros diarios de las estaciones climatológicas en superficie (Page 1929; Wallén 1955; García 1968; Mosiño y García 1974), el proceso de transición estacional en una escala temporal menor a un mes es una tarea pendiente por realizar. Esto es importante debido a la rapidez con que tiene lugar el inicio y desarrollo de la actividad convectiva en México, la cual está acompañada de cambios súbitos en los sistemas de la circulación atmosférica.

La falta de estudios relacionados con el ciclo anual de la precipitación en una escala temporal menor a un mes no es algo privativo de nuestro país, sino una característica común de las regiones tropicales, en donde las estaciones de observación se encuentran muy dispersas y por lo tanto se carece de adecuadas bases de datos, lo que aunado a la falta de equipo de computo con gran capacidad de memoria y rápida resolución, ha limitado el estudio de la variabilidad climática. Una excepción a esta situación lo constituye el sureste asiático, en donde la vida y cultura de sus habitantes se encuentra estrechamente ligada a la marcha anual de la precipitación, aspecto que ha generado tiempo atrás una extraordinaria cantidad de análisis, (para mayores referencias sobre el monzón asiático consultar los trabajos editados por Lighthill and Pearce 1981, Fein and Stephens 1986 y Chang and Krishnamurti 1987).

1.2 Métodos de medición de la precipitación

En relación con la precipitación existen fundamentalmente dos métodos para su medición. Uno es a través de un pluviómetro tradicional que mide la precipitación acumulada en un determinado periodo de tiempo. A pesar de los problemas asociados con la utilización de este tipo de instrumentos tales como la forma del contenedor, las características del área de exposición, la influencia del viento y la evaporación entre cada observación, entre otros, éste método provee las mejores estimaciones. Sin embargo, los regímenes de precipitación de tipo convectivo que dominan en gran parte del planeta se caracterizan por sus pequeñas escalas espaciales, por lo que para un registro adecuado de tales fenómenos, sería necesaria una densa red de estaciones de observación, casi imposible de establecer en amplias regiones.

El segundo método de medición es el que utiliza algún tipo de censor remoto. Este puede ser subdividido en directo, en el cual se mide el tamaño de las gotas de agua contenidas en las nubes e indirecto, en el que se mide un producto del proceso de la precipitación como la nubosidad. Un ejemplo de una técnica directa de censor remoto es mediante la utilización de un radar. A pesar de problemas como la variación en la relación reflectividad-precipitación, variaciones en el espectro del tamaño de las gotas de agua y atenuación de la reflectividad, esta técnica permite la obtención de una buena estimación de la precipitación media areal, cuando se utiliza un radar digital adecuadamente calibrado. Sin embargo, las señales de radar cubren un área de pocos cientos de kilómetros, lo que severamente limita su utilización. Por otro lado, aun si fuera posible mantener y operar un número suficiente de radares para cubrir las grandes cuencas oceánicas y áreas remotas de difícil acceso, el costo sería prohibitivo.

Como se puede ver, los dos tipos de instrumentos anteriormente mencionados tienen como principal limitación su cobertura areal. Una solución alternativa a ésta limitante es el uso de la información generada por satélites meteorológicos.

1.3 Estado actual de las observaciones de satélite

Las observaciones de satélite han permitido un notable mejoramiento en la estimación de precipitación en un amplio rango de escala temporal y espacial, que abarca desde pequeños núcleos convectivos, hasta fenómenos de escala global como los relacionados con ENSO (El Niño-Oscilación del Sur), y por el momento, representan el único medio disponible para obtener estimaciones de precipitación sobre las grandes cuencas oceánicas. Actualmente, la disponibilidad de un largo periodo de observaciones de satélite y sus productos derivados, constituye lo que podría considerarse como la mejor climatología tropical (Waliser et al. 1993).

Gracias a las observaciones de satélite, actualmente se sabe que el ciclo anual de la precipitación y circulación de la atmósfera en las regiones tropicales está estrechamente relacionado con la marcha anual de la temperatura superficial, la cual en gran parte de los trópicos es temperatura superficial del mar. Este es el caso particular de América Central y México, que se encuentran bordeados por grandes masas oceánicas. Aun cuando la amplitud del ciclo anual de la temperatura superficial del mar es relativamente pequeño, el patrón de convección tropical a gran escala es sensitivo a estos cambios (Rasmusson et al. 1988). En este sentido, la influencia del océano Pacífico, específicamente el ciclo anual de la temperatura superficial del mar (SST) y su relación con la distribución de la precipitación en México, ha sido escasamente analizado. A manera de hipótesis, se considera que el océano Pacífico, como fuente de humedad para México, ha sido subestimado.

Por otro lado, las bases de datos derivadas de las observaciones de satélite y sus productos asociados, han permitido subsanar una de las grandes deficiencias de las clasificaciones climáticas, las cuales no incluyen las cuencas oceánicas. Así por ejemplo, actualmente se sabe que sobre los océanos se presentan zonas de intensa precipitación y desiertos marítimos (Wang 1994). En este sentido, una pregunta que se pretende contestar a lo largo de la investigación es: la zona de máxima precipitación en el área de estudio se presenta en el continente o sobre los mares que delimitan a México? Por otra parte, la experiencia personal en el manejo de productos de modelos numéricos de pronóstico, indica que sobre el Golfo de México se presenta una escasa precipitación, sin embargo, como comprobar esta situación cuando se carece de datos en superficie?

A pesar de estos grandes progresos, aún existen problemas que no se han resuelto de manera satisfactoria a partir de las observaciones de satélite, como la determinación de las propiedades de las nubes y estimación en cantidad de la precipitación. En relación con éste último punto, recientes esquemas parecen dar buenos resultados en una variedad de escalas espaciales, sin embargo, existen otros aspectos que impiden su aplicación en estimaciones continuas, la mayoría de ellos relacionados, en el caso de México, con la escasez de personal adecuadamente preparado y requerimientos de recursos de computación para el manejo de grandes bases de datos.

Hasta el momento, dos bases de datos derivadas de las observaciones de satélite son las más utilizadas en estudios climáticos como índices de convección tropical profunda. Estas bases de datos son la de OLR (por las siglas en inglés de *Outgoing Longwave Radiation*) y la de HRC (*Highly Reflective Cloud*).

(a) Base de datos de OLR (Outgoing Longwave Radiation)

Como se sabe, los valores de OLR se derivan de mediciones tomadas por radiómetros de alta resolución a bordo de satélites de órbita polar. La OLR representa una medida integral de los efectos radiativos de la superficie terrestre, las nubes y los gases que se encuentran presentes en la atmósfera. Cuando el cielo se encuentra despejado, el radiómetro monitorea la radiación de onda larga emitida principalmente por la superficie terrestre. En el caso de las nubes, cuando estas alcanzan un gran desarrollo vertical, como las que se observan en las regiones tropicales, los sensores miden la radiación emitida por sus bordes superiores, que presentan bajas temperaturas y por lo tanto bajos valores de OLR.

Originalmente, esta base de datos fue desarrollada para monitorear el balance radiativo tierra-atmósfera, sin embargo, debido a que los valores de OLR en regiones tropicales responden fuertemente a variaciones en la nubosidad, más que a cualquier otro factor, rápidamente se reconoció su utilidad como un índice de la actividad convectiva. (Hedinghaus and Krueger 1984; Liebmann and Hartmann 1982). Actualmente, la base de datos ha sido utilizada en una gran variedad de estudios de diagnóstico del clima y es de gran utilidad para

monitoreos rutinarios de la nubosidad y precipitación en los trópicos. Morrissey (1986) y Motel y Weare (1987), han demostrado claramente que valores de OLR pueden ser usados, aunque con un margen de error, como una estimación cuantitativa de la precipitación en regiones tropicales. El primer autor encontró que valores de OLR presentan una correlación significativamente negativa ($R = -0.52$) con datos diarios de precipitación en las islas del Pacífico, mientras que Wang (1994) establece que valores medios mensuales de 240 Wm^{-2} corresponden a 210 mm de precipitación. Arkin y Ardanuy (1989), hacen una revisión del tema.

La base de datos de OLR ha sido ampliamente utilizada en estudios del clima a escala global y regional. Horel et al, (1989) describe el ciclo anual de la actividad convectiva en la América tropical usando periodos de 5 días de OLR y campos de viento. Mediante valores medios de OLR para 10 días, Lau et al. (1988) analizó los cambios estacionales y las variaciones interestacionales durante la estación cálida para el Asia del este. Matsumoto (1989,1992) investigó los cambios estacionales de la nubosidad en las regiones tropicales a escala global, mediante el análisis de valores medios de 5 días de OLR y campos de viento en el nivel de 850hPa.

(b) Base de datos de HRC (Highly Reflective Cloud)

Esta base de datos no es utilizada en el presente estudio, por lo que sólo se mencionan algunas referencias que pueden ser consultadas para un mayor detalle de sus características. Al igual que la anterior, la base de datos de HRC se ha utilizado en estudios relacionados con ENSO, estimaciones de precipitación y en general, en estudios de convección a gran escala. García (1981), describe sus características así como los procedimientos en su preparación y hace una comparación con otros esquemas de estimación de la precipitación. Waliser et al. (1993) hace un estudio comparativo entre las dos bases de datos. Con ésta misma base de datos, Cavazos y Hastenrath (1990) analizaron la actividad convectiva y precipitación en México y su modulación por la Oscilación del Sur.

1.4 Procedimientos aplicados a la base de datos y método de análisis

(a) Consideraciones en la preparación de una base de datos

En el estudio del clima, dos consideraciones importantes en la preparación y uso de una base de datos de cualquier tipo son su consistencia y continuidad. Observaciones y análisis muy limitados en tiempo y espacio, por ejemplo a pocos años o pequeñas áreas del planeta, dan una pobre y errada descripción de la variabilidad climática. Aun una base de datos para un largo periodo de tiempo puede ser inadecuada si presenta inconsistencias debidas a cambios en la instrumentación o a las técnicas utilizadas en su procesamiento. La variabilidad debida a éstas inconsistencias puede ser extremadamente difícil de distinguir. En relación con este aspecto, véase por ejemplo el interesante trabajo de Nicholls (1995).

La escala espacial y temporal son dos aspectos a considerar en este trabajo. En varios estudios, el término “escala climática” es usado de manera general para significar una amplia escala espacial o una larga escala temporal, resultando entonces un tanto ambigua su utilización. Una primera cuestión a considerar es la escala temporal de ocurrencia del fenómeno de interés, que puede ir de varios años para el fenómeno ENSO (Rasmusson and Wallace 1983), 18 meses para un episodio cálido del mismo (Rasmusson and Carpenter 1982) y 1-2 meses para la oscilación de 30-60 días en la circulación y actividad convectiva de las regiones tropicales (Lau and Chan 1985; 1986; 1988).

Otro aspecto es la resolución temporal requerida para el estudio de tales fenómenos: estacional, mensual y 5-10 días para los ejemplos mencionados anteriormente. Un tercer aspecto es la resolución temporal de las observaciones para la construcción de la base de datos que se utilizará en el estudio. En la base de datos del presente trabajo, por ejemplo, se cuenta con dos observaciones diarias, las cuales promediadas dan un valor medio diario, que a su vez se promedia para obtener periodos de valores medios para 5 días. Una discusión similar relacionada con la escala espacial puede ser considerada. Resulta evidente entonces que la definición de una escala temporal y espacial apropiada para un estudio del clima no es una cuestión trivial.

(b) Procedimientos aplicados a la base de datos de OLR en el presente estudio
Como se mencionó previamente, en la presente investigación se utilizan fundamentalmente valores diarios de OLR derivados de observaciones de satélite. La resolución espacial de la base de datos es de 2.5° de latitud-longitud para el sector comprendido entre los 45° N y 45° S, para un periodo de 12 años, de 1975 a 1977 y de 1979 a 1987.

Es pertinente mencionar que desde que se inició la medición de OLR en junio 1974 por satélites operativos de órbita polar de la NOAA, estos han experimentado grandes cambios en sus características tales como órbitas e instrumentación, así como en los procedimientos para realizar las observaciones. Debido a estos cambios, se tiene una discontinuidad de datos durante 1978. Gruber y Winston (1978) y Gruber y Krueger (1984) describen detalladamente las características de la base de datos y los procedimientos empleados en su preparación.

La base de datos de OLR en que se sustenta esta investigación fue preparada con base en los archivos de observaciones diarias, una matutina y otra nocturna, tomando en consideración el siguiente criterio: se promediaron los dos datos de observaciones diarias para obtener un valor medio diario, el cual se promedió nuevamente en periodos de 5 días para obtener pentads, quedando el año dividido en 73 pentads (consultar el apéndice 1). A esta base de datos se le aplicó un filtro 1-2-1 para reducir posibles inconsistencias debido al periodo relativamente corto de observaciones. La utilización de valores medios diarios y para 5 días remueve el impacto de las variaciones diurnas y la influencia de sistemas de escala sinóptica, aspectos que no son considerados aquí. Asimismo, permite considerar a la actividad convectiva sobre el área de estudio como un sistema.

La segunda etapa de la investigación esta orientada al análisis de los flujos de viento en diferentes niveles, para lo cual se utiliza una base de datos extraída de los reanálisis a escala global del ECMWF (*European Center for Medium Range Weather Forecast*) para un periodo de 9 años, también con una resolución espacial de 2.5° de latitud-longitud. Esta base de datos es utilizada en este trabajo sólo de manera parcial.

Finalmente, para una mejor comprensión de los mecanismos físicos relacionados con la actividad convectiva en México y las áreas marítimas vecinas, en el presente estudio se incluyeron valores medios mensuales de temperatura superficial del mar (SST) y presión atmosférica a nivel del mar derivados de COADS (*Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set*) para el periodo de 1900-1979 (Sadler et al. 1987).

(c) Criterio para identificar áreas con actividad convectiva

Estudios recientes que analizan la actividad convectiva en las regiones tropicales, indican que valores medios de OLR para periodos de 5 y 10 días, permiten un conocimiento de los cambios estacionales y las variaciones interestacionales con una resolución temporal más satisfactoria que los análisis de valores medios mensuales. Tales estudios sugieren que aquellas áreas con valores menores de 240Wm^{-2} muestran una correspondencia cualitativa con regiones de movimientos ascendentes y actividad convectiva, (Matsumoto 1989, 1992; Murakami et al. 1992; Murakami and Matsumoto 1994). En su análisis sobre la América tropical, Horel et al. (1989) utiliza un valor más restringido (200Wm^{-2}).

Después de una revisión de trabajos previos se decidió realizar un análisis para México considerando periodos de valores medios de OLR para 5 días (pentads) y con el criterio de que áreas con valores menores de 240Wm^{-2} , corresponden a regiones que presentan convección profunda. Durante el desarrollo del trabajo se tuvo en mente la consideración de que un estudio de éste tipo contribuirá a un mejor conocimiento de los cambios estacionales y las variaciones interestacionales de la actividad convectiva sobre el territorio nacional y la porción este del Pacífico tropical, en donde a pesar de los avances de los sistemas de observación, el desarrollo de modelos numéricos y el intercambio internacional de datos, la distribución de la precipitación es pobremente entendida, por lo que dicho sea de paso, se requiere de una acción inmediata para dar una descripción detallada y unificada de esta región debido a su cercanía con el área de desarrollo de "El Niño".

Para el análisis de OLR se utilizó la computadora HITAC M680H del Centro de Computo de la Universidad de Tokyo, así como subrutinas gráficas del *National Center for Atmospheric Research, Japan.*, para lo que fue necesario diseñar 3 programas en lenguaje fortran que permiten plotear la información sobre el área de estudio, la cual se delimitó de 10° S a 40° N y entre los meridianos de 80 y 140° de longitud oeste (Fig. 1.1). Se consideró que tal extensión es adecuada para el análisis de los sistemas atmosféricos que afectan a nuestro país tales como el fenómeno ENSO, la ZITC y los vientos del este entre otros.

Con el primer programa se obtuvieron los productos de valores medios para 5 días (5-day mean OLR Wm^{-2}). Con el fin de analizar los procesos de cambio estacionales e intraestacionales, un segundo programa permite obtener el incremento (disminución) de valores de OLR de un pentada a otro ($\Delta OLR Wm^{-2}$). Finalmente, para identificar las fases de establecimiento y fin, así como variaciones en el desarrollo de la estación húmeda, con el tercer programa se construyeron cortes temporales de valores medios de OLR para el área comprendida entre 60 y 120° O, por cada 2.5° de longitud. Los productos obtenidos se analizan en el tercer capítulo.

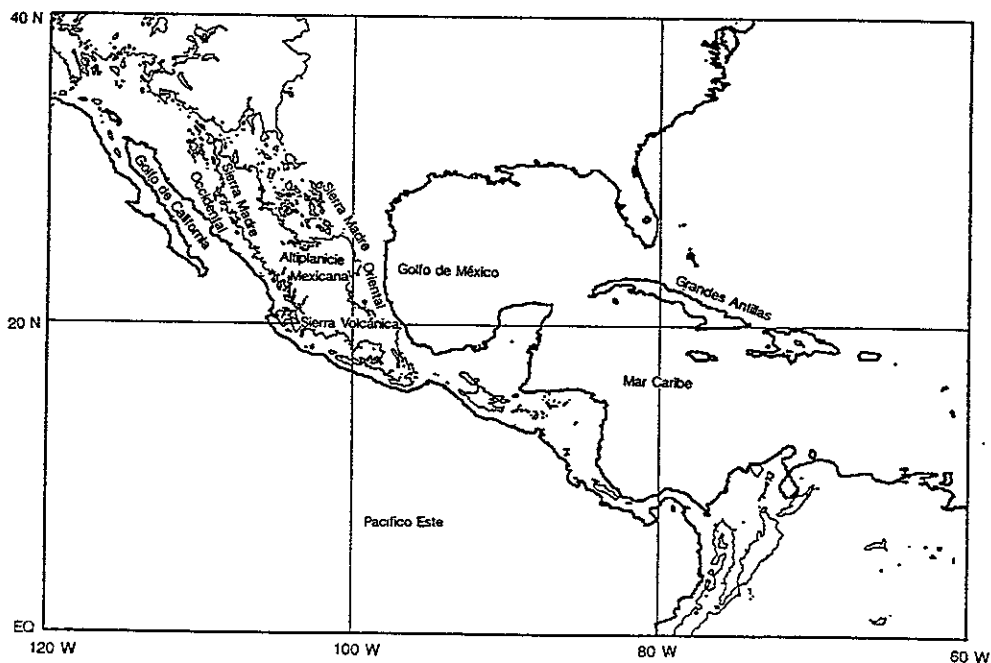


Fig. 1.1. Geografía del área de estudio que muestra lugares que se mencionan en el texto. La línea de contorno representa elevaciones de 1500msnm.

REFERENCIAS

- Arkin, P. A., and P. E. Ardanuy, 1989: Estimating climatic-scale precipitation from space: A review. *J. Climate*, **2**, 1229-1238.
- Cavazos, T., and S. Hastenrath, 1990: Convection and rainfall over Mexico and their modulation by the Southern Oscillation. *Int. J. Climate*, **10**, 377-386.
- Chang, C. P., and T. N. Krishnamurti, 1987: *Monsoon meteorology*. Oxford University Press. New York. 544 pp.
- Fein, J. S., and P. L. Stephens, 1986: *Monsoons*. John Wiley and Sons. New York, USA, 632 pp.
- Garcia, O., 1981: A comparison of two satellite rainfall estimates for GATE. *J. Appl. Meteor.*, **20**, 430-438.
- Gruber, A., and J. S. Winston, 1978: Earth-atmosphere radiative heating based on NOAA scanning radiometer measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **59**, 1570-1573.
- Grueber, A., and A. F. Krueger, 1984: The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 958-962.
- Heddinghaus, T. R., and A. F. Krueger, 1981: Annual and interannual variations in outgoing longwave radiation over the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1208-1218.
- Kyle, H. L., M. Weiss, and P. Ardanuy, 1995: Cloud, surface temperature, and outgoing longwave radiation for the period from 1979 to 1990. *J. Climate*, **8**, 2644-2657.
- Lau, K. M., G. J. Yang, and S. H. Shen, 1988: Seasonal and intraseasonal climatology of summer monsoon rainfall over East Asia. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 18-37.
- Lau, K. M., and P. H. Chan, 1985: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern winter as inferred from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1889-1909.
- Lau, K. M., and P. H. Chang, 1986: The 40-50 day oscillation and the El Niño-Southern Oscillation: A new perspective. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **67**, 533-534.
- Lau, K. M., and P. H. Chan, 1988: Intraseasonal and interannual variations of tropical convection: A possible link between 40-50 day oscillation and ENSO? *J. Atmos. Sci.*, **45**, 506-521.

- Liebmann, B., and D. L. Hartmann, 1982: Interannual variations of outgoing IR associated with tropical circulation changes during 1974-78. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1153-1162.
- Lighthill, J., and R. P. Pearce, 1981: *Monsoon dynamics*. Cambridge University Press, UK, 735 pp.
- Liebmann, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275-1277.
- Matsumoto, J., 1989: The seasonal changes of tropical cloud distribution as revealed from 5-day outgoing longwave radiation. *Bulletin of the Department of Geography. University of Tokyo*, **21**, 19-35.
- Matsumoto, J., 1992: The seasonal changes in Asian and Australian monsoon regions. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 257-273.
- Morrissey, M. L., 1986: A statistical analysis of the relationships among rainfall, outgoing longwave radiation and the moisture budget during January-March 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 931-942.
- Mosiño, P., and E. García, 1974: The climate of Mexico. *World Survey of Climatology*, Vol. 11, *Climate of North America*, R. A. Bryson and F. K. Hare, Eds., Elsevier, 345-404.
- Motell, C. E., and B. C. Weare, 1987: Estimating tropical Pacific rainfall using digital satellite data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 1436-1446.
- Murakami, T., B. Wang, and S. W. Lyons, 1992: Contrasts between summer monsoon over the Bay of Bengal and the Eastern North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 191-209.
- Murakami, T., and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian Continent and western north Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, **72**, 719-745.
- Nicholls, N., 1995: Long-term climate monitoring and extreme events. *Climatic Change*, **31**, 231-245.
- Page, J. L., 1929: Climate of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, supplement No. 33, 30pp.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 534-584.
- Rasmusson, E. M., and J. M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Niño-Southern Oscillation. *Science*, **222**, 1995-1202.

- Rasmusson, E. M., C. F. Ropelewski, and M. S. Halpert, 1988: Time-space scales of low frequency tropical rainfall variability. *Tropical rainfall measurements*. Theon and Fugono Eds., DEEPAK Publishing, USA, 528pp.
- Sadler, J. C., M. A. Lander, A. M. Hori, and L. K. Oda, 1987: *Tropical marine climatic atlas*, I and II (EPOCS). Department of Meteorology. University of Hawaii.
- Waliser, D. E., N. E. Graham, and C. Gautier, 1993: Comparison of the highly reflective cloud and outgoing longwave radiation datasets for use in estimating tropical deep convection. *J. Climate*, 6, 332-353.
- Wallén, C. C., 1955: Some characteristics of precipitation in Mexico. *Geografiska Annaler*, 37, 51-85.
- Wang, B., 1994: Climatic regimes of tropical convection and rainfall. *J. Climate*, 7, 1109-1118.

CAPITULO 2 GENERALIDADES DEL CLIMA EN MEXICO

2.1 Factores geográficos

En términos generales, los factores que mayor influencia ejercen en la determinación del clima en México son su posición geográfica, entre 14° 30' y 32° 42' de latitud norte y su forma de embudo, ancho en el norte, angostándose al sur hasta alcanzar 200 km en el Istmo de Tehuantepec. La costa este se encuentra bañada por las aguas cálidas del Golfo de México y el Mar Caribe al este de la península de Yucatán. Hacia el oeste, las costas de la península de Baja California son afectadas por la Corriente Fría de California, mientras que las partes más al sur por una rama cálida de la Corriente del Pacífico.

La naturaleza montañosa del país también es un factor importante. Se puede decir que los dos aspectos de la geografía física de México que dominan el carácter de sus patrones climáticos son la Altiplanicie Mexicana, con una altura promedio de 1500msnm y las cordilleras que la delimitan, al oeste la Sierra Madre Occidental como parte del denominado *Continental Divide*, con una orientación noroeste-sureste y una altura promedio de 2500m, mientras que otro sistema montañoso de menor elevación, conocido como Sierra Madre Oriental, la delimita hacia el este. La altiplanicie se encuentra cerrada en su extremo sur por la Sierra Volcánica Transversal, con una orientación que sigue los paralelos de 19 y 20° N, (Fig. 1.1).

El efecto de la primera es térmico, pues constituye una fuente de calor que contribuye a la inestabilidad de las masas de aire húmedo durante el verano, mientras que el mayor efecto de las segundas es mecánico al obstaculizar la circulación de los vientos dominantes. En resumen, la estructura orográfica del país, con extensos sistemas montañosos que limitan la Altiplanicie Mexicana, da lugar a una gran diversidad de climas y paisajes.

Por otro lado, es conveniente destacar que dentro del área de estudio se encuentran 4 cuerpos acuáticos; el Mar Caribe y el Golfo de México al este, con el Golfo de California y el Pacífico tropical al oeste (Fig. 1.1). Esta consideración es importante debido a que estos cuerpos líquidos representan fuentes de humedad para México.

Desde el punto de vista climático, México constituye un puente de transición entre los trópicos y los climas de latitudes medias. La mitad sur del país se encuentra dominada por fenómenos tropicales, mientras que sistemas atmosféricos de latitudes medias predominan en su parte norte, los cuales durante la estación de invierno penetran profundamente incluso hasta los países centroamericanos. Como normalmente ocurre en zonas de bajas latitudes, la lluvia es de tipo convectivo en gran parte del país, sin embargo, contribuye sólo de manera moderada a la precipitación total anual en su extremo norte y en la parte sur durante la estación de invierno.

Con el objetivo de lograr una mejor comprensión de los resultados obtenidos que se discuten en el capítulo 3, los patrones de la circulación regional y los sistemas atmosféricos que afectan al estado del tiempo y clima en México, se describen de manera general en esta sección. Una revisión exhaustiva de cada uno de ellos está fuera de los objetivos del trabajo, por lo que para mayores detalles se remite a las fuentes consultadas. Esta revisión se basa en el análisis de cartas contenidas en atlas relativamente recientes de temperatura superficial del mar, presión a nivel del mar, patrones de flujo de la alta y baja troposfera, nubosidad total y distribución anual de la precipitación (Sadler, 1975, 1987; Hastenrath and Lamb 1977; Cobin et al, 1990). Aunque tales cartas cubren a escala global los aspectos antes mencionados, dan una excelente idea general de los patrones de circulación en México y su variación a lo largo del año.

2.2 Sistemas de la circulación regional.

Altas subtropicales

Dentro de los cinturones subtropicales de alta presión de ambos hemisferios, destaca el desarrollo sobre los océanos de celdas que se manifiestan como centros del alta presión y se reflejan como anticiclones en el patrón de flujo de la baja troposfera. Particularmente, el flujo a gran escala en los niveles bajos sobre México se encuentra fuertemente influenciado por las altas subtropicales del Atlántico y del Pacífico. Estas celdas semipermanentes constituyen la rama descendente de la circulación de Hadley en el hemisferio norte y a lo largo del año presentan variaciones en intensidad y posición. Debido a que los vientos del este y del oeste se originan en ellos, constituyen sistemas de la circulación regional que afectan al clima y estado del tiempo en México.

La Fig. 2.1 representa el flujo medio para un periodo de 5 días en los niveles bajos (1000hPa) a principios de enero (Fig. 2.1a) y mediados de julio (Fig. 2.1b). Como se puede ver, un centro anticiclónico durante el invierno indica la posición de la alta subtropical del Pacífico frente a las costas de California, centrada entre 30° N y 130° O. Vientos del noroeste predominan a lo largo de la costa de la península de Baja California hasta más allá de los 20° N, mientras que vientos del este dominan sobre el Caribe y atraviesan el área centroamericana y sur de México. Un giro anticiclónico al noreste de las Antillas sugiere la posición de la alta del Atlántico alejada de las costas americanas.

Durante el verano (Fig. 2.1b), la alta del Pacífico se ha desplazado hacia el oeste, una línea de convergencia entre los 10° y 15° N indica la posición de la ZITC, al norte de la cual, dos centros débiles de circulación ciclónica sugieren actividad convectiva sobre la región; uno frente a las costas de Guerrero y Oaxaca y otro frente a Colima y Jalisco. Es de notar que en el Pacífico ecuatorial, los vientos del sureste cambian a una dirección suroeste después de cruzar el ecuador. Por otro lado, la alta del Atlántico ejerce su influencia con un marcado flujo del este sobre el Caribe y Golfo de México, vientos surestes destacan sobre el noreste del país y del sur sobre las Planicies Centrales de los Estados Unidos. Como se puede apreciar, los mayores cambios en la circulación atmosférica se presentan sobre el Pacífico este.

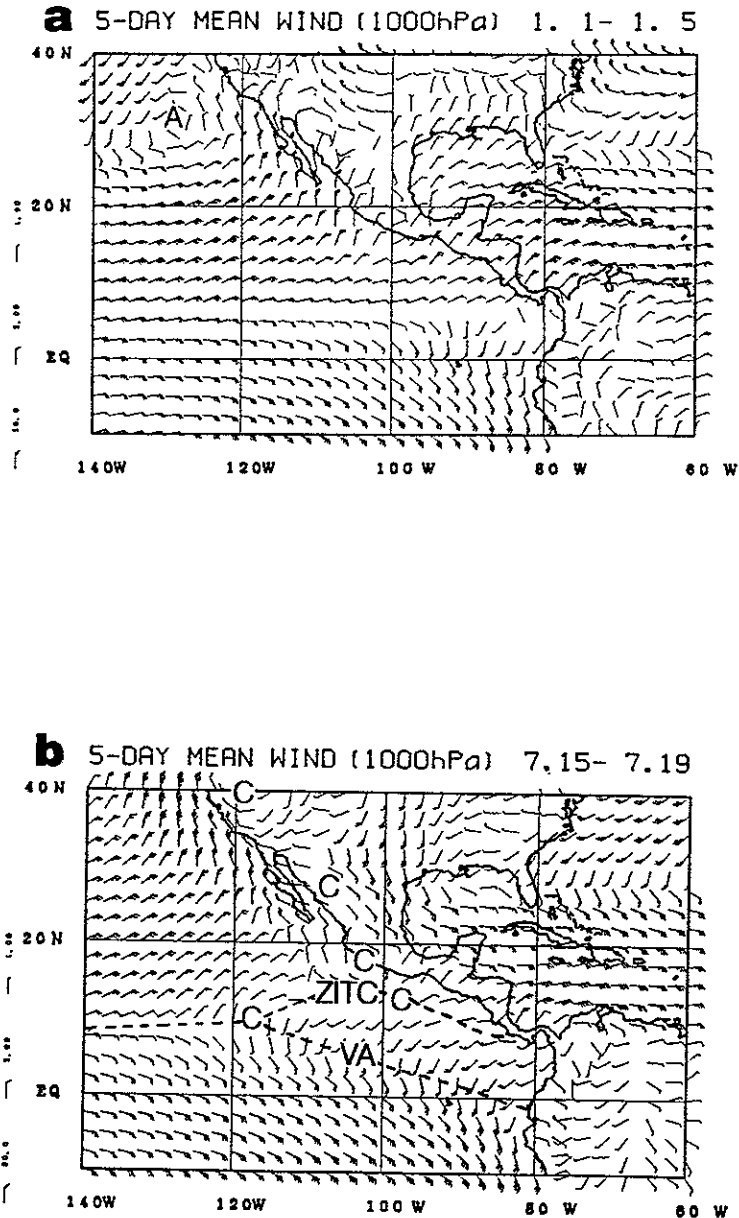


Fig. 2.1. Flujo medio para 5 días en el nivel de 1000hPa para: (a) principios de enero y (b) mediados de julio. En invierno, una circulación anticiclónica (A) identifica la Alta del Pacífico frente a las costas de California (2.1a), mientras que en verano, pequeños centros de circulación ciclónica (C) son visibles sobre el Pacífico este y la Sierra Madre Occidental (2.1b). La línea de convergencia entre los 10-15° N corresponde a la posición de la ZITC, mientras que VA indica la vaguada que se forma en los vientos del sureste después de cruzar el ecuador. Elaborado con datos derivados de los reanálisis del ECMWF para el periodo 1980-1988.

Un análisis del flujo medio mensual en el nivel de superficie permite apreciar los cambios estacionales de las altas subtropicales, las cuáles se encuentran cerca del ecuador durante el invierno y se desplazan hacia el norte durante el verano. Además de este desplazamiento en dirección norte-sur, los centros de alta presión se localizan más al este de las cuencas oceánicas durante el invierno y se desplazan hacia el oeste durante el verano. A diferencia del desplazamiento latitudinal, el movimiento longitudinal de estos sistemas aún no está bien comprendido. A continuación se describen algunas características de los centros subtropicales de alta presión entre los que se localiza México.

Alta Subtropical del Atlántico Norte (Alta de las Azores).

Se extiende de este a oeste desde Africa hasta América del Norte. Normalmente se encuentra centrada cerca de los 30° N y 35° O durante el invierno y 40° O durante el verano. La singularidad en el comportamiento del ciclo anual de este centro de alta presión corresponde con prominentes eventos estacionales del clima en el área del Caribe y América Central, en donde la estación de lluvias se inicia de manera gradual durante la segunda mitad del mes de abril, los meses de mayo y junio traen abundantes lluvias, pero el estado del tiempo tiende a cambiar abruptamente a finales de junio, con julio y agosto como meses típicamente secos y con menor nubosidad. El fenómeno comúnmente conocido como sequía relativa de medio verano, coincide claramente con una expansión hacia el oeste de la Alta del Atlántico.

Alta del Pacífico.

Este centro semipermanente del alta presión cubre gran parte del Pacífico Noreste. Durante el invierno se extiende desde la costa pacífica de Norteamérica hasta los 160° O, con su centro cerca de los 30° N y 140° O (Fig. 2.1a). Durante el verano, su extensión longitudinal alcanza los 160° E y su centro se localiza cerca de los 45° N y 150° O. Su mayor influencia en la circulación sobre México ocurre durante el invierno, cuando los vientos del oeste se intensifican por arriba de los 3000m y penetran profundamente en el país, por un lado y por otro, al inhibir la intensificación hacia el norte de los ciclones tropicales durante el verano.

Baja térmica del Noroeste de México.

En diferentes regiones del planeta han sido identificados centros de baja presión denominados comúnmente como bajas térmicas, debido a que su origen se debe a un sobrecalentamiento de la superficie terrestre durante los meses de verano. Estas bajas térmicas permanecen ancladas sobre la región sobrecalentada y generalmente confinadas a una capa inferior a 700hPa (Rowson y Colucci, 1992), con una extensión horizontal entre 500 y 1500km. El requerimiento de un calentamiento diferencial hace que estos sistemas se localicen frecuentemente en áreas continentales cerca de las costas, principalmente en la zona desértica de latitudes subtropicales. Entre las bajas térmicas más conocidas y documentadas destacan la baja térmica de la península Arábiga y la baja de Pakistán y noroeste de la India.

Como se sabe, uno de estos sistemas ha sido identificado desde hace tiempo sobre el desierto Sonorense, entre los límites de México y Estados Unidos. Mencionado por diferentes investigadores: Rasmusson (1967); Murakami et al (1992); Tang y Reiter (1984); Douglas (1996), entre otros, solo el trabajo de Rowson y Colucci (1992), describe las características de este sistema mediante el análisis de cartas de presión superficial para un periodo de 11 años. Estos investigadores encuentran que el desarrollo de la baja térmica es más frecuente a fines de mayo e incrementa su frecuencia durante junio y alcanza su máxima frecuencia durante julio y agosto, disminuyendo para septiembre y se encuentra raramente a principios de octubre.

Por otro lado, existen dos regiones en donde la baja térmica aparece centrada: las partes altas de la Sierra Madre Occidental y los desiertos del suroeste de los Estados Unidos (Mojave y Yuma) y el desierto Sonorense en México. Su posición norte extrema coincide con la región de máximas temperaturas, generalmente cerca de 45° C. En términos generales, se puede decir que el sistema empieza a desarrollarse en las partes altas del noroeste de México (en su trabajo, Murakami et al., 1992, la denomina como baja térmica del noroeste de México y la centra cerca de los 35° N, 110° O) y se desplaza hacia el norte siguiendo el movimiento zenital del sol.

Como se puede ver en la Fig. 2.1b, un giro anticiclónico débil en los límites entre Arizona y California, sugiere la posición norte extrema de la baja térmica sobre la misma zona en que ha sido identificada en trabajos previos (Schmitz y Mullen, 1996; Douglas, 1996). Aunque es frecuentemente mencionada, su rol en la circulación regional se encuentra poco documentado. Como se comenta más adelante, aparentemente una intensificación en la alta subtropical del Pacífico entre enero y julio, de 1021 a 1026hPa (Sadler, 1987), tiende a suprimir la influencia de la baja térmica y consecuentemente interrumpe el desplazamiento hacia el norte de la zona de máxima precipitación en el Pacífico este, asociada con la posición de la ZITC. Se puede especular que si la alta subtropical del Pacífico se debilitara más de lo normal, permitiría un intensificación de la baja térmica, con lo que la penetración de humedad desde el Pacífico y el Golfo de California sería más pronunciada originando mayor precipitación en el noroeste del país.

Vientos del oeste

Durante el invierno, la alta subtropical del Pacífico se encuentra centrada cerca de las costas de California con dos consecuencias en la circulación sobre México; (1) el país queda bajo la influencia de un marcado flujo del oeste en los niveles medios que constituye lo que se conoce como vientos del oeste. Conforme estos vientos se profundizan en la altura, se le puede observar en el extremo sur de la Altiplanicie Mexicana donde producen marcados descensos de la temperatura y, (2) el flujo que se origina en el cuadrante sureste del centro de alta presión da como resultado un flujo de vientos constantes en superficie con dirección oeste-noroeste, que afectan a la península de Baja California y se les observa hasta más al sur de los 20° N (Fig. 2.1a). Comúnmente, sistemas transitorios de altas latitudes (centros de vorticidad y vaguadas), que se originan en el Pacífico norte, viajan dentro de la corriente de los vientos del oeste y dan lugar a lluvias y nevadas ligeras sobre las partes altas de la Sierra Madre Occidental y el norte de la Altiplanicie.

Vientos del este

A escala planetaria, los vientos del este (alisios) se originan en el cuadrante sur y oeste de las altas subtropicales y constituyen una rama de la circulación de Hadley. Estos vientos soplan en las capas bajas de la troposfera con dirección hacia el ecuador, encontrándose con su contraparte del hemisferio sur en una zona de confluencia dentro del cinturón ecuatorial de bajas presiones. Generalmente se utiliza la denominación de vientos del noreste para designar a la parte proveniente del hemisferio norte y vientos del sureste para designar a su contraparte del hemisferio sur, los cuales, después de cruzar el ecuador toman un giro con dirección oeste tal como se muestra en la figura 2.1b. De acuerdo con Riehl (1979), los vientos del este constituyen el sistema de vientos más constantes del planeta en las capas bajas de la troposfera, pues se les puede observar en un 80-90 % del tiempo.

Los vientos del este son más intensos durante el invierno que durante el verano, lo que es evidente al comparar las figuras 2.1a y 2.1b. Es de notar que durante el invierno, la parte sur de México, así como la península de Yucatán, se encuentran bajo el dominio de un flujo noreste, que cambia conforme avanza el verano a una dirección sureste. Tradicionalmente, este cambio en la dirección de los vientos dominantes en los niveles medios y bajos se ha asociado con el inicio y desarrollo de la estación de lluvias. Como se menciona en el siguiente apartado, desde el punto de vista de la actividad convectiva, la intensidad y la altura de la capa de inversión es de mayor importancia que la velocidad y constancia de los vientos del este.

Durante el verano, de acuerdo con Mosiño y García (1974), conforme los vientos del este se profundizan en la altura y penetran hacia altas latitudes, todo el país queda bajo la influencia de la profunda y amplia corriente del este que se origina desde el Mar Caribe y penetra al Golfo de México con vientos ligeros pero húmedos. Como se mencionó anteriormente, esta situación se ha relacionado con el régimen de precipitación en México, sin embargo, análisis recientes muestran algunas diferencias con este modelo en la parte occidental del país. El análisis de los campos de viento en diferentes niveles que se realiza como segunda parte de la investigación, muestra ciertas particularidades que debido a su importancia son analizadas en otro trabajo.

Capa de inversión en los vientos del este.

La estructura de la baja troposfera en las superficies oceánicas recorridas por los vientos del este se caracterizan por una persistente, espacialmente continua y extensa capa de inversión. De acuerdo con Riehl (1979), los aspectos anómalos de una inversión son la temperatura y las condiciones de disminución de humedad por arriba de la zona de inversión. Una combinación de condiciones cálidas y secas siempre sugiere subsidencia, por lo que este autor considera que la inversión en los vientos del este se establece debido a las masas de aire descendentes a gran escala desde los niveles altos, principalmente en la parte orientada hacia el polo de la porción este de los centros de alta presión subtropical.

Considerando el mecanismo de vorticidad, el aire converge en la alta troposfera a la altura de los centros de alta presión, lo que produce regiones de vorticidad ciclónica casi estacionarias. El aire convergente desciende y toma un giro ciclónico hacia el sur y sureste durante su descenso con divergencia en los niveles bajos. En su descenso hacia la superficie oceánica, la corriente encuentra la oposición del aire marino en los niveles bajos que sopla hacia el ecuador y presenta condiciones de turbulencia. La base de inversión se sitúa en el punto de encuentro de estos dos estratos, los cuales soplan en la misma dirección. La altura de la inversión es una medida de la profundidad a la cual la corriente superior es capaz de penetrar en los niveles bajos e inhibir el desarrollo de actividad convectiva. Para mayores detalles sobre el mecanismo que mantiene la turbulencia en los niveles bajos consultar Riehl 1979, 202-249pp.

Para el Atlántico, de acuerdo con Hastenrath (1991), la base de la zona de inversión es baja en la parte este de la alta subtropical, con alturas por debajo de 500m cerca de las costas africanas entre los 15-20° N y 20° O. A partir de este punto, la base de inversión incrementa su altura con dirección al oeste y al ecuador. Particularmente en la región del Caribe la capa de inversión tiende a estar menos desarrollada y tiene una base de 2000m o más (Gutnik 1958; Hastenrath 1966). A lo largo del año la inversión es más frecuente a fines del invierno y raramente se observa durante la mitad cálida del año, que corresponde a la estación de lluvias en gran parte del área. En general, la inversión es mayor en todos sus aspectos, incremento en la temperatura y

disminución de la humedad principalmente, en aquellas áreas en donde se presenta a menor altura y su intensidad se debilita conforme ésta se incrementa.

El límite en el desarrollo vertical de las nubes y la base de inversión están correlacionados, no debido a que la parte alta de las nubes actúa para producir la inversión mediante un mecanismo de enfriamiento radiativo, sino debido a que la inversión constituye una formidable tapadera difícil de penetrar por las nubes de desarrollo vertical, por lo que el establecimiento y posición de la capa de inversión en los vientos del este es importante ya que favorece o impide el desarrollo de convección profunda, pues aunque algunas nubes pueden penetrar la zona de inversión, se disipan rápidamente en el aire seco por arriba de la misma. En general, el patrón que se observa en el Atlántico de una capa de inversión en niveles bajos en su extremo este, que se profundiza hacia el oeste, se observa también en el Pacífico (Hastenrath 1991).

Corriente de chorro subtropical

Durante el invierno y principios de la primavera, cuando el cinturón subtropical de alta presión se encuentra desplazado hacia el sur, vientos del oeste soplan sobre el país por arriba de 700hPa y la circulación en la alta troposfera es dominada por la corriente de chorro subtropical, la cual se concentra a lo largo de un eje casi horizontal con respecto a la superficie terrestre y presenta marcadas líneas de cizallamiento vertical y lateral y por lo menos una zona de máxima velocidad de los vientos. Durante el verano, el patrón de circulación muestra diferencias substanciales del observado durante el invierno y la corriente desaparece.

En una perspectiva a escala planetaria, la corriente de chorro subtropical se localiza sobre la parte descendente de las celdas de Hadley y alcanza su máximo desarrollo durante la estación de mayor intensidad de los sistemas de circulación meridional. De acuerdo con Palmen y Newton, 1969 (citados por Hastenrath 1991), la corriente de chorro subtropical debe su existencia principalmente al transporte de momentum por la rama orientada hacia el polo de las celdas de Hadley. Por otro lado, la confluencia en la alta troposfera de las celdas de Farrel y Hadley da lugar a una concentración contrastante en el frente subtropical, situación que favorece el mantenimiento de la corriente.

La corriente de chorro, a través de sus patrones de convergencia y divergencia asociados, ejerce un control en el estado del tiempo y clima en la superficie y por lo tanto afecta profundamente la actividad convectiva a gran escala. Por otro lado, a través de la corriente se da un movimiento de vaguadas hacia el este, lo que favorece que vientos fríos subtropicales provenientes del Pacífico norte penetren al interior del país.

2.3 Sistemas sinópticos que afectan el estado del tiempo

Ciclones y tormentas tropicales

De acuerdo con McBride (1996) cada año aproximadamente 80 ciclones tropicales se forman en el planeta, de los cuales, casi dos tercios alcanzan un desarrollo de ciclón tropical de gran intensidad. Las regiones generadoras de huracanes se localizan sobre los océanos tropicales, exceptuando la franja comprendida entre 2.5° de latitud a ambos lados del ecuador y el 87 % ocurren entre los 20° de latitud norte y sur. Aproximadamente dos tercios de todos los ciclones se presentan en el hemisferio norte.

Los ciclones tropicales son un fenómeno estacional. Como es sabido, la distribución de las zonas ciclogénicas está gobernada por dos factores principales, el primero lo constituye la temperatura superficial del mar, mientras que el segundo factor está relacionado con la variación estacional en la posición de la zona intertropical de convergencia (ZITC), o más precisamente siguiendo a Gray (1968), con la posición de la vaguada monzónica. En el caso de las costas pacíficas mexicanas, la conjugación de estos dos factores se presenta a fines de verano, en una zona que bordea el Golfo de Tehuantepec, lo que explica el hecho de que este sea una de las regiones ciclogénicas más activas del planeta.

México se encuentra localizado entre dos áreas que anualmente experimentan el desarrollo de ciclones tropicales: el Caribe y Golfo de México al este y el Pacífico norte al oeste. De estas dos áreas ciclogénicas, la del Atlántico es especial debido a que su ciclo estacional es muy marcado con un máximo bien definido a principios de septiembre y dos máximos secundarios débiles, pero estadísticamente importantes, durante junio y octubre (McBride, 1996). Así mismo, dentro de esta región la posición de las áreas ciclogénicas varían

estacionalmente con más puntos de origen al norte y al este a mediados de la estación, cuando la máxima temperatura superficial del mar y un flujo profundo del este presentan una mayor extensión. Siguiendo a McBride (1996), un poco más de la mitad de los ciclones que se originan en esta cuenca lo hacen teniendo como antecedente una onda del este procedente de Africa, que se mueve con dirección oeste (ver ondas del este). Particularmente en el Atlántico, algunas tormentas tropicales se forman también en la región subtropical cerca de la zona de frentes estacionarios o al este de las vaguadas en la alta troposfera.

Por otro lado, uno de los aspectos más interesantes en la cuenca ciclogénica del Pacífico tropical es la concentración del área generadora en una pequeña región localizada al sur de México y oeste de América Central, claramente relacionada con un centro convergente y con el establecimiento de una compacta región de máxima temperatura superficial del mar por arriba de 28° C durante el periodo de mayo a septiembre (Sadler et al. 1987, COADS data base). Citando nuevamente a McBride (1996) esta zona tiene la más alta frecuencia en la generación de ciclones tropicales por unidad de área en el mundo. La estación de huracanes en esta parte del Pacífico se extiende de junio a octubre, que corresponde con un movimiento hacia el norte de la zona de máxima temperatura superficial del mar y de la ZITC. A diferencia del área ciclogénica del Atlántico, la variación estacional presenta un sólo máximo a finales de agosto.

Algunas investigaciones (Simpson et al, 1969; Avila 1991) sugieren que gran parte de los ciclones que se forman en esta región tienen como origen las ondas del este del Atlántico, las cuales cruzan América Central y se introducen en el océano Pacífico. Por otro lado, Farfán y Zehnder (1997) encuentran que la circulación inicial se encuentra relacionada con los sistemas montañosos del Sur de México y América Central, en un área al norte de los 10° N y al este del meridiano de 110° W, preferentemente en la zona de corrientes descendentes, después de que el flujo dominante del este atraviesa los sistemas montañosos.

Ondas del este

Las perturbaciones más comunes dentro del régimen de los vientos del este lo constituyen las denominadas ondas del este. Estas perturbaciones, ampliamente descritas por Riehl (1979) requieren para su formación el desarrollo de una profunda corriente del este desde el nivel de superficie hasta la alta troposfera. Las ondas del este muestran grandes variaciones en cuanto a tamaño e intensidad, pero tienen una característica en común: el centro principal de baja presión no es circular o elíptico, sino en forma de una onda en el patrón isobárico y la línea de vaguada adquiere la forma aproximada de un ángulo recto con respecto a la dirección dominante de los vientos del este.

La zona principal en donde las ondas del este se desarrollan se ubica en la parte oeste del océano Atlántico, el mar Caribe y la parte norte del Pacífico Occidental, en latitudes comprendidas entre los 5 y 20° N, por lo que son consideradas como un fenómeno predominante de este hemisferio. Durante el verano, después de atravesar el mar Caribe con dirección este-oeste, estos sistemas afectan la parte centro-sur del país.

En el modelo clásico propuesto por Riehl para el Caribe (1954, 1979), el eje de una onda del este se extiende en una dirección noreste-suroeste, desde la alta subtropical hacia la ZITC. Una onda del este típica cubre un área de aproximadamente 15° de longitud y su desplazamiento sigue una dirección oeste-noroeste con una velocidad promedio de 15 a 20 kmh⁻¹. La onda es más intensa en los niveles medios en donde a menudo se presenta una débil circulación ciclónica. A través de la troposfera la baja temperatura se localiza en la parte trasera de la vaguada en el nivel de superficie. Este enfriamiento en la zona donde se presenta una mayor actividad convectiva es causado por un incremento en la nubosidad, la evaporación de la lluvia al precipitarse y las corrientes descendentes en las nubes de gran desarrollo vertical. Divergencia en los niveles bajos, subsidencia y tiempo despejado predomina en la parte delantera de la vaguada, mientras que convergencia, movimientos ascendentes y mal tiempo se concentra en su parte trasera.

Los movimientos verticales ascendentes controlan la profundidad de la capa de humedad, que de acuerdo con Hastenrath (1991), 300km en la parte delantera del eje de vaguada ésta puede ser de apenas 1500m y el tiempo es predominantemente despejado. La altura del eje de humedad se incrementa rápidamente cerca del eje de vaguada y alcanza un máximo de más de 6500m en la región de máxima divergencia, en donde se pueden observar nubes de gran desarrollo vertical y líneas de turbonada. En la parte este de la vaguada, la capa de humedad desciende y dominan condiciones de vientos del este. Debido a la estructura anteriormente descrita, las ondas del este adquieren la forma típica de una "V" invertida en el patrón de nubosidad.

La introducción de satélites meteorológicos estimuló la investigación de las ondas del este. Gracias a tales investigaciones, actualmente se sabe que son características de la temporada cálida del año en el hemisferio norte y son más frecuentes a fines del verano, cuando pueden aparecer con una periodicidad de 3 a 5 días. Al analizar los patrones de flujo, estos sistemas son relativamente débiles en el nivel de superficie (850hPa) y alcanzan su máximo desarrollo en los niveles medios (500hPa).

Las investigaciones de Carlson (1969 a y b) y Burpee (1972, 1974), sugieren que las ondas empiezan a formarse al este de los 15° E sobre el continente africano, pero se intensifican al oeste de ésta longitud. Una vez que las ondas pasan de este continente a las aguas frías del Atlántico tienden a debilitarse, pero sus remanentes generalmente alcanzan el mar Caribe, en donde se regeneran. Frank (1970) y Burpee (1972) calculan que la mitad de los huracanes que afectan el Caribe se originan a partir de las ondas del este, e incluso algunas atraviesan el istmo centroamericano y se introducen al Pacífico en donde se intensifican como tormentas tropicales. De acuerdo con la experiencia personal, las ondas del este tienden a debilitarse conforme penetran al país y desaparecen al ingresar al Pacífico, en donde los modelos numéricos de pronóstico no las resuelven o las resuelven pobremente.

En un trabajo reciente, Stensrud et al. (1997), sugiere que el paso de una onda del este hacia el Pacífico refuerza la actividad convectiva del monzón mexicano y favorece el desarrollo de las ondas del Golfo de California, que introducen humedad al noroeste de Sonora y suroeste de Arizona. La climatología de las

ondas del este y su precipitación asociada sobre México es otro aspecto pendiente por analizar.

Ondas del Golfo de California

Un interesante fenómeno de mesoescala que se presenta durante el verano y está relacionado con la actividad convectiva en el suroeste de los Estados Unidos y noroeste de México, son las ondas húmedas de aire tropical que se presentan a lo largo del Golfo de California. Estos eventos han sido estudiados por Hales (1972); Brener (1974); Jáuregui y Cruz (1980); Douglas (1995), Douglas and Li (1996) y Stensrud et al. (1977).

Hales establece que el Golfo de California, comúnmente ignorado como un factor que puede influir en las condiciones climáticas de la región, constituye un canal natural que favorece la penetración de humedad desde el Pacífico tropical. Douglas 1995; 1996, utilizando datos de observaciones especiales encuentra que el flujo medio en niveles bajos sobre el golfo presenta una componente sur-sureste y la estructura de un jet, que reemplaza con aire frío y húmedo el aire caliente del desierto de Arizona y Sonora, estableciendo una circulación de tipo térmica. Las condiciones asociadas al paso de una onda en las estaciones que bordean al golfo incluyen: una disminución de temperatura en superficie, incremento en las temperaturas de punto de rocío, incremento en la velocidad de los vientos e incremento en la nubosidad. Análisis que utilizan productos de modelos numéricos resuelven pobremente estas condiciones en el patrón de la circulación regional (Schmitz and Mullen 1996; Stensrud et al 1995).

Zona Intertropical de Convergencia (ZITC)

Entre los cinturones de alta presión subtropical de ambos hemisferios se extiende una zona de bajas presiones alrededor del globo y cerca del ecuador. Dentro de éste cinturón tropical de baja presión tiene lugar el encuentro de los vientos del este provenientes de cada hemisferio, lo que da origen a movimientos de ascenso y una abundante precipitación. Este cinturón de baja presión e intensa actividad convectiva es comúnmente conocido como zona intertropical de convergencia, sin embargo, a menudo recibe otras denominaciones como zona ecuatorial de convergencia. Riehl (1979) analiza algunas de éstas denominaciones y la inexactitud de su aplicación y sugiere el término de vaguada ecuatorial que hace referencia a sus características de baja

presión, condición que puede ser identificada en todas las cartas sinópticas, no así la convergencia que es intermitente y por lo tanto inexacto. El término intertropical es más aceptable pero es inconveniente su uso, pues deriva de la época cuando se pensaba que el encuentro de las masas de aire de ambos hemisferios tenía lugar exactamente sobre el ecuador.

Una denominación diferente de las analizadas por Riehl es la de vaguada monzónica (Walters et al. 1989). Esta denominación resulta interesante pues hace referencia al hecho de que la precipitación en las regiones con régimen monzónico está íntimamente relacionada con la posición y desplazamiento anual de la vaguada ecuatorial, sin embargo es ambigua, pues puede confundirse con la vaguada que se forma en los vientos del sureste al cruzar el ecuador durante el verano boreal y tomar un giro del suroeste, tal como se ve en la Fig. 2.1b, mientras que en la misma figura, la zona de convergencia se ubica entre los 10° y 15° N. Un análisis detallado de la aplicación del término está fuera de los objetivos del trabajo y con el fin de evitar confusiones, se decidió utilizar el término zona intertropical de convergencia (ZITC) empleado comúnmente por los pronosticadores en México.

Como se puede apreciar en la Fig. 2.1b, la ZITC en el Pacífico se sitúa en donde las líneas de flujo de viento de ambos hemisferios convergen en el nivel de superficie, coincidiendo aproximadamente con la zona de máxima temperatura superficial del mar y valores mínimos de presión, que en el Pacífico es menor a 1010hPa (Sadler et al, 1987). A lo largo del año, la ZITC oscila en una dirección norte-sur en respuesta al cambio en la posición del sol, su marcha anual se retrasa aproximadamente dos meses al desplazamiento de éste, lo que se explica si se considera que el calentamiento de la atmósfera no se detiene en el solsticio, ya que comúnmente las máximas temperaturas se presentan un mes después sobre las grandes regiones continentales y dos meses después en los océanos.

Para los primeros días del verano, una vez que se ha establecido frente a las costas pacíficas de América Central, la ZITC permanece anclada por centros ciclónicos, uno en el golfo de Panamá, donde inicia su desarrollo en el hemisferio norte y otro al sur de México, cerca de las costas de Chiapas y Oaxaca. Durante los meses de agosto y septiembre la ZITC alcanza su posición

norte extrema frente al Istmo de Tehuantepec, cerca de los 15° N. Como se mencionó anteriormente, esta área constituye un centro ciclogénico que da lugar a la formación de tormentas tropicales que afectan las costas pacíficas mexicanas, sobre todo a fines del verano.

Frentes fríos

México experimenta durante la mitad fría del año la influencia de perturbaciones que se originan en latitudes medias y que penetran profundamente hasta el área centroamericana. La forma del continente, orientado meridionalmente, con sistemas montañosos que se extienden en dirección norte-sur, favorece la formación de masas de aire frío que se desbordan sobre México. Estos eventos se caracterizan por el establecimiento de un marcado gradiente de presión meridional en la baja troposfera y la subsecuente invasión de la masa de aire frío, seguida por un centro de alta presión. Meteorólogos estadounidenses consideran que características de frentes fríos más al sur de la Península de Yucatán y Cuba se observan raramente (comunicación personal).

El cuadro 2.1 presenta el número de frentes fríos que invadieron el territorio nacional en el periodo de 1991 a 1995. Los frentes se contabilizaron desde el momento en que fueron reportados en los boletines del Servicio Meteorológico Nacional y se les dio seguimiento hasta que desaparecieron o salieron del país. Cuando un frente se presentó a finales de un mes y principios del siguiente se contabilizó en el mes que tuvo mayor duración. Como se puede ver, diciembre, enero y febrero son los meses en que un mayor número de frentes penetraron al país, mientras que en junio, julio y agosto estos sistemas están prácticamente ausentes. Aparentemente existen variaciones en el número de frentes fríos de un año a otro. Los datos del cuadro muestran que 1991 y 1992, en que el fenómeno ENSO estuvo presente, el número de frentes fue menor que durante los años sin Niño, lo que sugiere la idea de que cuando se presenta éste fenómeno, el número de frentes fríos que penetran al país disminuye. Un análisis que considere éste aspecto es una tarea más a realizar.

Las masas de aire frío continental al atravesar sobre la Altiplanicie Mexicana suelen producir heladas y descensos de la temperatura. Por otro lado, las características de éstas masas de aire frío se modifican al atravesar sobre las aguas del Golfo de México y dan lugar a los denominados “Nortes”, considerado como el aspecto más distintivo del clima en México y que se comenta a continuación. Como se puede observar al comparar los cuadros 2.1 y 2.2, no todos los frentes fríos producen Nortes.

CUADRO 2.1 ESTADISTICA DE FRENTES FRIOS QUE PENETRARON A MEXICO DURANTE EL PERIODO 1991-1995

MES	1991	1992	1993	1994	1995
Enero	8	9	14	10	9
Febrero	7	8	12	11	10
Marzo	9	6	10	9	8
Abril	9	8	8	10	8
Mayo	7	5	6	3	7
Junio	1	5	2	2	4
Julio	0	1	0	2	0
Agosto	0	2	0	3	2
Septiembre	4	4	6	3	3
Octubre	10	6	7	5	6
Noviembre	9	7	5	8	9
Diciembre	7	15	11	8	8
TOTAL	71	76	81	74	74

Fuente: Servicio Meteorológico Nacional, Boletín Medios de Comunicación social

Nortes

Los “Nortes” del Golfo de México son esencialmente frentes fríos acompañados de fuertes vientos del norte, que soplan con velocidad extraordinaria sobre las costas del golfo. En la mitad fría del año, de octubre a marzo generalmente, vientos del oeste y noroeste soplan desde las planicies hacia la parte central de Estados Unidos y noreste de México. El aire polar continental transportado por estas masas de aire se transforma a su paso sobre las aguas cálidas del Golfo de México, en donde recogen humedad que da lugar a lluvias orográficas sobre la parte este de la Sierra Madre Oriental, principalmente en los estados de Veracruz, Tabasco, Oaxaca y norte de Chiapas. En casos extremos, vientos fríos de gran intensidad que constituyen los denominados “Nortes” o “El Norte” afectan ésta zona y llegan a alcanzar las partes bajas de América Central.

En la opinión de Page (1929), quizá el fenómeno más interesante e importante del estado de tiempo en México es el viento fuerte, frío y a menudo húmedo, que sopla durante el invierno, especialmente sobre la región costera del Golfo y es referido como “El Norte”. De acuerdo con Schneider (1996, 522-530 pp), el “Norte” constituye el único factor distintivo del clima de México y lo define como un fuerte frente frío y húmedo, el cual sopla durante el invierno principalmente a lo largo de la costa del golfo acompañado de bajas temperaturas y precipitación.

CUADRO 2.2 ESTADISTICA DE NORTES QUE AFECTARON LAS COSTAS DEL GOLFO DE MEXICO DURANTE EL PERIODO 1991-1995

MES	1991	1992	1993	1994	1995
Enero	5	6	4	7	5
Febrero	4	4	6	5	7
Marzo	3	3	4	6	3
Abril	2	2	3	6	4
Mayo	0	2	2	3	1
Junio	0	0	0	0	1
Julio	0	0	0	0	0
Agosto	0	0	0	0	0
Septiembre	1	1	1	2	1
Octubre	3	3	5	3	5
Noviembre	3	3	6	7	8
Diciembre	4	4	6	4	6
TOTAL	25	28	37	43	41

Fuente: Servicio Meteorológico Nacional, Boletín Medios de Comunicación Social

Al analizar la temporada de nortes 1995-1996 con datos horarios de 5 observatorios: Tampico, Veracruz, Villa Hermosa, Campeche y Mérida, Gómez Ramírez (comunicación personal) establece que en todos ellos se presentan los nortes durante la mitad fría del año, siendo Veracruz el lugar donde los vientos alcanzan la máxima velocidad, con records históricos de vientos asociados a nortes superiores a 240kmh^{-1} , como en el año de 1971 cuando se presentó un norte con vientos máximos de 257.2kmh^{-1} . Como se ve en el cuadro 1.3, septiembre marca el inicio de la temporada de nortes y se incrementan durante los meses de noviembre a febrero. Durante la temporada analizada por Gómez, el evento con velocidades máximas de 132.1kmh^{-1} se presentó del 6 al 10 de marzo. Este aspecto puede estar relacionado con un incremento en el gradiente

de temperatura y presión entre el sureste de los Estados Unidos y la Península de Yucatán conforme se aproxima el equinoccio de primavera.

2.4 Distribución de la precipitación

En uno de los primeros trabajos sobre la distribución anual de la precipitación en México, Page (1929) encontró que gran parte del país recibe más del 80 % de lluvias durante el periodo de mayo a octubre, con un máximo de 90-95 % en la parte suroeste. Wallén (1955) destaca que el país presenta un régimen estacional, con la temporada de lluvias durante mayo a octubre excepto una pequeña área del noroeste, en donde predomina un régimen de lluvias de invierno. El máximo sobre la Altiplanicie Central se presenta durante julio, mientras que en las zonas costera las lluvias se concentran durante los meses de septiembre y octubre. Los análisis de Mosiño y García (1974) han confirmado este patrón en la distribución anual de la precipitación. Con estos antecedentes, se puede decir que México se caracteriza por presentar un régimen de lluvias estacional.

El establecimiento de la estación de lluvias se inicia durante mayo, de acuerdo con los trabajos anteriormente mencionados. Para junio, una zona de precipitación media entre 160-320mm se ha establecido sobre el sureste del país (Sur de Veracruz, Tabasco y Chiapas). Un cambio súbito se observa entre junio y julio, cuando se tiene un salto de la zona de máxima precipitación del suroeste al noreste, en donde se desarrolla una franja de precipitación a partir de los 20° N, siguiendo la orientación de la Sierra Madre Occidental (World Meteorological Organization 1975; Mosiño y García 1989). En su estudio, Douglas et al (1993) sigue la denominación de Monzón Mexicano para la designación de este fenómeno que ha sido objeto de estudio de recientes investigaciones.

Julio y agosto aparecen como los meses de mayor precipitación en el territorio nacional. El retiro de la estación de lluvias se da a partir de septiembre, cuando la zona de máxima precipitación en el noroeste ha disminuido notablemente y se puede decir que en octubre la estación húmeda ha terminado en gran parte del país, aunque como se mencionó anteriormente, la advección de masas de aire polar durante el invierno, que se humedecen a su paso por las aguas

cálidas del Golfo de México, dan lugar a precipitaciones sobre la Sierra Madre Oriental, mientras que regulares precipitaciones durante el invierno se presentan en el extremo norte de la península de Baja California, que es afectada por sistemas fríos de altas latitudes.

La máxima precipitación a nivel nacional se registra en la región sureste, en una zona que comprende el sur del estado de Veracruz, Tabasco y norte de Chiapas, en donde se recibe una precipitación media anual entre 2500 y 4000mm (Vidal, 1989). Los sistemas montañosos orientados de norte a sur, perpendiculares a las corrientes de aire húmedo, reciben importantes cantidades de precipitación de origen orográfico. Las laderas de la Sierra Madre Oriental orientadas al Golfo de México reciben anualmente de 800mm en su porción norte a 2500mm en su extremo sur. Un efecto similar se observa en la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur, en donde la zona de máxima precipitación se registra en la parte oeste de estos sistemas montañosos, lo que sugiere un efecto de circulación diurna, que constituye un aspecto más del clima de México pendiente por analizar.

El interior de la Altiplanicie Mexicana recibe poca precipitación, de 400mm anuales en áreas cercanas al Trópico de Cáncer a 200mm en el desierto de Sonora y Bolsón de Mapimí, que constituyen las zonas más áridas del país (Vidal, 1989). El área cercana a la desembocadura del río Colorado es particularmente seca, con una precipitación no mayor a 50mm por año.

Es importante mencionar que una vez establecida la estación de lluvias existen periodos de baja precipitación o de sequía relativa. Este descenso en la precipitación durante la mitad del verano se presenta sobre las partes bajas de las costas del Golfo de México, en la parte este de la Altiplanicie Mexicana y en la costa pacífica, al sur de los 20° N, en donde se observa una distribución bimodal de la precipitación. Este fenómeno, conocido como canícula o sequía intraestival, aparentemente se debe a un cambio en el patrón de circulación sobre el Golfo de México, el cual ocasionalmente tiende a regresar a un patrón de invierno, lo que interrumpe el desarrollo de una profunda corriente del este (Mosiño y García 1974). Sin embargo, los análisis de los campos de viento que se realizan actualmente sugieren que este evento está asociado a cambios en la circulación a una mayor escala.

REFERENCIAS

- Avila, L. A., 1991: Eastern North Pacific hurricane season of 1990. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2034-2051.
- Brenner, I. S., 1974: A surge of maritime tropical air --Gulf of California to the Southwestern United States. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 375-389.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of Easterly Waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77-90.
- Burpee, R. W., 1974: Characteristics of North African Easterly Waves during the summers of 1968 y 1969. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1556-1570.
- Congbin, F., Z. Mingli, J. Fletcher, S. Binkei, and Q. Xiaowei, 1990: *Atlas of climate physics of Tropical Pacific Ocean*. Science Press. Beijin, China.
- Carlson, T. N., 1969a: Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic Hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 256-276.
- Carlson, T. N., 1969b: Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 716-726.
- Douglas, M. W., R. A. Maddox, K. Howar, and S. Reyes, 1993: The Mexican Monsoon. *J. Climate*, **6**, 1665-1677.
- Douglas, M. W., and S. Li, 1996: Diurnal variation of the lower-tropospheric flow over the Arizona low desert from SWAMP-1993 observatios. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 1211-1224.
- Douglas, M. W, 1995: The summertime low-level jet over the Gulf of California. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2334-2347.
- Farfán, L. M., and J. Zehnder, 1997: Orographic influence on the synoptic scale circulation associated with the genesis of hurricane Guillermo (1991). *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2683-2698.
- Frank, N. L., 1970: Atlantic tropical systems of 1969. *Mon. Wea. Rev.* **98**, 307-314.
- Gutnik, M., 1958: Climatology of the trade-wind inversion in the Caribbean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **39**, 410-420.
- Hales, J. E., Jr., 1972: Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 298-306.
- Hales, J. E., Jr., 1974: Southwestern United States summer monsoon source --Gulf of Mexico or Pacific Ocean? *J. Appl. Meteor.*, **12**, 331-342.
- Hastenrath, S., 1966: On general circulation and energy budget in the area of the Central American Seas. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 694-711.

- Hastenrath, S., and P. J. Lamb, 1977: *Climatic Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans*. The University of Wisconsin Press.
- Hastenrath, S., 1991: *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer Academic Publishers, 488 pp.
- Jáuregui, E., y F. Cruz, 1980: Algunos aspectos del clima en Sonora y Baja California. Equipatas y surgencias de humedad. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 10, 143-180.
- McBride, 1995: *Tropical Cyclone Programme. Global perspectives on tropical cyclones*. Report No. TCP-38. World Meteorological Organization, WMO/TD-No 693, Geneva, Switzerland, 63-105 pp.
- Mosiño, P., and E. Garcia, 1974: The climate of Mexico. *World Survey of Climatology*, Vol. 11, *Climates of North America*. R. A. Bryson and F. K. Hare, Eds., Elsevier, 345-404.
- Mosiño, P., y E. Garcia, 1989: Moda o valor más frecuente de precipitación mensual y annual. *Atlas Nacional de México*. Carta IV.4.8. Instituto de Geografía. UNAM, México.
- Murakami, T., B. Wang, and S. W. Lyons, 1992: Contrasts between summer monsoons over the Bay of Bengal and the Eastern North Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 191-209.
- Nieuwlot, S., 1977: *Tropical climatology*. John Wiley & Sons. London, New York, Sidney, Toronto, 207 pp,
- Page, J., (1929): Climate of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, Suppl. 33.
- Rasmusson, E. M., 1967: Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. *Mon. Wea Rev.*, 95, 403-426.
- Riehl, H., 1954: *Tropical meteorology*. McGraw-Hill, New York, Toronto, London, 392 pp.
- Riehl, H., 1979: *Climate and weather in the tropics*. Academic Press, London, New York, San Francisco, 661 pp.
- Rowson, D. R., and S. J. Colucci, 1992: Synoptic climatology of thermal low-pressure system over south-western North America. *Int. J. Climatol.*, 12, 529-545.
- Sadler, J. C., 1975: *The upper tropospheric circulation over the global tropics*. Department of Meteorology. University of Hawaii.
- Sadler, J. C., M. A. Lander, A. M. Hori, and L. K. Oda, 1987: *Tropical marine climatic atlas I and II (EPOCS)*. Department of Meteorology. University of Hawaii.

- Schmitz, J. T., and S. L. Mullen, 1996: Water vapor transport associated with the summertime North American Monsoon as depicted by ECMWF analyses. *J. Climate*, **9**, 1621-1634.
- Schneider, S. H., 1996: *Encyclopedia of climate and weather*. Oxford University Press. New York.
- Simpson, R. H., N. Frank, D. Shideler, and H. M. Johnson. 1969: Atlantic tropical disturbances of 1968. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 240-255.
- Stensrud, D. J., R. L. Gall, S. L. Mullen, and K. W. Howard, 1995: Model climatology of the Mexican Monsoon. *J. Climate*, **8**, 1775-1793.
- Stensrud, D. J., R. L. Gall, and M. K. Nordquist, 1997: Surges over the Gulf of California during the Mexican monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 417-437.
- Tang, M., and E. R. Reiter, 1984: Plateau monsoons of the northern hemisphere: A comparison between North America and Tibet. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 617-637.
- Vidal, Z. R., 1989: Precipitación media anual y su probabilidad. *Atlas Nacional de México*. Carta IV.4.6. Instituto de Geografía. UNAM, México.
- Wallén, C. C., 1955: Some characteristics of precipitation in Mexico. *Geografiska Annaler*, **37**, 51-85.
- Walters, K. R., A. G. Korik, and M. J. Vojtesak, 1989: *The Caribbean Basin. A climatological study*. USAF, Environmental Technical Applications Center, Illinois.
- World Meteorological Organization, 1975: *Climate atlas of North and Central America*. I. Maps mean temperature and precipitation.
- World Meteorological Organization, 1996: *Tropical Cyclone Programme. Global perspectives on tropical cyclones*. Report No. TCP-38. World Meteorological Organization, WMO/TD-No 693, Geneva, Switzerland, 288 pp.

CAPITULO 3 RESULTADOS

3.1 Análisis de los productos de "5-day mean OLR(Wm^{-2})"

En términos generales, los resultados obtenidos están en buen acuerdo con los de investigaciones previas que analizan el ciclo anual de la actividad convectiva en las regiones tropicales y de régimen monzónico (Murakami and Nakazawa 1985; Rasmusson et al. 1988; Horel et al. 1989; Matsumoto 1989; Janowiak et al. 1995). Todos estos trabajos relacionan el desplazamiento abrupto hacia el hemisferio norte de las áreas de máxima precipitación con el movimiento anual de la ZITC.

Es conveniente aclarar que después de los primeros lanzamientos de satélites meteorológicos, que permitieron obtener imágenes de los patrones de nubosidad en los trópicos, el concepto de ZITC se utiliza para designar una amplia zona cercana al ecuador, en la cual se tiene el desarrollo frecuente de nubes convectivas orientadas zonalmente. En este sentido, Murakami y Matsumoto (1994) consideran que es más objetivo definir la ZITC como un cinturón ecuatorial de bajos valores medios de OLR, en donde se puede esperar una fuerte convergencia en los niveles bajos.

Anteriormente, la ZITC se definía como la línea de encuentro de los vientos del noreste provenientes del hemisferio norte y los vientos del sureste del hemisferio sur. En su análisis, Ramage (1974) para el Atlántico y Sadler (1975a) para el Pacífico, han demostrado que la zona de máxima actividad convectiva no coincide con la zona de encuentro de los flujos de viento anteriormente mencionados, por lo que en el presente estudio se considera el concepto propuesto por Murakami y Matsumoto (1994). Hastenrath (1991) analiza detalladamente este aspecto.

La Fig. 3.1 representa las condiciones de las fases extremas y los periodos de transición del ciclo anual de la actividad convectiva sobre la América tropical. Las áreas de valores por abajo del criterio considerado (240Wm^{-2}) permanecen sobre una latitud casi fija durante 5 meses en uno u otro hemisferio, separadas por un corto periodo de transición de aproximadamente un mes. Es importante mencionar que los bajos valores de OLR que se observan durante los meses de invierno al sur de los Estados Unidos y norte de México, no se deben a condiciones de convección profunda sino a las bajas temperaturas en superficie que se registran para esta época del año.

Durante el invierno boreal (verano en el hemisferio sur), la zona de mínimos valores se localiza sobre la cuenca del Amazonas (Fig. 3.1a), abril aparece como un mes de transición, pues como se observa en el periodo del 16 al 20 (Fig. 3.1b), los mínimos valores de OLR se encuentran ubicados sobre el ecuador, mientras que una banda de bajos valores zonalmente orientada entre los 5 y 10° N, que indica la posición de la ZITC, se encuentra bien desarrollada. La segunda mitad del mes de julio representa el periodo de máxima convección sobre México (Fig. 3.1c) con la segunda mitad de octubre como otro periodo de transición (Fig. 3.1d).

El desplazamiento del área de intensa convección de uno a otro hemisferio no es un evento a escala regional particular de la América tropical, sino un fenómeno a escala global como ha sido descrito por Murakami y Nakazawa (1985), Matsumoto (1989) y Horel et al. (1989). Matsumoto encuentra que la penetración hacia el hemisferio norte de regiones de bajos valores de OLR, asociada con una circulación de tipo monzónica, es evidente durante el verano en todos los continentes. La máxima penetración ocurre, como puede esperarse, sobre el subcontinente Indio relacionada con el área del Monzón Asiático.

En su análisis, Murakami y Nakazawa establecen que el patrón medio durante abril es casi simétrico sobre el ecuador, con tres regiones continentales que presentan marcada actividad convectiva: África ecuatorial, el continente Marítimo (Malasia, Indonesia y norte de Australia) y la América ecuatorial. Estas zonas de bajos valores de OLR, previamente localizadas en los trópicos del hemisferio sur, se propagan hacia el norte y alcanzan los trópicos en éste hemisferio ($5-10^\circ$ N) en mayo, lo cual se debe a la migración de la ZITC, conforme se da la transición estacional de invierno a verano.

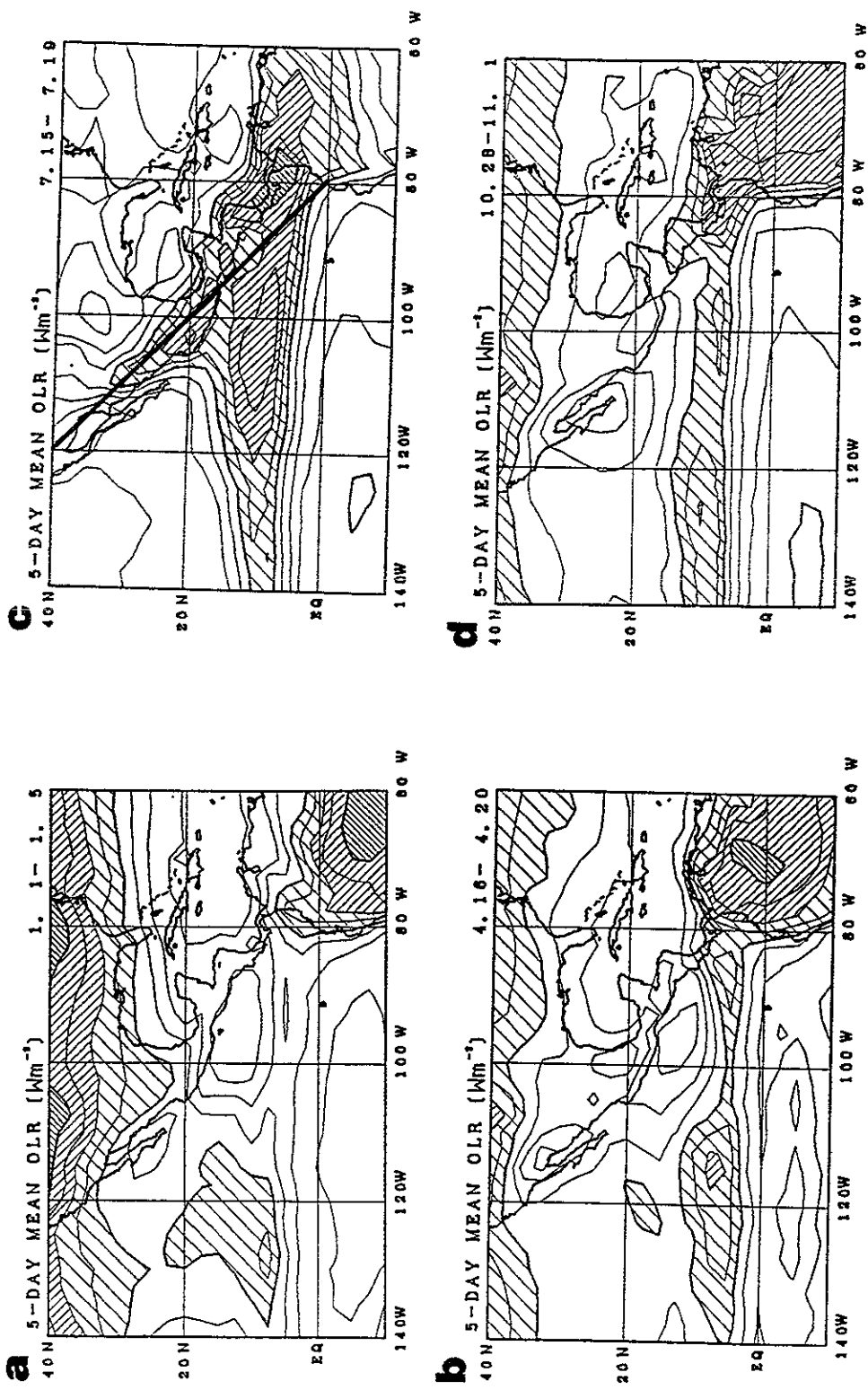


Fig. 3.1. 12 años de valores medios de OLR para 5 días durante: (a) pentada 1 (enero 1-5), (b) pentada 22 (abril 16-20), (c) pentada 40 (julio 15-19) y (d) pentada 58 (octubre 13-17). Las líneas de contorno son por cada $10Wm^{-2}$. Los valores de 200, 240 y $280Wm^{-2}$ aparecen indicados en líneas gruesas, mientras que las áreas con valores menores a $240Wm^{-2}$ están sombreadas.

Un aspecto que destaca en los productos obtenidos es que la convección en el hemisferio norte es mucho más activa sobre el Pacífico este que sobre el continente (México y América Central), a diferencia del hemisferio sur, en donde la zona de valores mínimos de OLR se ubica sobre la cuenca del Amazonas (Fig. 3.1a). De este aspecto, se puede inferir que el establecimiento de la actividad convectiva en el hemisferio norte se da en asociación con la variación anual en la intensidad y posición de la ZITC y por lo tanto, con la variación de la SST en la porción este del Pacífico tropical.

Los datos del cuadro 3.1 muestran la relación en la distribución de la SST, los campos de presión (1000hPa) y valores medios de OLR a lo largo del meridiano 110° O. Es de notar que los mínimos valores de OLR se ubican entre los 10 y 15° N, en una franja zonalmente orientada que indica la posición norte extrema de la ZITC (Fig. 3.1c) y que corresponde con una pequeña región de máxima SST.

CUADRO 3.1

LATITUD	JULIO			AGOSTO		
	SST	Ps	OLR	SST	Ps	OLR
25N	28.5	11.6	250	26.5	11.7	262
20N	27.0	11.8	255	28.0	11.5	250
15N	28.1	11.0	230	28.6	11.0	232
10N	28.3	11.4	210	27.8	11.2	220
5N	26.8	11.5	240	26.5	11.9	248
0	23.7	12.7	265	22.5	13.1	270
5S	24.7	12.9	275	23.6	13.6	275
10S	24.6	14.5	273	24.3	14.8	273

Valores medios mensuales de SST (° C) y presión en niveles bajos Ps (1,000hPa) con datos tomados de Sadler et al. 1987, COADS data-set, y valores medios mensuales de OLR tomados de la base de datos del presente estudio.

Como se puede observar, existe un marcado gradiente térmico entre el ecuador y los 15° N favorecido por la corriente fría del hemisferio sur, que indica disponibilidad de energía potencial, la cual es mantenida por una fuente diferencial de calor. Por otro lado, la Fig. 1.1b muestra que durante el verano, los vientos del sureste toman un giro hacia el oeste al cruzar el ecuador, aspecto común en regiones con régimen monzónico, para después converger sobre los 10-15° N con los vientos del noreste, aspecto que tradicionalmente y con fines prácticos indica la posición de la ZITC (al respecto, ver comentario al principio del capítulo).

De acuerdo con este análisis, se puede decir que la zona de mayor actividad convectiva en el Pacífico este se encuentra delimitada por la posición de la ZITC y la vaguada que se forma en los vientos del sureste, después de cruzar el ecuador y tomar una dirección suroeste, que con fines de explicación se ha denominado como vaguada de los alisios, tal como se muestra en la Fig. 3.2. Esta celda de actividad convectiva forma parte de la denominada circulación de Hadley.

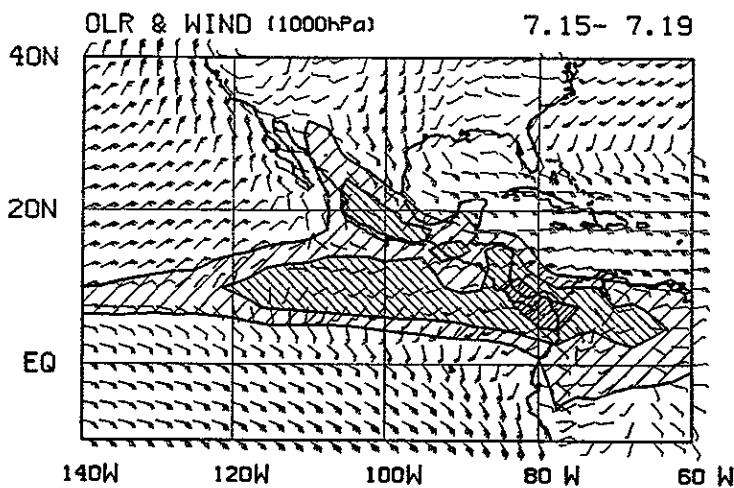


Fig. 3.2. Posición de la ZITC y la vaguada de los alisios (VA) durante el pentad 40 (15-19 de julio) con base en el análisis de los campos de viento en el nivel de 1000hPa (igual que en Fig. 1.1). Como se puede apreciar, la franja comprendida entre la ZITC y la VA corresponde al área de mayor actividad convectiva, indicada por valores menores de 240Wm^{-2} . Líneas de intervalo por cada 20Wm^{-2} .

Trabajos previos identifican una circulación de tipo monzónica en América del Norte (Murakami and Nakasawa 1985; Matsumoto 1989), sin embargo, aparentemente existe un régimen monzónico distinto al del sureste asiático, en donde el contraste térmico entre el continente y el océano es el principal mecanismo físico para el desarrollo del monzón, mientras que sobre el área de estudio, el gradiente en la SST parece jugar un rol más importante, pues debilita el contraste continente-océano y da lugar a un régimen monzónico-marítimo. Se insistirá en este punto al analizar los campos de viento en la segunda etapa de la investigación.

El desplazamiento hacia el hemisferio norte de la zona de máxima actividad convectiva tiene lugar en dos fases. La primera ocurre durante el pentad 28 (16-20 de mayo), cuando se inicia la estación de lluvias en América Central. Para el pentad 31 (finales de mayo y principios de junio, figura 3.3a) un área de mínimos valores de OLR (menos de 200Wm^{-2}) aparece a lo largo de la costa pacífica centroamericana y es concurrente con el establecimiento de la estación de lluvias en la parte sur del país (Chiapas, Guerrero y Oaxaca).

La segunda fase tiene lugar cerca del pentad 35 (20-24 de junio), cuando la convección tiende a incrementarse sobre la parte centro-occidente del país, entre los límites de Nayarit y Jalisco. Pocos días después (pentad 37) se da el establecimiento de otra zona de mínimos valores sobre el Pacífico este, centrada entre los 10° N y 100° O (Fig. 3.3b). Un cambio sobre el territorio que llama notoriamente la atención tiene lugar a finales de junio y principios de julio y esta relacionado con la penetración de un eje de bajos valores de OLR hacia el noroeste del país, siguiendo la orientación de la Sierra Madre Occidental. Este aspecto está en buen acuerdo con la distribución de la precipitación media mensual sobre esta región (World Meteorological Organization 1975; Mosiño y García 1989), que registra un súbito incremento entre estos dos meses, para algunas estaciones de más de 200 % (ver cuadro 3.2). La segunda mitad del mes de julio representa el periodo de mayor actividad convectiva en México, cuando el eje anteriormente mencionado alcanza la frontera con los Estados Unidos.

Un aspecto interesante es que a lo largo del eje principal de nubosidad se observan pequeños centros de mayor actividad (finales de julio y principios de agosto) que extraordinariamente coinciden con áreas de máxima precipitación de acuerdo a análisis que utilizan imágenes de satélite (Negri et al. 1993; Negri et al. 1994; Garreaud and Wallace 1997). Con base en tales análisis, estos máximos de precipitación, uno cerca de Puerto Vallarta y otro a la altura de Mazatlán, están relacionados con la forma cóncava de la costa y máximas locales en la elevación del terreno, aspecto que refleja un claro efecto de circulación diurna que requiere de mayores análisis.

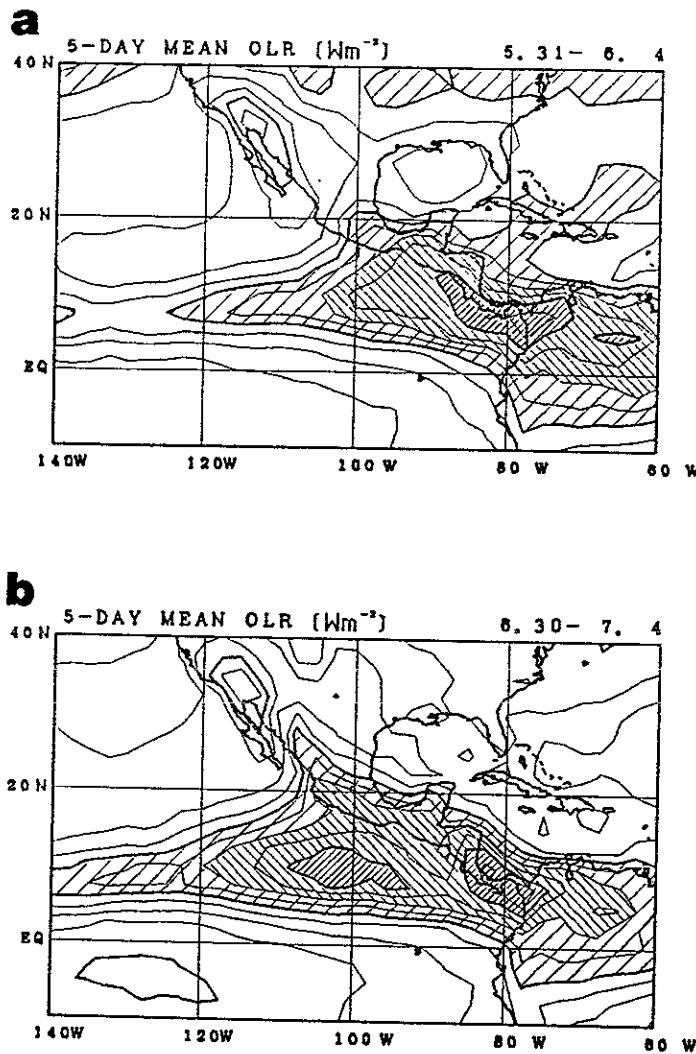


Fig. 3.3. Igual que en 3.1, excepto para: (a) pentad 31 (Finales de mayo y principios de junio) y, (b) pentad 37 (finales de junio y principios de julio), pocos días después del establecimiento de las dos fases de la actividad convectiva sobre el área de estudio. Para mayores detalles referirse al texto.

CUADRO 3.2

ESTACION	LAT	LONG	ALT (m)	JUNIO		JULIO		P7-P6 (mm)
				Mm	° C	Mm	° C	
Tepic	21° 31'	104° 54'	915	165.8	23.1	401.6	23.2	235.8
Culiacán	24° 48'	107° 24'	84	24.9	29.6	160.7	29.7	135.8
Hermosillo	29° 04'	110° 58'	237	3.7	31.8	74.2	32.6	70.5
Mexicali	32° 39'	115° 27'	4	0.4	29.5	4.5	33.1	4.3

Incremento de la precipitación entre junio y julio en cuatro estaciones climatológicas del noroeste de México. Construido con datos de precipitación media mensual (mm) para un periodo de 28 años. Información proporcionada por el Servicio Meteorológico Nacional.

El desarrollo de éste eje de nubosidad sobre el noroeste es concomitante con la posición norte extrema de la ZITC en el Pacífico este, localizada para esta época del año en 15° N, y coincide con el establecimiento de un centro de baja presión en los niveles bajos (baja térmica del noroeste, ver capítulo 1) en la frontera entre México y Estados Unidos (Rowson and Colucci 1992), mientras que en el nivel de 500 y 200hPa un anticiclón (Mexican High) aparece centrado aproximadamente sobre la misma zona (no se muestra).

En relación con este último punto, una pregunta que se hace inevitable es: ¿la actividad convectiva sobre el noroeste de México se da en asociación con el desarrollo y establecimiento de la ZITC en el Pacífico este, o es un fenómeno convectivo independiente? En este último caso, ¿cuál es el mecanismo físico que da lugar a dicho fenómeno? En un apartado más adelante se intenta dar respuesta a esta pregunta.

A finales de Agosto (pentad 49) se inicia el retroceso del eje de nubosidad sobre el noroeste del país y se puede considerar que la temporada de lluvias en México finaliza durante la primera mitad de octubre, cuando la zona de intensa actividad convectiva inicia su desplazamiento hacia el hemisferio sur. El desarrollo del eje de nubosidad en el noroeste tiene una duración aproximada de tres meses, desde mediados de junio hasta mediados de septiembre, con la mayor actividad concentrada durante la segunda mitad de julio.

La característica más notable en el patrón de precipitación de julio y agosto es la marcada asimetría en la parte norte del país, pues mientras en el noroeste se tiene un súbito incremento en la actividad convectiva (precipitación), un centro cerrado de valores máximos de OLR (270Wm^{-2}) en el noreste de México y sur de Texas indica cielo despejado (pentad 43), lo que coincide con el periodo de sequía relativa de medio verano que afecta esta parte del país. Este aspecto está en buen acuerdo con los resultados de Higgins et al. (1997), quien relaciona esta situación con cambios en la circulación troposférica, pues el centro anticiclónico en 200hPa mencionado anteriormente (estos autores utilizan el término *monsoon high*), organiza el flujo en los niveles medios y altos al favorecer movimientos verticales ascendentes en el noroeste y subsidencia en las Grandes Planicies (Estados Unidos) y noreste de México, actuando de esta forma como un efectivo mecanismo de control de la precipitación.

Otros aspectos que vale la pena destacar de los análisis son: Durante los primeros días del mes de junio se tiene un desplazamiento de nubosidad de corta duración sobre las Grandes Antillas (Fig. 3.3b), relacionado con un máximo secundario en el desarrollo de ciclones tropicales sobre esta zona (McBride, 1996). Este patrón se observa nuevamente para finales de septiembre y principios de octubre asociado a otro máximo secundario (ver ciclones, Cap. 2). Sin embargo, el principal máximo que se presenta a principios de septiembre no es claro, aunque debido a que las áreas generadoras de ciclones se desplazan siguiendo el movimiento de la máxima temperatura superficial del mar, éste pudiera estar replegado hacia el extremo oeste del Caribe, cerca de las costas centroamericanas, donde se tienen bajos valores de OLR para este periodo.

En relación con este punto, un aspecto a considerar, aunque no sujeto a investigación en éste trabajo, es el hecho de que durante el periodo de observaciones, el fenómeno ENSO permaneció claramente en su fase cálida, por lo que de acuerdo con Gray (1984), el número de ciclones tropicales que se desarrollan en el Atlántico durante años Niño, es inferior al que se presenta durante un año no Niño.

Un aspecto singular durante la estación de invierno es una zona de actividad convectiva en el Pacífico este, centrada aproximadamente entre los 10 y 20° N y 120° O (Fig. 3.1a), la cual aparece a finales de diciembre y permanece hasta principios de febrero. Después del pentad 7 súbitamente desaparece, volviendo a aparecer a finales de febrero, en una posición más al noroeste de la anterior. De los trabajos consultados, solo Matsumoto (1989) hace referencia a ella. Mayores análisis sobre esta zona de convergencia son necesarios para una cabal comprensión de los sistemas atmosféricos de la circulación regional. Contrario al desarrollo de esta zona convectiva, el Golfo de México aparece como una región virtualmente seca a lo largo del año.

3.2 Análisis de los productos de ΔOLR (Wm^{-2})

Para una mejor identificación de los cambios estacionales en el desarrollo de la actividad convectiva sobre el área de estudio, se procedió a restar los pentads y se obtuvieron los mapas de incremento (descenso) de valores medios de OLR. En tales mapas, las dos fases mencionadas anteriormente aparecen indicadas mediante una variación en la distribución de valores de OLR.

La Fig. 3.4a muestra el periodo de transición de la actividad convectiva del hemisferio sur al hemisferio norte durante la segunda mitad de abril. Como se observa, destacan dos zonas con valores contrastantes orientadas zonalmente, pues mientras los valores de OLR disminuyen a lo largo de los 10° N, una franja en el hemisferio sur de $+10\text{Wm}^{-2}$ indica una disminución en la convección. En b, un súbito descenso en los valores de -30Wm^{-2} frente a las costas de Guerrero y Oaxaca esta asociado con el establecimiento de la estación de lluvias en América Central y sur de México. Finalmente, el aspecto más destacado en la figura 3.4c, es una zona de disminución de valores medios de OLR (incremento en la actividad convectiva) que penetra hacia las Grandes Antillas y que como se mencionó previamente, está asociada con un máximo secundario en el desarrollo de ciclones tropicales sobre la región.

Otro aspecto a destacar en la Fig. 3.4c es el contraste entre la zona este y oeste del meridiano de 100° O, pues mientras en la primera se tiene un súbito incremento en la convección (América Central, sur de México y el Caribe) indicado por una disminución de -30Wm^{-2} , al oeste de este meridiano se tiene una disminución de la misma, indicada por un incremento en los valores de OLR de $+10\text{Wm}^{-2}$.

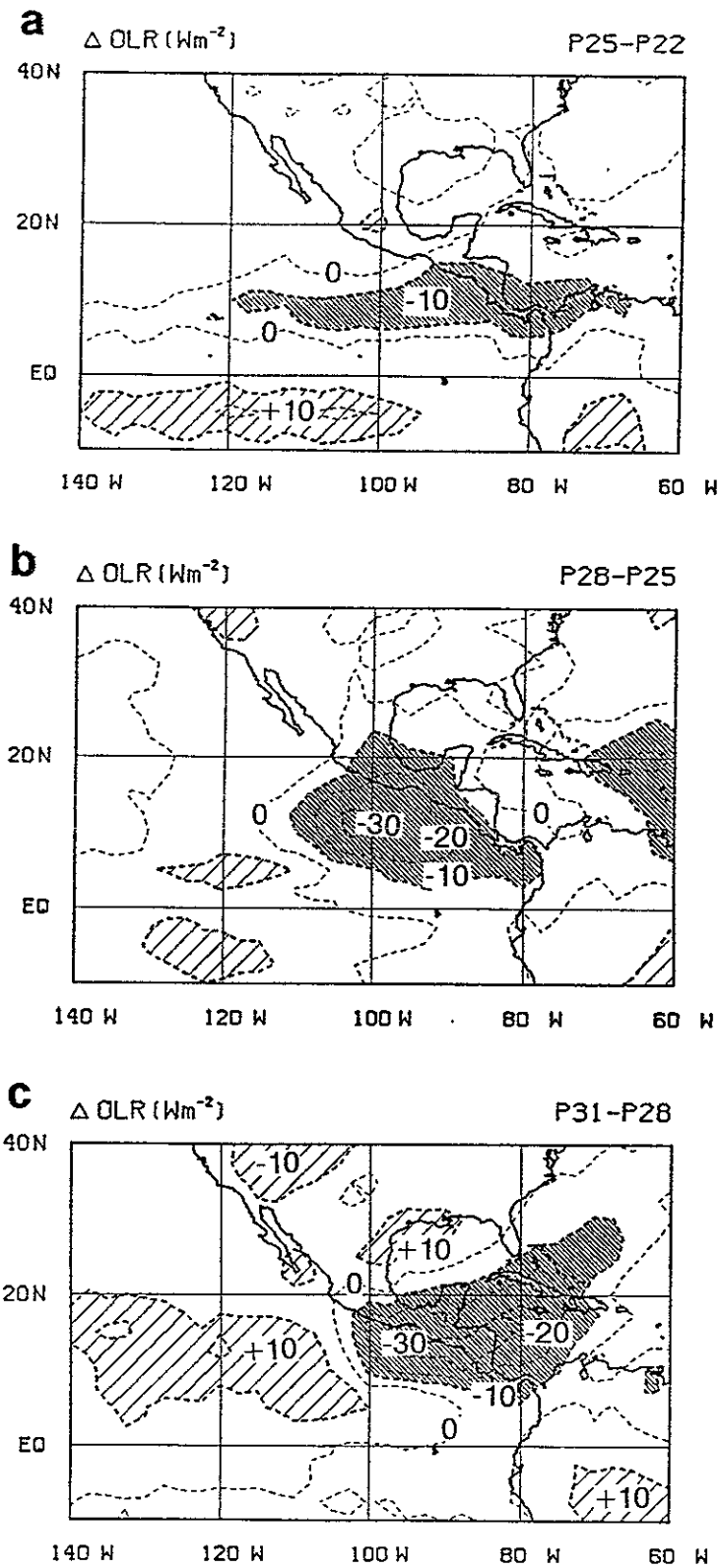


Fig. 3.4. Incremento (descenso) de valores medios de OLR entre los periodos: (a) P25-P22 (principios de mayo), (b) P28-P25 (mediados de mayo) y (c) P31-P28 (finales de mayo-principios de junio). Las líneas de contorno son por cada $10Wm^{-2}$. Las áreas con un incremento mayor a $+10Wm^{-2}$ aparecen indicadas con líneas espaciadas, mientras que las áreas con un incremento de $-10Wm^{-2}$ se indican con líneas cerradas.

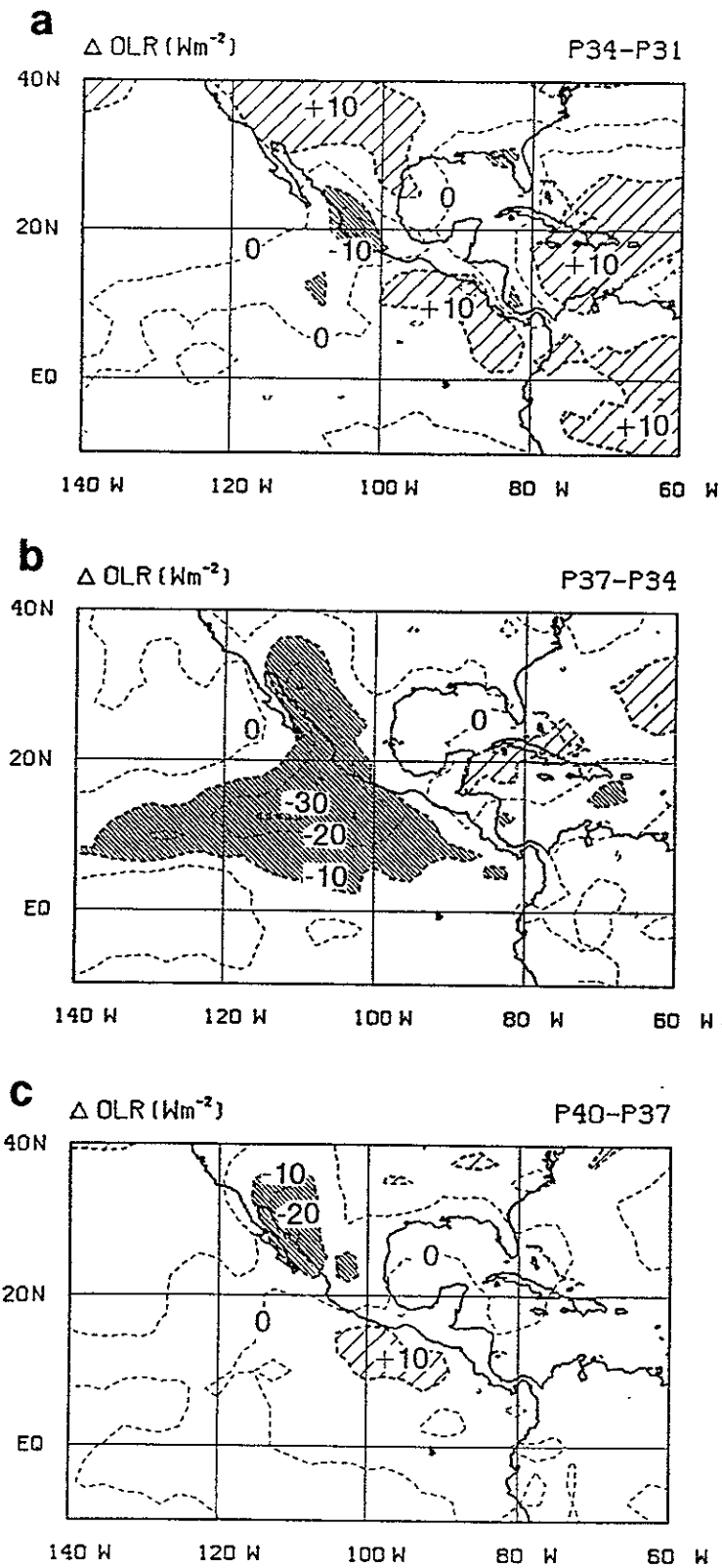


Fig. 3.5. Igual que en 3.4, excepto para: (a) P34-P31 (mediados de junio), (b) P37-P34 (finales de junio-principios de julio) y (c) P40-P37 (mediados de julio).

Si se compara la figura 3.4c con la 3.5a se observa que el contraste este-oeste se ha invertido en una dirección norte-sur, con una franja al oeste de América Central que presenta un descenso en la convección, mientras que al oeste y norte de se tiene una disminución en los valores de OLR que indican un incremento de la misma. Estos dos aspectos sugieren una relación entre el desarrollo de la estación de lluvias y la distribución de la SST. En términos generales, la actividad convectiva en el hemisferio norte se inicia en el extremo sur centroamericano, en un zona con una temperatura superficial del mar superior a los 28° C para el mes de abril y se desplaza hacia el norte y oeste, conforme esta isoterma se extiende en la misma dirección hasta alcanzar la costa pacífica mexicana. Durante julio y agosto, la isoterma de 29° C se encuentra extendida desde el extremo sur de la península de Baja California hasta las costas de Guerrero y Oaxaca (Sadler et al., 1987).

La figura 3.5 muestra el establecimiento y desarrollo de la estación húmeda en el noroeste del país. De acuerdo con la figura 3.5a, el incremento en la actividad se da en dos regiones separadas entre si, una entre los 15° N y 110° O y la segunda, más amplia y pronunciada con valores de -20Wm^{-2} , sobre las costas de Jalisco y Nayarit. Una clara extensión de esta zona sobre la Sierra Madre Occidental, con el mayor incremento en la convección sobre su vertiente oeste, se observa para finales de junio e inicios de julio (Fig. 3.8b).

Otro aspecto digno de destacar en este periodo es que la extensión de la zona de incremento en la convección no cubre la península de Baja California. Para mediados de julio (Fig. 3.5c), el incremento en la actividad convectiva (-20Wm^{-2}) se encuentra centrado en el noroeste de México, incluyendo el extremo sur de la península y penetra al suroeste de los Estados Unidos, lo que indica que el desarrollo de la estación de lluvias se da con una orientación de sur a norte y de este a oeste, aspecto que está en buen acuerdo con análisis que utilizan datos de precipitación en superficie (Douglas et al. 1993).

La zona de incremento de actividad convectiva que muestra la Fig. 3.5c, corresponde al área de influencia del denominado monzón mexicano (Douglas et al., 1993). Recientemente, numerosos estudios han centrado su atención en ésta región: Negri et al. (1993), (1994); Schmitz and Mullen (1996); Stensrud et al. (1995); Stensrud et al. (1997); Higgins et al. (1997). Los trabajos de Douglas et al. y Negri et al., con diferentes bases de datos, coinciden en que el área de

mayor precipitación se localiza sobre la parte oeste de la Sierra Madre Occidental, en un nivel altitudinal entre los 500 y 1500 m, mientras que la precipitación es más variable y dispersa por arriba de éste nivel y en la parte oeste de la Altiplanicie Mexicana. Aunque el trabajo de Schmitz y Mullen aborda aspectos relacionados con el mecanismo físico que da lugar al desarrollo del eje de humedad sobre el noroeste, se requieren mayores análisis que permitan conclusiones contundentes al respecto.

3.3 Sequía relativa de medio verano o canícula

La Fig. 3.6 corresponde al transecto marcado con una línea gruesa en la Fig. 3.1c, siguiendo la dirección del eje de nubosidad. Como se puede observar, el inicio de la estación húmeda en el hemisferio norte se da en abril, que ha sido identificado anteriormente como un periodo de transición. Para el pentad 24 (finales de este mes), la ZITC se encuentra bien establecida entre los 5 y 10° N. Dos aspectos de la figura llaman notablemente la atención. Por un lado, las dos fases en el desarrollo de la actividad convectiva aparecen definidas mediante una súbita expansión de la zona de bajos valores de OLR, la primera hacia el pentad 28 indicada por O1(16-20 de mayo) y la segunda hacia el pentad 35 indicada por O2 (20-24 de junio).

Por otra parte, entre los 10 y 20° N, una vez establecida la estación de lluvias, se tiene un marcado descenso en la precipitación de aproximadamente 2 meses de duración, que corresponde a la denominada sequía relativa de medio verano o canícula (C). Este aspecto está en buen acuerdo con los análisis de Wallén (1955) y García (1974), quienes destacan que la mayor parte de las estaciones climatológicas del noroeste registran un solo máximo anual de precipitación, con la canícula o sequía de medio verano ausente, mientras que este fenómeno se presenta a lo largo de la planicie costera del Golfo de México y la porción sur de la costa pacífica, en donde las estaciones muestran una distribución bimodal de la precipitación. Tradicionalmente este fenómeno ha sido explicado mediante variaciones en la circulación sobre el Golfo de México durante el verano, la cual ocasionalmente tiende a cambiar al patrón de invierno, lo que interrumpe el desarrollo de los alisios (Mosión and García 1974).

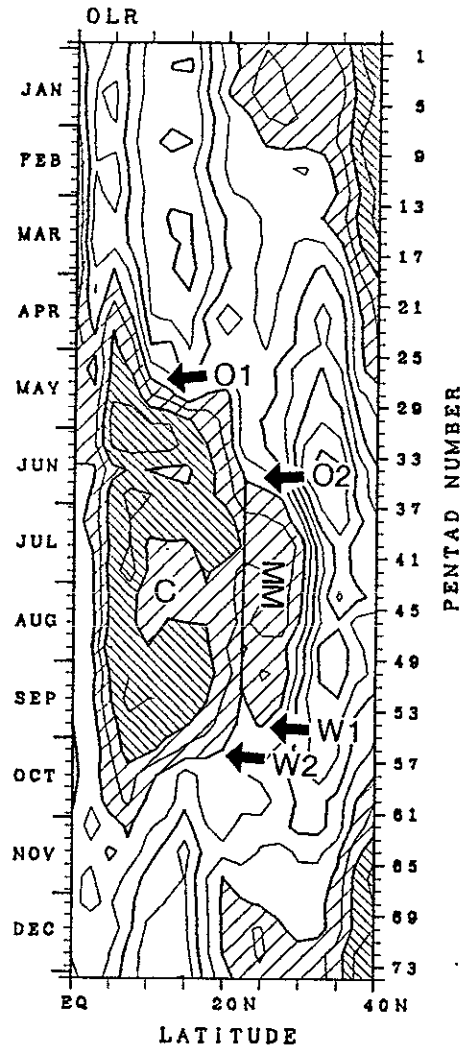


Fig. 3.6. Corte temporal-latitudinal a lo largo del transecto marcado con una línea gruesa sobre el eje de nubosidad en la figura 3.1c. Las líneas de intervalo son por cada $10Wm^{-2}$. Las áreas con valores menores de $240Wm^{-2}$ aparecen sombreadas. Las dos fases en el establecimiento de la actividad convectiva aparecen indicadas mediante O1 y O2 ("onset"), mientras W1 y W2 ("withdrawal") indican el final de las mismas. La línea aproximadamente a los 22° N separa el área de influencia del monzón mexicano (MM), mientras que el periodo de sequía relativa o canícula (C) se observa al sur de los 20° N.

Mayores evidencias de la sequía de medio verano se observan en la Fig. 3.5a, que corresponde a la diferencia entre P34-P31 (mediados de junio). Como se puede ver, cuando se inicia la estación de lluvias en el noroeste del país, un área de incremento en los valores de OLR ($10Wm^{-2}$) cubre el suroeste de los Estados Unidos y se extiende hacia las Planicies Centrales y el noreste de México. Otra área de incremento se localiza sobre el Pacífico este, a lo largo de la costa centroamericana. Este aspecto sugiere que estas zonas experimentan una disminución en la convección conforme el monzón mexicano se desarrolla. Conforme el eje de precipitación en el noroeste retrocede a mediados de agosto, la actividad convectiva se desplaza hacia el este y sur de esta región (pentad 46 y 49), lo que da lugar al segundo máximo en el patrón de precipitación de las regiones que experimentan el fenómeno.

3.4 Variaciones en el ciclo anual de la actividad convectiva sobre el Pacífico este
Como se mencionó anteriormente, la distribución de la precipitación en la porción este del Pacífico tropical ha sido poco estudiada debido a que la única información disponible es la que se obtiene mediante métodos indirectos de observación. La distribución anual de valores medios de OLR sobre esta región muestra dos aspectos interesantes que se comentan a continuación.

La figura 3.7 corresponde a cortes latitudinales de OLR a lo largo de meridianos seleccionados. El aspecto más sobresaliente en las figuras 3.7a, b y c es que la sequía relativa de medio verano también se encuentra presente en el extremo este del Pacífico tropical, en una región que comprende desde América Central hacia el oeste, hasta el meridiano de 100° O y entre los 10° y 20° N. Aparentemente la presencia del fenómeno sobre el área de estudio esta relacionada con cambios en el patrón de circulación a una mayor escala, que requiere mayores análisis.

Por otra parte, la línea gruesa en los cortes de la figura 3.8 muestra la posición de la ZITC a lo largo de los 10° N, determinada por los valores mínimos de OLR. Llama la atención que a lo largo de la ZITC, desde los 107.5 a los 115.0° O, una vez establecida a mediados de abril, la estación de lluvias experimenta dos máximos, el primero y de menor duración se presenta a mediados de mayo, mientras que el segundo abarca desde mediados de junio hasta principios de octubre. Por otro lado, en la Fig. 3.6b, la convección entre los 20° y 30° N

corresponde al fenómeno convectivo en el noroeste de México. el cual abarca desde finales de junio hasta mediados de septiembre.

Con relación a la pregunta que se planteo en un apartado anterior, existen dos aspectos que sugieren que la actividad convectiva sobre el noroeste del país es independiente del movimiento y posición de la ZITC en el Pacífico: (1) Los estudios de Wallén (1959) y García (1974) y los cortes latitudinales de este análisis, muestran que la canícula se encuentra ausente en el noroeste, mientras que este fenómeno se presenta al sur de los 20° N, incluso en el océano Pacífico, lo que indica que se trata de dos regímenes distintos de precipitación. (2) La Fig. 3.1c confirma esta idea, pues la zona de mínimos valores de OLR en el Pacífico se encuentra separada de otra zona de valores similares sobre la parte centro-oeste del país por una zona de valores más altos que indica menor precipitación. El corte de la Fig. 3.6b muestra esta misma situación.

Todos estos aspectos sugieren que se trata de un fenómeno convectivo independiente del movimiento anual de la ZITC, que debido a la súbita variación en los valores de OLR, puede ser considerado como el fenómeno convectivo, a escala regional, más distintivo de América del Norte. En la segunda parte de la investigación, al abordar el análisis de la circulación de los campos de viento, se retoma el análisis del mecanismo físico que da lugar a tal fenómeno.

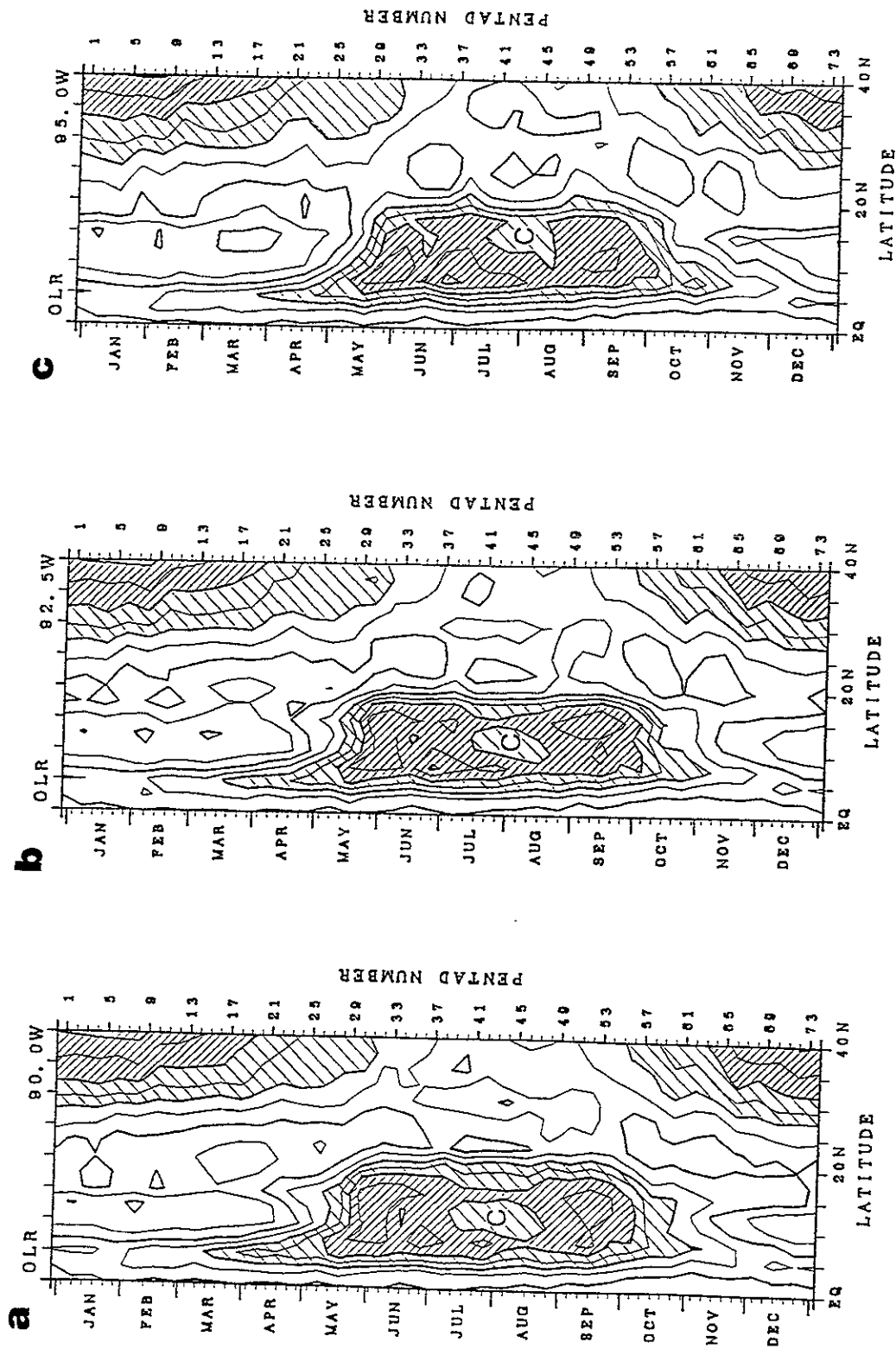


Fig. 3.7. Cortes temporal-latitudinal a lo largo de los meridianos de: (a) 90.0° , (b) 92.5° y (c) 95.0° de longitud oeste, que muestran la presencia de la sequía relativa de medio verano o canícula (C) en el Pacífico este, entre los 10° y 20° N. Las líneas de contorno son por cada 10Wm⁻².

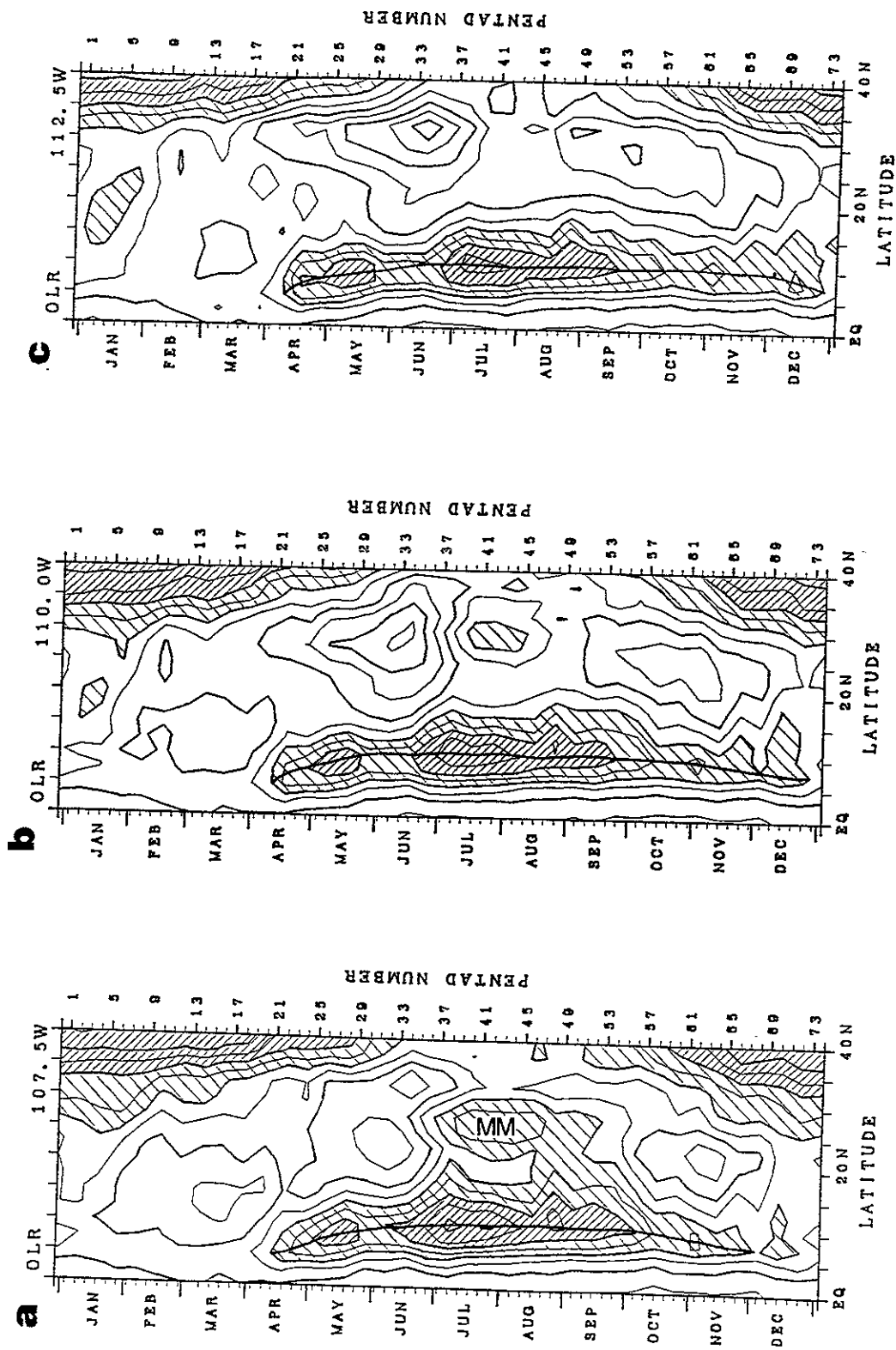


Fig. 3.8. Cortes temporal-latitudinal a lo largo de los meridianos de: (a) 105.0°, (b) 107.5° y (c) 110.0° de longitud oeste. Las líneas de contorno igual que en 3.7. La línea gruesa cerca de los 10° N marca la posición de la ZITC determinada por los valores mínimos de OLR, mientras que en 3.8b, la zona convectiva entre los 20° y 30° N corresponde al área de influencia del monzón mexicano (MM). Para mayores detalles referirse al texto.

REFERENCIAS

- Douglas, M. W., R. A. Madox, K. Howard, and S. Reyes, 1993: The Mexican monsoon. *J. Climate*, 6, 1665-1677.
- García, E., 1974: Distribución de la precipitación en la República Mexicana. *Boletín del Instituto de Geografía*, UNAM, 5, 7-21
- Gray, W. M., 1984: Atlantic seasonal hurricane frequency. Part I: El Niño 30 mb Quasi-Biennial Oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1649-1668.
- Garreaud, R. D., and J. M. Wallace, 1997: The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 3157-3171.
- Hastenrath, S., 1991: *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 488 pp.
- Higgins, R. W., Y. Yao, and X. L. Wang, 1997: Influence of the North America monsoon system on the U. S. summer precipitation regime. *J. Climate*, 10, 2600-2622.
- Horel, J. D., A. N. Hahmann, and J. E. Geisler, 1989: An investigation of the annual cycle of convective activity over Tropical Americas. *J. Climate*, 2, 1388-1403.
- Janowiak, J. E., P. A. Arkin, and P. Xie, 1995: An examination of the East Pacific ITCZ rainfall distribution. *J. Climate*, 8, 2810-2823.
- Matsumoto, J., 1989: The seasonal changes of tropical cloud distribution as revealed from 5-day outgoing longwave radiation. *Bulletin Of the Department of Geography*. University of Tokyo. No.21, 19-35.
- Mosiño, P., y E. García, 1989: Moda o valor más frecuente de precipitación mensual y anual. *Atlas Nacional de México*. Carta IV.4.8. Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Mosiño, P., and E. García. The climate of Mexico. *World Survey of Climatology*, Vol. 11, *Climate of North America*, R. A. Bryson and F. K. Hare, Eds., Elviere, 345-404.
- Murakami, T., and T. Nakazawa, 1985: Transition from the Southern to Northern Hemisphere summer monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1470-1486.
- Murakami, T., and J. Matsumoto, 1994: Summer monsoon over the Asian Continent and Western North Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, 72, 719-745.

- Negri, A. J., R. F. Adler, R. A. Maddox, K. W. Howard, and P. R. Keehn, 1993: A regional rainfall climatology over Mexico and the Southwest United States derived from passive and geosynchronous infrared data. *J. Climate*, **6**, 2144-2161.
- Negri, A. J., R. F. Adler, E. J. Nelkin, and G. J. Huffman, 1994: Regional rainfall climatologies derived from special sensor microwave imager (SSM-I) data. *Bull. Ame. Meteor. Soc.*, **75**, 1165-1182.
- Page, J. L., 1929: Climate of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, Supplement No. 33
- Ramage, C. S., 1974: Structure of an oceanic near-equatorial trough deduced research air-craft. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 754-759.
- Rasmusson, E. M., C. F. Ropelewski, and M. S. Halpert, 1988: Time-space scales of low frequency tropical rainfall variability. *Tropical rainfall measurements*. Theon, S. J., and F. Nobuyoshi Eds., A. Deepak Publishing, 13-19 pp.
- Reyes, S., and D. L. Cadet, 1986: Atmospheric water vapor and surface flow patterns over the Tropical Americas during May-August 1979. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 582-593.
- Rowson, D. R., and S. J. Colucci, 1992: Synoptic climatology of thermal low-pressure systems over southwestern North America. *Int. J. Climatol.*, **12**, 529-545.
- Sadler, J. C., 1975a: The monsoon circulation and cloudiness over the GATE area. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 369-387.
- Sadler, J. C., 1975b: *The upper tropospheric circulation over the global tropics*. Department of Meteorology. University of Hawaii, 35 pp.
- Sadler, J. C., M. A. Lander, A. M. Hori, and L. K. Oda, 1987: *Tropical marine climate atlas*, I and II (EPOCS). Department of Meteorology. University of Hawaii.
- Stensrud, D. J., R. L. Gall, S. L. Mullen, and K. W. Howard, 1995: Model climatology of the Mexican monsoon. *J. Climate*, **8**, 1775-1793.
- Stensrud, D. J., R. L. Gall, and M. K. Nordquist, 1997: Surges over the Gulf of California during the Mexican monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 417-437.
- Schmitz, J. T., and S. L. Mullen, 1996: Water vapor transport associated with the summertime North American monsoon as depicted by ECMWF analyses. *J. Climate*, **9**, 1621-1634.
- World Meteorological Organization, 1975: *Climatic Atlas of North and Central America. Vol. I: Maps of Mean Temperature and Precipitation*. World Meteorological Organization.

CONCLUSIONES

En el presente estudio se ha utilizado una base de datos de radiación de onda larga (OLR) derivada de las observaciones de satélite de órbita polar de la NOAA, con la cual se analiza el ciclo anual de la actividad convectiva en México y las áreas marítimas vecinas. En el análisis se aplicó el criterio de que áreas con valores menores de 240Wm^{-2} corresponden cualitativamente con regiones de convección profunda. Los procedimientos aplicados a la base de datos eliminan el efecto de los sistemas transitorios y la influencia de la circulación diurna, lo que permite considerar a la actividad convectiva sobre el área de estudio como un sistema.

En términos generales, los resultados obtenidos están en buen acuerdo con resultados de investigaciones previas que analizan el ciclo anual de la actividad convectiva a escala global con similares bases de datos y aplicando el criterio anteriormente mencionado (Murakami and Nakasawa, 1985; Rasmusson et al. 1988; Matsumoto, 1989; Murakami and Matsumoto, 1994). Asimismo, los resultados están en buen acuerdo con análisis de la distribución media mensual de la precipitación sobre el territorio nacional. A lo largo del estudio se dio énfasis al proceso de transición estacional en una escala temporal de 5 días, lo que permitió identificar ciertas particularidades que se destacan a continuación.

1. Tres diferentes regímenes de precipitación fueron identificados sobre el área de estudio. El primero y de mayor extensión abarca el área centroamericana y sur de México y está asociado al desplazamiento anual de la ZITC, el cual es un proceso que tiene lugar a escala global. En el desplazamiento norte-sur de la zona de máxima precipitación, abril y octubre aparecen como meses de transición, con la zona de máxima convección localizada sobre regiones casi fijas en cada hemisferio durante aproximadamente cinco meses.

2. El segundo régimen fue localizado en el noroeste de México y corresponde al área de influencia del denominado monzón mexicano, el cual tiene una duración aproximada de 3 meses, desde mediados junio hasta mediados de septiembre. Notables diferencias con el régimen anterior demuestran que el fenómeno convectivo sobre el noroeste de México tiene lugar de manera independiente al movimiento de la ZITC, lo que permite considerarlo, a escala regional, como el fenómeno convectivo más distintivo en América del Norte.
3. Un tercer régimen, poco documentado, se identificó sobre el Pacífico noreste durante los meses de diciembre a febrero y aparece centrado aproximadamente en los 20° N y 120° O. Mayores análisis sobre esta región convectiva son necesarios, pues aunque no afecta directamente al territorio nacional, aparentemente ejerce una influencia sobre el extremo noroeste del país durante los eventos cálidos del ENSO.
4. Un aspecto singular, no mencionado en estudios previos, es el hecho de que los dos regímenes de convección sobre México presentan una relación fuera de fase, pues cuando la convección tiende a incrementarse sobre el noroeste, se observa una tendencia a disminuir sobre el resto del territorio nacional y el extremo este del Pacífico tropical, tal disminución corresponde al periodo de sequía relativa de medio verano o canícula. Conforme el eje de nubosidad sobre el noroeste retrocede, la actividad convectiva se desplaza en dirección este y sur, lo que da lugar al segundo máximo en la precipitación sobre las regiones donde se presenta el fenómeno.
5. La característica más notable en el patrón de precipitación de julio y agosto sobre el territorio nacional es la marcada asimetría en la parte norte del país, pues mientras en la región noroeste este periodo corresponde con el de máxima convección, en el noreste destaca la ausencia de actividad convectiva. En relación con este punto, el Golfo de México aparece como una zona virtualmente sin precipitación a lo largo del año.
6. La zona de mayor actividad convectiva en el área de estudio aparece centrada sobre el Pacífico este, en donde destacan dos zonas de valores mínimos de OLR (menores de 200Wm^{-2}). La primera, centrada sobre Panamá, domina el extremo sur centroamericano y permanece sobre esta región desde los

primeros días de junio hasta mediados de octubre. La segunda, de menor duración que la anterior, aparece ubicada entre los 10-15° N y 100° O. Estas dos zonas de valores mínimos corresponden a puntos de intensa convección, donde la ZITC permanece anclada durante el verano boreal.

7. El desarrollo de la actividad convectiva sobre el Pacífico este muestra una relación con la distribución de la SST sobre la región. El establecimiento de un marcado gradiente térmico entre el ecuador y los 15° N da lugar a una circulación de tipo monzónico que requiere de mayores estudios. Un primer acercamiento indica que la zona entre los 80° y 110° O y entre los 10° y 20° N pasa el criterio considerado por algunos autores (Murakami and Matsumoto 1994), para clasificar a un régimen como monzónico, esto es, un cambio en la dirección del viento y una diferencia entre el mes más seco y el mes más húmedo por arriba de 60Wm^{-2} . La delimitación y caracterización del monzón en el Pacífico este es una tarea a realizar en próximos trabajos que abre un amplio tema de discusión.
8. Por otro lado, se identificaron dos máximos en el desarrollo de la actividad convectiva sobre el Pacífico este, que no es fácil explicar con el doble paso del sol por el zenit, al respecto se puede especular que pequeñas variaciones en la SST da lugar a esta situación. Asimismo, se demostró que la canícula o sequía de medio verano es un fenómeno que se presenta en el Pacífico este al sur de los 20° N, por lo que el modelo anterior que explica el fenómeno mediante una intensificación de la alta subtropical del Atlántico o con variaciones en el carácter de la circulación sobre el Golfo de México no es suficiente. Los análisis de los flujos de viento que actualmente se realizan sugieren que la evolución de la estación de lluvias en México, se da en asociación con cambios en la circulación en niveles bajos (1000 y 800hPa) sobre América Central y el Pacífico tropical. En la segunda etapa de la investigación se esperan obtener conclusiones contundentes al respecto.

Algunas preguntas a resolver en futuras investigaciones son: ¿cuál es el mecanismo físico que da lugar al fenómeno convectivo en el noroeste de México? ¿A que se deben los dos máximos en la actividad convectiva en el Pacífico este? ¿Cuál es el patrón en la actividad convectiva cuando se presenta el fenómeno de El Niño? ¿Existen dos regímenes monzónicos en América del Norte?

APENDICE 1

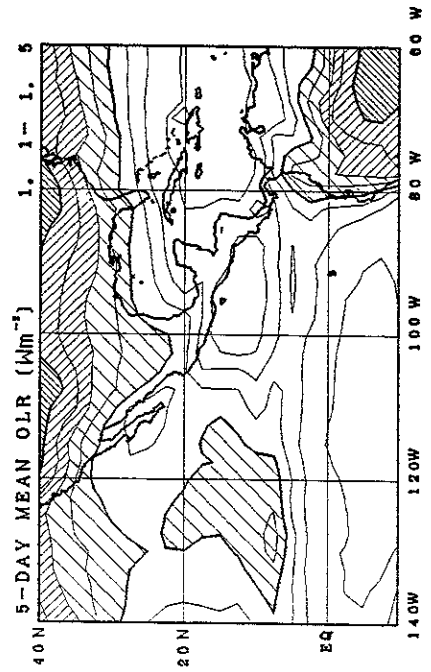
Número de pentad y fecha correspondiente

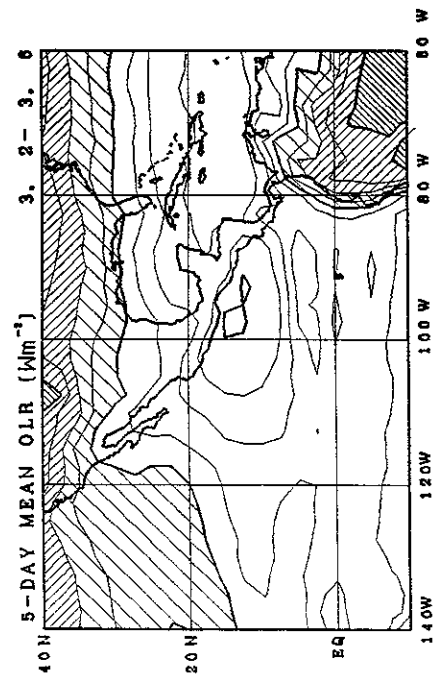
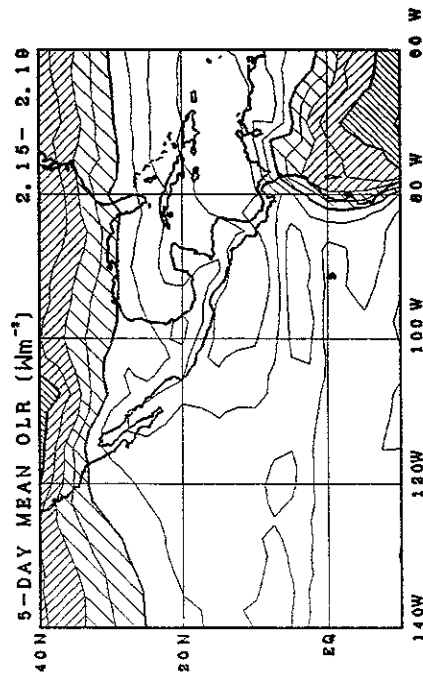
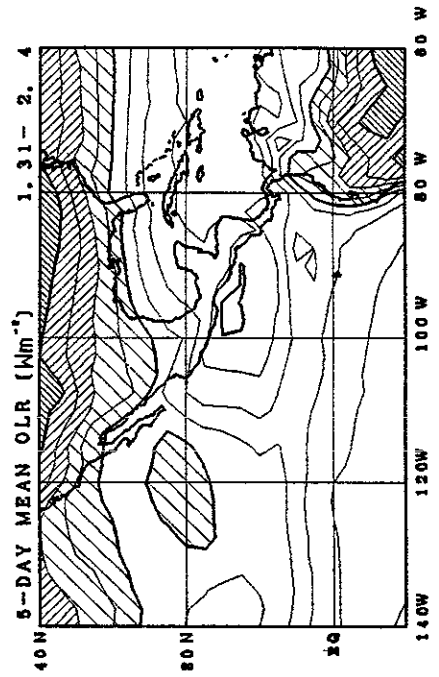
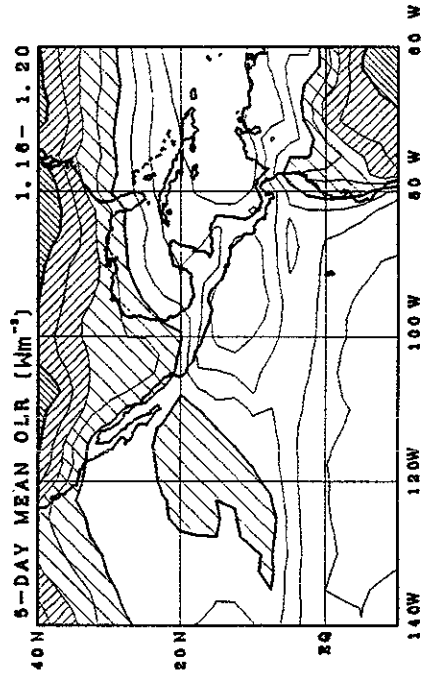
No DE PENTAD	FECHA	No DE PENTAD	FECHA
1	1-5 Enero	38	5-9 Julio
2	6-10 Enero	39	10-14 Julio
3	11-15 Enero	40	15-19 Julio
4	16-20 Enero	41	20-24 Julio
5	21-25 Enero	42	25-29 Julio
6	26-30 Enero	43	30 Jul.-3 Ago.
7	31 Ene.-4 Feb.	44	4-8 Agosto
8	5-9 Febrero	45	9-13 Agosto
9	10-14 Febrero	46	14-18 Agosto
10	15-19 Febrero	47	19-23 Agosto
11	20-24 Febrero	48	24-28 Agosto
12	25 Feb.-1 Mar.	49	29 Ago.-2 Sep.
13	2-6 Marzo	50	3-7 Septiembre
14	7-11 Marzo	51	8-12 Septiembre
15	12-16 Marzo	52	13-17 Septiembre
16	17-21 Marzo	53	18-22 Septiembre
17	22-26 Marzo	54	23-27 Septiembre
18	27-31 Marzo	55	28 Sep.-2 Oct.
19	1-5 Abril	56	3-7 Octubre
20	6-10 Abril	57	8-12 Octubre
21	11-15 Abril	58	13-17 Octubre
22	16-20 Abril	59	18-22 Octubre
23	21-25 Abril	60	23-27 Octubre
24	26-30 Abril	61	28 Oct.-1 Nov.
25	1-5 Mayo	62	2-6 Noviembre
26	6-10 Mayo	63	7-11 Noviembre
27	11-15 Mayo	64	12-16 Noviembre
28	16-20 Mayo	65	17-21 Noviembre
29	21-25 Mayo	66	22-26 Noviembre
30	26-30 Mayo	67	27 Nov.-1Dic.
31	31 May.-4 Jun.	68	2-6 Diciembre
32	5-9 Junio	69	7 11 Diciembre
33	10-14 Junio	70	12-16 Diciembre
34	15-19 Junio	71	17-21 Diciembre
35	20-24 Junio	72	22-26 Diciembre
36	25-29 Junio	73	27-31 Diciembre
37	30 Jun.-4 Jul.		

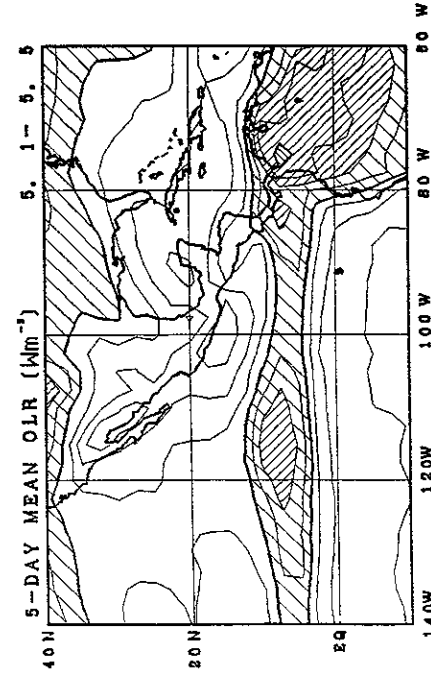
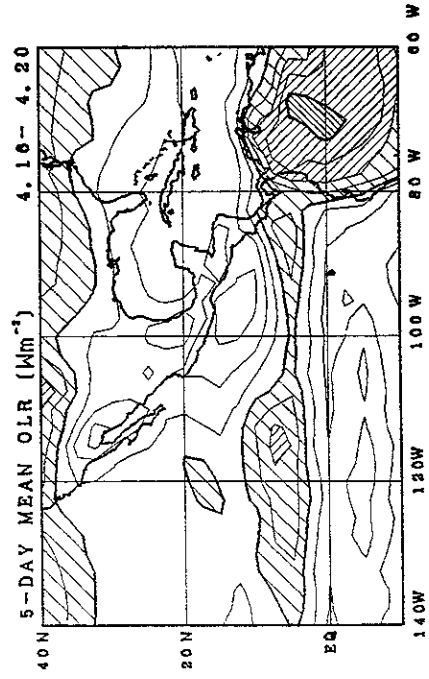
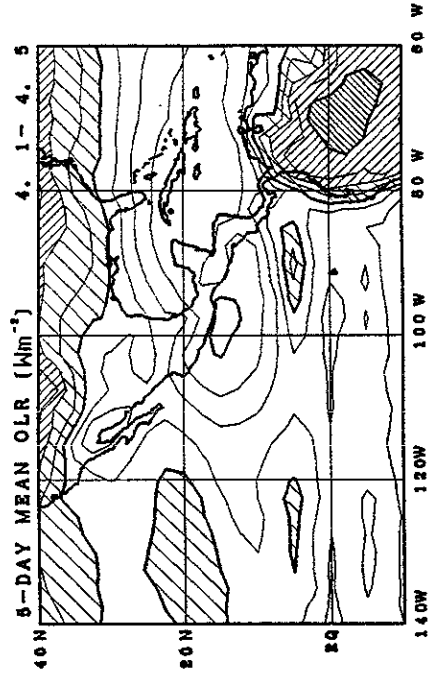
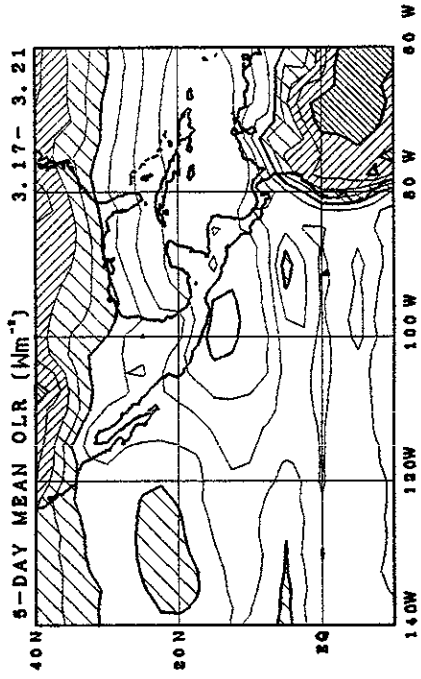
APENDICE 2

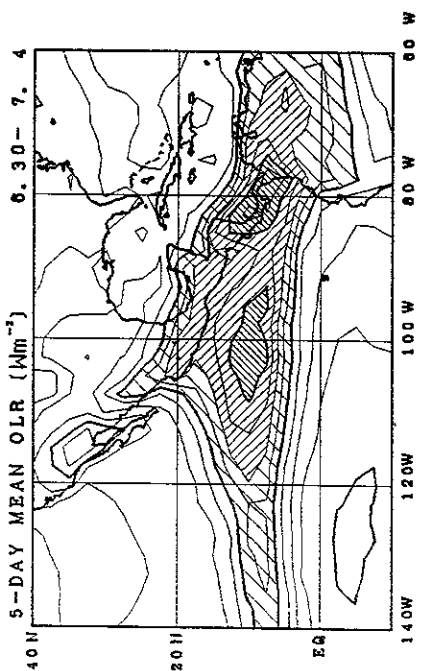
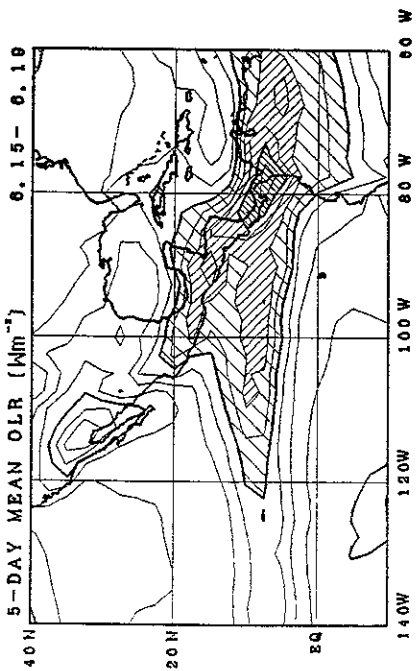
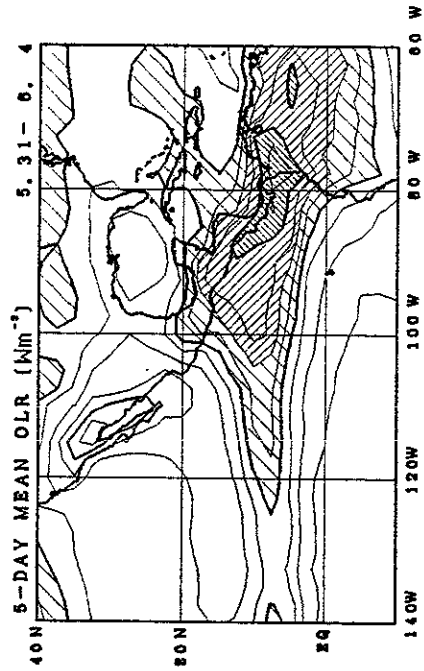
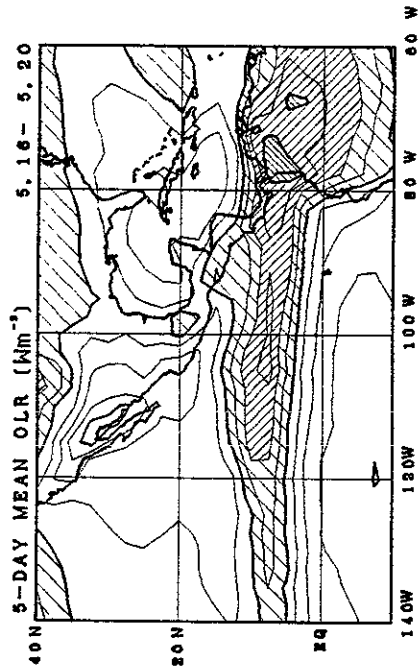
Valores medios para 5 días de OLR (radiación de onda larga), durante el periodo 1975-1987 (excepto 1978). Las fechas de los pentads correspondientes se indican en la parte superior derecha de cada figura. Las líneas de intervalo son por cada 10Wm^{-2} . Las áreas con valores menores de 240Wm^{-2} , que indican actividad convectiva (precipitación), aparecen sombreadas, mientras que las líneas de contorno de 200, 240 y 280Wm^{-2} se indican con líneas gruesas.

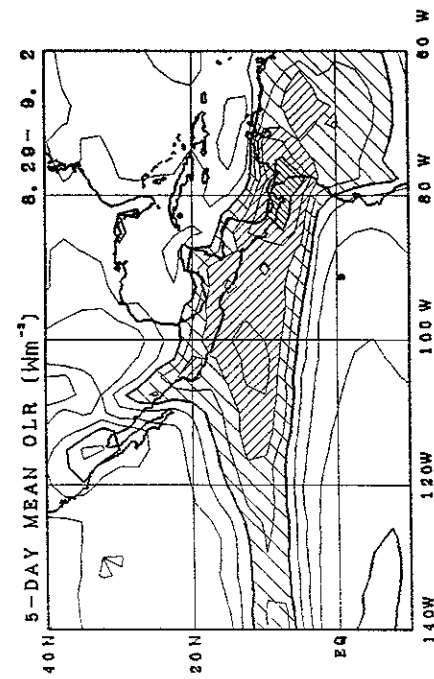
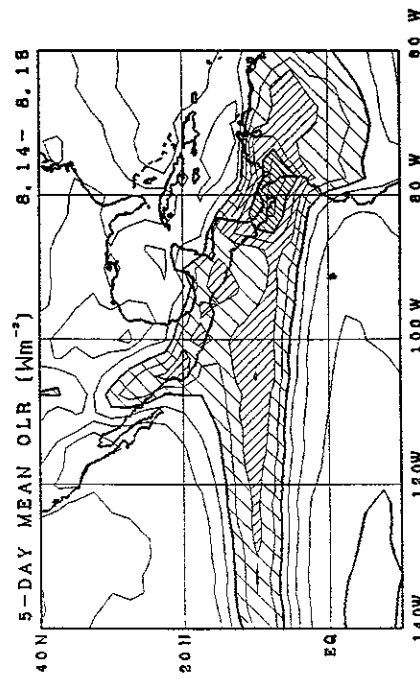
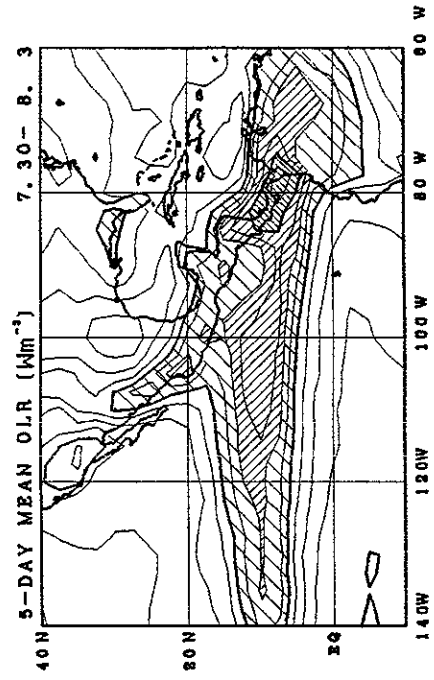
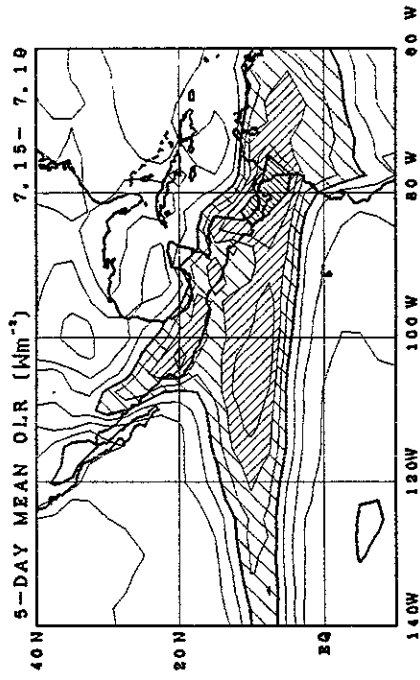
NOTA: Los bajos valores que se observan durante los meses de invierno al sur de los Estados Unidos y norte de México no indican convección profunda, pues se deben en gran parte a las bajas temperaturas en superficie que experimentan estas regiones durante esta época del año.

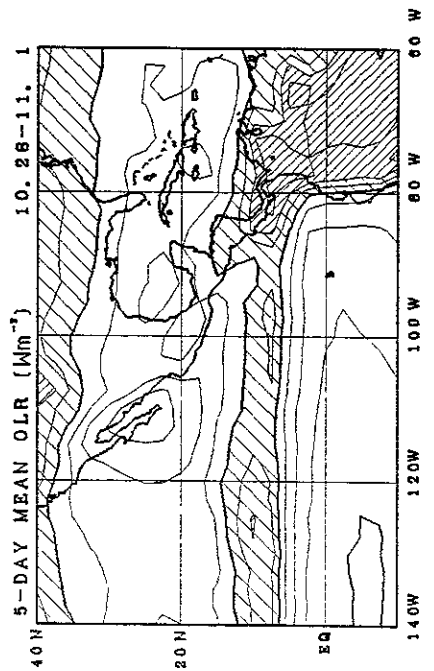
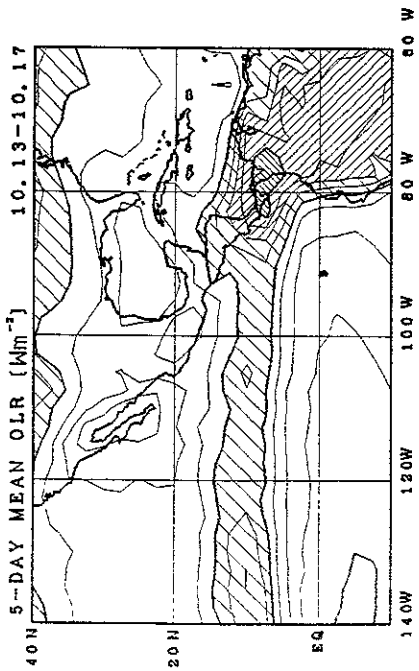
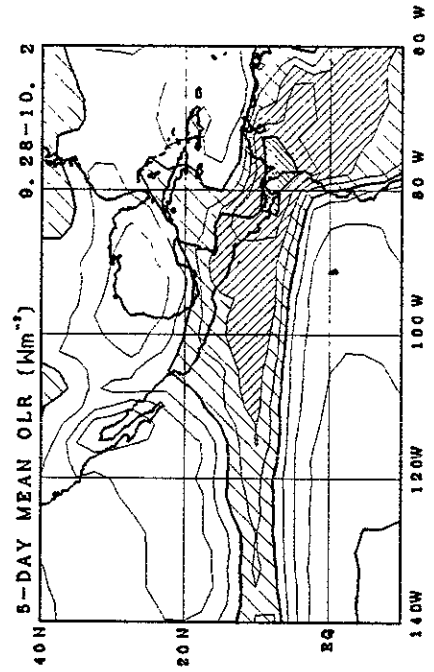
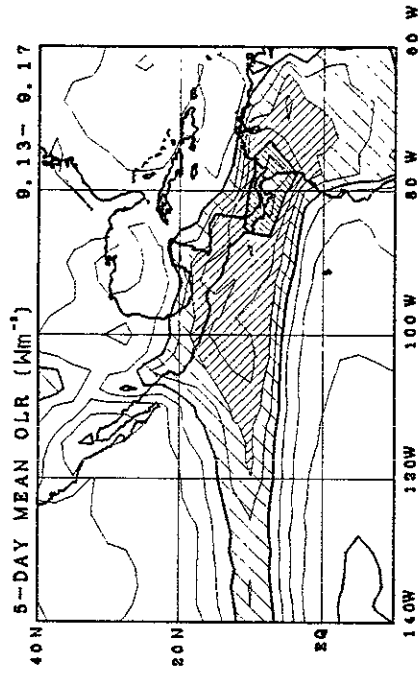


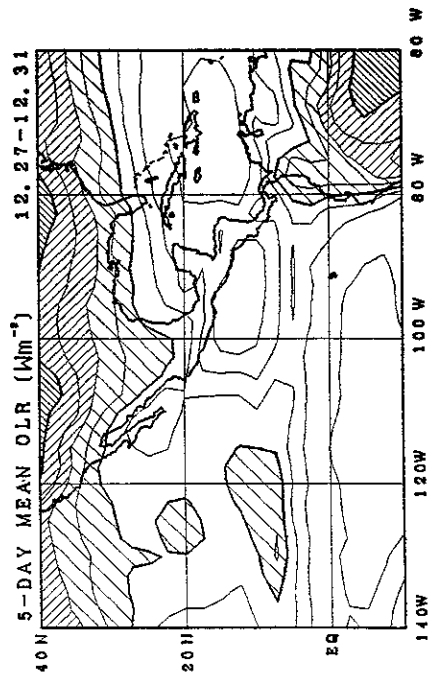
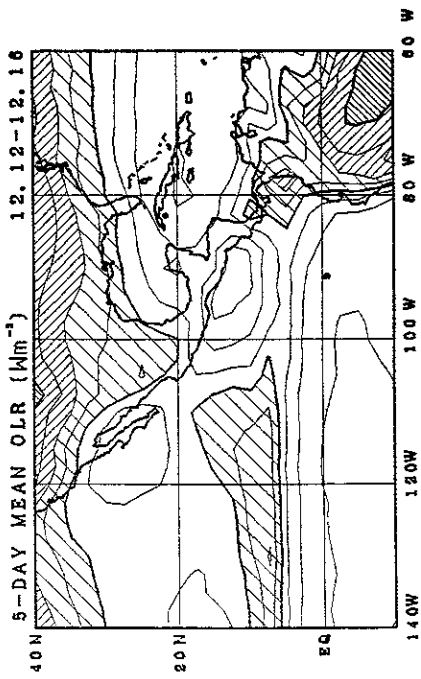
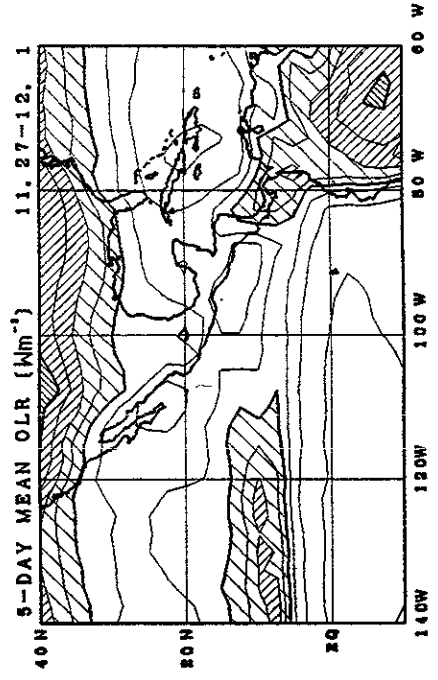
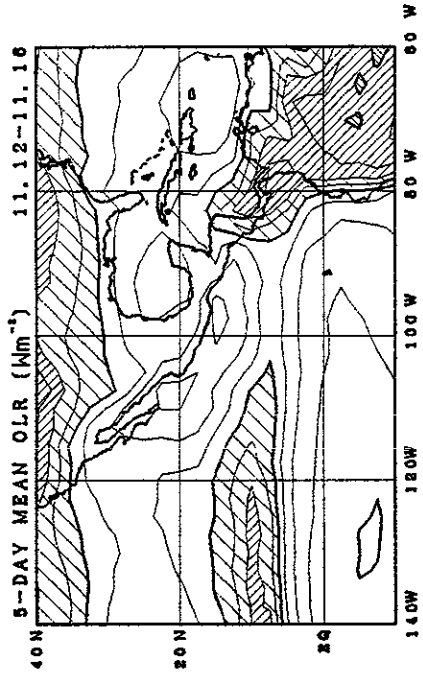












APENDICE 3

Mapas de incremento en los valores de OLR (Δ OLR Wm^{-2}) durante 3 pentas consecutivos. Las líneas de intervalo son por cada 10 Wm^{-2} . Las áreas donde los valores de OLR tienden a disminuir (incremento en la actividad convectiva) aparecen indicadas con líneas cerradas, mientras que las zonas donde los valores se incrementan (menor convección), se indican con líneas espaciadas. La línea punteada indica un incremento = 0.

