

03 060



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

18

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL Y DE
POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

VARIABILIDAD CLIMÁTICA REGIONAL DEL ALTIPLANO CENTRAL DE MEXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN CIENCIAS (FISICA DE LA ATMOSFERA)

P R E S E N T A :

JOSE LUIS PEREZ LOPEZ



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.

Dedicatoria

Doy gracias a mi Dios

A mis Padres;

José Román y María Luisa.

A mis Abuelos;

Mauro López y María de Jesús Sierra

Odilón Pérez y Virginia Ruíz.

A mi esposa a quien amo;

Socorrito.

A mis hijos;

Gerson e Itzhak.

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Víctor O. Magaña Rueda por su dirección, orientación y consejos que sirvieron para desarrollar este trabajo. De igual manera agradezco a los doctores Fernando García, Víctor M. Mendoza, Carlos Gay y Arturo Quintanar I., también a los Doctores Tomás Morales y Ernesto Caetano, por su orientación, y por la revisión y sugerencias a esta tesis. Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México, y en especial al Centro de Ciencias de la Atmósfera, por el apoyo institucional y material que he recibido a lo largo de mi trayectoria académica. Al Dr. Jorge Amador por ceder la base de datos climatológicos de América Central por sus valiosas críticas sobre como usar un modelo de mesoescala observando sus ventajas y limitaciones. Agradezco a mis amigos, Eduardo Abboud, Manuel González, Víctor Ramos, Moisés Espinosa y Miguel A. Villanueva. También reconozco la asistencia técnica del meteorólogo Rodolfo Meza. Al creador de Linux, Linus Torvalds a todos los que han contribuido a su desarrollo. Este trabajo de investigación fue elaborado en mayor parte con ayuda de programas o paquetes que corren en este sistema operativo de distribución gratuita.

Esta investigación fue financiada (becas, cómputo) por el Instituto Inter-Americano (IAI) para el Cambio Global. De igual forma, los apoyos del proyecto PAPIIT-100697 fueron altamente valiosos .

Índice General

Introducción	9
1.1 El problema del pronóstico del clima regional	9
1.2 El fenómeno de El Niño de 1997-1998	14
1.3 El Clima de Tlaxcala y su Variabilidad	21
1.4 Objetivos de la tesis	28
Estudio del Clima Regional	32
2.1 Ventajas y Limitaciones de la Modelación del Clima Regional	32
2.2 Modelación regional de las lluvias en Tlaxcala	35
2.2.1 Datos de Observaciones y Reanálisis (NCAR/NCEP)	35
2.2.2 El Modelo MM5	37
2.2.3 Metodología	42
El clima de Tlaxcala para los veranos de 1997 y 1998	45
3.1 Las lluvias	45
3.2 Las temperaturas	50
Experimentos Numéricos del Clima Regional	53

4.1	Simulaciones del clima a escala regional	56
4.1.1	Temperatura del aire en Superficie	56
4.1.2	El viento y la precipitación	60
4.2	Evaluación de las salidas del Modelo:	
	Los casos de los veranos de 1997 y 1998	67
4.2.1	Evaluación del campo de temperatura	72
4.2.2	Evaluación del campo de precipitación	76
4.2.3	Sobre el pronóstico de lluvia en Tlaxcala	80
	Conclusiones y Trabajo Futuro	84

Índice de Figuras

1.1	Histograma de <i>El Índice ENSO Multivariado</i> (1949 -1999. Las áreas con valores del índice positivo/negativo corresponde a eventos El Niño / La Niña. (tomada de: http://www.cdc.noaa.gov/~kew/MEI/mei.html)	15
1.2	Anomalías de precipitación en mm/día para junio - septiembre de 1997. Los tonos de gris claro corresponden a anomalías negativas mientras que los grises oscuros son anomalías positivas.	17
1.3	Como en la Fig. 1.2, para junio - septiembre de 1998	18
1.4	Anomalías (1998 - 1997) de los campos de viento a 925 mb. en verano. En tonos de grises, omega ($\varpi = \frac{dp}{dt}$, p: presión atmosférica, Holton 1979) a 700 mb y en contornos la humedad relativa a 700 mb.	19
1.5	Campo medio de omega (en sombreado), humedad relativa (contornos) a 700 mb. y viento a 925 mb. para septiembre; a) 1997; b) 1998	20
1.6	Principales características orográficas de la Meseta central de México: I) Valle de México, II) Sierra de Sta. Cruz, III) Popocatépetl e Iztaccíhuatl, IV) Malinche, V) Sierra de Tlaxco, VI) Pico de Orizaba y VII) Cofre de Perote.	22
1.7	Localización y altitud de las estaciones climatológicas en Tlaxcala, donde fue evaluada la precipitación y la temperatura media mensual simulada por el MM5. . . .	24
1.8	Temperatura media de invierno (diciembre-enero-febrero)	25

1.9	a) Temperatura media de superficie ($^{\circ}C$) de junio a septiembre, b) Intensidad de precipitación media (mm/día) de junio a septiembre	26
1.10	Patrón compuesto de anomalías de precipitación (%) durante el verano (jun - sep) de: a) El Niño (1965,1972, 1982, 1986, 1991, 1997) y b) La Niña (1964, 1970, 1973, 1975, 1988, 1998).	27
1.11	Precipitación media mensual climatológica (mm/día). a) Ixtlacuixtla, b) Tlaxcala, c) Huamantla.	28
1.12	Cambio en precipitación (%) de un mes a otro. a) (junio - mayo); b) (julio - junio); c) (agosto - julio); d) (septiembre - agosto)	29
2.1	Esquema del sistema de modelación MM5 NCAR/PSU	38
2.2	Dominios de los experimentos numéricos del clima regional., a) Dominio madre. b) Dominio anidado.	43
3.1	Porcentaje de anomalías de precipitación para junio y julio de 1997 y 1998. Positivo indica porcentaje por arriba y negativo porcentaje por abajo de la media. . .	47
3.2	Como en la Figura 3.1 pero, para agosto y septiembre.	48
3.3	Variación de la canícula en la ciudad de Tlaxcala: a) climatología, b) 1997, c) 1998	49
3.4	La precipitación mensual acumulada y temperatura media de superficie, registradas en las estaciones climatológicas de Tlaxcala en 1997.	51
3.5	Como en la figura 3.4 pero, para 1998.	52
4.1	Variación diurna de la temperatura (línea continua) y de la precipitación (barras) simulada por el modelo para el periodo del 4 al 9 de septiembre, para un punto localizado en la ciudad de Tlaxcala a) 1997 ; b) 1998, en intervalos de 6 hrs. . .	55

4.2	La temperatura de superficie media mensual simulada en agosto y septiembre de 1997 y 1998.	57
4.3	Temperatura del aire en superficie para un punto localizado en la ciudad de Tlaxcala. La línea gruesa con círculos representa la temperatura simulada por el modelo cada 6 hrs., mientras la línea delgada con circunferencias es la temperatura observada. La escala de tiempo está referida al tiempo universal GMT, donde las 00Z (1800 LST). a) junio, b) julio, c) agosto, d) septiembre, de 1997	58
4.4	Como en la figura 4.1 para los meses de junio a septiembre de 1998.	59
4.5	Campos medios mensuales simulados por el MM5 para junio de 1997 (columna izquierda) y 1998 (columna derecha). Arriba se muestran los campos de viento y líneas de corriente a nivel de superficie, el sombreado representa la orografía. Abajo, el campo de velocidad vertical (contornos, m/s) en superficie y la precipitación (sombreado, mm/día).	63
4.6	Como en la figura 4.5, para julio.	64
4.7	Como en la figura 4.5, para agosto.	65
4.8	Como en la figura 4.5, para septiembre.	66
4.9	Corte transversal longitudinal del dominio anidado en la latitud 19.2° N, la montaña de la izquierda forma parte de la sierra norte del volcán Iztaccíhuatl, a la derecha el volcán La Malinche. Es el campo medio mensual de líneas de corriente (vectores) y el campo de humedad relativa (contornos etiquetados) para las 12Z de septiembre de 1998.	68
4.10	Como en la Figura 4.9 pero, para las 00Z de septiembre de 1998.	69
4.11	Diferencia de la humedad relativa en 700 mb (reanálisis) para septiembre: a) 1998 -1997, b) Niños (1964, 1970, 1973, 1975, 1988, 1998)- Niños (1965,1972, 1982, 1986, 1991, 1997).	70

4.12	Diagramas (T_{ob} vs. T_{MM5}) de dispersión de la temperatura media mensual de superficie simulada por el MM5 (eje vertical) cada 6 hr, contra la temperatura media mensual observada (eje horizontal) de junio a septiembre de 1997. Los datos de temperatura observada corresponden a las doce estaciones climatológicas de Tlaxcala. c.c es el coeficiente de correlación	74
4.13	Como en la figura 4.12 para los meses de junio a septiembre de 1998	75
4.14	Diferencia porcentual entre la precipitación simulada por el modelo y la precipitación observada (Ec. 4.2) y el "score de error" (Ec. 4.3) obtenida para los meses de verano de 1997: a) junio, b) julio , c) agosto y d) septiembre	77
4.15	Como en la Figura 4.14, pero para el verano de 1998.	78
4.16	Diferencias de la precipitación media (mm / día) 1998-1997, modelada y observada, en la columna izquierda corresponde a junio y a la derecha a julio.	81
4.17	Como en la figura (4.16) pero, para agosto y septiembre.	82
4.18	Patrón del pronóstico de anomalías porcentuales de lluvia para septiembre de 1998, generado con la técnica de patrones análogos . Tomado del tríptico "El Niño y la Niña: Impactos en el Estado de Tlaxcala" (ver Magaña 1999)	83

Capítulo 1

Introducción

1.1 El problema del pronóstico del clima regional

La atmósfera es la envoltura gaseosa que rodea a la superficie sólida y líquida del planeta Tierra. El conjunto de estos tres elementos constituye un sistema dinámico en rotación de gran complejidad. La atmósfera posee todas las características termodinámicas de un fluido que interactúa con una superficie irregular, representada por los continentes, y una relativamente lisa correspondiente a los océanos. En la atmósfera hay una gran variedad de sistemas meteorológicos en el espacio y tiempo, con una amplia gama de escalas, que van desde los sistemas de gran escala, hasta los que evolucionan dentro del rango inercial, hasta ~ 0.01 Km. Uno de los más importantes problemas de la dinámica atmosférica es la predicción del tiempo meteorológico, que influye en la planificación de las actividades socioeconómicas a corto plazo (de horas a días), sobre todo en las áreas afectadas por sistemas meteorológicos extremos como los huracanes, ventiscas, tormentas, nevadas etc. De igual importancia resalta el pronóstico y diagnóstico del clima, en períodos de meses o incluso años. Dentro de la variabilidad interanual del clima destacan los fenómenos de El Niño y La Niña,

que provocan cambios importantes en los patrones de circulación atmosférica y oceánica, principalmente en la temperatura de superficie del mar (SST, por sus siglas en inglés) en el océano Pacífico central y del este. Como fenómeno de interacción océano-atmósfera de gran escala, El Niño resulta en cambios no sólo en la región de los trópicos sino aún en la de los extratropicales, modificando los patrones normales de lluvia, con anomalías que se manifiestan ya sea como sequías o como lluvias intensas.

Otro fenómeno que se manifiesta dentro de la estación lluviosa es la llamada "canícula" o sequía intraestival, que se identifica por un mínimo relativo en la precipitación durante los meses de julio y agosto, por lo que se dice que la lluvia tiene un comportamiento bimodal o bien tiene dos máximos relativos. La señal más fuerte de este comportamiento se presenta en regiones sobre el océano y el continente que se localizan entre los 5°N y 15°N (Magaña, 1999).

Desde la década de los 1950s se dispuso de los recursos básicos, tanto técnicos como científicos, para hacer una realidad el pronóstico numérico del tiempo. A principios de los 1960s los primeros Modelos de Circulación General (GCM), basados en las ecuaciones primitivas fueron diseñados y su evolución ha ido a la par que la tecnología de las computadoras. Los GCM ya cuentan con esquemas que resuelven a baja resolución (~ 150 km.) procesos físicos atmosféricos como la formación y efecto de las nubes, la radiación atmosférica, la capa límite planetaria y la interacción con la biosfera, etc., permitiendo que se simulen en forma aproximada el clima y procesos climáticos globales, tales como El Niño y el calentamiento global, entre otros. Pero la baja resolución de los GCM no permite que éstos simulen las interacciones entre el flujo atmosférico y la orografía en la mesoescala (10^3 - 10^5 m). Un GCM de alta resolución y esquemas de la física atmosférica capaces de resolver procesos de mesoescala sería una solución al problema, pero el principal factor limitante es que esto requeriría una excesiva demanda de recursos de cómputo.

Aunque los GCM han evolucionado hasta llegar a simular aproximadamente el ciclo anual del clima, aún tienen limitaciones para simular las características de diferentes tipos de variabilidad

del clima a escala regional. Por ejemplo, ningún GCM reproduce la sequía del medio verano (canícula) en México (Magaña et al. 1999).

En los últimos años se han desarrollado Modelos Atmosféricos de Area Limitada (LAM, por sus siglas en inglés), originalmente para aplicarlos en el pronóstico del tiempo meteorológico de mesoescala; este tipo de modelos simulan la atmósfera tan sólo en un subdominio del globo. Los modelos tipo LAM, que incluyen los esquemas más sofisticados de la física atmosférica de mesoescala, son capaces de resolver las interacciones del flujo atmosférico con la orografía, de considerar las propiedades termodinámicas del suelo y los cuerpos de agua y, de esta forma, reproducen mejor la circulación atmosférica a escala regional. Los LAM pueden ser anidados en GCM's, convirtiéndolos en modelos de clima regional para analizar las fluctuaciones climáticas del orden de decenas de kilómetros. Desde fines de la década de los 1980 esta configuración es la característica que identifica a los Modelos de Clima Regional (Giorgi 1991; Leung 1999). Estos modelos atmosféricos representan una herramienta importante para el estudio del clima, convirtiéndose en el laboratorio donde se prueban hipótesis sobre el comportamiento de los sistemas atmosféricos de mesoescala.

Se ha demostrado al realizar simulaciones extendidas a períodos de un mes ó mayores, que éstas pueden reflejar la dinámica del clima regional (Giorgi and Bates, 1989). La climatología de las variables, dadas por el modelo, se contruye al promediar los campos semanal, mensual o anualmente, obteniendo así campos climatológicos de mesoescala.

Los primeros experimentos de modelación del clima regional mostraron que:

- Los modelos tipo LAM pueden correr para hacer simulaciones a largo plazo sin generación excesiva de error¹. El crecimiento del error generado por el modelo es dominado por las condiciones laterales de frontera, principalmente.
- Los sistemas sinópticos simulados por el LAM tienen características o formas realistas.

¹El error se entenderá como la diferencia entre el valor de la variable dado por el modelo y el que es observado

- Reproducen de forma precisa los detalles de alta resolución del clima en regiones donde los forzantes a escala de submalla de los GCM son importantes, tales como la orografía y la física asociada al uso del suelo.

Esto motivó a que se continuaran las investigaciones sobre el clima regional utilizando modelos numéricos. Desde los 1980s se han incorporado mejores esquemas de la física al modelo, así como técnicas de cómputo. Algunas de sus aplicaciones son sobre el pronóstico y diagnóstico operativo del clima regional en diferentes partes de E.U.A y Europa (Giorgi et al. 1993).

En este trabajo se pretende mostrar la factibilidad de hacer estudios de clima regional para México, en especial en zonas de compleja orografía como Tlaxcala. Utilizando el modelo de mesoescala MM5 PSU/NCAR (Mesoscale Model Version 5, Pennsylvania State University/National Center for Atmospheric Research) se podrán capturar los forzantes orográficos de mesoescala que los GCM no son capaces de detectar y con ello simular mejor el clima regional de Tlaxcala.

Esta técnica para hacer estudios de clima regional se llama "*downscaling*" o reducción de escala por un modelo anidado (Giorgi and Mearns 1991). En este caso, el MM5 es alimentado con campos de variables meteorológicas de gran escala cada 24 horas o cada semana. La incorporación periódica de esta información tiene dos funciones: a) guía y corrige el clima generado por la física del mismo modelo y b) interpola dinámicamente e incorpora los forzantes orográficos, las características de uso de suelo, así como las condiciones dinámicas de frontera; ello permite generar una simulación realista de los procesos dinámicos de la atmósfera que ocurren a mesoescala.

En el presente trabajo, se simulan los casos de veranos (junio - septiembre) de 1997 y 1998 con el fin de entender el comportamiento mensual medio del flujo atmosférico y su interacción con la orografía como moduladores del clima en el área del estado de Tlaxcala en México.

La motivación principal de hacer un estudio del clima en Tlaxcala radica en dar continuidad al proyecto de investigación en meteorología aplicada, denominado "Pronósticos Climáticos en

soyo a las Actividades Agrícolas en el Estado de Tlaxcala” (Magaña 1999), cuyo objetivo científico es entender la distribución espacial y temporal de la precipitación de verano en Tlaxcala. Los pronósticos ayudarán a mejorar las actividades de las asociaciones de productores (agricultores y ganaderos) tanto en planeación como en ejecución.

Tlaxcala es el primer estado que ha servido de laboratorio para realizar estudios aplicados sobre la variabilidad del clima regional. Éstos se han desarrollado con un grupo multidisciplinario de científicos, analizando la variabilidad climática en lluvia y temperatura, el impacto de El Niño sobre la agricultura (Conde et al. capítulo 4, *Los impactos de El Niño en México*, Magaña 1998), la vulnerabilidad en la agricultura ante el cambio climático (Conde C. et. al 1997) y el uso de pronósticos climáticos aplicados a la agricultura (Conde et al. 1999). Dichos estudios son una muestra de los esfuerzos para entender cuáles son los principales factores que rigen la dinámica del clima en México y de qué manera éste impacta sobre las actividades socioeconómicas de una región. Esto ayudará a una mejor planeación de los recursos y a establecer y precisar las normas de seguridad para resguardar el bienestar de la vida humana, ante la ocurrencia de eventos extremos meteorológicos y climáticos en México.

Desde 1998 se ha provisto a los productores del campo de pronósticos de precipitación mensual, basado en técnicas estadísticas y el uso de patrones análogos. Los pronósticos han sido refinados mediante la aplicación de criterios que involucran el conocimiento actual que se tiene sobre la dinámica del clima en México, y han tenido algunos resultados favorables. Pero han surgido algunas interrogantes: ¿cuál es el significado físico de las anomalías pronosticadas por el modelo estadístico?, ¿pueden ser mejorados los diagnósticos y pronósticos de lluvia mensual y estacional en la región de Tlaxcala?. Este trabajo trata de encontrar las respuestas a estas preguntas.

2 El fenómeno de El Niño de 1997-1998

El evento de El Niño fue el fenómeno climático más importante de 1997 y 1998, que tuvo importantes repercusiones en el comportamiento del flujo atmosférico y la precipitación en México. Los eventos El Niño de 1982/83 y 1997/1998 han sido de los más intensos del siglo XX, además de ser los casos más documentados por la cantidad de información obtenida de las redes de monitoreo instaladas en el océano (boyas, barcos), en tierra (estaciones de superficie y radiosondeo) y en el espacio por medio de satélites. Ello ha permitido entender mejor la dinámica con la que opera el sistema climático en estas condiciones. Mucho se ha discutido sobre la cuantificación objetiva de la intensidad de un evento de El Niño; para esto se ha diseñado el Índice El Niño-Oscilación del Sur Multivariado² (ENSO, MEI, por sus siglas en inglés) como un parámetro objetivo con fines comparativos. En la Fig. 1.1 se muestra el MEI para los eventos ENSO del período de 1949 a 1999. El ENSO de 1997/1998 inició con la aparición de una anomalía caliente de la temperatura de la superficie del mar (SST, por sus siglas en inglés) en el Pacífico Central durante la primavera de 1997, junto con oleadas de rompimientos de viento provenientes del oeste sobre el Pacífico Tropical del Oeste y siendo persistentes para abril. En el Pacífico Ecuatorial se propagó una onda de Kelvin la cual arrastró el agua sub-superficial más caliente hacia el este hasta alcanzar la costa de Sudamérica. El Niño llegó a su fase madura en diciembre de 1997, para luego empezar a declinar en enero de 1998, siendo éste muy rápido hasta cambiar a la fase fría al final del verano. Así, para diciembre de 1998 daba inicio el evento de La Niña 1999/2000. Una transición similar, aunque menos rápida, de un estado a otro se dio para el caso de El Niño de 1972/1973 al ser precedido por La Niña de 1973/1974.

²La ausencia de una definición cuantitativa para el El Niño hizo compleja la comparación objetiva histórica entre eventos ENSO. El Índice Multivariado ENSO (MEI, por sus siglas en inglés) ha sido propuesto como un método objetivo que combina un conjunto de características en el sentido de generar una serie conveniente para comparar diferentes eventos. El MEI usa seis variables del Océano Pacífico Tropical: presión atmosférica al nivel del mar, componentes zonal y meridional del viento de superficie, temperatura del aire en superficie y la cubierta boscosa. Todos los valores estacionales son estandarizados para el respectivo paso de tiempo estacional y para el período de referencia de 1950-93. El MEI es desplegado como una desviación estándar.

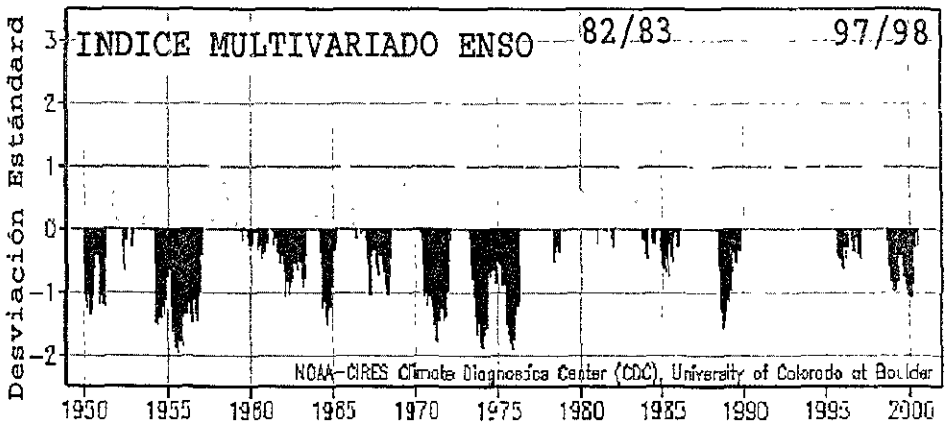


Figura 1.1: Histograma de *El Índice ENSO Multivariado* (1949 -1999). Las áreas con valores del índice positivo/negativo corresponde a eventos El Niño / La Niña. (tomada de: <http://www.cdc.noaa.gov/~kew/MEI/mei.html>)

Durante la primera mitad de 1997, las SST cerca de América Central y el océano Pacífico tropical del este permanecieron entre los 28 °y 29 °C, los cuales fueron valores récord para esta época del año. Las fuertes condiciones del episodio caliente Niño continuaron hasta mayo de 1998, cuando la SST disminuyó se enfrió rápidamente, significando el final del evento caliente. La persistencia de la convección atmosférica profunda sobre el Océano Pacífico Ecuatorial del este y la circulación de la celda de Hadley tuvieron mayor influencia sobre el flujo superior del oeste y la corriente en chorro subtropical. La influencia del aire asociado con la rama descendente extendida de la celda de Hadley a través de México explica en parte la sequía experimentada desde el verano 1997 hasta el inicio del verano de 1998.

Algunas de las anomalías del clima observadas sobre el Norte y Centro de América durante El Niño de 1997/1998 fueron:

- La actividad de los ciclones tropicales sobre el Pacífico del Este se produjo en una área

mayor.

- Hubo una reducción significativa de la actividad de los huracanes en el océano Atlántico durante la estación de 1997.
- Ocurrió una extensión anormal de aguas calientes a lo largo de la costa del Pacífico de México y EUA.
- Se presentó sequía extrema sobre México y la mayor parte de América Central desde junio de 1997 hasta junio de 1998.

El Niño tiene un fuerte impacto en México, tanto en la variabilidad interanual de la precipitación regional, como en la agricultura, pesca, economía y sociedad (Magaña, 1999). En el verano la precipitación es la variable de mayor importancia meteorológica en México. En 1997 la media mensual de lluvia para el verano presentó una disminución considerable en la mayor parte del territorio, sobre todo en las vertientes central y del Golfo de México, alcanzando los valores mínimos en septiembre. En América Central se presentaron anomalías positivas de lluvia sólo en las costas del Caribe. En las Antillas existió un déficit de precipitación (Fig. 1.2). Este comportamiento espacial de la precipitación es común ante la ocurrencia de El Niño. En el verano de 1998, después de una sequía prolongada empezaron a generalizarse las lluvias en la parte centro, sur y sureste de México. Para la segunda mitad del verano de 1998, la mayor parte del centro (Tlaxcala) y sur de México experimentó lluvias de moderadas a intensas, como en los altos de Chiapas. Sin embargo, en el norte del país continuó una intensa sequía que ha persistido hasta mediados del año 2000 (Fig. 1.3), aunque hay que indicar que el clima de esta región no responde a la señal de El Niño.

En cuanto a las condiciones sinópticas de estos dos años, puede observarse que los alisios fueron más intensos en junio y julio de 1997 que en 1998 (Fig. 1.4) En la costa del Atlántico de

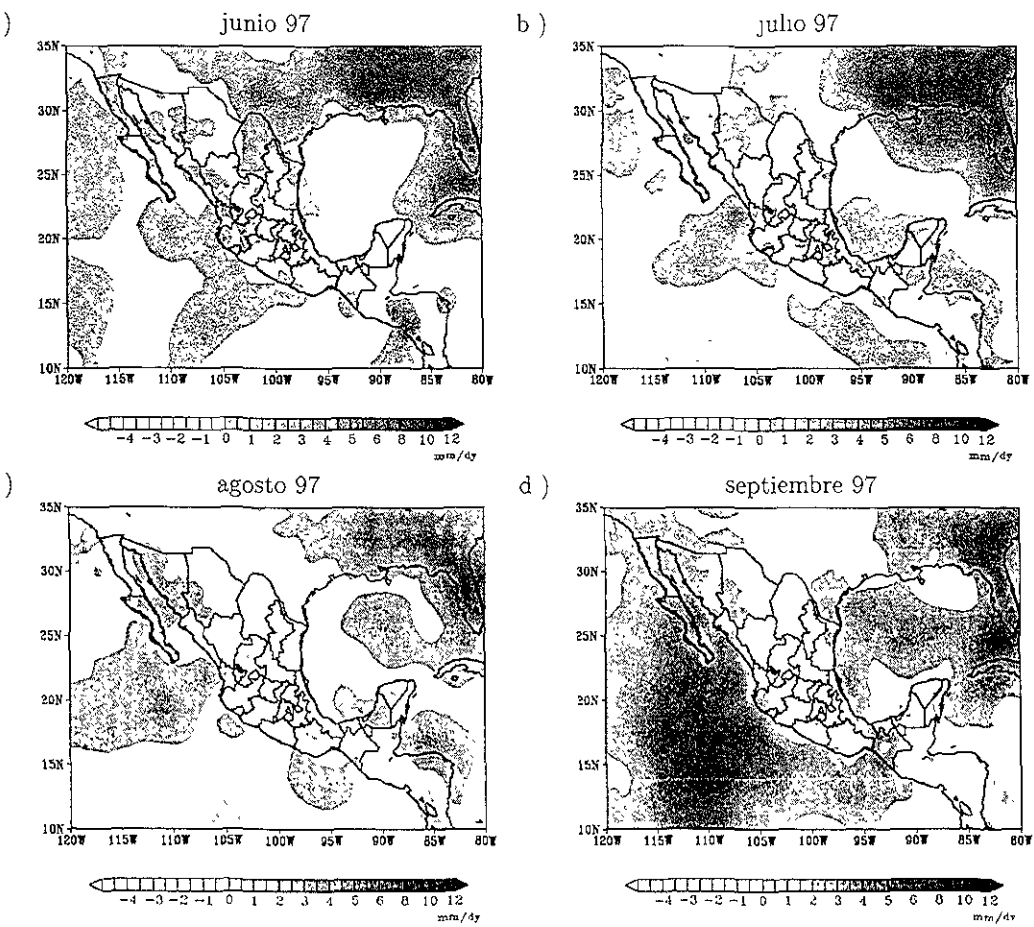


Figura 1.2: Anomalías de precipitación en mm/día para junio - septiembre de 1997. Los tonos gris claro corresponden a anomalías negativas mientras que los grises oscuros son anomalías positivas.

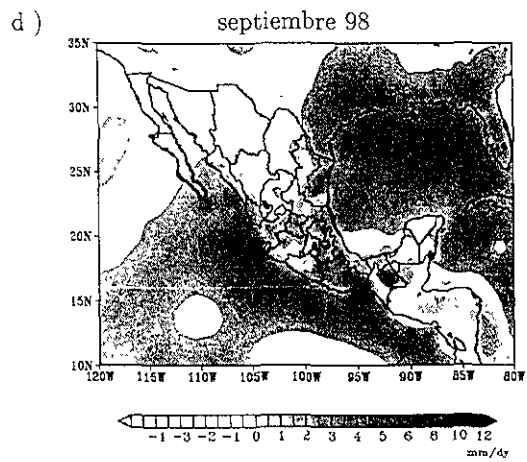
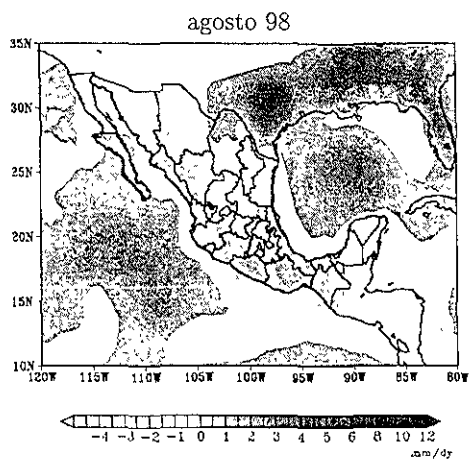
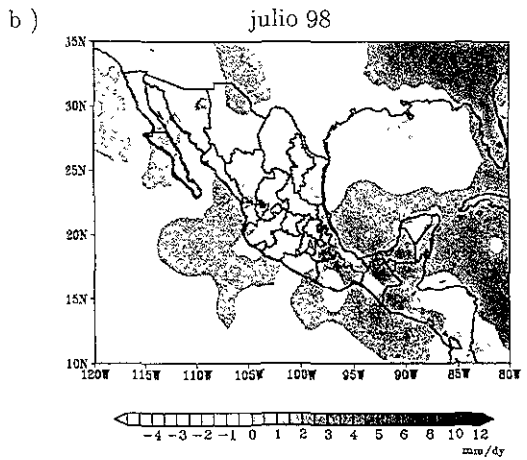
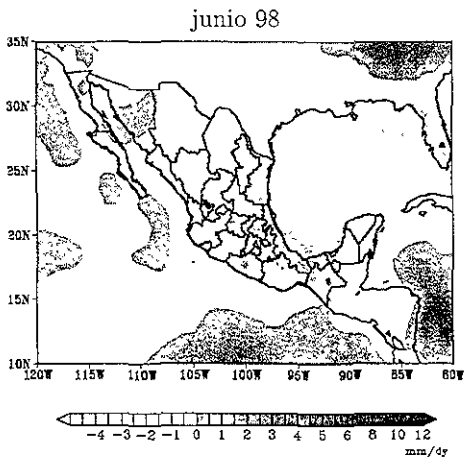


Figura 1 3: Como en la Fig 1 2, para junio - septiembre de 1998

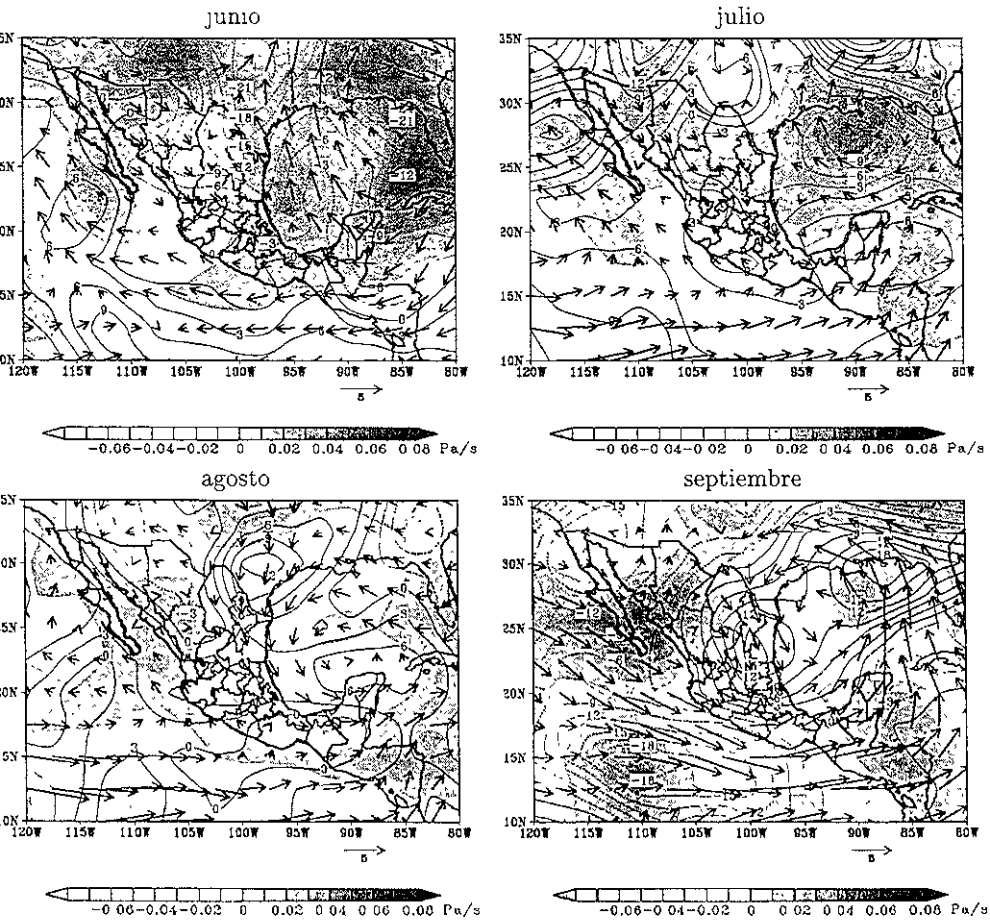
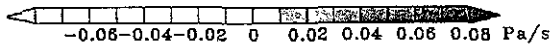
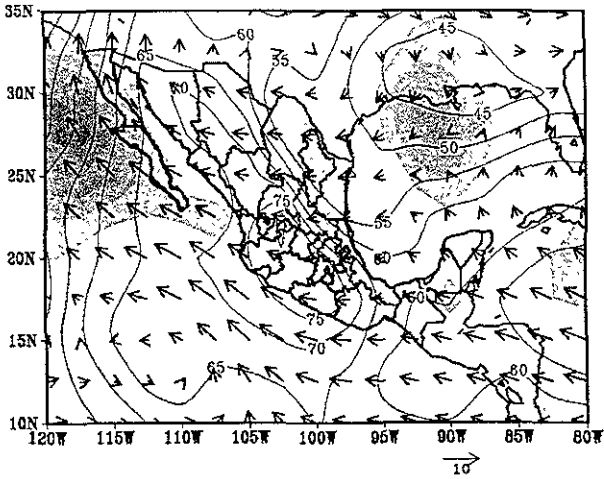


Figura 1.4 Anomalías (1998 - 1997) de los campos de viento a 925 mb. en verano. En tonos de grises, omega ($\omega = \frac{dp}{dt}$, p. presión atmosférica, Holton 1979) a 700 mb y en contornos la humedad relativa a 700 mb.

a)



b)

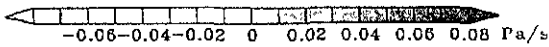
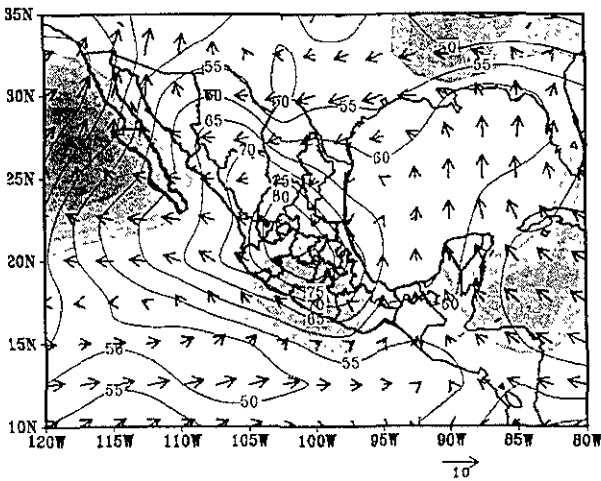


Figura 15 Campo medio de omega (en sombreado), humedad relativa (contornos) a 700 mb y entre 700 y 925 mb para septiembre; a) 1997 b) 1998

América Central hubo mayor convección que en la costa del Pacífico. En julio y septiembre de 1998 los flujos provenientes de la costa del Pacífico mexicano fueron más intensos sobre el sur de México. Dadas las condiciones de advección de humedad del Pacífico hacia el continente, ocurrió un incremento de la convección sobre tierra, que al parecer resultó en las intensas precipitaciones sobre Chiapas y Oaxaca durante septiembre de 1998 (Fig.1.5).

1.3 El Clima de Tlaxcala y su Variabilidad

La Meseta Central de México presenta un relieve complejo (Fig. 1.6), con planicies importantes hacia el norte y noroeste del Valle de México que se extienden hasta Querétaro. Separadas por parte del Eje Neovolcánico Transversal se encuentra, al oeste, el Valle de Toluca; al centro, el de México; y algunas planicies más pequeñas hacia el centro de Puebla, y centro y sur de Tlaxcala. De los accidentes del relieve más importantes en esta área destacan la sierra de Sta. Cruz hacia el suroeste del valle de México y, al oriente, los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl; la Sierra Norte de Puebla, la Sierra de Tlaxco al norte de Tlaxcala y, al sur, el volcán La Malinche. En el límite oriente de Puebla y Veracruz se encuentran el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote. El relieve juega el papel de factor modulador del clima, por lo que existe una gran variedad de climas dentro de un área relativamente pequeña. También hay gran diversidad de usos de suelo que va del tipo urbano, pasando por el de bosque, hasta el de cubierta de hielo en la montaña. En especial, Tlaxcala tiene una compleja orografía con serranías y el volcán La Malinche, en su superficie predominan las zonas cuyo uso de suelo es del tipo rural, dedicado principalmente a la agricultura y al crecimiento de ganado. El monitoreo de variables meteorológicas en Tlaxcala sólo se hace en la superficie. los datos se recaban en una red de doce estaciones climatológicas convencionales, distribuidas más o menos homogéneamente a pesar de la complejidad del relieve

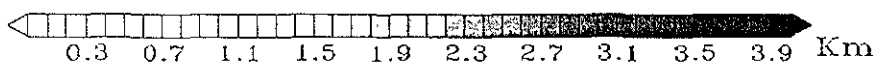
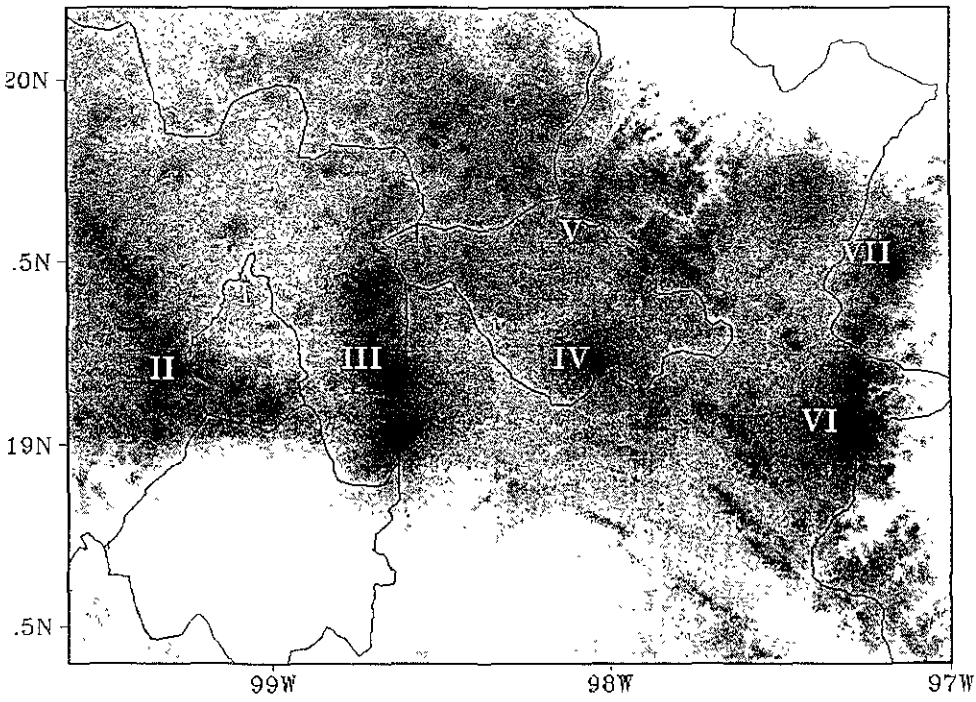


Figura 1.6 Principales características orográficas de la Meseta central de México: I) Valle de México, II) Sierra de Sta. Cruz, III) Popocatepetl e Iztaccihuatl, IV) Malinche, V) Sierra de Taxco, VI) Pico de Otizaba y VII) Cofre de Perote

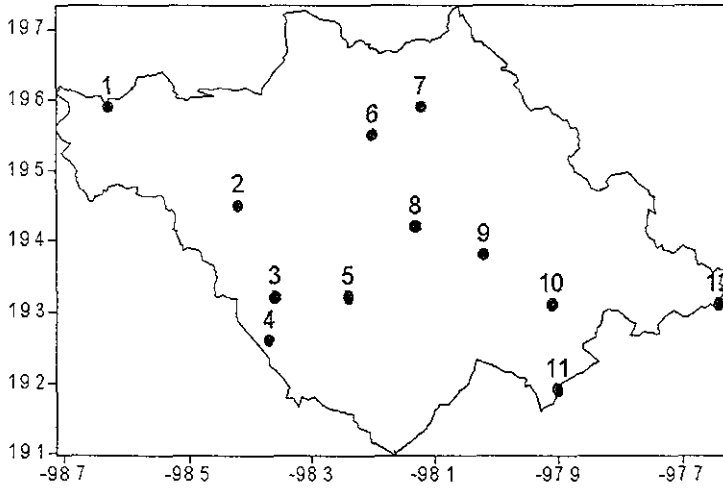
En el conjunto de doce estaciones, pertenecientes a la Comisión Nacional del Agua, se registran datos de temperatura media diaria y en diez de ellas la precipitación acumulada en 24 horas, la localización y altitud de las estaciones se presenta en la Fig. 1.7.

En casi todo el país, y en especial en la Meseta Central, llueve en invierno hasta un 10 % de lo que llueve en el verano. Durante el invierno, en ocasiones se presentan precipitaciones provocadas principalmente por el paso de frentes fríos (Nortes), resultando lluvia o incluso nieve en las zonas montañosas (Magaña 1999). La temperatura de superficie tiene valores medios estacionales entre 10 y 14 °C (Fig. 1.8), localizándose los valores más bajos en la parte oriente y noroeste de Tlaxcala; la altitud de la región (~2300 m.s.m) es determinante en el rango de temperaturas observado estacionalmente. Existe una franja que se extiende del sureste al noroeste donde se alcanzan las temperaturas mínimas, que pueden resultar en ocurrencia de heladas y donde su probabilidad es más alta. Dado el impacto de las heladas sobre las actividades agrícolas de la región durante la temporada posterior a la siembra y durante el llenado de grano de los cultivos, algunos estudios se han enfocado al entendimiento de las heladas (Morales et al. 1988; Sánchez 1998).

Para el verano, el rango de temperatura media diaria para la región es de 13 a 17 °C. Estos valores corresponden a los de una zona templada, encontrándose los valores mínimos de temperatura en la sierra de Tlaxco, al norte de Tlaxcala y sureste de Hidalgo. Los máximos se encuentran sobre las zonas más bajas: valle de Cuernavaca, Perote y Sierra Norte de Puebla (Fig. 1.9a).

Las precipitaciones en el verano registran su mayor intensidad en la sierra norte del estado de Puebla (Teziutlan). En el centro del dominio se presentan dos mínimos relativos localizados al oriente de Tlaxcala (El Carmen) y en el sur de Hidalgo en la región de Apan (Fig. 1.9b).

Tlaxcala, a pesar de ser un estado relativamente pequeño, presenta una variedad de microclimas resultado de la orografía y la circulación atmosférica local. En el oriente se encuentra la zona de El Carmen, caracterizada por ser la más seca del estado (terreno arenoso y semiárido). Existe



	Estación Climatológica	Lon	Lat	Alt (m.s.m.)
1	Sn. Marcos Calpulalpan	-98.63	19.59	2598
2	Españita	-98.42	19.45	2576
3	Ixtlacuixtla	-98.36	19.32	2241
4	Tepetitla	-98.37	19.26	2228
5	Tlaxcala	-98.24	19.32	2256
6	Atlangatepec	-98.20	19.55	2474
7	Tlaxco	-98.12	19.59	2568
8	Apizaco	-98.13	19.42	2412
9	Tocatlán	-98.02	19.38	2556
10	Huamantla	-97.91	19.31	2490
11	Zitlaltepec	-97.90	19.19	2557
12	El Carmen	-97.64	19.31	2368

Figura 1.7: Localización y altitud de las estaciones climatológicas en Tlaxcala, donde fue evaluada precipitación y la temperatura media mensual simulada por el MM5.

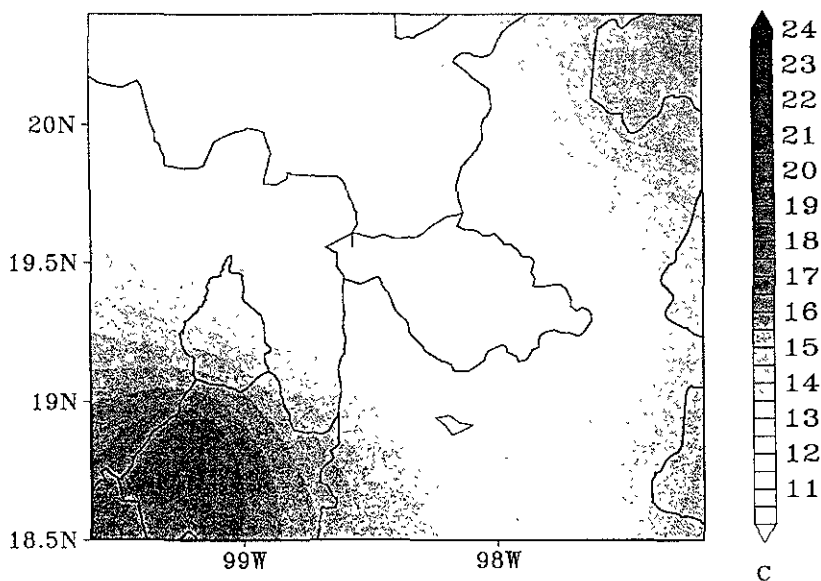


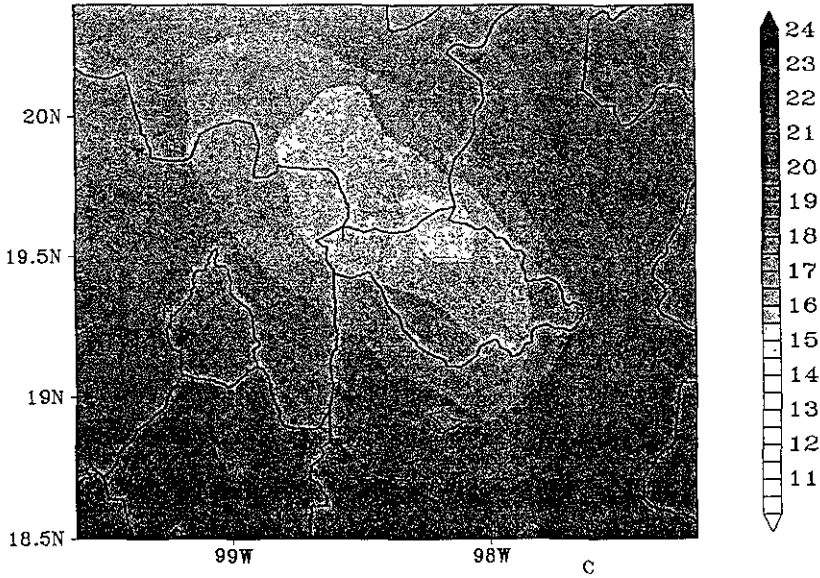
Figura 1.8: Temperatura media de invierno (diciembre-enero-febrero)

una variación de hasta un 100 % sobre la cantidad de lluvia observada entre la parte más seca al este de Tlaxcala (El Carmen) y la región más húmeda del centro-oeste (Españita).

La variabilidad interanual de la lluvia en la región de Tlaxcala está asociada en gran medida a eventos El Niño. En el verano la precipitación presenta anomalías negativas, siendo las zonas más afectadas Apizaco, el Valle de Huamantla y el Carmen, hasta con un 16 % de disminución de la precipitación y, en menor grado Tlaxco y Calpulalpan hasta con un 10 % de anomalías negativas de precipitación (Fig. 1.10a).

Desde 1961, en veranos durante eventos de La Niña, se observa un patrón de anomalías de precipitación más complejo que para el caso de El Niño (Fig. 1.10 b). En toda el área de Tlaxcala presentan anomalías positivas, alcanzando un máximo de 14 % en la zona de Huamantla y el Carmen, mientras que hacia el sur, ya en Puebla y hacia el norte, al sur de Hidalgo éstas son negativas. Ante los eventos ocurridos de El Niño y de la Niña para el período de 1961-1998,

a)



b)

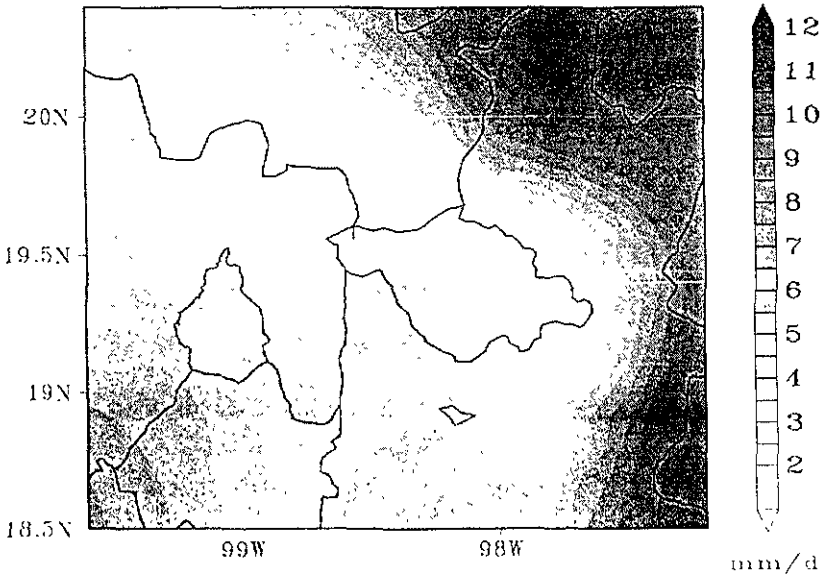


Figura 19. a) Temperatura media de superficie ($^{\circ}C$) de junio a septiembre, b) Intensidad de precipitación media (mm día) de junio a septiembre

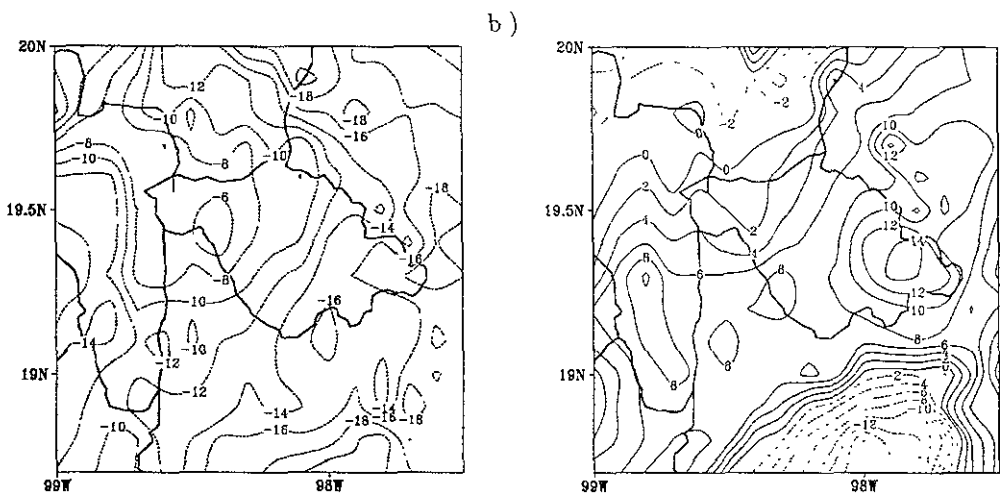


Figura 1.10: Patrón compuesto de anomalías de precipitación (%) durante el verano (jun - sep): a) El Niño (1965,1972, 1982, 1986, 1991, 1997) y b) La Niña (1964, 1970, 1973, 1975, 1988, 1998).

En promedio la amplitud de las anomalías en la lluvia en Tlaxcala es la misma aunque de signo contrario.

Las características de las lluvias durante el invierno y el verano dependerán de la rapidez de inicio y término de un evento de El Niño ó de La Niña, así como de la persistencia del evento de un año al siguiente.

Es común encontrar en toda la región centro y sur de México, dentro del ciclo anual, la señal de sequía intraestival (canícula). En Tlaxcala se identifica en varias estaciones como un mínimo relativo de precipitación entre julio y agosto (Fig. 1.11). Espacialmente, pueden identificarse las zonas donde el impacto o señal de la canícula es importante. Por ejemplo, al calcular los cambios de diferencias en la precipitación de un mes respecto al anterior, se encuentra que de mayo a junio el patrón resultante muestra que hay un incremento sustancial de la precipitación en todo el dominio (Fig. 1.12a) Este comportamiento es característico del inicio de la estación lluviosa.

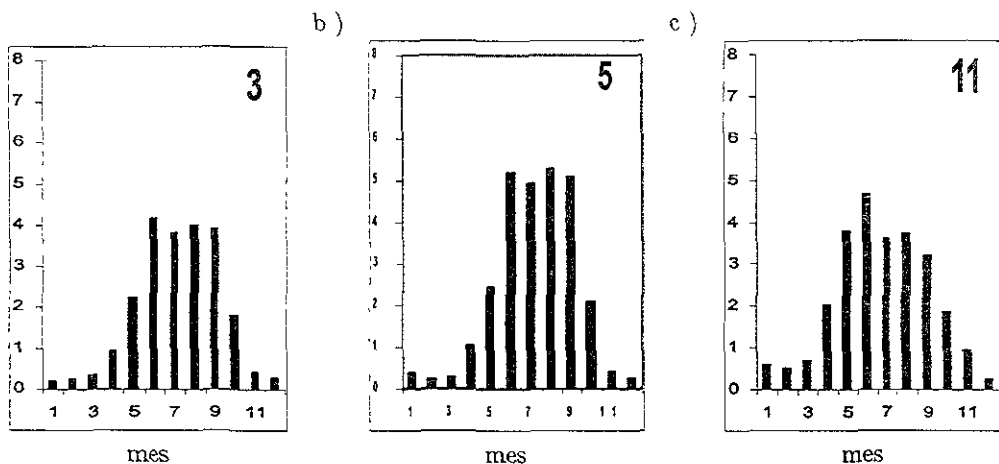


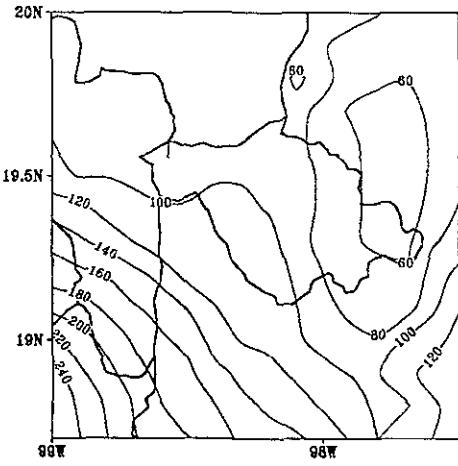
Figura 1.11: Precipitación media mensual climatológica (mm/día). a) Ixtlacuixtla, b) Tlaxcala, c) Huamantla.

Por otro lado, de la diferencia de julio menos junio se observa que la precipitación disminuye casi todo Tlaxcala, y en mayor grado sobre Huamantla y el Carmen (Fig.1.12b), indicación de la canícula. En agosto se registra el segundo máximo de precipitación (Fig. 1.12c). Para septiembre, las lluvias comienzan a disminuir (Fig. 1.12d). La canícula sigue una dinámica que es uniforme en toda el área del Altiplano Central, pues mientras puede identificarse que ésta ocurre en julio en Tlaxcala, en el Estado de México, Morelos y parte de Puebla ocurre en agosto. Por otro lado, la canícula puede sufrir variaciones hasta el extremo de quedar suprimida o bien ser dominada, por eventos climatológicos de mayor intensidad como, El Niño.

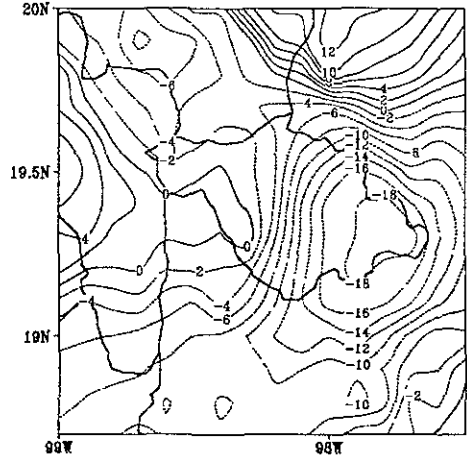
Objetivos de la tesis

Este trabajo tiene el siguiente objetivo general:

Mediante el uso del modelo de mesoescala MM5, entender la dinámica de mesoescala del Altiplano Mexicano, con énfasis en la forma en que el flujo atmosférico interactúa



b)



d)

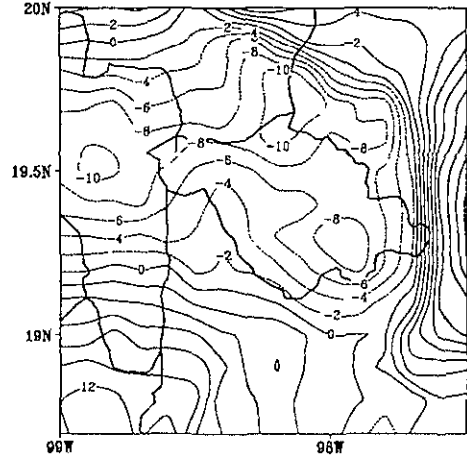
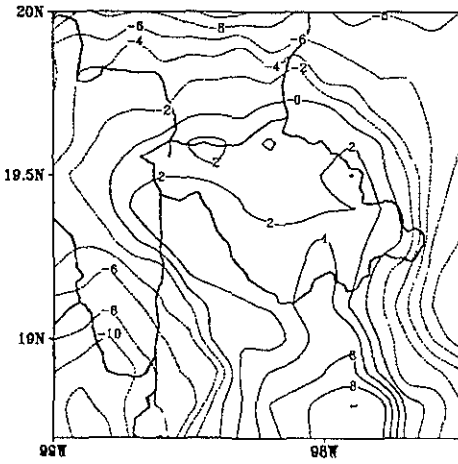


Fig. 1.12: Cambio en precipitación (%) de un mes a otro. a) (junio - mayo); b) (julio - junio); c) (agosto - julio); d) (septiembre - agosto)

con la orografía como modulador de la precipitación observada en esta zona.

Como objetivos particulares se propone:

1. Analizar las diferencias del comportamiento dinámico del flujo atmosférico y de los patrones de precipitación de mesoescala en las simulaciones hechas con el modelo para los meses del verano (junio - septiembre) de 1997 (flujo atmosférico con alisios intensos y una atmósfera seca) y de 1998 (alisios más débiles y atmósfera húmeda).
2. Determinar, con base en la evaluación del modelo con datos observados, las zonas donde el modelo tuvo un “buen” y/o un “mal” desempeño, para entonces proponer que tipo de acciones se tendrían que seguir para trabajos futuros.
3. Comparar con los resultados de los pronósticos estadísticos de la precipitación y del uso de los patrones de precipitación de años análogos.

Para alcanzar los objetivos propuestos, se hacen las siguientes hipótesis:

- I) El modelo es capaz de generar circulaciones de mesoescala realistas a partir de la circulación de gran escala.
- II) El clima de mesoescala en el Altiplano Mexicano es el resultado de forzantes de mesoescala, como la orografía y el tipo de uso de suelo.

Este trabajo se desarrolla en cinco capítulos. En el capítulo 1 se hace un análisis sobre el problema de la modelación del clima regional, la variabilidad climática de gran escala para México, y de mesoescala para Tlaxcala. En el capítulo 2 se examinan

los principales métodos con los que se estudia el clima regional, las características de los datos y el modelo de mesoescala. Las condiciones climáticas en Tlaxcala durante los veranos de 1997 (establecimiento de El Niño) y 1998 (final de El Niño) son presentadas en el capítulo 3. En el capítulo 4 se describen los experimentos numéricos extendidos para los veranos de 1997 y 1998 para la región del Altiplano Central de México, analizando los campos medios mensuales de viento, temperatura y precipitación, y comparándolos con los campos observados correspondientes. En el capítulo 5 se presentan las conclusiones y se sugieren líneas de trabajo futuro en el tema de clima regional de México.

Capítulo 2

Estudio del Clima Regional

2.1 Ventajas y Limitaciones de la Modelación del Clima Regional

La modelación del clima regional utilizando un LAM, guiado por los campos de variables meteorológicas de gran escala, ha mostrado ser una técnica que mejora los diagnósticos y pronósticos climáticos a nivel regional (Giorgi and Mearns 1991). En un principio el uso de esta técnica resultaba restrictivo porque existían serias limitaciones técnicas, debidas al costo y la disponibilidad de un equipo de cómputo apropiado. Éstas han ido desapareciendo al desarrollarse versiones de los modelos que pueden correr en estaciones de trabajo o hasta en computadoras personales, con sistemas operativos y componentes adecuados (Magaña y Pérez, 1998).

Las técnicas de modelación atmosférica, en especial aquellas para estudiar el clima regional, tienen algunas características que determinan objetivamente los límites de su utilidad. Un manejo apropiado de las componentes del modelo para estudiar procesos físicos de interés optimizará la calidad de los resultados o bien la disminución de los errores producidos por las simulaciones respecto a las observaciones. Tomar en cuenta todos estos elementos forma parte de hacer un

Manejo apropiado de las salidas del modelo, por ejemplo para hacer diagnósticos y pronósticos
 objetivos del estado del tiempo y del clima y, de ellos, hacer un uso responsable dirigido a la
 sociedad.

Entre las principales ventajas que ofrece esta técnica, se encuentran:

1. La capacidad para incorporar, comportamientos no lineales que relacionan procesos de mesoescala con el flujo de gran escala (explicables en función de los principios físicos contenidos en el modelo), algo que resulta imposible llevar a cabo utilizando métodos estadísticos.
2. La flexibilidad para trabajar sobre un área de interés con una alta resolución mientras que, al mismo tiempo, se mantiene un razonable costo computacional.

Sin embargo hay que considerar sus principales limitaciones, a saber:

1. Hay un límite de la predicibilidad de eventos que el modelo puede simular. Este límite es inherente a la física del modelo, por desconocer tanto las condiciones iniciales verdaderas del sistema atmosférico como por el carácter no lineal de las ecuaciones que lo describen.
2. El modelo sólo es capaz de resolver explícitamente procesos físicos que ocurren en la resolución espacial y temporal para el que fue diseñado. Pero los procesos que ocurren, por ejemplo en la escala de submalla, son resueltos mediante esquemas de parametrización, donde la calidad de la simulación realista del modelo estará limitada por la calidad del diseño de las parametrizaciones, que son las que conectan las interacciones físicas entre diferentes escalas en el tiempo y el espacio.
3. Los errores de la dinámica contenidos en los campos de gran escala, además de no ser corregidos por el LAM, pueden incrementarse por un inadecuado tratamiento de las condiciones laterales de la frontera (LBS, por sus siglas en inglés) En este aspecto se distinguen

cinco factores (Warner et al. 1997).

i) Las soluciones del LAM se degradan a cada paso de tiempo, el interpolar los valores de la frontera de la malla más burda de los campos de gran escala a la malla de alta resolución del LAM.

ii) Si la resolución de los datos de las LBC es similar a la de los LAM (aún en el caso de errores pequeños en la interpolación), la calidad de los datos de la LBC puede ser errónea simplemente por estar basada en modelos, por lo que los errores contenidos serán transmitidos al dominio del LAM en la interfase de la malla.

iii) Las LBC determinan computacionalmente la escala de las variaciones de los campos meteorológicos, donde aquellas de longitud de onda más grande no pueden interactuar con la solución del modelo dado para el dominio interior.

iv) Las formulaciones de LBC usadas pueden producir transientes no meteorológicos como modos de inercia-gravedad sobre el dominio del LAM que, aunque no interactúan fuertemente con la solución meteorológica, pueden complicar la interpretación del diagnóstico o del pronóstico.

v) Las parametrizaciones de procesos físicos pueden ser por necesidad diferentes entre la resolución más burda de los campos de gran escala que proveen las LBC. Las diferencias inevitables de la solución en la frontera pueden causar gradientes espúreos y realimentación entre las dos mallas, lo cual puede influir sobre el interior del dominio del LAM.

2 Modelación regional de las lluvias en Tlaxcala

2.1 Datos de Observaciones y Reanálisis (NCAR/NCEP)¹

Para examinar los campos de precipitación, se han generado bases de datos correspondientes a los promedios mensuales para el período de 1958 - 1998, en mallas con resolución de 0.5×0.5 grados, para el dominio de $120^{\circ}\text{W} - 60^{\circ}\text{W}$ y $0^{\circ}\text{N} - 35^{\circ}\text{N}$. Los campos de precipitación se obtienen mediante asimilación de datos de estación y estimaciones de campos globales de gran escala, utilizando el algoritmo de interpolación óptima conocido como "*kriging universal*" (Carr, 1990). Las fuentes de los datos de estación son:

- Estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional de México, Comisión Nacional del Agua (1961 - 1998).
- Red de monitoreo pluviométrico de la Gerencia de Aguas Superficiales de la Comisión Nacional del Agua (1991 - 1998).
- Red de estaciones de la Red Histórica Global del Clima (GHCN, por sus siglas en inglés) (1950 - 1998).
- Red de estaciones climatológicas de América Central (1960 - 1998), obtenidos del Centro de Investigaciones Geofísicas y Físicas de la Universidad de Costa Rica.
- Campos globales de precipitación de $2.5 \times 2.5^{\circ}$ (NCEP/NCAR) (1958 - 2000).

Los datos de altura y superficie provienen de la base de "*Reanalysis NCAR/NCEP*" (Kalnay et al., 1996), y consisten de mallas de campos globales de medias diarias con resolución de 2.5×2.5 grados.

¹NCAR: National Center for Atmospheric Research. NCEP: National Centers for Environmental Prediction.

50 km) en longitud-latitud, mientras que los campos de flujos en superficie o cerca de ella se encuentran en coordenadas gaussianas T62² (alrededor de 210 km de resolución). Los archivos disponibles para los niveles 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 150 y 100 milibarios (mb). Las variables son:

u, v : componentes zonal y meridional del viento

T: temperatura del aire

z: altura geopotencial

sh: humedad específica (sólo hasta 300 mb)

SLP: presión al nivel del mar (por sus siglas en inglés)

T_s: temperatura de superficie en T62

SST: temperatura de superficie del mar, en mallas de 1 x 1 ° de campos globales de medias semanales, obtenidos por interpolación óptima (Reynolds and Smith 1994)

Los datos de las variables básicas que se entregan al módulo de preprocesamiento del MM5 son u, v, z, T, SLP, T_s y rh (humedad relativa, por sus siglas en inglés). Los campos de humedad específica se convirtieron a humedad relativa utilizando la relación empírica de Tetens (Saucier and Krishnamurti and Bounoua 1996).

Según la técnica espectral aplicada para resolver las ecuaciones primitivas, la "T" indica una truncación en el número de ondas este-oeste y el "G2" es el número de ondas este-oeste que puede ser resueltas con esta resolución (Washington and Benson 1992).

2 El Modelo MM5

El sistema de modelación del clima regional en este trabajo utiliza el Modelo de Mesoescala de Generación de la Universidad Estatal de Pennsylvania y NCAR (MM5 PSU/NCAR, por sus siglas en inglés) alimentado por campos de reanálisis de gran escala del NCEP/NCAR. El MM5 es el último de la serie de modelos desarrollados a partir del modelo de mesoescala usado en la Universidad de Pennsylvania a principios de los 1970's, y después documentado por Anthes y Turner (1978).

El MM5 es capaz de hacer simulaciones de la circulación atmosférica con dinámica hidrostática y no-hidrostática (mediante coordenadas sigma sigue la forma del terreno u orografía) y está diseñado para simular o predecir las circulaciones atmosféricas de escala regional. Desde la primera versión se le han ido integrando cambios para convertirlo en un modelo de uso extensivo dentro de la comunidad de las ciencias atmosféricas. Algunas de las características del MM5 son:

- i) Tiene incorporados los esquemas de la Física más avanzados de la microfísica de nubes, parametrizaciones de cumulus y de procesos en la capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés), y de radiación.
- ii) Tiene capacidad de anidamiento múltiple, es decir, pueden hacerse simulaciones para más de un dominio, ya sea anidado al dominio madre o a un subdominio.
- iii) Incorpora esquemas de dinámica no-hidrostática, lo cual permite utilizar al modelo en escalas de pocos kilómetros.
- iv) Tiene capacidad de asimilación de datos en cuatro dimensiones FDDA ³.
- v) Tiene capacidad de agrupamiento para compartir y distribuir el uso de la memoria en máquinas diferentes.

FDDA: Four-Dimensional Data Assimilation

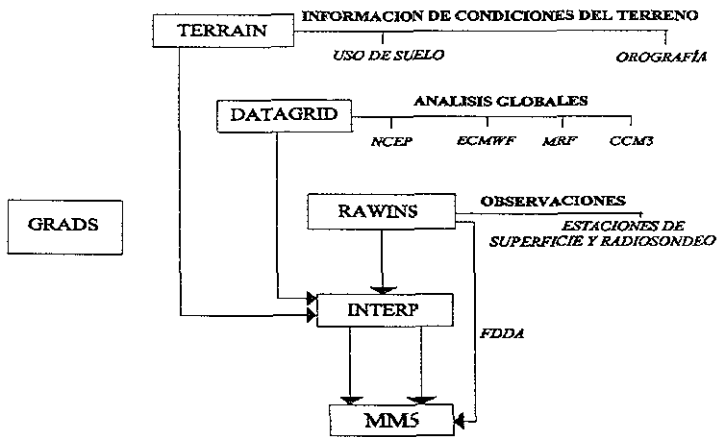


Figura 2.1: Esquema del sistema de modelación MM5 NCAR/PSU

MM5 es un sistema de modelación integrado por módulos de preprocesamiento y postprocesamiento de datos (Fig 2.1) que se describen a continuación .

- TERRAIN (Terreno)

Define para el modelo los dominios madre y anidados, la resolución y la proyección de mapa (Polar, Lambert, Mercator). Calcula los factores de escala de mapa y el parámetro de Coriolis para el modelo. Interpola, en la resolución elegida en kilómetros, los campos de orografía y categorías de uso de suelo.

- DATAGRID/REGRID (Interpolación de los datos a las mallas de los dominios)

A partir de los datos de gran escala esta rutina genera los campos iniciales sobre las mallas definidas para el modelo. Interpola horizontalmente los análisis a la malla del modelo y

genera los análisis interpolados en un formato de entrada para los módulos de RAWINS o INTERP.

RAWINS (Análisis Objetivo)

Aplica análisis objetivo: asimila los datos de superficie (datos de estación) y altura (radiosondeos, globo piloto, etc.) observados, correspondientes a los campos definidos de entrada en el módulo DATAGRID.

INTERP (Interpolación presión - sigma)

Interpola los datos de niveles de presión a coordenadas sigma del modelo.

GRAPH/GrADS(Grid Analysis Display System)⁴

Despliegado gráfico de las salidas de cada componente del sistema de modelación MM5.

MM5 (Modelo de mesoescala)

Ejecuta la integración en el tiempo del modelo.

MM5 es un modelo de ecuaciones primitivas (Tabla 2.1), las cuales son resueltas aproximadamente por diferencias finitas sobre mallas tipo Arakawa-Lamb tipo B⁵ (Dudhia et al. 1999). Para la solución numérica se aplica un esquema de diferencias finitas centradas de segundo orden para el cálculo de los gradientes, excepto para el cálculo de la precipitación, el cual usa un esquema de primer orden por ser una variable definida positiva. En cuanto a la integración en el tiempo, utiliza un esquema de paso de tiempo "de salto de rana" (*leapfrog*) de segundo orden, salvo algunos términos, en donde se usa un esquema de "redivisión del paso de tiempo" (el paso de tiempo definido para la integración global es dividido en subintervalos). Así, algunos esquemas de

⁴Center for Ocean-Land-Atmosphere Interaction, Department of Meteorology, University of Maryland, <http://csl.mes.org>

⁵Son mallas horizontales donde las variables escalares (T, q etc.) están definidas en el centro de una malla centrada (centrada sobre el dominio) mientras que las componentes u y v del viento están colocadas en las esquinas (coinciden con los puntos de malla del dominio)

Tabla 2.1: SISTEMA DE ECUACIONES PRIMITIVAS (forma de flujo) DEL MM5

$$\rho_0 g w \gamma p \nabla \cdot V = -V \cdot \nabla p' + \frac{\gamma p}{T} \left(\frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt} + \frac{T_0}{\theta_0} D\theta \right), \quad 2.1$$

$$+ \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla u + v \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} \right) - ew - \frac{uw}{r_{tierra}} + D_u \quad 2.2$$

$$+ \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right) = -V \cdot \nabla v - u \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} \right) - ew - \frac{vw}{r_{tierra}} + D_v \quad 2.3$$

$$+ \frac{\rho_0 g}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{gp'}{\gamma p} = -V \cdot \nabla w + g \frac{p_{\sigma T_0}'}{p T_0} - \frac{g R_d}{c_p} \frac{p'}{p} + eu + \frac{u^2 + v^2}{r_{tierra}} + D_w \quad 2.4$$

$$\frac{D\theta}{Dt} = V \cdot \nabla T + \frac{1}{\rho c_p} \left(\frac{\partial p'}{\partial t} + V \cdot \nabla p' - \rho_0 g w \right) + \frac{1}{c_p} \frac{DQ}{Dt} + \frac{T_0}{\theta_0} D\theta \quad 2.5$$

$$V \cdot \nabla A \equiv u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + \frac{D\sigma}{Dt} \frac{\partial A}{\partial \sigma} \quad 2.6$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial v^*}{\partial x} u - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v$$

$$V \cdot \nabla = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} - \frac{\rho_0 g}{p^*} \frac{\partial w}{\partial \sigma} \quad 2.7$$

$$\sigma = \frac{p_0 - p_{top}}{p_{surf} - p_{top}} = \frac{p_0 - p_{top}}{p^*} \quad 2.8$$

ecuación de la tendencia de la presión (2.1): p : presión atmosférica, Q : calor, g : aceleración de la gravedad, c_p : calor específico a presión constante, ρ_0 : densidad del aire, T : temperatura del aire.

ecuaciones de Momento, componente x Ec. (2.2), componente y Ec. (2.3), componente z Ec. (2.4),

donde; T : temperatura del aire, θ_0 : temperatura potencial; f : parámetro de Coriolis,

v : velocidad del viento, D_u , D_v , D_w : Términos de disipación del momento,

$\frac{\partial m}{\partial y}$ y r_{tierra} representa los efectos de curvatura y m es el factor de escala de mapa.

ecuación Termodinámica (2.5); R_d : constante de los gases ideales

Términos de Advección Ec (2.6), Término de Divergencia Ec (2.7);

definición de la coordenada vertical sigma Ec (2.8),

p_{surf} : Presión en la superficie, p_{top} : presión en el tope de la atmósfera del modelo.

tomado de: Dudhia et al. 1999

física del modelo tienen diferentes pasos de integración en el tiempo, tal como el de radiación de cumulus que son calculados cada 30 minutos.

El módulo MM5 contiene el código de la dinámica y física del modelo; en él se encuentran diversos esquemas que resuelven, explícitamente o por medio de parametrizaciones, procesos turbulentos de la capa límite planetaria, transferencia de radiación, microfísica de nubes, convección y temperatura del suelo.

MM5 es versátil, pudiéndose hacer simulaciones para cualquier región del mundo, permitiendo experimentar libremente con combinaciones de los esquemas de parametrizaciones y del tipo de resolución explícita de los procesos físicos. Da libertad de ajustar el modelo para que reproduzca mejor los procesos de mesoescala locales. Las combinaciones de los esquemas que utiliza el MM5 están limitadas por el rango de la resolución espacial en que resuelven o parametrizan los procesos físicos para los que fueron diseñados los esquemas. Otra limitante es el costo computacional o requerimientos de más cálculos. Es de esperarse que un esquema que resuelve explícitamente un proceso físico sea más complejo que otro que lo parametriza total o parcialmente. Una elección adecuada de una combinación de esquemas de la física del modelo puede llevar a que no se cumpla la condición de estabilidad computacional de Courant-Friedrichs-Levy (CFL) (Haltiner 1970) y la simulación termine inesperadamente.

Originalmente, el MM5 fue pensado para aplicarlo en regiones de latitudes medias para estudios de frentes y ciclones de latitudes medias pero, por lo completo y por la variedad de los esquemas de dinámica y física que contiene, ha ido aplicándose a regiones tropicales con buen éxito, como en el sur de México al estudiar el comportamiento del viento en zonas costeras (Hernández 1999). Algunas son algunas de las principales razones por las que se escogió el MM5 para simular el clima regional de Tlaxcala.

3 Metodología

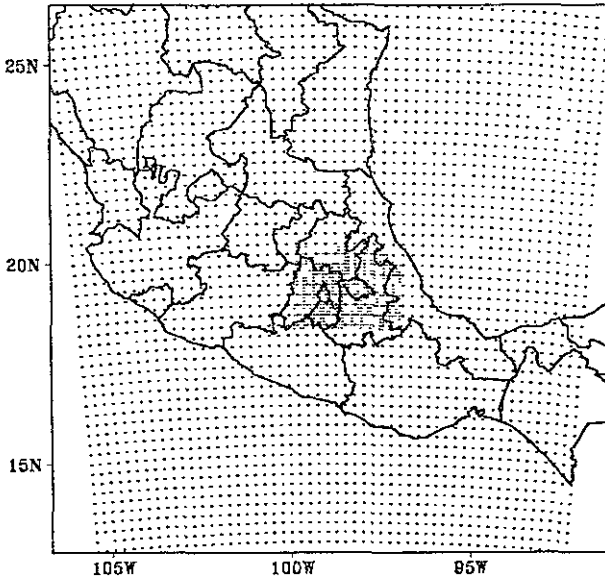
En el estudio del clima regional en México se utiliza el método denominado “*Reducción de escala*”, usando modelación dinámica (Giorgi 1990) con un Modelo de Área Limitada. El modelo es el MM5 versión 2.2 (Penn State Univ./NCAR, Grell et al. 1994). El MM5 se ha usado experimentalmente desde 1996 como herramienta de pronóstico operativo del tiempo meteorológico y el estudio del clima regional de la República Mexicana (Magaña y Pérez 1998). Los resultados de este esquema de simulación del clima regional pueden ser comparados con métodos estadísticos tradicionales o para comprobar algunas hipótesis de la dinámica de mesoescala en México.

Para diagnosticar o pronosticar el clima se ha diseñado una serie de técnicas o metodologías que van desde las completamente empíricas hasta las más sofisticadas y complejas, tales como las que usan modelos dinámicos. En la presente investigación sobre el clima regional se desarrollan pronósticos climáticos de mesoescala durante el verano para el estado de Tlaxcala, México.

Se obtuvieron los campos de medias diarias de los datos de gran escala del NCEP/NCAR de los años 1997 y 1998 para los meses de junio-septiembre, período caracterizado por ser el de mayor precipitación durante el año en la mayor parte de México y, por tanto, el de mayor interés para hacer los diagnósticos de lluvia. Se escogieron dos dominios, con resolución de 30 y 10 km de espaciamiento horizontal entre puntos de malla, respectivamente (Fig. 2.2). El dominio madre cubre completamente la meseta central de México, mientras el dominio anidado está centrado en el estado de Tlaxcala (98.8W-97.5W, 19N-19.8N).

Se analizaron las características de la dinámica y de la física involucradas, para que el modelo hiciera simulaciones extendidas fueron las siguientes.

a)



b)

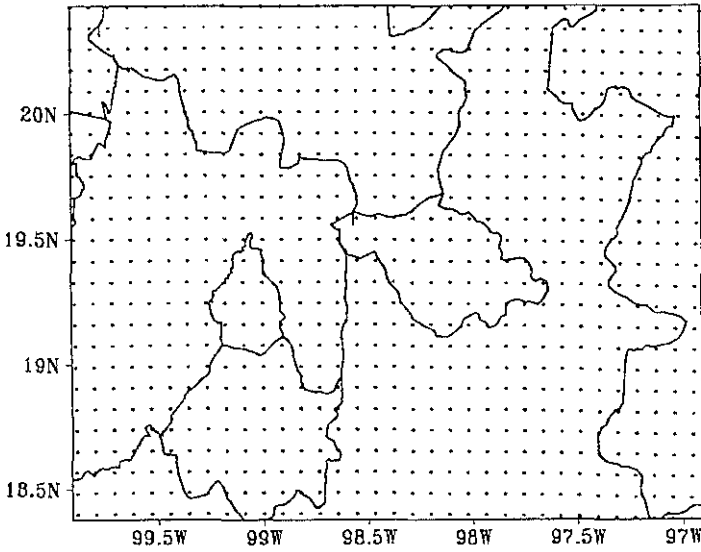


Figura 2.2: Dominios de los experimentos numéricos del clima regional., a) Dominio madre. b) Dominio anidado.

El tratamiento dinámico fue no-hidrostático

Los campos que alimentan al modelo se conforman en la vertical con 23 niveles sigma, extendiéndose desde la superficie hasta 100 mb.

El anidamiento fue de un sentido, sólo con influencia del dominio madre sobre el dominio anidado.

Se utilizó la parametrización de cúmulus tipo Grell (Grell 1993), basada en el concepto de desestabilización o de casi equilibrio, es decir, el esquema simple de nube con flujos ascendentes y descendentes y compensación de movimiento que determina el perfil de calentamiento/humedecimiento.

El esquema de humedad explícita fue de "lluvia caliente". Las nubes y los campos de lluvia son predichos explícitamente con procesos microfísicos. No hay procesos en la fase de hielo.

Se usó un modelo de PBL tipo Blackadar de alta resolución (Blackadar 1979, Zhang y Anthes 1982)

Confiable para alta resolución en capas límite, por ejemplo en mallas verticales > 250 m de espesor. Cuatro regímenes de estabilidad incluyendo una capa mezclada convectiva

El esquema de radiación fue el de enfriamiento simple.

Los datos de terreno (orografía, resolución de 5 minutos, 12 km aprox.), uso y humedad del suelo (resolución de 10 minutos), prescritos para el área.

Capítulo 3

El clima de Tlaxcala para los veranos de 1997 y 1998

1 Las lluvias

El Niño inició en julio 1997 alcanzando su fase madura en el invierno de ese año y llegando a su punto máximo hacia mediados de 1998. Para el invierno de 1996/1997 se presentaron lluvias por arriba de lo normal sobre todo en la parte noroeste y centro del México, teniendo una importante disminución para el verano de 1997 y persistiendo este comportamiento hasta mediados de 1998.

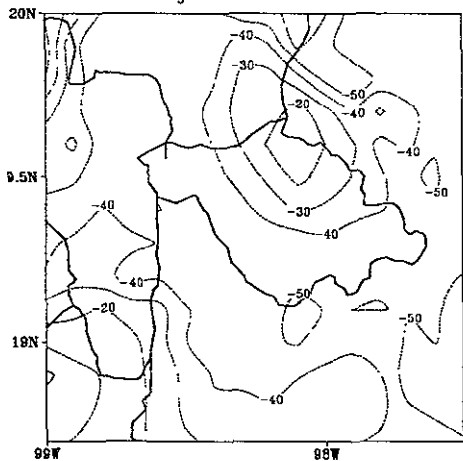
En Tlaxcala, por encontrarse en el centro de México, se detectó para principios de 1997 un incremento anómalo de la lluvia durante marzo, que normalmente es seco. A partir de observaciones empíricas se sabe que cuando esto ocurre, las lluvias de verano disminuyen notablemente hasta el punto de no ser suficientes y afectar el crecimiento de los cultivos agrícolas, impactando en la cosecha y la producción. A esto se debe la frase popular de *“marzo florido, año perdido”*. Para junio de 1997 se observó una disminución importante de la lluvia en toda la Meseta Central, siendo esta disminución de un 50 % en el sur de Tlaxcala (Fig. 3.1a). Puesto que junio

mes cuando se presenta la mayor cantidad de precipitación, esto representó un importante evento hídrico para toda la región. En julio la lluvia fue en general normal, aunque en Puebla más seco hacia el norte y más húmedo hacia el sur (Fig. 3.1c). En agosto volvió a disminuir precipitación de manera aún más intensa y en septiembre estuvo por arriba de lo normal en Tlaxcala y sur de Puebla, mientras el resto del área mantuvo anomalías negativas (Figs. 3.2a y 3.2c). La señal de la canícula sobre Tlaxcala desapareció, resultado de un comportamiento normal de la lluvia en julio, pero no para los relativamente secos junio y agosto.

El inicio de 1998 fue seco en todo Tlaxcala (Fig. 3.3) y en mayo no hubo precipitaciones, que normalmente son un indicio del inicio de las lluvias de verano. Estas condiciones anómalamente se mantuvieron durante julio en el área de Tlaxcala y hacia el oeste, teniendo un cambio seco en septiembre con un importante incremento de la lluvia, hasta de un 200 % por arriba de lo normal en zonas del noreste de Tlaxcala. Las condiciones sinópticas de 1998 mostraron que la atmósfera disponía de una mayor cantidad de humedad y, dado que El Niño había terminado, explica tan repentino cambio.

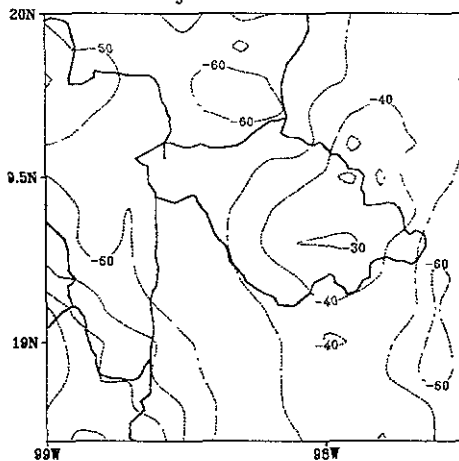
Lo que el inicio y fin de eventos de El Niño ocurren por lo regular a mediados de año, mientras que en la fase madura se alcanza al inicio del invierno boreal, este comportamiento parece influir sobre la dinámica de la canícula (Fig. 3.4) en Tlaxcala. Normalmente, se observa en la ciudad de Tlaxcala una señal de la canícula pero, en 1997, la señal de la canícula fue enmascarada por la señal de El Niño, pareciendo ser trasladada de julio a agosto como en Tlaxcala y Huamantla. En 1998 viene a ser suprimida completamente, como en el verano de 1998 (Fig. 3.5) en casi todas las estaciones de Tlaxcala. Sólo en Huamantla y Calpulalpan pudo distinguirse la señal de la canícula. También se encuentran comportamientos difíciles de interpretar dinámicamente, por ejemplo; en 1998 apareció en Españita una señal similar a la canícula, notable suceso porque climatológicamente no se registra esa señal en esta estación.

junio 1997

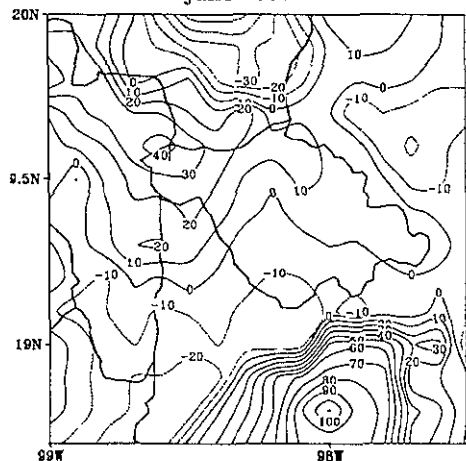


b)

junio 1998



julio 1997



d)

julio 1998

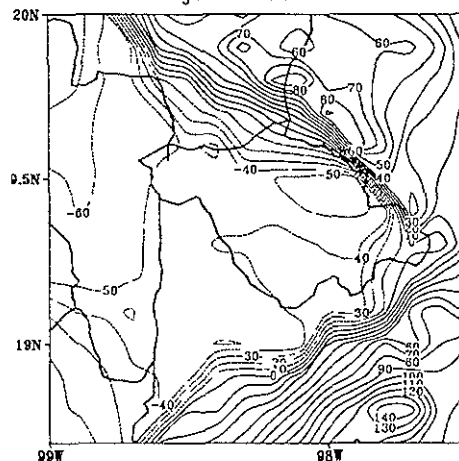


Figura 3.1: Porcentaje de anomalías de precipitación para junio y julio de 1997 y 1998. Positivo para porcentaje por arriba y negativo porcentaje por abajo de la media.

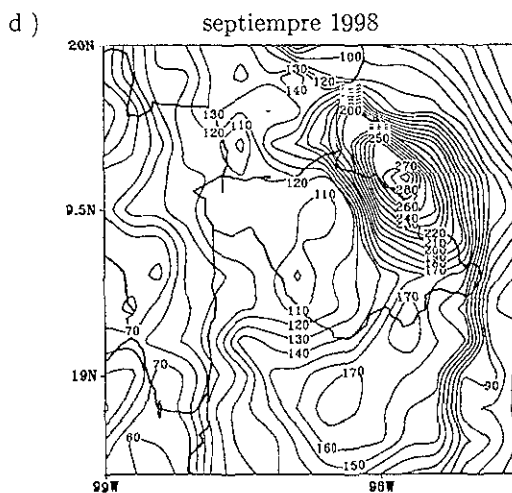
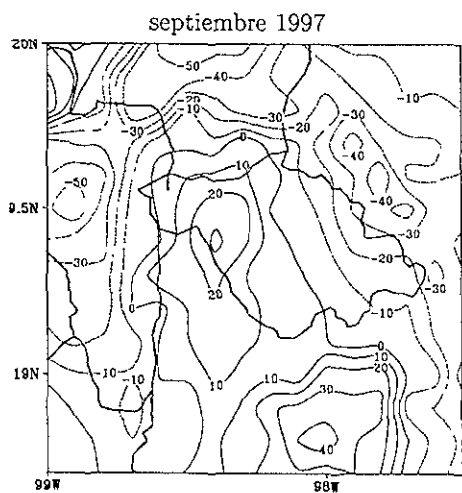
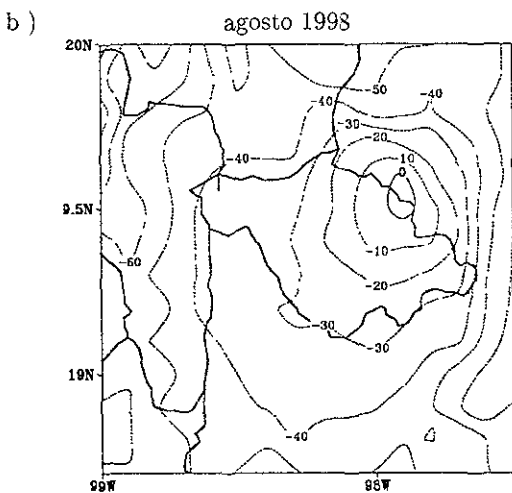
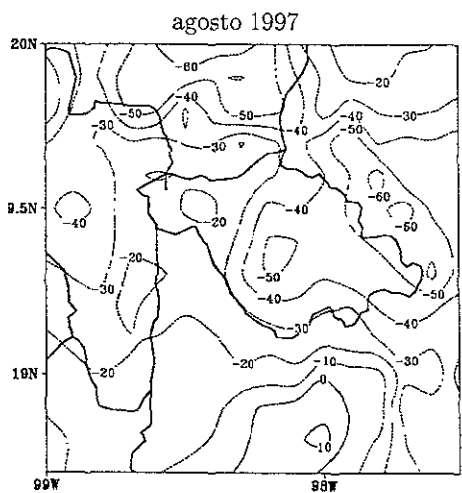


Figura 3.2: Como en la Figura 3.1 pero, para agosto y septiembre.

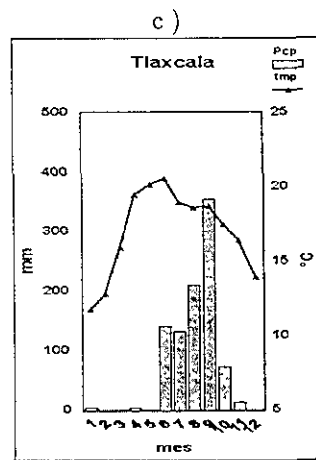
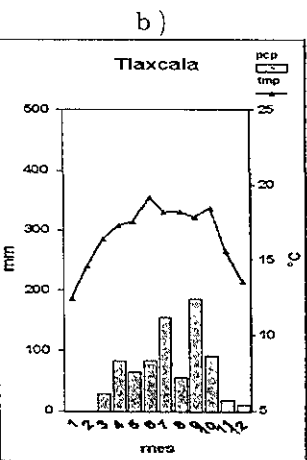
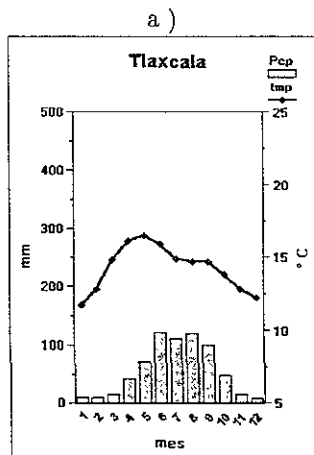


Figura 3.3: Variación de la canícula en la ciudad de Tlaxcala. a) climatología, b) 1997, c) 1998

2 Las temperaturas

durante los primeros 6 meses de 1998 las temperaturas de superficie fueron mayores a las de 1997. La menor cubierta nubosa (déficit de lluvias) y menor humedad de gran escala en 1998 permitió que mayor radiación solar penetrara y llegara a la superficie y, por tanto, se generara un mayor calentamiento. Una vez iniciadas las lluvias en ambos años, los valores de la temperatura comenzaron a disminuir y para septiembre de 1998 adquirieron valores similares a los de 1997.

En mayo de 1998 las estaciones de Calpulalpan e Ixtlacuixtla presentaron una disminución considerable de la temperatura media mensual de hasta 5 °C; en marzo de 1997 ocurrió algo similar en Calpulalpan, con un descenso de 2 °C. Sin un mayor conocimiento de la climatología de esta zona no podría darse una explicación sobre este comportamiento, o bien podría verificarse si existe un error sistemático o aleatorio en el registro de temperatura (Figs. 3.4 y 3.5).

Una posible razón de la disminución de la temperatura en el caso de marzo de 1997 es por un posible aumento de la frecuencia de días relativamente fríos o de casos de helada, haciendo que disminuyera la media mensual. Las heladas son frecuentes en la zona de Apizaco y, principalmente en Huamantla y El Carmen, de enero a mayo y de septiembre a diciembre, aunque se han reportado casos de heladas tempranas durante julio. Por ejemplo, en julio del 2000 se reportaron casos de heladas que tuvieron un fuerte impacto en las siembras del área de Huamantla (formación periodística y comunicación personal con los productores).

Se observa un comportamiento similar de la temperatura para lugares cercanos como Apizaco y Huamantla en ambos años, pero en lugares como Españita e Ixtlacuixtla con altitudes similares, el régimen de temperaturas y lluvia son diferentes, indicando que existen variaciones locales moduladas por efectos de procesos atmosféricos locales.

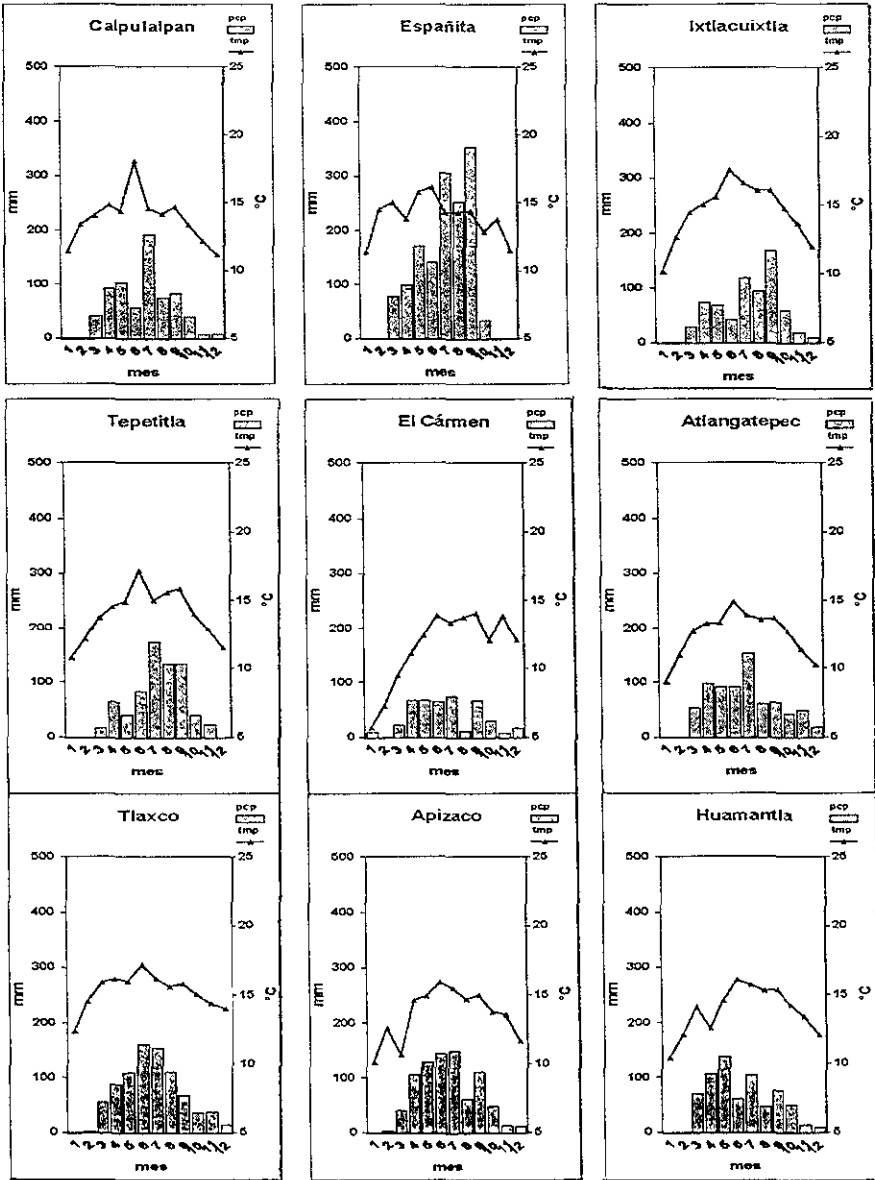


Figura 3.4: La precipitación mensual acumulada y temperatura media de superficie, registradas en las estaciones climatológicas de Tlaxcala en 1997.

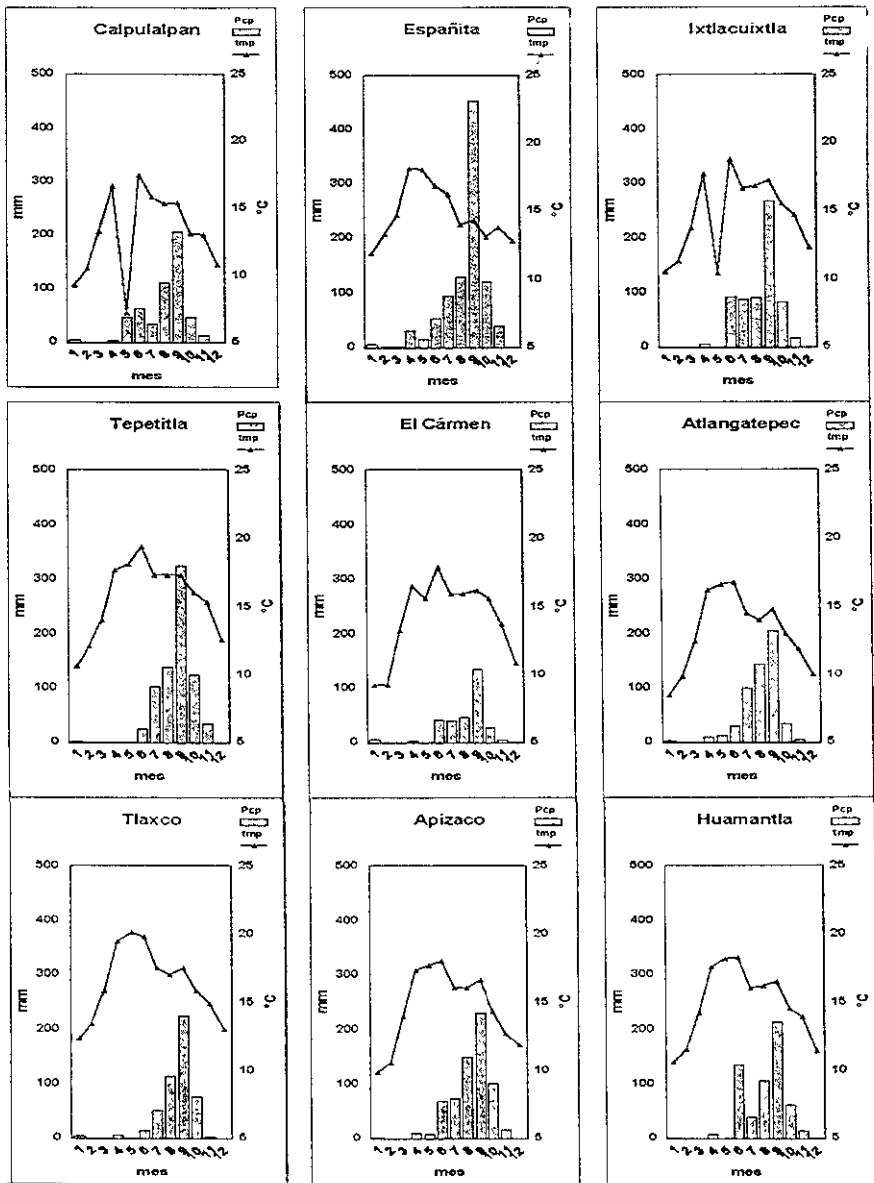


Figura 3.5: Como en la figura 3.4 pero, para 1998.

Capítulo 4

Experimentos Numéricos del Clima Regional

En los experimentos numéricos del clima regional se simularon las condiciones atmosféricas de los meses de junio a septiembre de 1997 y 1998. En estos no se hizo asimilación de observaciones, lo que los resultados producidos por el modelo dependen sólo de los esquemas de dinámica y de los datos escogidos, y del forzamiento lateral de los campos de gran escala de reanálisis.

Una vez preparados los datos con los módulos de preprocesamiento, los campos de variables de gran escala para los dos dominios, ya interpolados a la resolución horizontal y en coordenadas naturales¹, se inició la etapa de simulación o integración en el tiempo del MM5.

Las simulaciones se extendieron a períodos de un mes, esto es, una vez que se inicializó el modelo se dejó que integrara durante un mes completo, para evitar que el modelo tendiera a derivar a su propia climatología. Cada vez que completaba 24 hrs de simulación se le entregaban, a modo de actualización, los campos medios diarios de las variables de gran escala, de superficie y de atmósfera, con la excepción del campo forzante de SST que fue actualizado cada 7 días. Se decidió

Estas son las coordenadas naturales con las que el modelo puede incorporar los efectos dinámicos de la interacción entre el flujo atmosférico y el relieve

ardar a modo de salidas los campos instantáneos de cada 6 hrs, con la finalidad de poder hacer análisis posterior de la variación del ciclo diurno de la variables climatológicas.

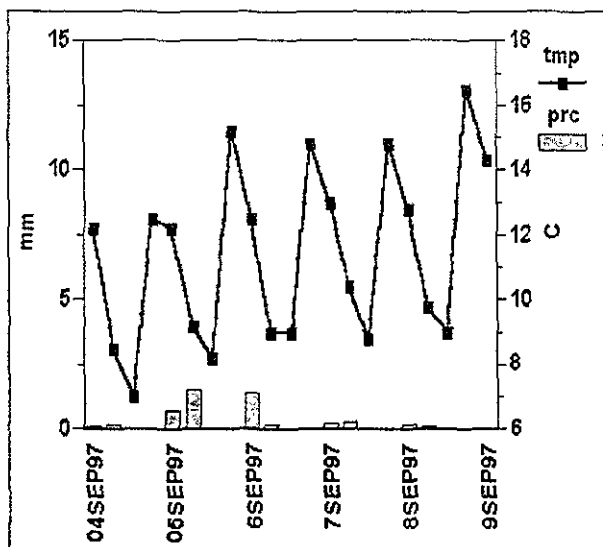
siguiente etapa es la de postprocesamiento. Concluida cada simulación, las salidas son inter-ladas de coordenadas sigma a presión para los análisis posteriores. Las variables de la salida coordenadas de presión son: u, v, T, rh, sh, y z, para los niveles de presión: 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 150 y 100 mb; además de SLP y Ts.

una de las características más importantes que debe tener cualquier modelo es la de reproducir la evolución de procesos dominantes en el sistema estudiado. Al analizar la simulación de la temperatura y precipitación de superficie se encontró que el MM5 es capaz de reproducir la variación diurna de la temperatura y de la precipitación (Fig. 4.1). La temperatura de superficie presenta valores mínimos a las 12 Z (0600 LST), tal como corresponde a lo observado al inicio de la mañana; mientras que las precipitaciones se presentan por la tarde, cuando las condiciones de inestabilidad han permitido el desarrollo de convección profunda, la cual puede originarse en zonas dentro de la región o ser advectada de zonas vecinas. La precipitación simulada por el modelo es mayor para septiembre de 1998 que para 1997, lo cual está de acuerdo con el análisis de las observaciones (Sección 4.1.2).

Como el interés consiste en analizar por qué la señal El Niño tiene características tan particulares en Tlaxcala, el método seguido permite analizar la importancia de dos factores fundamentales:

- i) la interacción de vientos con la orografía, y
- ii) la cantidad de humedad en la atmósfera

a)



b)

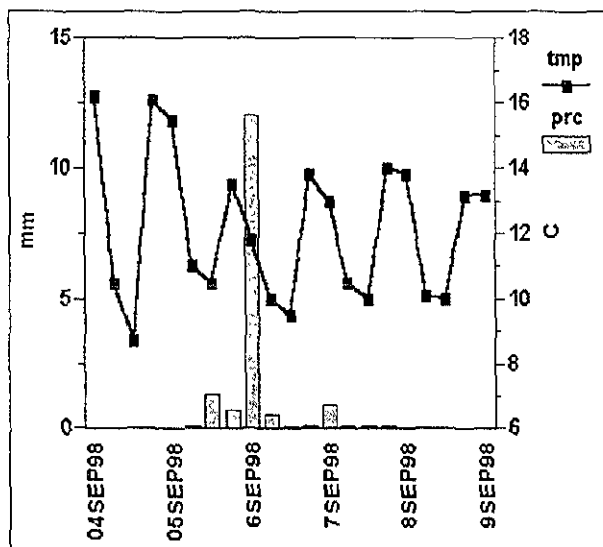


Figura 4.1: Variación diurna de la temperatura (línea continua) y de la precipitación (barras) simulada por el modelo para el período del 4 al 9 de septiembre, para un punto localizado en la ciudad de Tlaxcala: a) 1997 , b) 1998, en intervalos de 6 hrs.

4 Simulaciones del clima a escala regional

4.1 Temperatura del aire en Superficie

La temperatura del aire en superficie que simula el modelo refleja las variaciones de la orografía (Fig. 4.1). Por ejemplo, en la figura 4.2 se muestran los patrones medios mensuales de la temperatura del aire en superficie en agosto, septiembre de 1997 y 1998 simulados por el MM5. Las temperaturas más elevadas son las más frías, como acontece en la realidad. Para las sierra de Tlaxcala (parte norte y noreste de Tlaxcala, Huamantla) y los alrededores de La Malinche, en 1997 las temperaturas de la superficie fueron menores que las de 1998 en un rango de 0.5 a 1 °C. Esto concuerda con lo observado para los meses de junio y julio. Tal variación en la temperatura del aire en superficie de un año a otro sobre la región podría explicarse si se piensa en las variaciones que también experimenta el vapor de agua contenido en la atmósfera, dado que posee la propiedad de ser gas de efecto invernadero. Las pérdidas de calor de la superficie pueden aumentar al haber una disminución en las concentraciones de vapor de agua en los niveles bajos, llevando a una mayor amplitud del ciclo diario. A gran escala hubo mayor cantidad de vapor de agua en 1998 que en 1997 y esto mismo fue lo que detectó el MM5.

El MM5 mostró capacidad para reproducir la variación diaria de la temperatura del aire en superficie (Figs. 4.3 y 4.4), aunque la magnitud de la temperatura máxima del día es subestimada en el modelo a lo largo de todas las simulaciones. Lo anterior puede explicarse por haber producido datos de usos de suelo diferentes a los observados, también la variación diaria de temperatura simulada presenta una menor amplitud que la observada, esto puede deberse a un tipo de suelo que almacena mayor humedad. El diagnóstico de las temperaturas de la superficie simulada por el modelo fue bastante bueno al compararla con las temperaturas observadas diarias, encontrando coeficientes de correlación de las series de tiempo mensuales de hasta 0.9, en el punto correspondiente al observatorio meteorológico de Tlaxcala.

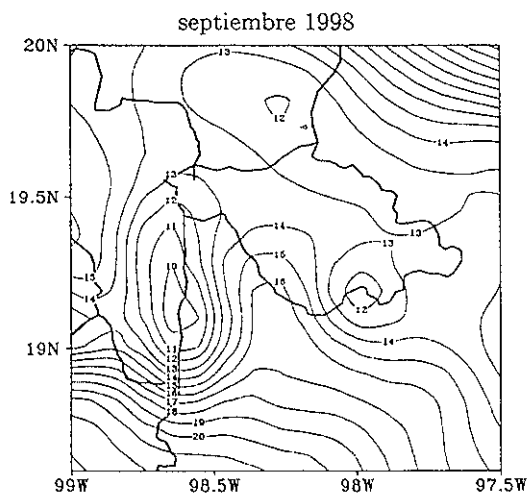
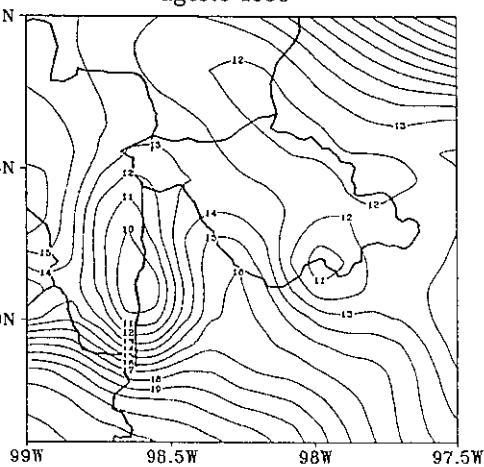
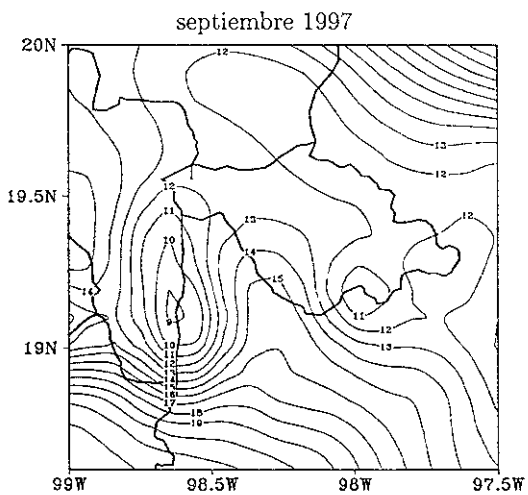
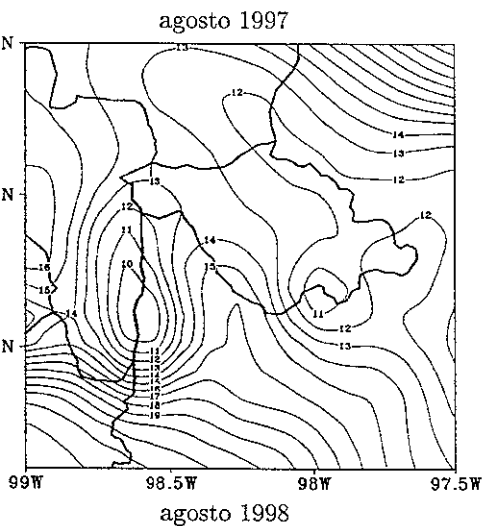


Figura 4.2: La temperatura de superficie media mensual simulada en agosto y septiembre de 1997 y 1998.

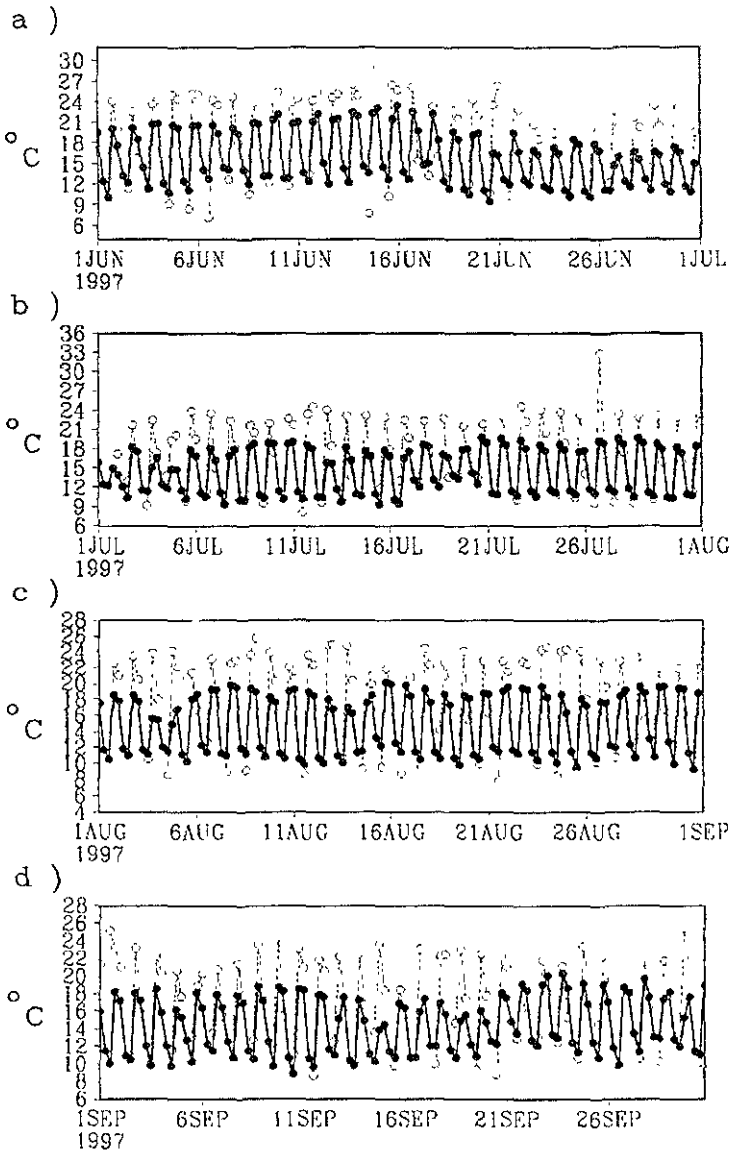


Figura 4.3: Temperatura del aire en superficie para un punto localizado en la ciudad de Tlaxcala. La línea gruesa con círculos representa la temperatura simulada por el modelo cada 6 hrs., mientras la línea delgada con circunferencias es la temperatura observada. La escala de tiempo se refiere al tiempo universal GMT, donde las 00Z (1800 LST). a) junio, b) julio, c) agosto, d) septiembre, de 1997

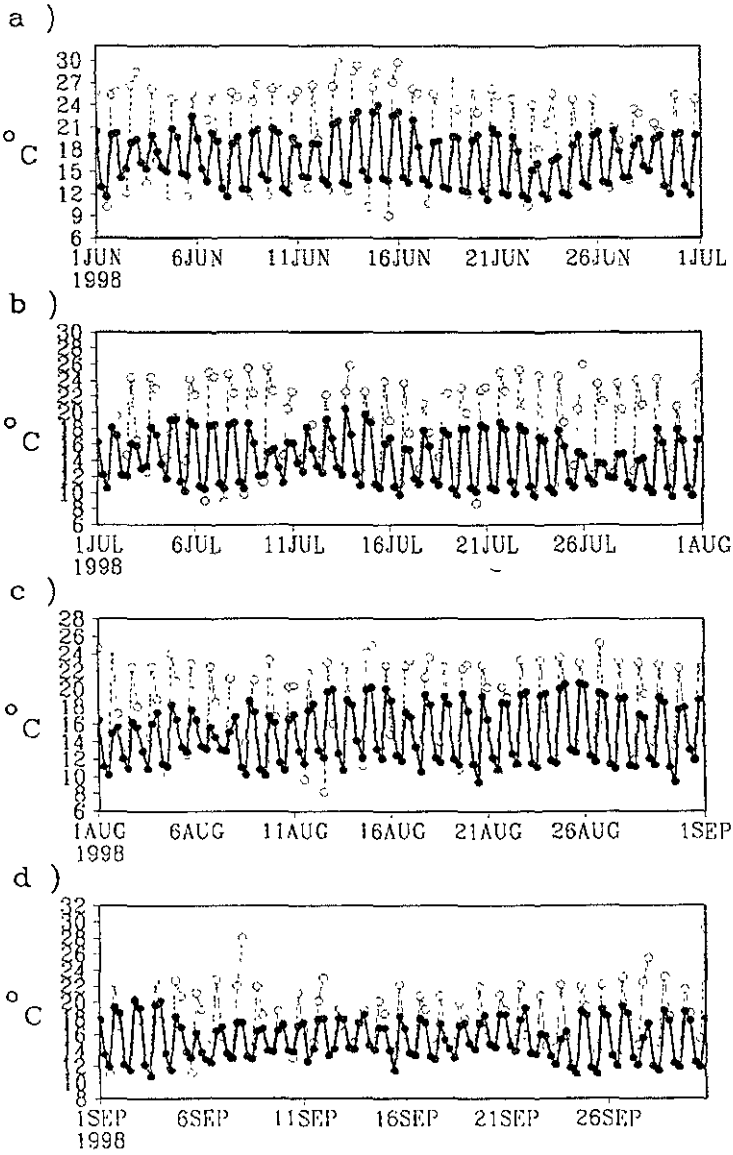


Figura 4.4: Como en la figura 4.1 para los meses de junio a septiembre de 1998.

2 El viento y la precipitación

El flujo atmosférico interactúa con la orografía dependiendo de las condiciones de estabilidad atmosférica. Las montañas y colinas son obstáculos para el viento lo que generó circulaciones forzadas, sobre todo a nivel de superficie.

Los campos medios mensuales de viento simulados por el MM5 reflejan la interacción del flujo atmosférico de gran escala con la orografía (Figs. 4.5-4.8). Tal interacción dependerá de la intensidad del flujo mismo, de la pendiente del terreno y de la estabilidad atmosférica. En una atmósfera fuertemente estable, el flujo tiende a rodear el obstáculo orográfico, siendo capaz de remontarlo sólo si tiene suficiente ímpetu. Cuando la atmósfera es condicionalmente estable el flujo puede ascender las partes elevadas de la orografía del área. Una forma de analizar la interacción de los alisios con la topografía en el Altiplano Mexicano es mediante diagnósticos de la velocidad vertical cerca de la superficie. Por ejemplo, en las simulaciones numéricas del clima para Tlaxcala se encuentra que la velocidad vertical, w , es positiva a barlovento y negativa a sotavento de la montaña (Figs. 4.5-4.8). Tal condición muestra que el flujo cambia su velocidad por la presencia de montañas y, por otro lado, implica que hay convección forzada; con suficiente humedad, podrían formarse nubes con la posibilidad de lluvia en lugares próximos a la montaña en la rama ascendente de la circulación.

En las simulaciones del MM5 para junio-septiembre de 1997 y 1998 sobre Tlaxcala se observó que el viento de superficie provenía principalmente del este y del noreste, ingresando por la parte de El Carmen, remontando la sierra de Tlaxco. El viento fluye hacia el centro del estado y curva hacia el sur, desembocando en las áreas de menor altitud de Morelos (Figs. 4.5-4.7). Este comportamiento fue característico de junio a agosto de 1997 y 1998, pero no para septiembre de 1998 en que se presentó un cambio importante en la dirección con la que entró el viento de superficie al área de Tlaxcala, siendo éste principalmente del norte. Este cambio radical se debió a la condición sinóptica media del mes de septiembre de 1998 (Fig. 1.5), cuando el campo de

to de gran escala a 925 mb indica la presencia de una circulación ciclónica sobre la costa del
o de México, induciendo un flujo del norte sobre la Meseta Central.

an realizado investigaciones sobre el comportamiento del flujo atmosférico sobre las montañas
(ith 1979) en los que, con modelos analíticos simples, se espera la forma en que diferentes
las interactúan para determinar la ocurrencia de lluvia orográfica y fenómenos como las
as de montaña. Dichas escalas son:

- a. Espesor de la capa límite atmosférica,
- b. la distancia en que hay viento descendente durante una oscilación buoyante,
- c. la distancia en que ocurre descenso de viento durante la condensación del vapor de agua y
la lluvia,
- d. la distancia de viento descendente durante una rotación de la Tierra, y
- e. el radio de la Tierra.

flujo de superficie, al entrar a la región de Tlaxcala tiende a cambiar su dirección en respuesta
forma del terreno. Es claro que, cuando la estabilidad atmosférica no es intensa o la cantidad
movimiento no es suficiente para remontar la montaña, parte del flujo la rodea y tiende a ir
el camino de mínima energía, o sea, hacia las zonas más bajas al sur de Tlaxcala (Figs. 4 5 -
, pasando por el cañón formado entre la Malinche y los grandes volcanes. Es posible concluir
la estabilidad atmosférica es un factor determinante para que el flujo genere circulaciones
ales en las tres dimensiones, por lo que la convección local puede presentarse como respuesta
a interacción mecánica y térmica con la superficie.

campos medios mensuales de cada 6 horas de todas las variables dadas por el modelo permi-
ron un análisis de la variabilidad diurna del flujo atmosférico en altura. Por ejemplo, para el

de septiembre de 1998, los análisis de los campos medios mensuales de líneas de corriente en secciones transversales-longitudinales, muestran una clara brisa de montaña hacia el valle formado por la sierra del Iztaccíhuatl y la Malinche, a las 12Z (0600 LST) (Fig. 4.9). En comparación, el análisis a las 00Z (1800 LST) que permite identificar una brisa de valle en la misma zona (Fig. 4.10). Como en el caso aquí presentado, durante el resto de los meses simulados con el MM5 el flujo del viento remonta La Malinche y desciende sobre el valle central. Pueden identificarse en la parte de sotavento de la sierra del Iztaccíhuatl circulaciones verticales producidas por el rompimiento del flujo al pasar la montaña, y en altura se observa el patrón de lo que podría sugerir la formación de una onda de montaña, resultante del forzamiento orográfico. La distribución de la humedad específica en altura se ve claramente modificada por la presencia de las montañas, encontrándose que ésta disminuye más lentamente con la altura, sobre las montañas.

La precipitación es la variable de mayor importancia meteorológica para el verano. La probabilidad de ocurrencia de la precipitación depende de varios factores, como el contenido de humedad específica en el aire, la existencia de centros de convergencia y la condensación forzada del vapor de agua por el ascenso provocado por la orografía. Es claro que el MM5 genera una componente orográfica de precipitación que es muy importante. El patrón de precipitación media mensual simulado presenta variaciones en la distribución de los valores máximos alrededor de las montañas (volcanes Popocatepetl, Iztaccíhuatl y la Malinche) o sobre las sierras (sierra de Tlaxco y sierra Norte de Puebla) (Figs. 4.5-4.8)

Correspondiendo a las variaciones en la dirección del viento y de la estabilidad atmosférica. La precipitación fue mayor en 1998 que en 1997 para casi toda la región. Por otro lado la distribución espacial de los valores extremos no sufrió cambios entre 1997 y 1998, excepto en septiembre de 1998 cuando los vientos de superficie fueron del norte y el máximo de precipitación se desplazó hacia el sur en la zona colindante con Puebla, al noreste de Tlaxcala cerca de Alzayanca. La comparación de los patrones de lluvia, así como del campo simulado de viento, resaltan el papel que

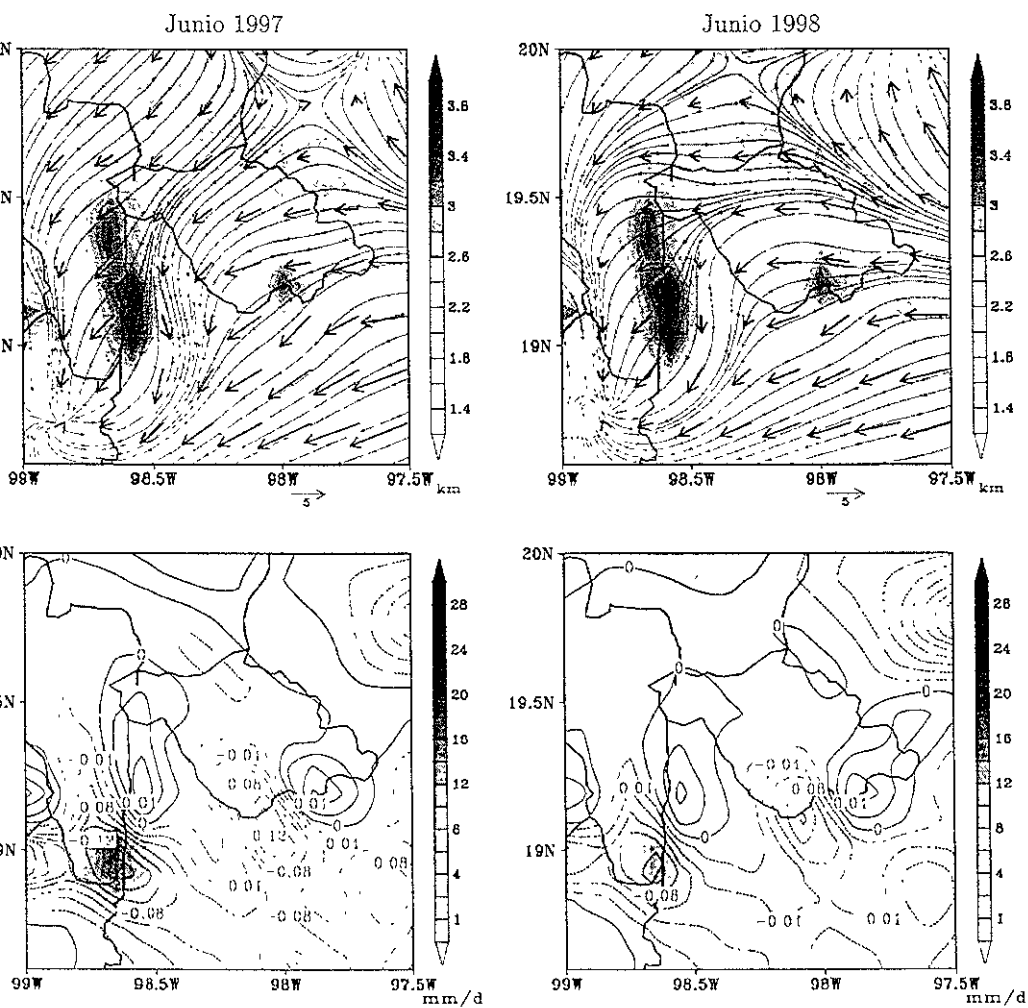


Figura 45: Campos medios mensuales simulados por el MM5 para junio de 1997 (columna izquierda) y 1998 (columna derecha). Arriba se muestran los campos de viento y líneas de relieve a nivel de superficie, el sombreado representa la orografía. Abajo, el campo de velocidad del viento (contornos, m/s) en superficie y la precipitación (sombreado, mm/día)

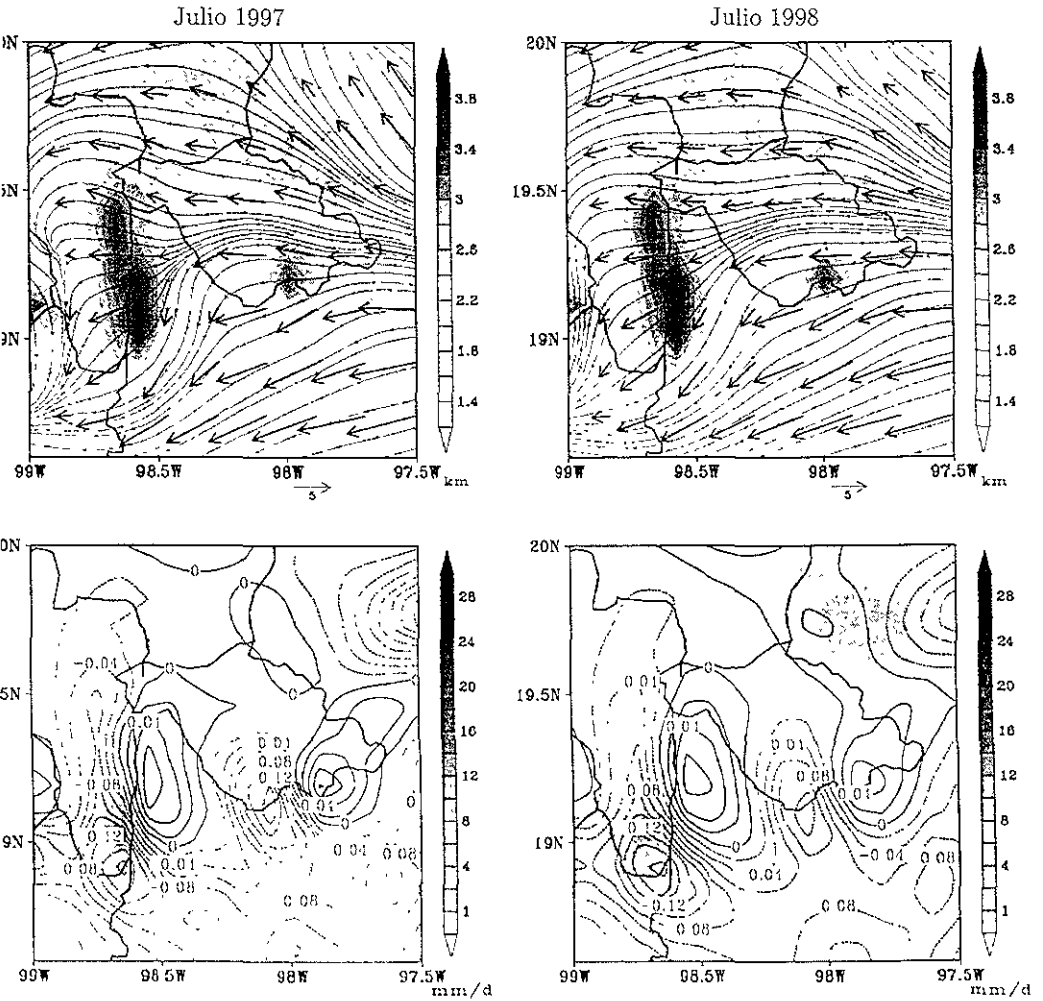
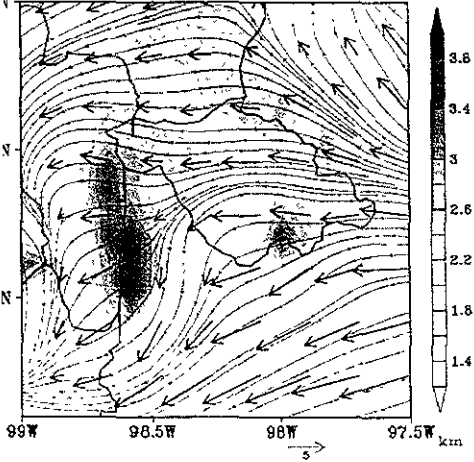


Figura 4.6 Como en la figura 4.5. para julio.

Agosto 1997



Agosto 1998

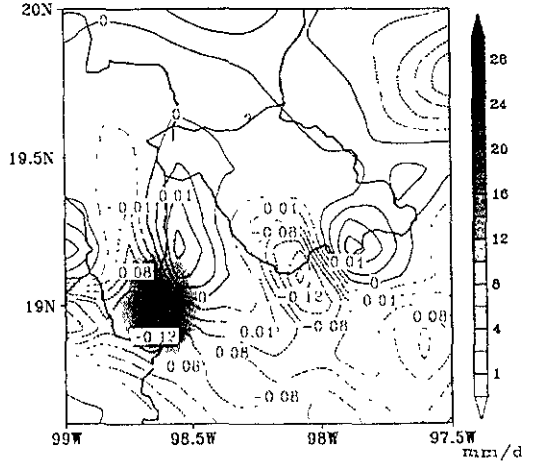
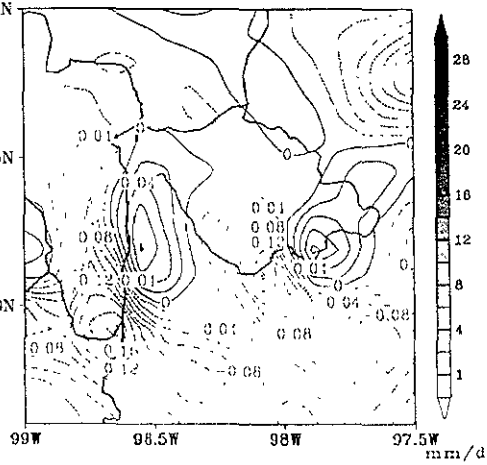
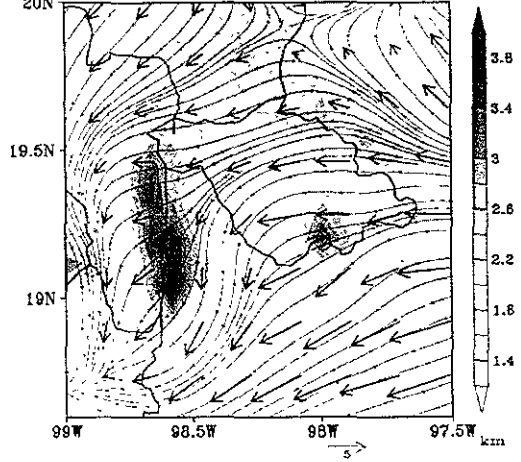


Figura 4.7: Como en la figura 4.5, para agosto.

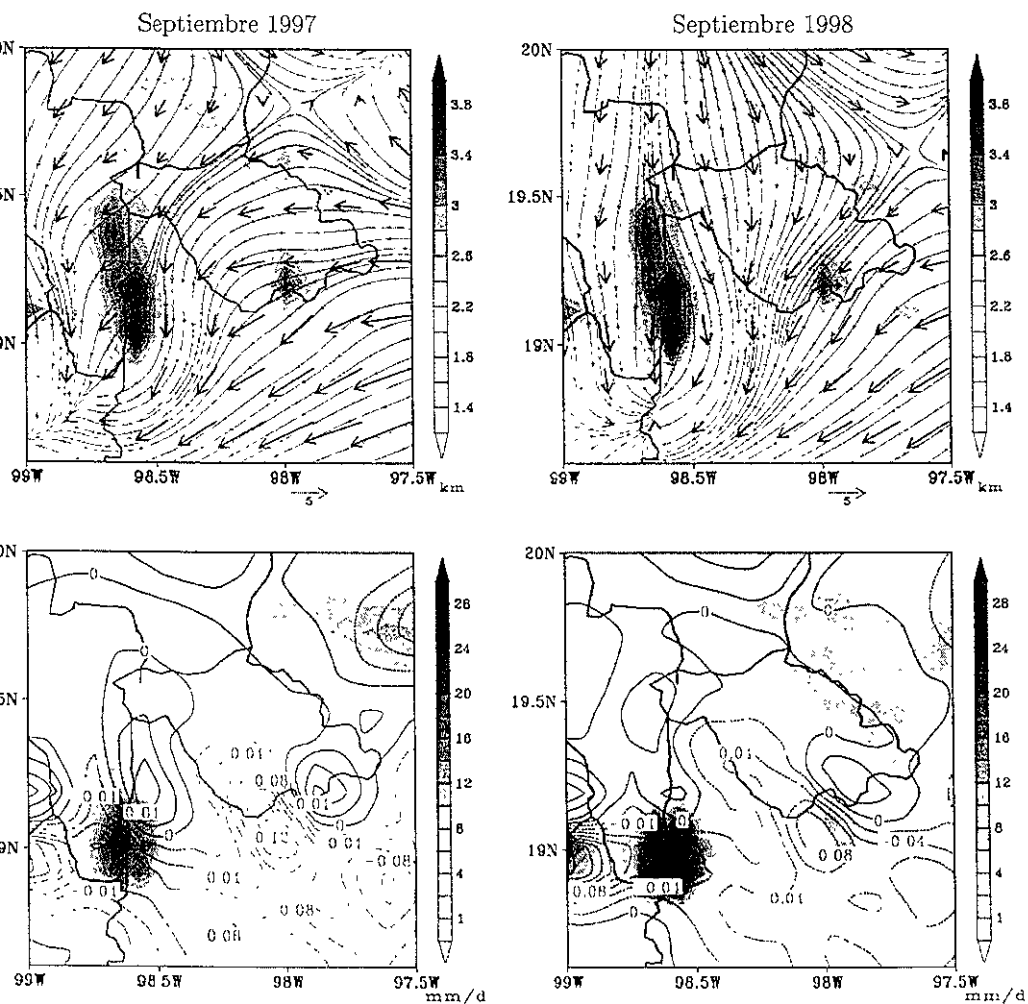


Figura 18. Como en la figura 4.5, para septiembre.

la orografía como uno de los principales factores modificadores de la dinámica atmosférica se presenta en la región.

Embarago, quizá el elemento determinante en la diferencia de precipitación simulada entre el verano de 1997 y 1998 sea la cantidad de humedad en uno y otro casos (Fig. 4.11a). Al comparar ambas situaciones, la diferencia entre condiciones de gran escala de la humedad muestra que existió mayor humedad en altura sobre el Caribe, Golfo de México y sobre la Meseta Central de México. Dadas las condiciones de El Niño de 1997 y de La Niña para 1998, puede observarse que es consistente esta diferencia cuando se construyó el patrón compuesto de los campos de humedad relativa a 700 mb, entre varios casos de El Niño y de la Niña (Fig. 4.11b).

Por otro lado la humedad del aire tanto, observada como simulada por el modelo en toda la atmósfera fue inferior en el verano de 1997 que en el de 1998. La precipitación simulada por el modelo mostró esta diferencia en el mismo sentido.

4. Evaluación de las salidas del Modelo:

Los casos de los veranos de 1997 y 1998

La evaluación de los resultados del modelo se hizo comparando los campos medios mensuales con las observaciones de precipitación y temperatura registradas en doce estaciones climatológicas de gran escala. Cabe mencionar que sólo el observatorio meteorológico de Tlaxcala registra magnitud y dirección del viento sistemáticamente.

Para evaluar los resultados del MM5 correspondientes a las simulaciones extendidas a un mes durante los veranos (junio a septiembre) de 1997 y 1998, se utilizan los siguientes criterios:

Para la temperatura, el concepto del coeficiente de correlación de Pearson.

Sep 98 12Z

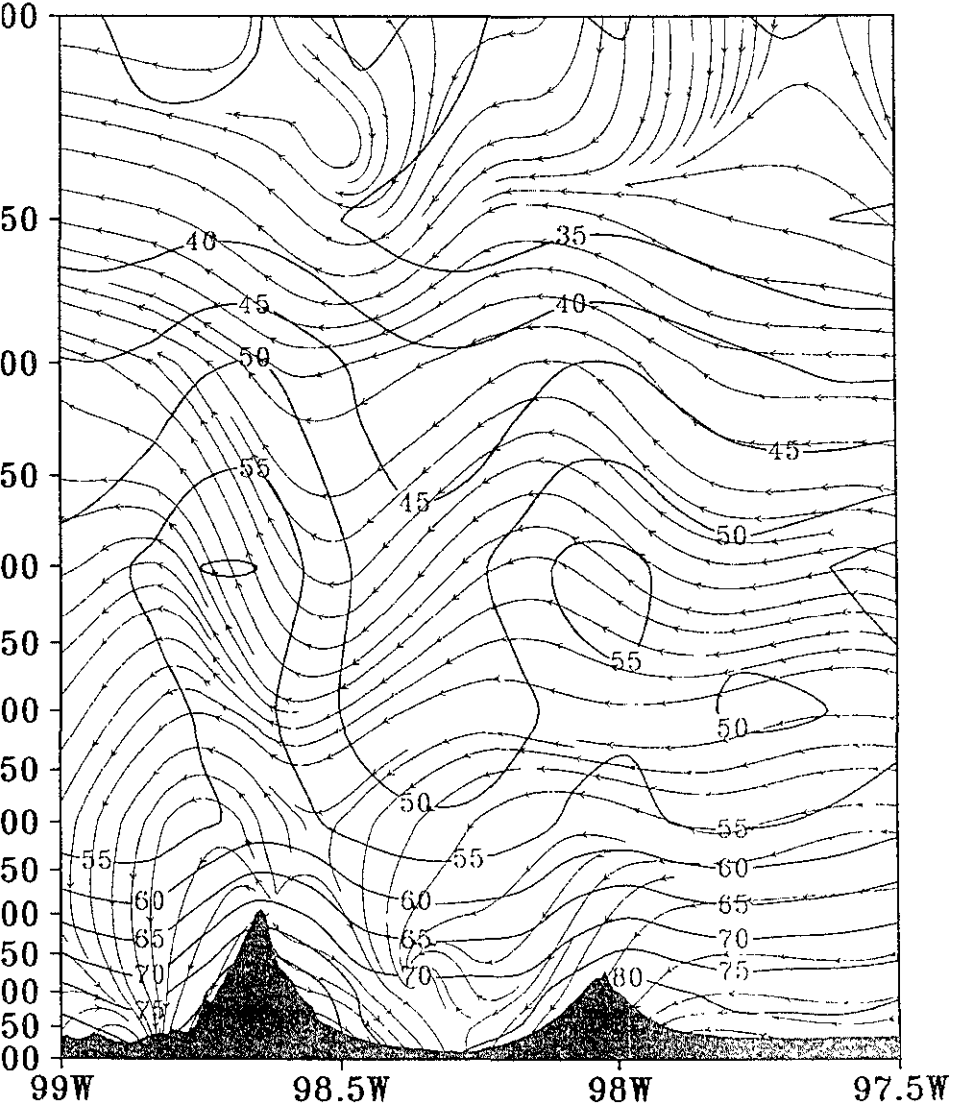


Figura 4.9: Corte transversal longitudinal del dominio anidado en la latitud 19.2° N, la montaña a la izquierda forma parte de la sierra norte del volcan Iztaccihuatl, a la derecha el volcan La Popocatepetal. Es el campo medio mensual de líneas de corriente (vectores) y el campo de humedad específica (contornos etiquetados) para las 12Z de septiembre de 1998.

Sep 98 00Z

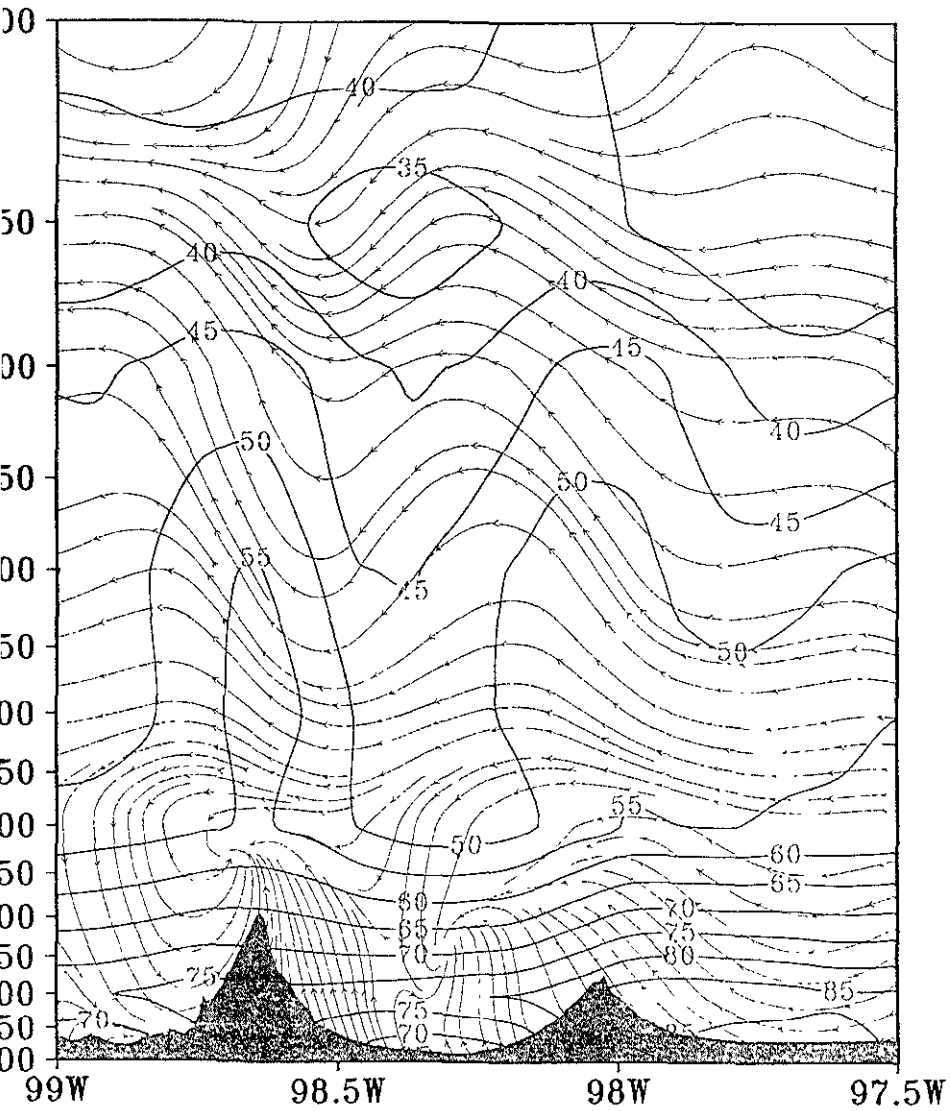
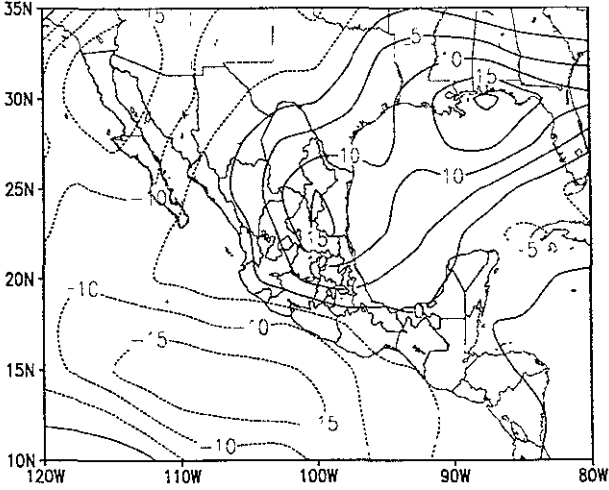


Figura 4.10 Como en la Figura 4.9 pero, para las 00Z de septiembre de 1998.

a)



b)

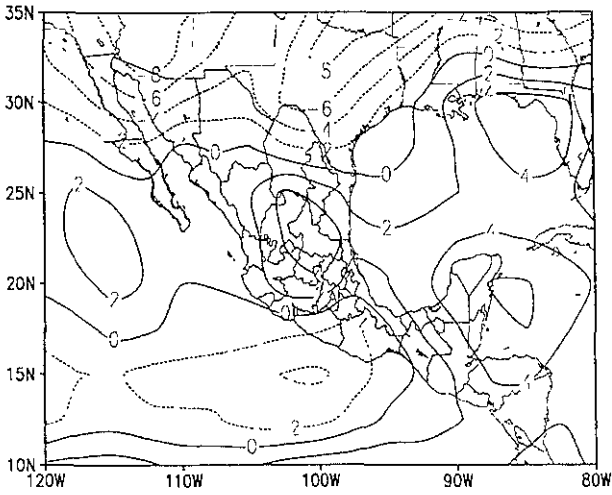


Figura 4 11: Diferencia de la humedad relativa en 700 mb (reanálisis) para septiembre: a) 1998-1997, b) Niñas (1964, 1970, 1973, 1975, 1988, 1998)- Niños (1965,1972, 1982 1986, 1991, 1997)

$$= \frac{\sum(V_{O_{ij}} - \bar{V}_{O_{ij}})(V_{M_{ij}} - \bar{V}_{M_{ij}})}{[\sum(V_{O_{ij}} - \bar{V}_{O_{ij}})^2 \sum(V_{M_{ij}} - \bar{V}_{M_{ij}})^2]^{1/2}} \quad (4.1)$$

donde

C_{ci}

es el coeficiente de correlación del mes i ;

$V_{O_{ij}}$

es el valor observado de la variable,

$V_{M_{ij}}$

es el valor simulado de la variable ,

$\bar{V}_{O_{ij}}, \bar{V}_{M_{ij}}$

los valores medio observado y simulado de la variable.

coeficiente se calcula utilizando las series de tiempo de los valores de la variable, tanto
 rvarda como simulada, en los puntos donde se localizan las estaciones.

ara la precipitación, primero se procedió a interpolar los datos de precipitación observada y
 elada a la resolución común, y luego se calcularon las diferencias porcentuales entre los dos
 pos, respecto al campo de precipitación observado para mostrar los patrones espaciales de la
 ibución del error. Los patrones de diferencia porcentual se construyen utilizando la fórmula:

$$E_{ij} = \frac{V_{O_{ij}} - V_{M_{ij}}}{V_{O_{ij}}} * 100 \quad , \quad (4.2)$$

donde

E_{ij}

es el error porcentual para el punto de malla ij .

u hacer una evaluación global de los campos simulados, se calculó el error cuadrático medio
 rianza de los valores entre dos mallas, este error cuadrático se define como: el promedio de
 desviaciones al cuadrado, por punto de malla, de los valores de la variable simulada respecto
 os valores de los campos asimilados de las observaciones.

$$E_S = \frac{1}{n-1} \sum_i \sum_j (V_{Mij} - V_{Oij})^2 \quad , \quad (4.3)$$

donde

E_S es el "score" de error y

n es el número de puntos de malla.

2.1 Evaluación del campo de temperatura

Al hacer simulaciones cortas (48 hrs) con el MM5, se observa que el modelo tiene buena habilidad para reproducir el ciclo diurno de la temperatura de superficie que, globalmente, es la variable que mejor se estima respecto a la variable observada.

El modelo subestima la magnitud de la temperatura de superficie debido principalmente a la resolución escogida de los datos de orografía necesarios para el experimento de simulación. La falta de precisión de una altura resulta en errores sistemáticos de la temperatura de superficie. Otra limitante es la resolución y confiabilidad de los datos de uso de suelo para el dominio de interés, los datos del banco de datos que están incorporados al MM5 version 2. Los errores parecen hacerse más evidentes para escalas del orden de kilómetros.

En el caso de las simulaciones extendidas a un mes y a una resolución de 10 km, el coeficiente de correlación entre las temperaturas de superficie registradas en todas las estaciones climatológicas de Tlaxcala y las temperaturas simuladas por el modelo se calculó interpolando a los mismos puntos donde se localizan las estaciones. En el cálculo del coeficiente de correlación se incluyeron los valores medios mensuales de las salidas de las 00Z, 06Z, 12Z y 18Z que entrega el modelo, así

o las medias mensuales de los datos observados en todas las estaciones. Los coeficientes de correlación obtenidos mediante diagramas de dispersión, para junio a septiembre de 1997 (Fig. 4.12), y para el mismo período en 1998 (Fig. 4.13), muestran valores altos de 0.7 a 0.9. Los dos errores de alrededor de los 10 y 18 °C de la temperatura observada se deben al efecto del muestreo cada seis horas, principalmente cuando la amplitud del ciclo diurno es grande, como en 1997, cuando la atmósfera estaba poco húmeda. Por otro lado, al hacer una regresión lineal sobre las escalas de temperaturas, puede observarse que las temperaturas de superficie simuladas por el modelo tienen un sesgo negativo respecto a la temperatura observada. Esto significa que el modelo subestima entre 1 y hasta 5°C la temperatura de superficie observada. Los coeficientes de correlación son más altos para junio de ambos años y disminuyen en septiembre, cuando disminuyen los valores más bajos.

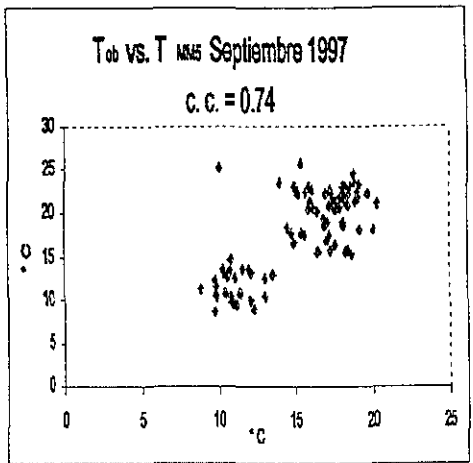
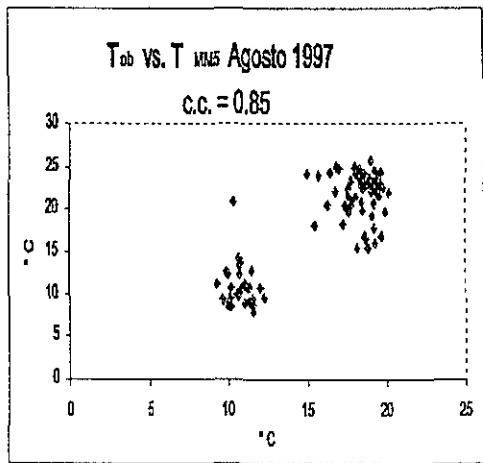
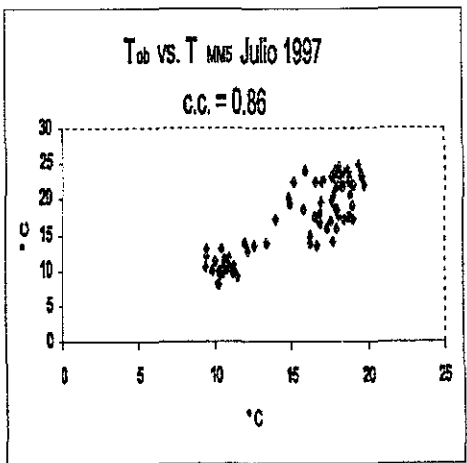
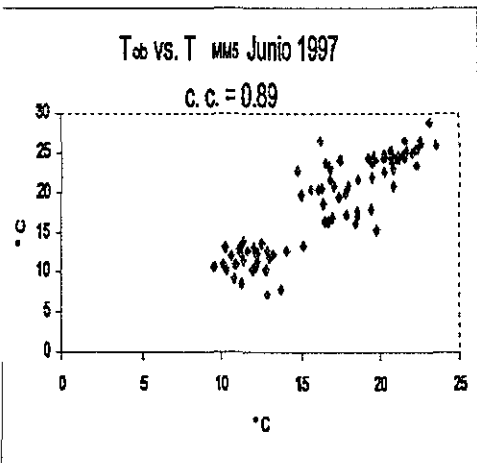


Figura 4.12: Diagramas (T_{ob} vs. T_{MM5}) de dispersión de la temperatura media mensual de superficie simulada por el MM5 (eje vertical) cada 6 hr, contra la temperatura media mensual observada (eje horizontal) de junio a septiembre de 1997. Los datos de temperatura observada corresponden a las doce estaciones climatológicas de Tlaxcala. c.c. es el coeficiente de correlación

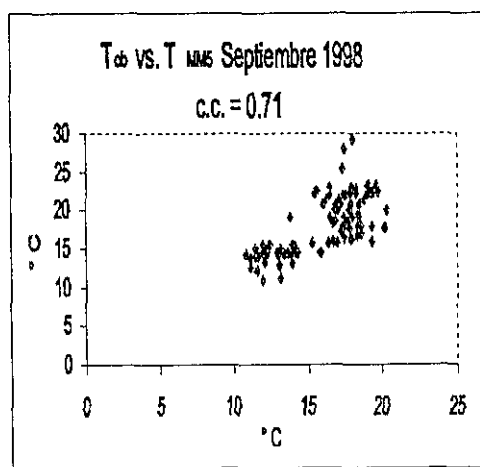
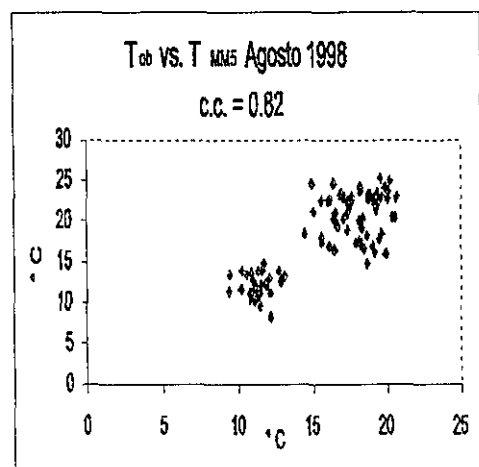
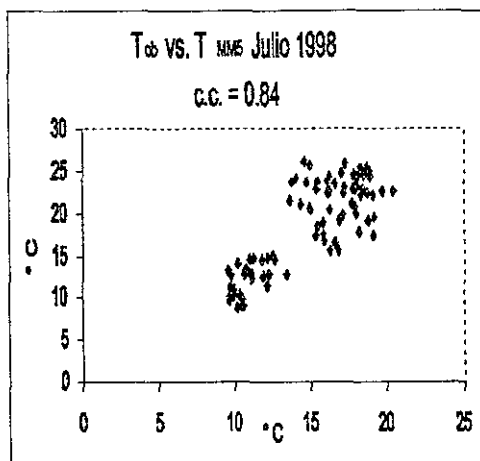
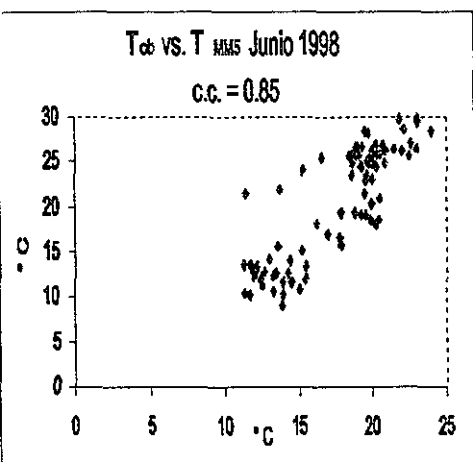


Figura 4.13: Como en la figura 4.12 para los meses de junio a septiembre de 1998

2 Evaluación del campo de precipitación

Para hacer una evaluación de la precipitación simulada por el modelo respecto a la observada, se utilizaron los datos de precipitación media mensual (intensidad diaria de precipitación, mm/día) de junio a septiembre de 1997 y de 1998, y se interpolaron a una proyección cilíndrica con una resolución de 0.1 grados de latitud, para poder comparar los campos.

Los patrones mensuales de error porcentual para los veranos de 1997 y de 1998 se obtuvieron por medio de la ecuación 4.2 sobre los campos de precipitación generados por las simulaciones extensas del MM5 y los correspondientes a las observaciones ya interpoladas a la misma resolución (ver ecuaciones 4.14 y 4.15). El error del campo simulado está en función directa del valor del "score": a mayor "score" más grande será el error.

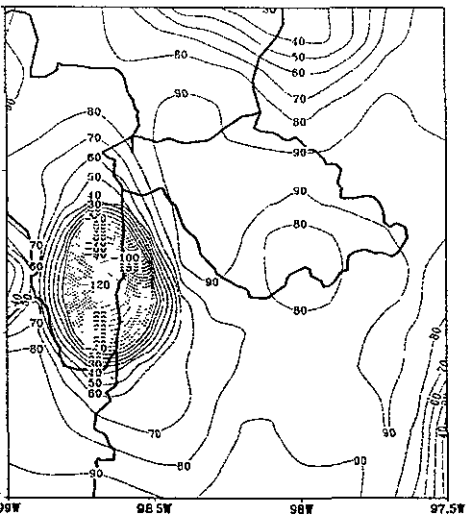
De esta evaluación se concluye que:

En forma general, la cantidad de precipitación generada por el modelo en todo el dominio simulado es inferior a la observada, sobre todo en las zonas planas o semiplanas, mientras que en los alrededores de las montañas Popocatepetl e Iztaccihuatl es más alta.

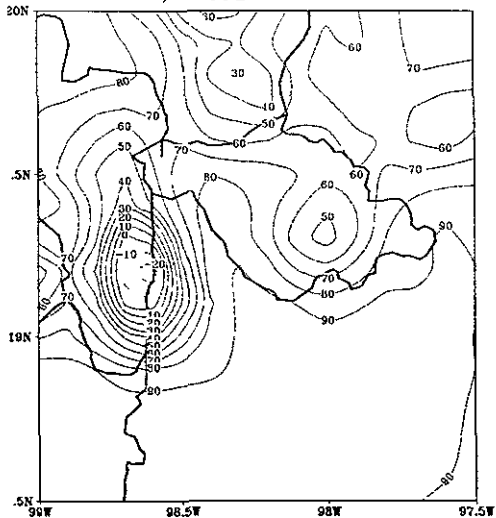
El patrón del error porcentual alrededor de las montañas más altas (grandes volcanes) aparece sistemáticamente en todas las simulaciones. Esto se debe a que no existen estaciones de superficie en las inmediaciones cuyos datos sirven para la comparación, siendo ésta la principal razón para no considerar el error como significativo.

En el área de Tlaxcala la precipitación simulada fue inferior respecto de la observada, pero fue mayor en julio de 1997 cuando también el "score" de error fue el mayor del verano. De todo el período de 1997, las mayores diferencias se localizaron hacia el noroeste, por la región de España y Calpulalpan, donde el flujo de superficie que pasa sobre Tlaxcala desemboca hacia Puebla y hacia las zonas de menor altitud del suroeste. Por otra parte las diferencias más bajas se localizaron hacia las zonas planas más elevadas del este y sureste.

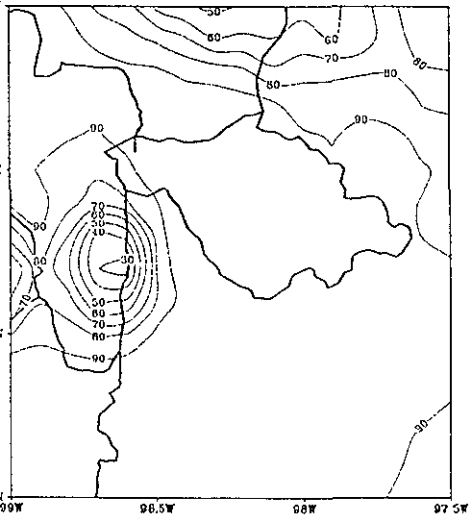
a) $SE_{JUN} = 1772.3$



b) $SE_{JUL} = 4099.4$



c) $SE_{AGO} = 2524.1$



d) $SE_{SEP} = 3281.5$

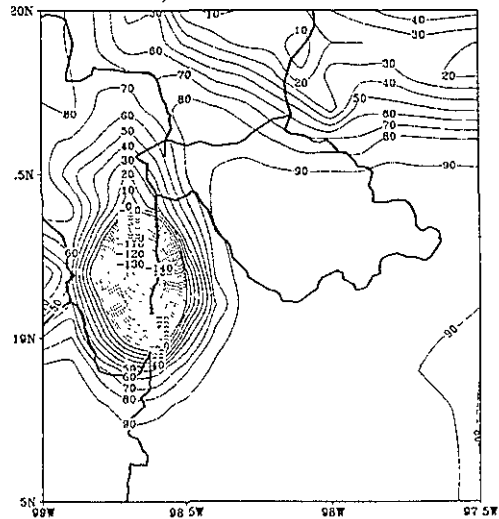


Figura 4.14: Diferencia porcentual entre la precipitación simulada por el modelo y la precipitación observada (Ec. 4.2) y el "score de error" (Ec. 4.3) obtenida para los meses de verano de 1977: a) junio, b) julio, c) agosto y d) septiembre

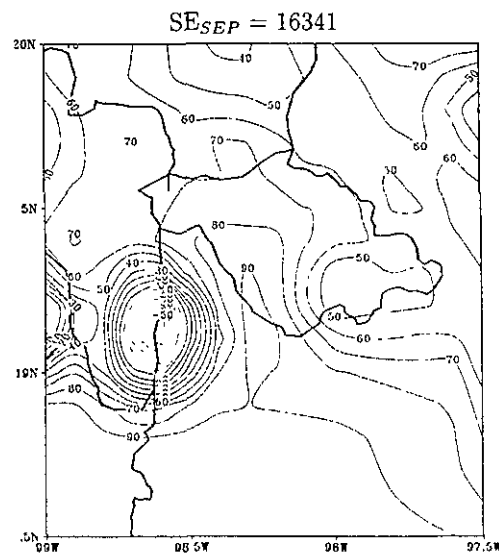
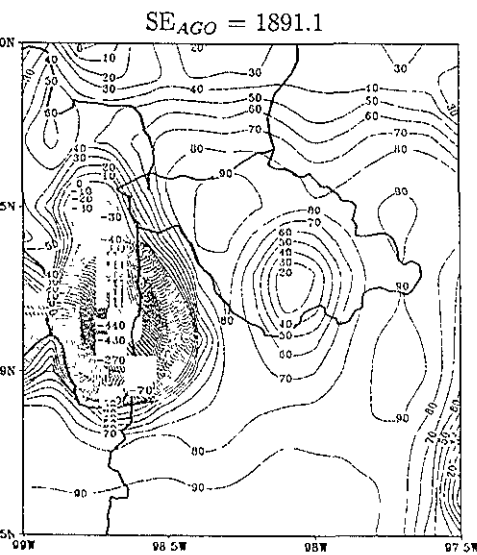
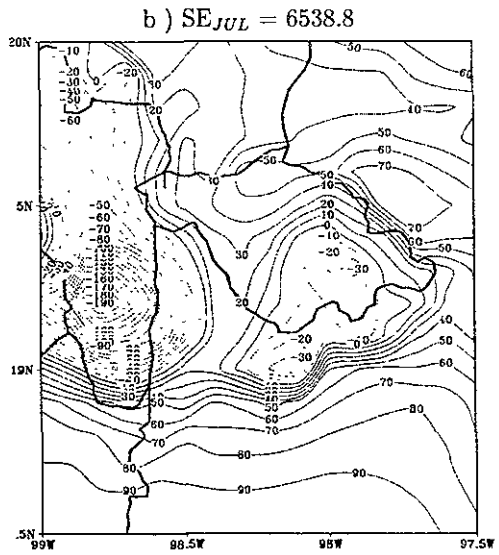
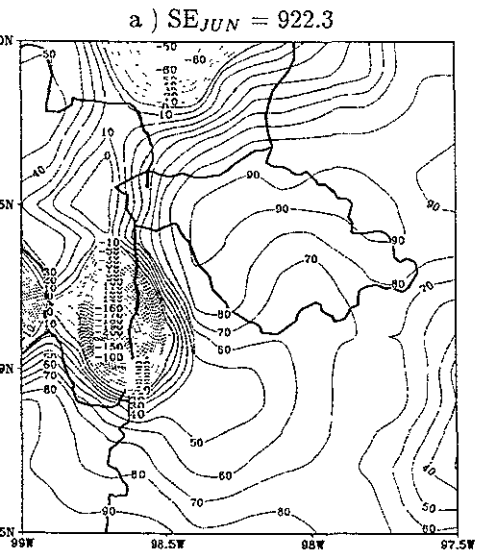


Figura 4.15: Como en la Figura 1.14, pero para el verano de 1998.

ESTA TESIS NO SALE DE LA BIBLIOTECA

- Aunque en agosto y septiembre de 1998 los errores fueron mayores (hasta del 90%) comparados con los dos meses anteriores, los patrones muestran un gradiente del porcentaje de error sobre Tlaxcala menor al 10 %, es decir que el error fue el más homogéneo sobre la región. Este gradiente relativamente pequeño del error sobre Tlaxcala se pudo deber a la uniformidad del flujo de viento del norte sobre toda el área durante septiembre, y a las anomalías de humedad relativa de gran escala en este mes y en agosto.
- Para el dominio de interés, los valores del error para los veranos de 1997 y de 1998 muestran que los valores más pequeños se presentan en julio y los mayores en septiembre, con un mínimo relativo en agosto. La variación del error parece incrementarse en función de la intensidad de las anomalías en la precipitación observada.

Para poder hacer una modelación completa de la climatología regional para el verano en Tlaxcala, es necesario hacer más experimentos que involucren varios años de simulaciones, pero esto implica un costo dedicado de máquinas y un tiempo grande de cómputo disponible para realizar esta tarea. Debido a que ya para el verano de 1997 se establecían las condiciones dinámicas de gran escala de El Niño, este verano podría considerarse como el caso anómalo; mientras que para el verano de 1998 se regresaba a condiciones normales, por lo que podría considerarse a este verano como un caso típico o promedio. Así es como se contruiría aproximadamente un patrón de anomalías de la precipitación regional para Tlaxcala.

Se contruyeron también los patrones de las diferencias entre 1997 y 1998 de la precipitación media mensual, tanto de los campos simulados por el modelo como de los observados de junio-julio (Fig. 4.15) y agosto-septiembre (Fig. 4.17). Estos patrones se designarán como "de anomalías". Los patrones de anomalía de precipitación generados con el modelo muestran las zonas que son más afectadas por el evento El Niño de 1997-1998: las anomalías más grandes se encuentran sobre las zonas elevadas (la gran cadena volcánica, La Malinche, sierra de Tlaxco y sierra

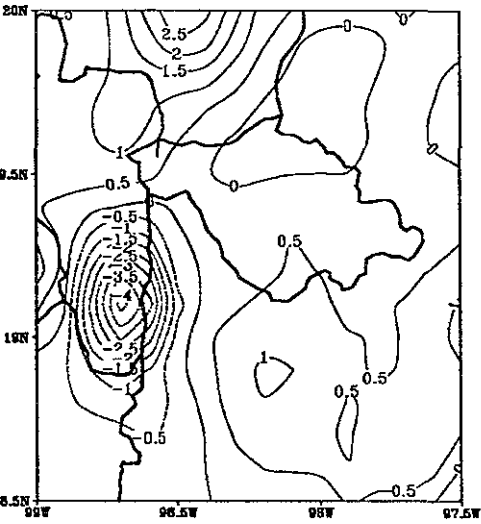
arte de Puebla). Los patrones del modelo indican que llovió más durante el verano de 1998 casi todo el dominio, excepto en junio sobre los grandes volcanes, sobre la ladera norte delacán Iztaccíhuatl y Calpulalpan, donde llovió menos en julio y septiembre de 1998. También en las zonas donde se presentan los gradientes más intensos de las anomalías. El modelo produce patrones donde la variabilidad espacial de las anomalías de la precipitación ocurre en una escala menor que para los de anomalías observadas.

2.3 Sobre el pronóstico de lluvia en Tlaxcala

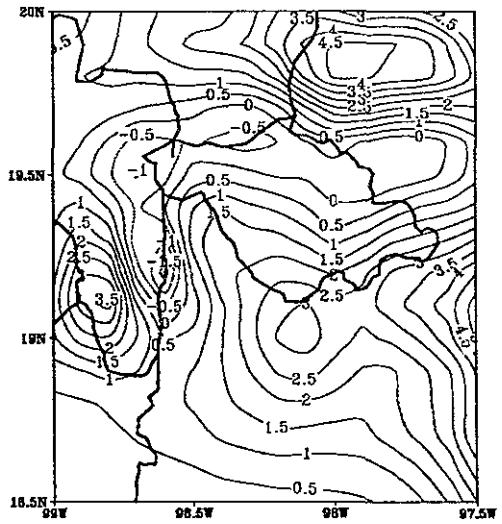
Un aspecto que debe tratarse sobre la posibilidad de hacer pronósticos del clima regional es cómo se puede obtener información adicional del MM5 para interpretar, en términos físicos, los patrones de anomalías pronosticados por los modelos estadísticos multivariados y por el uso de patrones análogos, técnicas que han sido utilizadas para generar el pronóstico de lluvia en Tlaxcala desde 1977. En el caso del pronóstico de lluvia para el verano de 1998 se utilizó la técnica de patrones análogos, pues se creyó que sería la más apropiada porque la evolución de El Niño de 1982/1983 fue la de mayor similitud a la de El Niño de 1997/1998 (Fig.1.1). El pronóstico de septiembre de 1998 indicó que las anomalías de lluvia presentarían un gradiente del sur al noreste de Tlaxcala (Fig. 4.18), con anomalías negativas del sur al centro, alcanzando valores positivos máximos hacia el noreste, en la zona de El Carmen. La evaluación del pronóstico para septiembre de 1998 mostró que éste fue pésimo en la parte del sur, fue bueno a lo largo de la parte central y muy bueno hacia el norte-noreste. En contraste, con el diagnóstico de anomalías dados por el modelo (Fig. 4.17), el patrón resultó de mayor similitud, presentando en toda el área anomalías positivas, de igual signo al mostrado por el patrón observado, y que coincide además en el gradiente de anomalías sobre la zona este de Tlaxcala. Aun cuando se utilizó un patrón análogo en precipitación, no se dispuso de un patrón de vientos observados, por lo que la comparación no fue posible.

Aunque bien el modelo es una aproximación a la realidad, su papel de herramienta de diagnóstico y

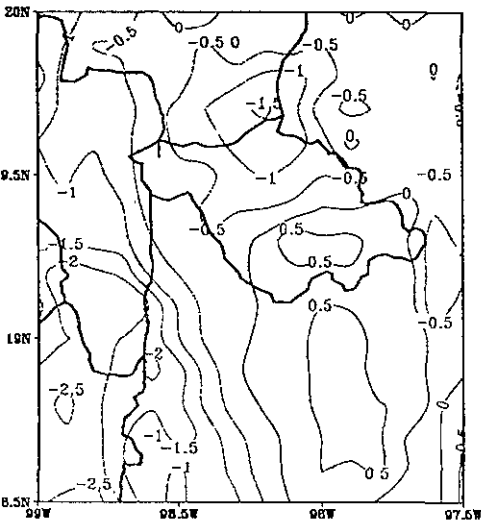
junio Prec. 1998 - 1997
modelo



julio Prec. 1998 - 1997
modelo



observado



observado

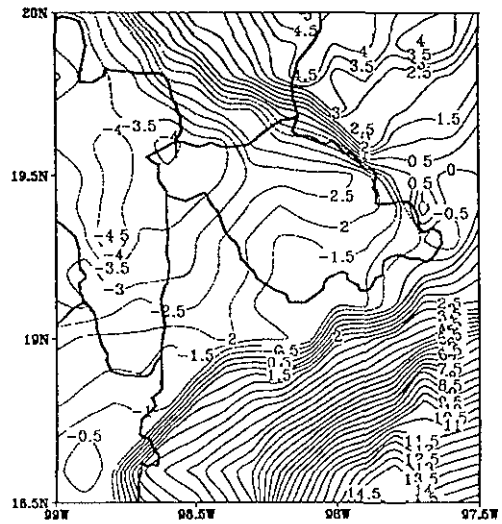
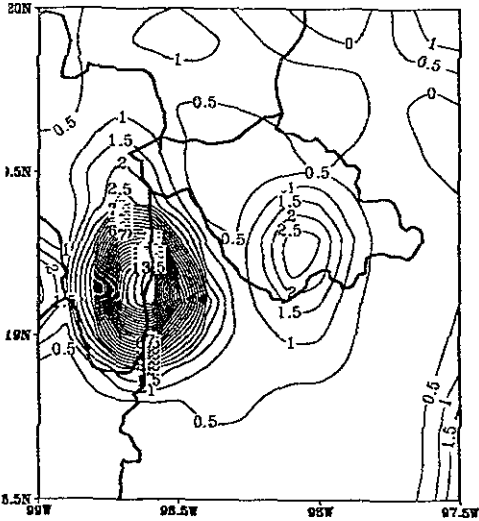
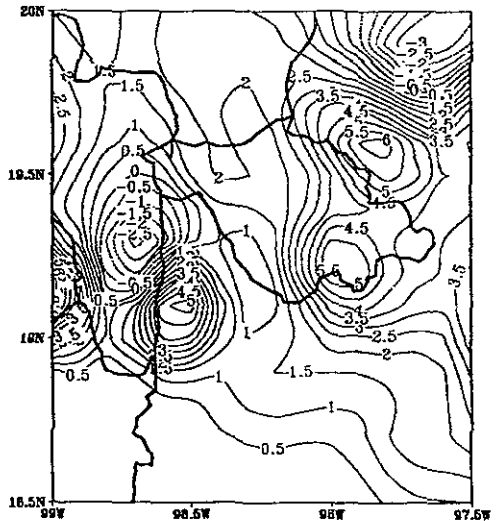


Figura 4.16: Diferencias de la precipitación media (mm / día) 1998-1997, modelada y observada, la columna izquierda corresponde a junio y a la derecha a julio.

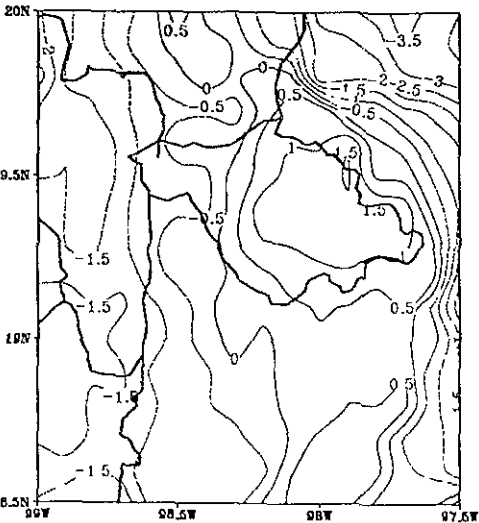
agosto Prec. 1998 - 1997
modelo



septiembre Prec. 1998 - 1997
modelo



observado



observado

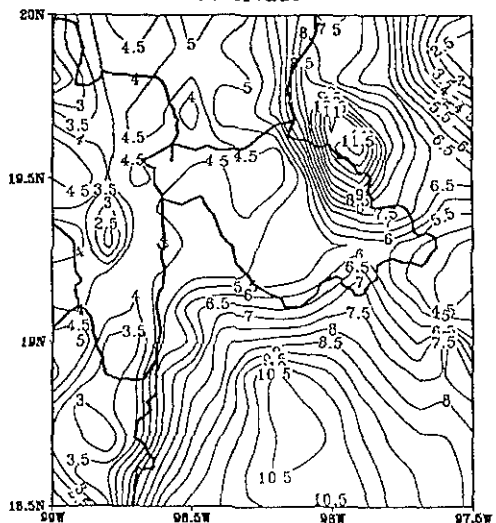
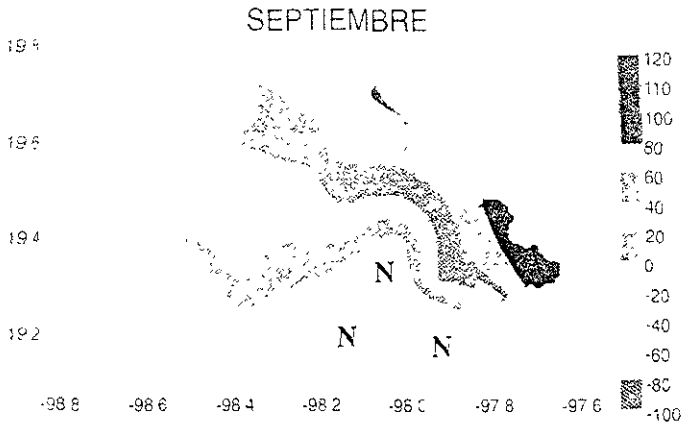


Figura 4.17. Como en la figura (4 16) pero, para agosto y septiembre.



PRONOSTICO DE PRECIPITACIÓN PARA SEPTIEMBRE

Figura 4.18. Patrón del pronóstico de anomalías porcentuales de lluvia para septiembre de 1998, generado con la técnica de patrones análogos. Tomado del tríptico “El Niño y la Niña: Impactos en el Estado de Tlaxcala” (ver Magaña 1999)

El pronóstico se vuelve más importante sobre las zonas donde se carece de observaciones, claro está, siempre y cuando haya sido validado sobre otros puntos donde sí existen estaciones de observación. Existe una necesidad de generar pronósticos climáticos de lluvia en diferentes partes de México. Por ejemplo, para resolver algunos problemas como el de la administración apropiada de recursos hídricos.

Para tener un esquema de modelación adecuado para hacer pronóstico de clima regional, se necesitaría tener al menos los campos de gran escala de pronóstico a largo plazo, producidos por un GCM, para luego ser regionalizados por el MM5. Los campos de pronóstico de mesoescala serían usados para generar los campos de pronóstico climatológico de temperatura y lluvia. Un sistema de diagnóstico y pronóstico climático regional, como el que se propone para México, se encuentra desde hace tiempo trabajando operativamente en otros lugares del mundo.

apítulo 5

Conclusiones y Trabajo Futuro

GCM's son capaces de simular la variabilidad climática de las circulaciones de gran escala con una aproximación, pero resulta difícil, por la baja resolución en la que trabajan, reproducir los procesos que ocurren en la mesoescala de manera realista. El resolver explícitamente los efectos de forzamientos de mesoescala por un GCM requeriría de mayores recursos y tiempo de cómputo, debido al incremento de la resolución del modelo. Por estas razones se ha optado el uso de los MM's, como el MM5, que incorporan los esquemas de la Física más completos sobre los procesos que evolucionan en la mesoescala. Originalmente utilizados como modelos meteorológicos, los MM's también pueden ser utilizados como modelos de clima regional para regiones tropicales.

En este trabajo se ha mostrado, con los resultados de la simulación de los veranos de 1997 y 1998, que es factible hacer estudios del clima regional de mesoescala para México mediante un modelo meteorológico de mesoescala. Para ello fue utilizada la técnica de "downscaling", anidando un modelo de mesoescala (LAM) MM5 en los campos de reanálisis del NCEP, usando la modalidad de interacción dinámica de un sentido entre los reanálisis y el MM5.

Las ventajas de un esquema de modelación climático como el que se usó son:

- Constituye un laboratorio donde es posible hacer experimentos y comprobación de hipóte-

sis, teniendo la ventaja de poder controlar una gran cantidad de parámetros asociados a procesos físicos, lo que difícilmente se podría hacer en la escala real donde ocurren los procesos atmosféricos.

- Es una herramienta objetiva, basada en los principios físicos que rigen la evolución de los procesos atmosféricos, que permite hacer pronósticos. En ocasiones facilita el entendimiento de procesos complejos de interacciones del flujo atmosférico con la superficie, y es capaz de reproducirlos si se le da la información suficiente o si la Física emulada es la correcta.

ando se hacen simulaciones a largo plazo, el crecimiento de los errores está en función principalmente de:

- La física interna del modelo y de las condiciones de frontera, son fundamentales para la modelación del clima en los trópicos (Webster, 1994).
- La calidad de los campos de gran escala, con los que se inicializa el LAM además de actualizar las condiciones de frontera cada cierto tiempo. Esto es especialmente cierto en el caso presente.

MM5 fue inicializado y guiado en sus condiciones de frontera lateral por los campos de gran escala (Reanálisis NCEP/NCAR) provenientes de NCEP, con los campos medios diarios, para los meses de verano (junio a septiembre) de 1997 y de 1998. Se realizaron simulaciones extendidas un mes para dos dominios anidados a 30 y 10 km respectivamente, incorporando datos de topografía y uso de suelo, en modo no-hidrostático, y con esquemas de capa límite, radiación, convección y parametrización de nubes cumulus.

analizar las salidas, las variables de superficie, como la temperatura y el viento, aparecen con valores dentro de los rangos físicamente aceptables y cercanos a lo observado. También el modelo emula la variabilidad diurna de la temperatura y de la lluvia

los campos de temperatura simulados mostraron, en general, menor error para el verano de 1997 comparados con los de 1998. Esta variable fue mejor simulada que la lluvia.

La precipitación observada presenta un comportamiento y estructura espaciales más compleja que la simulada por el modelo. Por ejemplo en julio de 1998 se observaron anomalías negativas sobre todo Tlaxcala; en contraste con las registradas en el área de Puebla, el comportamiento de la lluvia fue más parecido a la de la región del oeste (Estado de México y D. F.). En el resto de los meses simulados, parece que la región de Tlaxcala se integra mejor a la zona de Puebla en cuanto al comportamiento de la lluvia. Parece existir un acoplamiento dinámico de los procesos que generan la lluvia sobre Tlaxcala que fue interrumpido justo, cuando las lluvias volvían a la normalidad por la terminación de El Niño. Otro factor adicional que pudo intervenir en este comportamiento es que coincide con la canícula observada en la región de Tlaxcala, lo cual hizo que sean más intensas las anomalías negativas de lluvia. El modelo no fue capaz de simular esta anomalía en la precipitación de Tlaxcala al generar mayor precipitación que la observada.

El modelo genera significativamente mayor precipitación sobre las áreas montañosas, estando de acuerdo con los registros de estaciones localizadas cerca de las montañas. Las mayores diferencias de error en la precipitación simulada se encuentran en la cercanía de los grandes volcanes. A diferencia de las zonas planas, donde hay una mayor densidad de estaciones climatológicas, no puede decirse que el modelo tuvo un pobre grado de certeza sobre esta zona montañosa. Es necesario hacer mediciones en el lugar para poder hacer una justa evaluación de la precipitación simulada. El resto del área no tiene este problema: la precipitación tiene un comportamiento y estructura más compleja que la que pudo reproducir el modelo, y la dinámica que modula la precipitación en la zona de Tlaxcala se integra o separa de la que se observa en el estado de Puebla.

En Tlaxcala la señal de la canícula se identifica y ocurre climatológicamente en julio. Durante El Niño, puede ser afectada presentándose en agosto o ser completamente dominada (enmascarada)

or la señal de El Niño, como se observa en la ciudad de Tlaxcala. Con sólo dos veranos simulados por el modelo, no es posible concluir si el modelo es capaz de simular la canícula y los posibles cambios de su señal ante eventos de El Niño.

El MM5 parece que es capaz de resolver las interacciones del flujo atmosférico de mesoescala con la topografía, ya que se observa que tridimensionalmente el comportamiento dinámico del viento es consistente con la forma del terreno y la presencia de montañas. Por ejemplo, los movimientos ascendentes y descendentes concuerdan con la dirección y el tipo de accidente orográfico con el que modifica su dirección el flujo atmosférico. No fue posible la evaluación del campo de viento, pues existe el problema de que carece de observaciones instrumentales (magnitud y dirección) en casi todo el dominio de estudio. Hay sólo un observatorio meteorológico en la ciudad de Tlaxcala con el que, al comparar los reportes diarios con los simulados con el MM5, no apareció una correlación significativa entre la magnitud del viento observada y la simulada por el MM5. En función de que los análisis de la precipitación y la temperatura de superficie simulada no se alejan mucho de lo observado, es de esperar que ocurriera lo mismo con el viento.

La baja correlación que aparece en el viento para Tlaxcala puede deberse a dos posibles causas:

1. Se utilizan métodos diferentes a una suma vectorial para calcular el viento promedio.
2. El lugar donde se mide el viento y su variabilidad está influenciado por condiciones muy locales y, dado que las simulaciones se hicieron a una resolución muy gruesa (10 km), esto no permite que el modelo reproduzca tales efectos.

Los patrones de anomalías de la lluvia generados por el modelo presentan características apropiadas sobre, como deben distribuirse las lluvias por efecto de la circulación forzada por las montañas.

El modelo puede reproducir los patrones de anomalías pronosticadas, que son obtenidos con técnicas estadísticas. Además de poder mejorarlas, provee de información adicional sobre la circulación atmosférica que ayuda a explicar su comportamiento y distribución espacial.

trabajo futuro necesario para continuar esta investigación y aumentar nuestro conocimiento sobre el clima regional de México consiste en.

1. Reproducir los mismos experimentos con condiciones iniciales y campos de gran escala corregidos con observaciones en superficie y de altura, considerando que los campos de gran escala que sirven para guiar al MM5 sean de cada 6 hr en vez de promedios diarios, y mejorar la calidad y resolución de los datos de orografía y uso de suelo.
2. Mejorar, de ser posible, los esquemas de la física del modelo. Por ejemplo, se sugiere introducir parametrizaciones de procesos orográficos en la escala de submalla, que lleven a una configuración optimizada para reproducir el clima regional de México.
3. Diseñar experimentos de sensibilidad del sistema climático contenido en el modelo, donde algunos elementos del sistema son modificados. Por ejemplo, incorporar los cambios en las características del suelo para analizar su impacto sobre el medio ambiente y el clima de una región.
4. Hacer una revisión y adecuación de los sistemas de asimilación de datos ya sea utilizando el módulo de asimilación de datos en cuatro dimensiones (FDDA por sus siglas en inglés) contenido en el MM5 o bien de otra fuente. Esto servirá para hacer mejores evaluaciones de las salidas del modelo.
5. Alimentar el MM5 con campos de gran escala generados por modelos climáticos GCM que corran operacionalmente para pronosticar el clima estacional, generando así los campos de pronóstico climático mensual y estacional a escala regional.
6. En Tlaxcala, establecer un sistema regional de estaciones de superficie que midan viento, precipitación temperatura y humedad. Ya se dispone de cuatro estaciones automáticas,

- distribuidas en la región de Tlaxcala. Los datos podrán integrarse a los campos de inicialización y de condiciones de frontera, además de servir para evaluar los campos simulados por el MM5.
7. Realizar experimentos de campo para hacer observaciones de altura que puedan ser integrados al campo de datos del modelo.
 3. Generar una base de campos climatológicos de superficie y de altura para México, producto de la asimilación de observaciones por medio del modelo de clima regional.

Como conclusión final de este trabajo puede decirse que se ha cumplido con el principal objetivo, consistente en, entender como funciona el sistema climático a nivel regional para mejorar los diagnósticos y pronósticos del clima para México. Para ello se han utilizado las herramientas físicas y técnicas más modernas, implementándolas en los análisis de datos, en los modelos locales y de mesoescala y en la evaluación objetiva de los resultados.

Referencias

- Anthes, R. A., E. Y. Hsie, and Y. H. Kuo, Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4), Teck. Note NCAR/TN-282+STR, 66 pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder Colo., 1987.
- Anthes, R. A., and T. T. Warner, 1978: Development of hydrodynamical models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1045-1078.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Sciences and Engineering*, **1** (1). Pfaffin and Ziegler, Eds. Gordon and Breich Sci. Publ., New York, 50-85, 1979.
- Carr, J. R., 1990, UVKRIG: a FORTRAN-77 program for universal kriging: *Computer & Geosciences*, **16**, 2, 211-236, 1990.
- Conde, C., D. Liverman., R. M. Ferrer, R. Araujo, E. Betancourt and C. Gay, 1997: Vulnerability of raifed maize crops in Mexico to Climate Change, *Climate Research*, **9**(1&2): 17 -23, 1997.
- Conde C., V. Magaña, R and M. Ferrer, 1999: On the use of a climate forecast in the planning of agricultural activities in the state of Tlaxcala, Mexico Preprints *11th Conference on Applied Meteorology*, American Meterology Society

- Dudhia, J., D. Gill, Y. R. Guo, D. Hansen and K. Manning, 1999: PSU/NCAR Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 2.
- Giorgi, F., and G. T. Bates, 1989: On the climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2325-2347.
- Giorgi, F., 1990: On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Climate*, **3**, 941-963.
- , and L. O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of climate change: A review. *Rev. Geophys.*, **29**, 191-216.
- , and M. R. Marianucci and G. T. Bates, 1993: Development of a Second-generation Regional Climate Model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 10, 2794-2813.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- , J. Dudhia and D. R. Stauffer, 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+STR, 220 pp.
- Haltiner, G. J., 1980: Numerical Weather Prediction, Wiley, New York.
- Hernández G., V., 1999: Modelación Preliminar del Campo de Viento Alrededor de la Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde. Tesis de Licenciatura, Universidad Veracruzana, 67 pp.
- Holtou, J. R., 1979: An Introduction to Dynamics Meteorology, *International Geophysics Series Academic Press*, **23**, 391 pp.
- Hong, Song-You and Ants Leetmaa. 1999: An Evaluation of NCEP RSM for Regional Modeling *J. Clim* **12**, 592-609

- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewki, J. Wang, A Leetmaa, R. Reynolds, Roy Jenne, and Dennis Joseph, 1996: The NCEP/NACR 40 -Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **3**, 437-471.
- Krishnamurti , T. N., and L. Bounoua, 1996: Numerical Weather Prediction Techniques, CRC Press, 293 pp.
- Leung, L. R. and S. J. Ghan, 1999: Pacific Northwest sensitivity simulated by a regional climate model driven by a GCM. Part I: Control simulations, *J. Clim.*, **12**, 6, 2011-2030.
- Magaña, V. O. y J. L. Pérez, 1998: Usos de un modelo de mesoescala en el estudio de la dinámica atmosférica regional de México, *GEOUNAM*, **5**, 1, 33-39.
- Magaña, V. O., J. L. Pérez y Cecilia Conde, 1998: El Fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur. Sus Impactos en México, *Revista Ciencias* , UNAM, **51**: 45-18.
- Magaña, V. O., J. Amador and S. Medina, 1999: The midsummer drought over Mexico and Central America. *J. Climate*, **12**, 1577-1588.
- Magaña, V O. (editor), 1999: Los Impactos de El Niño en México. Secretaría de Gobernación y Dirección de Protección Civil, 229 pp.
- Mellor, G. L , and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence clousure models for the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **31**,1791-1806.
- Morales, T, W. Ritter, P. Mosiño y L Orozco, 1988: Estudio de las heladas para el estado de Tlaxcala, Memoria del II Congreso Interamericano de Meteorología y III Congreso Mexicano de Meteorología, 14-18 nov. Cd. de México

- North, G. R., 1975: Theory of energy balance climate models. *J. Atmos. Sci.*, 32, 2003-2043.
- Orozco, Saturnino, 2000: Clambio Climático en Tlaxcala, Tesis Maestria, Facultad de Geografía, UNAM.
- Pérez, J. Luis, 1997: Variabilidad Climática Regional en México, Tesis Lic., Facultad de Ciencias, UNAM.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *J. Climate*, 7, 929-948.
- Sánchez M., O., 1998: El fenómeno de heladas inesperadas en México, Tesis de Licenciatura Física, Facultad de Ciencias UNAM, 64 pag.
- Saucier, W., 1972: Principles of Meteorological Analysis. The University of Chicago Press, 438 pp.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere, *Advances in Geophysics*, Academic Press, 21, 87-230.
- Warner , T. T., R. A. Peterson, and R. E. Treadon, 1997: A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction, *Bull. Ame Met. Soc.*, 78, 11, 2599-2617.
- Washington, W M and C. L. Parkinson, 1992: An introduction to three-dimensional climate modeling, Oxford University. Press, 422 pp.
- Webster, P. J., 1994: The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions, *Rev Geophy.*, 32, 427-476.
- Wilhamson, D L , J T. Kirhl, V. Ramanathan, R. E Dickinson, and J. J Hack, Description of NCAR Community Climate Model (CCM1), Tech Note NCAR/TN-285+STR, 112 pp , Natl Cent. for Atmos Res., Boulder, Colo.,1987.

Zhang, D. L., and R. A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer - sensitivity test comparisons with SESAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, *21*, 1594-1609.