



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE FILOSOFÍA Y LETRAS**

**ESTUDIO DE LOS FENÓMENOS METEOROLÓGICOS QUE  
PRODUCEN LA LLUVIA MONZÓNICA EN LAS LADERAS  
OCCIDENTALES DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL**

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

**DOCTOR EN GEOGRAFÍA**

PRESENTA:

**ARTURO VALDÉS MANZANILLA**

**DIRECTOR DE TESIS: DR. VICTOR LUIS BARRADAS MIRANDA**



MÉXICO, D.F.

2009



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## **AGRADECIMIENTOS**

A mis hijos Tomás e Isabel que son mi motivo para vivir.

A mis padres Tomás (†) e Isabel, porque sin su apoyo no hubiera alcanzado esta meta.

A mis hermanos y sobrinos, su apoyo incondicional y su ejemplo

Al Dr. Miguel Cortez Vázquez (†), donde esté, gracias por el impulso inicial para emprender esta tarea.

Al Dr. Víctor Barradas Miranda, infinitas gracias por ayudarme en una de las etapas más aciagas de mi vida y por su dirección atinada en todo este proceso.

Al Dr. Jorge Sánchez Sesma, por la ininterrumpida confianza que siempre me ha tenido.

A Emma y sus hijos, gracias por acompañarme en esta etapa de mi vida.

A la Dra. Laura Elena Maderey, por su apoyo irrestricto y consejos para mejorar este trabajo.

# ÍNDICE

RESUMEN.....	7
CAPITULO	
I INTRODUCCIÓN.....	8
II MARCO TEÓRICO.....	11
III ANTECEDENTES.....	16
IV ESTUDIO 1.....	21
V ESTUDIO 2.....	39
VI ESTUDIO 3.....	52
VII ESTUDIO 4.....	76
VIII DISCUSIÓN.....	90
IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	95
REFERENCIAS.....	97

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1. Esquema del ciclo de vida de una tormenta unicelular ..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 2. Área de estudio de los Sistemas Convectivos de Mesoescala ..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 3. Distribución mensual de los SCM durante el periodo de estudio. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 4. Trayectorias de los SCM en septiembre de 1996. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 5. Trayectorias de los SCM en octubre de 1996. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 6. Trayectorias de los SCM en noviembre de 1996. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 7. Trayectorias de los SCM en diciembre de 1996. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 8. Trayectorias de los SCM en enero de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 9. Trayectorias de los SCM en febrero de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 10. Trayectorias de los SCM en marzo de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 11. Trayectorias de los SCM en abril de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 12. Trayectorias de los SCM en mayo de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 13. Trayectorias de los SCM en junio de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 14. Trayectorias de los SCM en julio de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 15. Trayectorias de los SCM en agosto de 1997. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 17. Variación diurna de la disipación de los SCM para los meses de invierno. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 18. Variación diurna de la formación de los SCM para los meses de primavera (mar. 97, abr. 97, may. 97). .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 19. Variación diurna de la disipación de los SCM en los meses de primavera. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 20. Variación diurna de la formación de SCM en los meses de verano (jun. 97, jul. 97, ago. 97). .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 21. Variación diurna de la disipación de los SCM en verano. . **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 22. Variación diurna de la formación de SCM en los meses de otoño (sep. 96, oct. 96 y nov. 96). .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 23. Variación diurna de la disipación de SCM en los meses de otoño. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 24. Localización de las estaciones climatológicas utilizadas en el análisis. El signo + indica la ubicación de las estaciones en el noroeste de México. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 25. Trayectorias de los ciclones que tocaron tierra o pasaron cerca de la región de estudio. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 26. Ubicación de la red pluviométrica en el noroeste de México. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 27. Diagrama de dispersión y ecuación de regresión de la relación entre el número de ciclones tropicales y la precipitación anual de la región de estudio. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 28. Porcentaje de lluvia acumulada contra porcentaje de número de días de lluvia en la estación Tonichi en Sonora. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 29. Variación diurna promedio de la precipitación de la región de estudio en cada uno de los sitios. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 30. Variación diurna promedio en los pluviómetros de la zona llanura y meseta. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 31. Variación diurna promedio de los pluviómetros de la zona montañosa con fuerte pendiente. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 32. Frecuencia relativa de eventos de lluvia. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 33. Frecuencia relativa de lluvia producida por eventos. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 34. Trayectorias de los SCM en el mes de junio de 1997. El signo (+) significa el término de la trayectoria. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 35. Trayectorias de los SCM en el mes de julio de 1997. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... **¡Error! Marcador no definido.**

- Figura 36. Trayectorias de los SCM del mes de agosto de 1997. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 37. Trayectorias de los SCM del mes de septiembre de 1997. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 38. Trayectorias de los SCM del mes de julio de 1998. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 39. Trayectoria de los SCM del mes de agosto de 1998. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 40. Trayectorias de los SCM del mes de septiembre de 1998. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 41. Trayectorias de los SCM del mes de junio de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 42. Trayectorias de los SCM en el mes de julio de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 43. Trayectorias de los SCM en el mes de agosto de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 44. Trayectorias de los SCM del mes de septiembre de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 45. Variabilidad mensual del número de SCM en el noroeste de México. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 46. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de junio de los años 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 47. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de junio de los años 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 48. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de julio de los años 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 49. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de julio de los años 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 50. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de agosto de los años de 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 51. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de agosto de los años 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 52. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de septiembre de los años 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 53. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de septiembre de 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 54. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en todo el periodo de estudio. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 55. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en todo el periodo de estudio. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 56. Histograma del área máxima alcanzada por los SCM durante todo el periodo de estudio. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 57. Análisis de isohipsas promedio y viento promedio de 700 hpa durante la formación de SCM en el noroeste del país en 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 58. Análisis de isohipsas promedio y viento promedio de 500 hpa durante la formación de SCM en el noroeste del país en 1997, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 59. Análisis de isohipsas promedio y viento promedio de 200 hpa durante la formación de SCM en el noroeste del país en 97,98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 60. Análisis de isohipsas promedio a 850 hpa durante la formación de SCM en 97, 98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 61. Análisis de temperaturas promedio a 850 hpa durante la formación de SCM en 97,98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 62. Vientos promedio a 1000 hpa durante la formación de SCM en 97,98 y 99. .... ¡Error! Marcador no definido.
- Figura 63. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante julio y agosto de 1997 de los datos de reanálisis de NCEP. .... ¡Error! Marcador no definido.

- Figura 64. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante julio y agosto de 1998 de los datos de reanálisis de NCEP. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 65. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante julio y agosto de 1999 de los datos de reanálisis de NCEP. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 66. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante los meses de Julio y Agosto del periodo 1968-1996 de los datos de reanálisis de NCEP. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 67. Perfil de temperaturas y vientos promedio en Mazatlán durante la formación de SCM en 97,98 y 99. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 68. Isohipsas medias a 500 hpa de julio y agosto de 2004 de los datos de reanálisis de NCEP del Climate Diagnostic Center de NOAA. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 69. Anomalía de temperatura en °C a 850 hpa del periodo de Julio a Agosto de 2004 con respecto al promedio de los datos de reanálisis de NCEP. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 70. Anomalía de humedad relativa en % a 850 hpa del periodo julio a agosto de 2004 con respecto al promedio 1968-1996 de los datos de reanálisis de NCEP. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 71. Viento zonal medio en m/s a 1000 hpa en el periodo julio a agosto de 2004 de los datos de reanálisis de NCEP. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 72. Anomalías en m/s a 700 hpa del viento zonal en el periodo julio a agosto de 2004 con respecto al promedio 1968-1996 de los datos de reanálisis de NCEP. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 73. Isohipsas medias a 500 hpa durante los periodos inactivos de ocurrencia de SCM. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 74. Imagen del mosaico regional de reflectividad de tres radares del 6 de Agosto de 2004 a las 8:15 Z que muestra un tipo de organización de línea convectiva inmersa. Fuente: grupo de radar de Colorado State University. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 75. Imagen del mosaico regional de reflectividad de tres radares del 3 de Agosto de 2004 a las 1500 Z que muestra un tipo de organización de la convección de bandas convectivas giratorias. Fuente: grupo de radar de Colorado State University. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Figura 76. Imagen del mosaico regional de reflectividad de tres radares del 29 de Julio de 2004 a las 3: 00 Z que muestra un tipo de organización de línea convectiva sólida. Fuente: grupo de radar de Colorado State University. .... **¡Error! Marcador no definido.**

## ÍNDICE DE TABLAS

- Tabla 1. Criterios para definir a un sistema nuboso como un SCM. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 2. Estaciones climatológicas del noroeste de México usadas en el estudio. .. **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 3. Coordenadas de los pluviómetros usados en el estudio. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 4. Lista de los periodos activos e inactivos de ocurrencia de SCM durante el NAME. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 5. Frecuencia de tipos sinópticos que ocasionan los SCM. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 6. Condiciones termodinámicas asociadas a los SCM organizados ..... **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 7. Condiciones cinemáticas de los SCM organizados. .... **¡Error! Marcador no definido.**
- Tabla 8. Frecuencia de tipo de organización de la convección con respecto al tipo de sistema sinóptico. .... **¡Error! Marcador no definido.**

## RESUMEN

Se analizan los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) en México, para lo cual se emplearon imágenes infrarrojas de satélite meteorológico durante un año. Las zonas con mayor número de SCM son las llanuras costeras del sur del Golfo de México, la península de Yucatán, la zona marítima frente a las costas del Pacífico Sur y las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental. Hay zonas con máximos o mínimos estacionales de SCM, que reflejan eventos climáticos intraestacionales como el monzón de Norteamérica y el periodo de canícula.

Se estudian los sistemas que generan la lluvia en las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental usando imágenes de satélite, de radar y datos meteorológicos de superficie y altura. Se encontró que los principales sistemas que generan la lluvia en la región son los Sistemas Convectivos de Mesoescala que producen el 40 % de la precipitación regional y son del tipo orogénico. Ocurren más en las laderas occidentales que en el mar de Cortés.

El mayor número de estos fenómenos se presenta el año anterior al fenómeno de El Niño. Tienden a formarse al anochecer y a disiparse por la madrugada con una duración promedio de alrededor de siete horas, llegando a alcanzar su área la categoría de sistemas meso-alfa.

Los SCM están asociados a la presencia de un anticiclón o cuña a niveles medios de la atmósfera con vientos del este que transportan aire caliente de la meseta del norte sobre la región. La posición de la cuña es importante para la formación de SCM, entre más al sur de lo normal se encuentre, más sistemas de este tipo se forman.

La estratificación vertical de la atmósfera es una capa estable sobrepuesta por una capa condicionalmente inestable. Se observó la ocurrencia frecuente de inversiones térmicas que actúan como una barrera a la humedad, lo que permite que la inestabilidad atmosférica sea liberada solo cuando un SCM erosiona la inversión en su traslado de la Sierra Madre Occidental al mar de Cortés.

El cizallamiento o “shear” en niveles bajos y medios influye en la forma u organización que adoptan los SCM en las imágenes de radar. El agua precipitable influye en la duración de los sistemas.

# CAPITULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Planteamiento del problema

El monzón mexicano es uno de los fenómenos más peculiares del clima de México, que abarca toda la vertiente del Pacífico desde Guatemala hasta la frontera con Estados Unidos, siendo responsable de una gran proporción de la lluvia que cae en esas regiones. El noroeste de la república es una de las regiones donde se presenta con mayor intensidad este fenómeno y donde ha sido más estudiado (Douglas y col., 1993, Jáuregui y Cruz, 1981), especialmente a escala sinóptica. Sin embargo, todavía quedan algunas dudas sobre el monzón mexicano y surgen preguntas como: ¿Cuál es el papel que juegan los fenómenos meteorológicos, como los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) en la generación del máximo de lluvia en las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental? ¿Qué es lo que hace que se formen los SCM en esa región? ¿Qué condiciones meteorológicas son necesarias para su formación y duración? ¿Qué grado de organización adquieren los sistemas? y ¿Qué influencia tiene esto en su duración o longevidad?

La presencia de este fenómeno meteorológico en el noroeste del país, sin duda es de suma importancia para la producción agrícola regional, una de las mayores del país, que depende en gran medida del agua almacenada en las presas situadas a lo largo del piedemonte de la Sierra Madre Occidental, por lo que un mejor conocimiento de los fenómenos meteorológicos que gobiernan la producción de lluvia en esa zona, traerá como consecuencia un mejor manejo y aprovechamiento del agua en esta región semiárida de nuestro país.

Este trabajo sigue una estructura tradicional compleja, formado por cuatro estudios individuales separados, con una introducción, marco teórico, discusión, conclusiones y referencias compartidas. El primer capítulo es esta introducción, después el segundo capítulo es el marco teórico, el tercero es la revisión de la literatura o antecedentes, el cuarto capítulo es el primer estudio que trata sobre la distribución espacial y temporal de los SCM en la república mexicana, que sirve como marco de referencia para situar al noroeste como una de las regiones de México donde se presentan con mayor frecuencia estos fenómenos meteorológicos y que ya fue publicado en el Boletín de Investigaciones

Geográficas (Valdés Manzanilla y col., 2005). El quinto capítulo trata sobre la determinación de los principales fenómenos productores de lluvia en la región, el sexto capítulo es el tercer estudio y trata sobre las principales características de los SCM de los años 1997, 98 y 99, el séptimo es el cuarto estudio y trata sobre los SCM ocurridos durante el experimento del monzón de Norteamérica (North American Monsoon Experiment, NAME por sus siglas en inglés) en 2004, el octavo capítulo es la discusión general y el noveno son las conclusiones y recomendaciones de este trabajo.

## 1.2 Objetivos e hipótesis

El objetivo general del trabajo es conocer las principales características climatológicas de los Sistemas Convectivos de Mesoescala que producen la lluvia monzónica en el noroeste de México.

Los objetivos particulares son:

- 1) Determinar la distribución espacial y temporal de los SCM en la República Mexicana.
- 2) Determinar si las lluvias en el noroeste de México son producto de tormentas aisladas o de pocos eventos de escala sinóptica que abarcan una gran área.
- 3) Calcular las frecuencias de ocurrencia de los Sistemas Convectivos de Mesoescala involucrados en la producción de las lluvias en el noroeste del país.
- 4) Conocer cuales son las condiciones climatológicas que disparan la formación y evolución de los SCM en la región de estudio.
- 5) Conocer las características de la organización de la convección de los SCM y su relación con las condiciones meteorológicas del noroeste de México.

Las hipótesis son:

- a) El noroeste es una de las regiones con mayor frecuencia de ocurrencia de SCM en México.
- b) Entre más al sur de lo normal esté localizada la cuña de alta presión, mas formación de SCM se producirá en la región.

- c) Se forma una mayor cantidad de SCM en las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental que en el mar de Cortés.
- d) Se forma una mayor cantidad de SCM en la región de estudio, por la tarde que por la mañana.
- e) Entre mayor sea la inestabilidad atmosférica y el cizallamiento en la región de estudio más organizados serán los SCM.
- f) Entre más dominada este la atmósfera regional por fenómenos meteorológicos sinópticos (ciclones tropicales, ondas tropicales, etc.), mejor organización y mayor duración tendrán los SCM.

# CAPITULO II

## MARCO TEORICO

### 2.1 La mesoescala

La atmósfera para su estudio se puede dividir en varias escalas, la macroescala, la mesoescala y la microescala.

La mesoescala estudia fenómenos meteorológicos de tipo local que tienen lugar a una escala más pequeña que las cartas meteorológicas, pero son más grandes que lo que puede ver un hombre de pie. Ejemplos: tormentas eléctricas, brisas de mar etc.

Orlanski (1975) clasificó los fenómenos meteorológicos de acuerdo a su longitud y duración, la microescala la definió como de 0 a 2 km con fenómenos como tornados, la mesoescala como de 2 a 2000 km con fenómenos como mesociclones y la macroescala como de 2,000 a 40,000 km con fenómenos como ondas largas que circundan todo el globo. También subdividió la mesoescala en tres escalas más: la meso-alfa de 200 a 2,000 km, que comprende fenómenos como huracanes, la meso-beta de 20-200 de km, que comprende fenómenos como líneas de turbonada y la meso-gama de 2-20 km, que comprende fenómenos como tormentas eléctricas.

### 2.2 Convección

Convección es un tipo de transferencia de calor donde un grupo de moléculas con cierta temperatura se desplazan, normalmente en la vertical, de un lugar a otro y que se da en los fluidos. La convección se presenta normalmente en la atmósfera, debido al calentamiento del aire cerca de la superficie del suelo que tiende a subir por su menor densidad.

La célula convectiva es el fenómeno convectivo más pequeño porque está formado por una única corriente ascendente y una única corriente descendente, no necesariamente coexistiendo, y que dura del orden de media hora.

Las tormentas eléctricas o también llamadas convectivas tienen ya sea una o varias células convectivas, por lo que son llamadas unicelulares, multicelulares o supercelulares, que depende de la inestabilidad y cizallamiento de la atmósfera.

El ciclo de vida de una tormenta unicelular consta de tres etapas (figura 1):

Cumulus.- cuando solo existe una corriente ascendente, que produce gran cantidad de lluvia y cristales de hielo en las partes altas de la tormenta. No hay lluvia en superficie.

Madurez.- cuando coexiste la corriente ascendente y descendente. Comienza la lluvia en superficie. Las gotas de lluvia o partículas de hielo no pueden ser sostenidas por la corriente ascendente y empiezan a caer formando la corriente descendente, que al llegar al suelo forma un domo de aire frío y un minifrente frío conocido como frente rafagoso (gust front).

Disipación.- cuando solo existe corriente descendente, desaparece la corriente ascendente y no hay ingreso de aire húmedo e inestable, entonces la tormenta se desvanece.

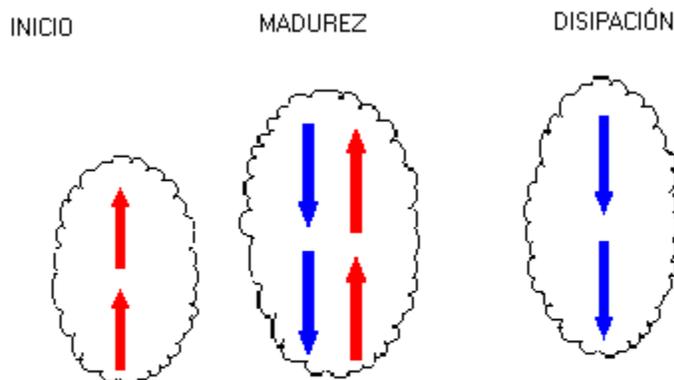


Figura 1. Esquema del ciclo de vida de una tormenta unicelular

### 2.3 Sistemas Convectivos de Mesoescala

Los fenómenos meteorológicos convectivos ocurren en la atmósfera en varias escalas desde las tormentas convectivas o eléctricas aisladas (2-20 km de diámetro) hasta los grandes sistemas semicirculares identificados por Maddox (1980) conocidos como Complejos Convectivos de Mesoescala (500-1000 km de diámetro).

Un sistema convectivo de mesoescala es definido por Houze (1993), con base en datos de radar, como un sistema nuboso que ocurre en conexión con un grupo de tormentas convectivas y produce un área de precipitación contigua de aproximadamente 100 km o más en escala horizontal en, al menos, una dirección.

Desafortunadamente no hay muchos radares meteorológicos instalados en el mundo, por lo que se tiene que usar una herramienta que tenga una mejor cobertura y visión panorámica de los fenómenos nubosos como son los satélites meteorológicos geostacionarios. Los SCM pueden ser reconocidos por medio del satélite, debido a que sus toques aparecen en las imágenes infrarrojas como muy frías. Por lo tanto, para identificarlas se toma una temperatura límite que define el contorno de un sistema nuboso. También se especifica una cierta longitud mínima que debe de cumplir el contorno definido por la temperatura límite, que en el caso de Bartels et al. (1984) debe ser mayor o igual a 250 km. También se especifica una cierta duración, que se define como el periodo de tiempo cuando el sistema alcanza por primera vez la longitud mínima y cuando deja de tenerla tiene que ser, según Bartels et al. (1984), mayor o igual a tres horas.

Los SCM más grandes son los Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM) que fueron identificados por Maddox (1980) usando imágenes infrarrojas de satélite meteorológico geostacionario. Para que un sistema nuboso sea identificado como CCM debe cumplir con ciertos criterios como tamaño, definido en función de la temperatura de la cubierta nubosa, mayor de  $100,000 \text{ km}^2$ , excentricidad mayor que 0.7 y una duración mayor que seis horas. Estos sistemas tienden a ocurrir a sotavento de las grandes cadenas montañosas, como en Argentina con respecto a los Andes o las grandes planicies en Estados Unidos con respecto a las montañas rocosas, donde ocurren en el verano.

Maddox (1983) estudió las condiciones meteorológicas asociadas a los CCMs que ocurren en la parte central de Estados Unidos y encontró que en su etapa de formación se caracterizan por tener una zona de convergencia en superficie, una corriente de vientos máximos a 850 hpa, una corriente de chorro a 200 hpa y una advección caliente en los niveles bajos. En su etapa de madurez se caracterizan por tener divergencia en altura y una zona de alta presión en superficie y una corriente de chorro intensa a 200 hpa; mientras que en su etapa de disipación ya no tienen advección caliente, ni corriente de vientos máximos a niveles bajos y la corriente de chorro a 200 hpa se ha debilitado considerablemente.

#### 2.4 Los sistemas convectivos de mesoescala del tipo orogénico

Trípoli y Cotton (1989) estudiaron la formación de sistemas convectivos de mesoescala en las montañas rocosas de Estados Unidos y realizaron un modelo conceptual del ciclo de vida de un SCM en esa zona que consta de varias etapas:

La primera etapa empieza en la mañana cuando el viento katabático es reemplazado por el viento anabático causado por el calentamiento de las partes elevadas de las montañas. Se presenta una zona de convergencia entre el flujo del este de las planicies aumentado por el viento anabático y el flujo del oeste en altura. Se empiezan a formar nubes tipo *cumulus* en la parte alta de la montaña. Hay una inversión en las planicies que mantiene el aire húmedo encapsulado.

La siguiente etapa consiste en que las nubes *cumulus* en el tope de la montaña se han movido hacia la planicie dirigidas por el viento del oeste en altura, llegando a la zona de convergencia, donde se produce un crecimiento explosivo de las nubes, convirtiéndose en *cumulus nimbus*. Seguidamente (etapa 3), las tormentas se unen para formar una línea de tormentas ubicada en las faldas de la montaña; se forma una celda de circulación con flujo hacia la montaña en sus laderas, flujo vertical donde están ubicadas las tormentas y flujo hacia fuera en la parte alta de las tormentas.

Posteriormente se forman dos celdas de circulación, la anteriormente descrita sobre la montaña y otra sobre las planicies y entre las dos hay una zona de transición donde hay subsidencia. Cuando la línea de tormentas se mueve hacia esa zona sufre un debilitamiento generalizado.

Después de pasar esta zona de transición en su movimiento hacia el este, la línea de tormentas va debilitando la inversión térmica de las planicies, permitiendo que el aire húmedo debajo de ella alimente a las tormentas, intensificándose y convirtiéndose en un SCM. Finalmente, conforme la noche se acerca, la inversión térmica se intensifica, disminuyendo el flujo de aire húmedo que alimenta al sistema por lo que éste se debilita definitivamente y se disipa.

## 2.5 El Monzón de Norteamérica

Es un fenómeno climático que ocurre en el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México y se caracteriza por un incremento abrupto de la precipitación de un seco junio a un húmedo julio en esa región. El máximo de precipitación se localiza en las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental. Esta área se considera monzónica porque hay un cambio total en la dirección del viento, la presión atmosférica y en la transferencia de energía y masa, antes y después del inicio del monzón; así como regímenes de lluvia y temperatura característicos (Adams y Comrie, 1997).

En altura, el monzón se caracteriza por un cambio de dirección de los vientos del suroeste a vientos del este por la formación de una alta presión o cuña. A niveles bajos de la atmósfera, se caracteriza por tener una baja presión térmica en los desiertos de California y Arizona y la presencia de una corriente de vientos máximos (low-level jet en inglés) a lo largo del mar de Cortés.

Un fenómeno meteorológico característico del noroeste de México y relacionado al monzón son las surgencias de humedad (Hales, 1972, Jáuregui y Cruz, 1981), que son masas de aire húmedo tropical transportadas desde la boca del mar de Cortés, hasta Arizona y Nevada debido a un gradiente de presión que se forma entre estas dos regiones, por el excesivo calentamiento del desierto comparado a aire relativamente frío producido por ondas tropicales o SCM que se presentan en la parte sur o central de la región.

Gran parte de la variabilidad estacional del monzón se le atribuye a la variación en latitud de la cuña de alta presión a 500 hpa. Una posición de la cuña más al norte de lo normal resulta en un verano húmedo para Arizona; mientras que una posición más al sur de lo normal significa un verano seco para Arizona (Carleton y col., 1990).

## **CAPITULO III**

### **ANTECEDENTES**

Algunos estudios se han realizado sobre los sistemas meteorológicos productores de lluvia en el noroeste de México.

La primera investigación realizada fue la de Serra (1971) quien estudió los ciclones tropicales que pasaron cerca o entraron a la costa oeste de México, donde sugirió, sin demostrarlo que la lluvia provocada por estos fenómenos era sumamente importante para la irrigación, y por consiguiente para la producción agrícola del noroeste del país.

Esto fue abordado nuevamente mucho tiempo después por Englehart y Douglas (2001) quienes estudiaron la lluvia producida por los ciclones tropicales en la región de estudio y encontraron que solo contribuye entre el 7 % y el 20 % de la precipitación anual, a diferencia de otras regiones, como el sur de la península de Baja California, donde llega a alcanzar hasta 58 %, lo que sugiere que los ciclones tropicales no son la fuente mas importante de la lluvia en la parte continental del noroeste de México.

Carleton (1986), como ya se mencionó anteriormente, estudió los episodios húmedos y secos (bursts y breaks en su terminología en inglés) de las lluvias en verano en el suroeste de Estados Unidos y encontró que un desplazamiento de la cuña de alta presión a 500 hpa al norte de su posición normal incrementa la actividad de tormentas eléctricas en Arizona mientras que un desplazamiento hacia el sur disminuye esta actividad. Sin embargo no menciona cuales son los fenómenos causantes de estos episodios húmedos y secos.

Douglas y col. (1986) también estudiaron un tipo de SCM regional conocido como Complejos Convectivos de Mesoescala (CCM) de la que hizo una climatología de los años 82-85. Encontraron que el flujo preponderante del este a 700 hpa es uno de los factores más importantes en el desarrollo de los CCM. También sugieren que el flujo del este actúa como un viento descendente de las montañas que tiende a suprimir la convección hasta que el fuerte calentamiento de la superficie (temperaturas  $> 40^{\circ}$  C), es capaz de iniciar la convección.

Howard y Maddox (1988) usando imágenes de satélite infrarrojas, hallaron un tipo de SCM al que ellos llamaron meso-alfa, que acreditan como el principal causante de las

lluvias en la región. Encontraron dos tipos de SCM meso-alfa que se presentan en la región: los de la costa oeste y los de la parte baja de la costa oeste. Los de la costa oeste se caracterizan por suceder en la noche durante los meses de julio, agosto y septiembre en la parte norte de Sinaloa y sur de Sonora y se mueven preferentemente en forma paralela a la línea de costa hacia la frontera. Los sistemas meso-alfa de la parte baja de la costa oeste se presentan de noche en la parte sur de Sinaloa y Nayarit y se mueven hacia el golfo de California. Sin embargo, este estudio fue de solo un año y no usaron imágenes de radar, por lo que no se puede generalizar.

Smith y Gall (1989) estudiaron líneas de tormentas que se desarrollaron durante los meses de verano en Sonora y Arizona. Inicialmente estos fenómenos se formaron en el parteaguas de la Sierra Madre Occidental y de ahí se movieron hacia el oeste. Estos investigadores encontraron que estos sistemas presentaban vientos del oeste en superficie y del este en altura, los que normalmente eran muy secos. Este estudio constó de solo tres casos, por lo que es necesario aumentar su número. Sin embargo, los resultados son lógicos.

Maddox y col. (1991) estudiaron con mayor profundidad los sistemas productores de lluvia en el suroeste de Norteamérica y encontraron que, aparte de los ciclones tropicales, los sistemas de tormentas y las tormentas convectivas locales son las principales causantes de la precipitación veraniega en la región. Ellos observaron tres tipos de precipitación convectiva: las tormentas convectivas aisladas, sistemas convectivos, sistemas de tormentas meso-beta y sistemas de tormentas meso-alfa. Este es un estudio descriptivo donde no se estudiaron las condiciones meteorológicas que producen estos sistemas, ni se usaron datos de radar para estudiar su estructura y evolución.

Schuur (1991) estudió un SCM meso-beta que se formó sobre la Sierra Madre Occidental durante el experimento SouthWest Area Monsoon Project (SWAMP) con datos obtenidos con el avión P-3 con radar abordado, donde encontraron elementos convectivos muy intensos y una circulación a niveles medios de la parte de atrás a la delantera. Desafortunadamente no se hicieron mediciones en un SCM meso-alfa que son los más grandes e importantes.

Negri y col. (1994) realizaron una climatología de la precipitación en diferentes regiones del mundo entre ellas, el noroeste de México, usando un sensor de microondas

(Special Sensor Microwave Imager, SSM/I) abordo de un satélite de órbita polar norteamericano. Encontraron una fuerte variación diurna de la precipitación en el noroeste de México, donde por la tarde se observaban intensas lluvias en las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental y por la mañana, estas lluvias se habían movido hacia el Golfo de California. Desafortunadamente no se menciona que fenómenos causan esas lluvias en esa región.

Tiempo después, Farfán y Zehnder (1994) estudiaron los sistemas convectivos móviles y estacionarios que se presentaron en el noroeste del país durante el experimento Southwest Area Monsoon Project que se realizó en el verano de 1990 en la región. Los sistemas estacionarios ocurren principalmente en la parte sur del Golfo de California, teniendo asociados mesovórtices y se forman cuando hay vientos del oeste en la superficie y vientos del este en altura. Por otro lado, los sistemas móviles se presentan a lo largo del Golfo de California y se forman cuando los vientos son del este tanto en superficie como en altura. Este trabajo se hizo con base en imágenes de satélite y datos meteorológicos de altura, faltándole datos de radar para determinar la estructura de los sistemas.

Posteriormente Reyes y col. (1994) en su descripción del llamado Monzón del suroeste de Norteamérica, proponen que la precipitación anual de esta región está determinada por el número de sistemas convectivos de mesoescala y ciclones tropicales que ocurren en un cierto año. Sin embargo, no se ofrecen elementos para probar las anteriores afirmaciones.

Maddox y col. (1995) encontraron que la ocurrencia de las tormentas severas en Arizona está asociada a la presencia de una cuña de alta presión en la zona de Nevada y Utah. Desafortunadamente este estudio está dedicado a la parte norte de la región de estudio.

Watson y col. (1994) usaron los datos de descargas eléctricas y encontraron que un cambio en la latitud hacia el sur de la cuña subtropical provoca episodios secos en Arizona; mientras que un cambio hacia el norte de esta cuña causa episodios húmedos en esa región.

McCollum y col. (1995) encontró que donde hay áreas favorecidas de convergencia y advección, a niveles bajos, de humedad del mar de Cortés se favorece el desarrollo de SCM en Arizona. Desafortunadamente este estudio se realizó en Arizona y no en el noroeste de México.

Mohr y Zipser (1996) estudiaron la frecuencia y la intensidad convectiva de los SCM a nivel global usando un sensor de microondas en la frecuencia de 85 GHz (Special Sensor Microwave Imager, SSM/I) a bordo de un satélite de órbita polar norteamericano. Encontraron un gran número de SCM en la Sierra Madre Occidental. En este estudio solo se presenta la frecuencia de estos fenómenos, no su trayectoria o condiciones meteorológicas asociadas a su formación.

Gochis y col. (2004) analizaron las características de la precipitación y su relación a la fisiografía del noroeste de México usando una red de pluviómetros digitales durante 2002 y 2003. Ellos encontraron que el máximo de precipitación se encuentra en las pendientes occidentales de la Sierra Madre Occidental y que la lluvia es más frecuente en esa zona que en la llanura costera. Desafortunadamente no se investigaron que fenómenos son los causantes de esta característica de la precipitación en esa región.

Debido a lo interesante de la meteorología del noroeste de México, se han hecho varios experimentos en la región a lo largo de los últimos quince años. Primero se realizó el Southwest Area Monsoon Project en 1990 en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos (Meitin, 1991), por instituciones estadounidenses (National Severe Storm Laboratory, NSSL, University of Arizona, UA) y mexicanas (Centro de Investigaciones y Estudios Superiores de Ensenada, CICESE), con los objetivos de estudiar los sistemas convectivos de México e investigar la estructura y flujos de humedad del monzón de Norteamérica. Desafortunadamente no se tuvieron en este experimento datos de radar para estudiar con mayor detalle los SCM de la región.

Posteriormente en 1993, se realizó el SWAMP-93 o Experimento Meteorológico del Verano (EMVER-93) por instituciones estadounidenses (NSSL) y mexicanas (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, IMTA), donde uno de los principales objetivos era estudiar la corriente de vientos de niveles bajos del mar de Cortés (Douglas, 1995).

Posteriormente en 1995, se hizo una pequeña campaña de observaciones en la parte norte de Sonora y Baja California Norte para investigar la variación diurna y espacial de la corriente de vientos máximos de niveles bajos del mar de Cortés (Douglas y col., 1998).

Finalmente en el 2004, se realizó el experimento meteorológico del monzón de Norteamérica (North American Monsoon Experiment, NAME por sus siglas en inglés), donde confluyeron diferentes instituciones de los dos países (Higgins y col., 2003) con

diferentes tipos de instrumentos instalados en el noroeste de México, que fue la región núcleo del experimento, cuyos objetivos eran: un mejor entendimiento de los componentes claves del sistema monzónico y su variabilidad espacial y temporal, una mejor comprensión del papel de este sistema dentro del ciclo hidrológico global, datos observados mejorados y predicción mensual y estacional mejoradas del monzón y recursos hidráulicos regionales. Los resultados del experimento se encuentran en el proceso de análisis de datos y publicación de artículos relacionados.

# **CAPITULO IV**

## **ESTUDIO 1**

### **UN ESTUDIO EXPLORATORIO DE LOS SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA DE MEXICO**

#### **4.1 INTRODUCCION**

Desde el punto de vista geográfico, se tiene un buen conocimiento de la distribución espacial y temporal de la precipitación en México, debido a los trabajos de Wallén (1955) y de Mosiño y García (1974), entre otros. Sin embargo, poco se sabe aún de los fenómenos meteorológicos de escala sinóptica y media que producen la lluvia en México, con excepción de los ciclones tropicales.

De acuerdo a su origen, la precipitación puede ser de dos tipos: convectiva y estratiforme. En la precipitación convectiva, los movimientos verticales del aire son mayores que la velocidad de caída de los cristales de hielo contenidos en las nubes (Houze, 1993), lo cual favorece una mayor condensación, mayor formación de gotas de lluvia y por lo tanto, precipitaciones más intensas que su contraparte estratiforme. Debido a lo anterior, los fenómenos meteorológicos que tienen inmersas zonas con precipitación convectiva, son los mayores productores de lluvia.

Los fenómenos meteorológicos productores de precipitación convectiva incluyen desde tormentas convectivas con diámetro de 10 kilómetros, hasta sistemas o conglomerados nubosos con dimensiones de varios cientos de kilómetros como los ciclones y ondas tropicales. Es obvio que los sistemas nubosos producen más lluvia que las tormentas pequeñas, por lo que la frecuencia de estos fenómenos meteorológicos de grandes dimensiones, determina en gran medida la cantidad de precipitación que sucede en cierta región.

Uno de los conglomerados nubosos mas conocidos son los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), que según la definición de Houze (1993), son sistemas nubosos que aparecen en conjunto con grupos de tormentas convectivas y que producen un área de precipitación con radio de 100 kilómetros o más en cualquier dirección.

A la fecha, son pocos los estudios realizados sobre SCM en México. Maddox y Howard (1988) construyeron una climatología de un tipo de SCM en el norte de México. Posteriormente, Maddox y col. (1991) clasificaron los diferentes sistemas convectivos que se desarrollan en el noroeste de México en tres tipos: tormentas convectivas multicelulares, sistemas convectivos meso-beta y sistemas convectivos meso-alfa. Posteriormente, mediante el uso de imágenes de satélite e información de localizadores de descargas eléctricas, Smith y Gall (1989) estudiaron un tipo de SCM en Arizona y Sonora, al que denominaron línea de turbonada. Farfán y Zehnder (1994), mediante el uso de imágenes de satélite y datos de radiosondeos, estudiaron el ciclo de vida y movimiento de SCM que se forman en la Sierra Madre Occidental identificando dos tipos de SCM: los estacionarios, que se concentran en la parte sur del Golfo de California y los móviles, que se desarrollan y mueven en forma paralela a la Sierra Madre Occidental. Hashem (1997) realizó una climatología de los SCM que se presentan durante la primavera en Texas, para lo cual utilizó información meteorológica de altura y superficie, así como imágenes de radar y satélite, para investigar la organización y estructura de estos sistemas y las condiciones meteorológicas que influyeron en su formación y desarrollo, además de sus trayectorias típicas. Algunos de los SCM investigados por este autor iniciaron su desarrollo en México. Todos los trabajos anteriores analizan los SCM solamente en el norte de México, notablemente la región noroeste, por lo que un estudio a nivel nacional, aun está pendiente de realizarse.

El objetivo de este capítulo es el de conocer la distribución espacial y temporal, así como la variación diurna de los sistemas convectivos de mesoescala en México, mediante el uso de imágenes de banda infrarroja de satélites meteorológicos geostacionarios.

## 4.2 DATOS Y MÉTODOS

Debido a que los SCM se definen con base en imágenes de satélite infrarrojas, para el presente estudio se ocuparon imágenes recopiladas en la estación receptora de imágenes de satélite del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). Estas imágenes son de 8 bits por pixel, con un formato de 750 x 512 pixeles. El área de estudio comprende el territorio nacional (Fig. 2), más las regiones observadas por la red de radares del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), incluyendo una porción del norte de Guatemala (Valdés-

Manzanilla y Aparicio, 1997). El periodo de estudio fue de un año, de septiembre de 1996 a agosto de 1997, debido a la disponibilidad de imágenes durante ese periodo.

Para determinar si un sistema nuboso era un SCM se estableció un criterio basado en imágenes de satélite parecido al que usaron Bartels y col. (1984) en el área central de Estados Unidos de América (tabla 1).

Tabla 1. Criterios para definir a un sistema nuboso como un SCM

Parámetro	Descripción
Longitud	Longitud lineal del área de la imagen de satélite con temperatura $\leq -54$ °C (219 °K) $> 250$ km
Duración	La longitud lineal mínima se mantiene al menos por 3 horas
Inicio	Cuando el sistema alcanza la longitud lineal mínima por primera vez
Disipación	Cuando el sistema deja de alcanzar la longitud lineal mínima

Para identificar los sistemas nubosos que cumplen con el criterio para ser considerados como SCM, se utilizó el software ASMEIS (Sosa-Chiñas y Valdés-Manzanilla, 1999) desarrollado para este fin.

El proceso para localizar un SCM fue el siguiente:

- 1) Utilizando el programa ASMEIS, se transforma cada imagen de satélite recopilada al filtro MB (Bartels y col., 1984), que es el usado para definir los SCM.
- 2) Para cada sistema nuboso candidato, se calculó cada hora, la longitud lineal del área limitada por la isoterma de  $-54$  °C (219 °K) y su centroide por medio del programa ASMEIS.
- 3) Cuando un sistema nuboso cumplía con el criterio para ser considerado un SCM, se tomó el centroide calculado cada hora para determinar la trayectoria del SCM desde su inicio hasta su disipación.

Para determinar la variación diurna, se establecieron las horas de inicio y disipación de los SCM usando la información de las trayectorias anteriormente mencionadas. Asimismo, se calculó la duración de un SCM restando la hora de inicio de la hora de disipación. Posteriormente se calcularon los promedios mensuales.

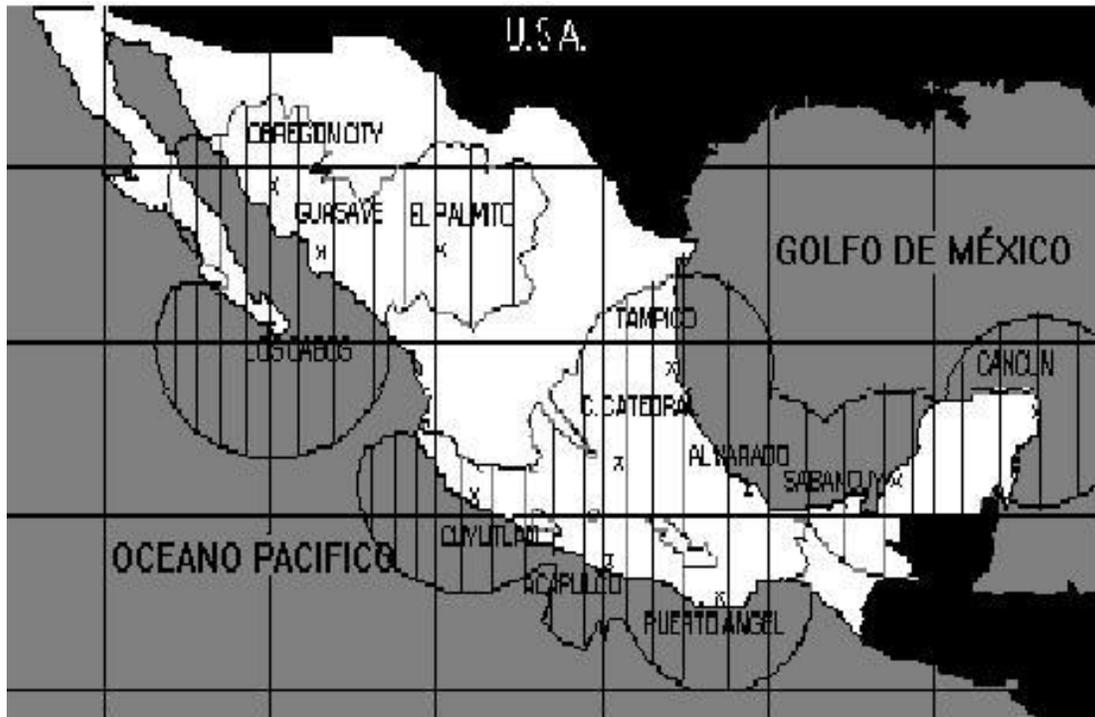


Figura 2. Área de estudio de los Sistemas Convectivos de Mesoescala que comprende todo el territorio nacional además de las áreas marinas cubiertas por la red nacional de radares del SMN.

#### 4.3 RESULTADOS

##### a) Distribución espacial y temporal a nivel mensual de los SCM

Durante el periodo de estudio se identificaron 548 SCM que ocurrieron principalmente de mayo a octubre, lo que coincide con la principal temporada de lluvias en México (Fig. 3).

En septiembre de 1996, la frecuencia de SCM fue de 65 (Fig. 4), cuatro zonas presentaron un mayor número de sistemas: sur de Sinaloa y Nayarit, en donde los sistemas se desplazaron preferentemente a lo largo de la línea de costa; frente a la costa del Pacífico Sur, con trayectorias relativamente largas y movimiento hacia el oeste; el sur de Tamaulipas y norte de Veracruz (cuenca del Pánuco) y sur del Golfo. En estas dos últimas zonas, los SCM siguieron trayectorias variables. El patrón de distribución de los SCM, coincidió con la fase de retiro del monzón sobre el noroeste (Douglas y Li, 1993), cuando la actividad convectiva se desplazó hacia el este y sur de la región (Cortez-Vázquez, 2000).

Durante octubre de 1996, el número de SCM disminuyó a 29, menos de la mitad del número de sistemas identificados el mes anterior, lo que refleja el retiro de la temporada de lluvias en México. Durante este mes los SCM prácticamente desaparecen sobre el norte y centro del territorio nacional (Fig. 5). Hay dos zonas con actividad, una de ellas localizada frente a las costas del Pacífico Sur, en donde la formación de los SCM puede estar asociada a la actividad de ciclones tropicales, la otra zona con mayor actividad que la anterior durante este mes, es la península de Yucatán, en donde los SCM muestran un movimiento preferentemente hacia el este, se puede especular que esta actividad está asociada a la interacción de los primeros frentes fríos con los últimos sistemas tropicales de la temporada.

En noviembre de 1996, únicamente se contabilizaron 13 SCM. La zona con mayor actividad fue la parte norte del país, en donde los sistemas tuvieron una larga trayectoria hacia el este, siguiendo aproximadamente la frontera con los Estados Unidos (Fig. 6), aparentemente estos sistemas están relacionados al paso de frentes fríos, que se desplazan hacia el este y tienen también largas trayectorias en la misma dirección. En este mismo mes se observaron aún algunos SCM frente a las costas del Pacífico sur y en la península de Yucatán.

En diciembre de 1996 se identificaron 10 sistemas, algunos de los cuales se desarrollaron en el noroeste de México y mostraron un movimiento hacia el este. Un aspecto interesante durante este mes fue la formación de algunos sistemas frente a las costas del centro-occidente del país, que siguieron una trayectoria nor-noreste y entraron al país por esa región (Fig. 7), lo cual sugiere la influencia de la corriente en chorro subtropical en el transporte de humedad hacia el interior del país.

En enero de 1997 se presentaron solo cinco SCM, principalmente en el norte del país, los sistemas mostraron un movimiento hacia el noreste (Fig. 8). En febrero de 1997 se presentó un patrón muy semejante al de enero, con cinco sistemas identificados (Fig. 9). En marzo de 1997 se tuvo un ligero incremento en el número de SCM, con respecto a los dos meses anteriores, contabilizándose un total de ocho sistemas, los cuales se concentraron en el noreste del país (Fig. 10), lo que coincide con el inicio de la temporada de SCM en Texas (Hashem, 1997).

En abril de 1997 se tuvo un cambio cuantitativo notable en la formación de los SCM, ya que su número se cuadruplicó pues se contabilizaron hasta 32 sistemas. Destacan dos zonas de mayor actividad, una en el noreste de México, en donde los SCM siguieron un movimiento hacia el noreste y una más en la península de Yucatán, en donde los sistemas siguieron una dirección variable (Fig. 11).

En mayo de 1997, el número de SCM continuó incrementándose hasta alcanzar la cifra de 50 sistemas, coincidiendo con el inicio de la temporada de lluvias. La mayor actividad se observó en las regiones elevadas del país, como las mesetas del norte y la central (Fig. 12), debido a un incremento en la inestabilidad atmosférica en los altiplanos y a un mayor desarrollo de circulaciones locales. En menor medida, los SCM se desarrollaron también en la parte sur del Golfo de México.

En junio de 1997, el número de SCM continuó en ascenso con un total de 88 sistemas identificados, lo que indica el pleno establecimiento de la temporada de lluvias en el país. Un cambio notable es que durante este mes hay una migración de los SCM de las mesetas, hacia las Sierras Madre Occidental y del Sur (Fig. 13). También se aprecia una fuerte actividad frente a las costas del Pacífico sur, con SCM que siguen un movimiento hacia el oeste. En la península de Yucatán se observó un gran número de sistemas, con movimiento predominantemente hacia el oeste.

En julio de 1997 se contabilizaron 125 SCM, lo que hace de este mes el de mayor actividad durante el periodo de análisis. Un aspecto interesante es que el número de sistemas se incrementó notablemente en la Sierra Madre Occidental, mientras que su número disminuyó notablemente en el noreste y centro-sur de México (Fig. 14), lo que indica el pleno desarrollo del monzón en el noroeste de México (Douglas y Li, 1993) y el inicio del periodo de canícula en el centro-sur del país (Mosiño y García, 1974).

Por otra parte, la figura 14 muestra aparentemente que hay dos tipos de SCM en el noroeste de México, los que se mueven en forma paralela a la Sierra Madre Occidental (el mayor número de sistemas), y los que se mueven perpendicularmente a ella, con dirección hacia el Golfo de California. Durante julio, la actividad disminuye ligeramente, frente a las costas del Pacífico Sur, con SCM de largas trayectorias y movimiento hacia el oeste, probablemente asociados a la actividad de ciclones tropicales. Otra zona con fuerte

actividad es la península de Yucatán, donde los SCM son probablemente producto del paso de ondas tropicales por esa región.

En agosto de 1997, se presentaron 114 SCM en el territorio nacional, especialmente en el noroeste del país, donde la mayoría de ellos se concentraron en la parte sur del Golfo de California y tuvieron una trayectoria paralela a la línea de costa; aunque algunos se movieron hacia el oeste, en forma perpendicular a ella (Fig. 15). En contraste, en el noreste del país, casi ningún sistema se presentó, coincidiendo con la canícula, ya que es la región y la época del año donde este fenómeno es más intenso (Mosiño y García, 1974). Otras zonas con una alta frecuencia de SCM, fue la parte occidental de la península de Yucatán, debido probablemente al paso de ondas tropicales y sus interacciones con circulaciones locales como brisas marinas en esta región, y el Istmo de Tehuantepec, quizás asociados al paso de ondas tropicales sobre las montañas de Chiapas y Guatemala. Hay otra zona de formación en el occidente del país, frente a las costas de Guerrero, Michoacán y Jalisco, debido al paso de SCM asociados a ciclones tropicales.

#### b) Variación diurna y estacional de la formación y disipación de los SCM

La hora en la que inician y terminan los SCM permite inferir las causas, así como las condiciones meteorológicas, a nivel sinóptico o de mesoescala, asociadas a su formación o disipación. La situación geográfica del lugar también tiene influencia, ya que si es una zona montañosa o esta cerca de la costa, se van a producir fenómenos como las brisas de mar o valle-montaña, que al ser de naturaleza diurna, van a provocar que a ciertas horas del día, se presenten condiciones propicias para la formación o disipación de SCM. En general, en México los SCM se inician al anochecer y terminan cerca de la medianoche, la duración promedio anual es de siete horas, lo que contrasta con la duración promedio de los SCM en Texas, que es de 18 horas (Hashem, 1997).

Durante el invierno (dic. 1996, ene. y feb. 1997), los SCM se iniciaron al anochecer (0:00 –3:00 Z) (Fig. 16) y terminaron principalmente al amanecer (12:00-15:00Z) (Fig. 17), pero tienen una duración promedio de seis horas, indicando poca influencia de circulaciones locales.

Por otro lado, en primavera (mar, abr, y may 1997), los SCM se iniciaron más temprano, por la tarde (21:00-0:00 Z) (Fig. 18) y terminaron tanto en la mañana (15:00-

18:00 Z) como en el atardecer (Fig. 19), indicando una creciente influencia del calentamiento diurno en su formación. La duración promedio estacional fue de seis horas.

En el verano (jun, jul y ago 1997), los SCM empezaron por la tarde (21:00-0:00 Z) (Fig. 20) y terminaron cerca de la medianoche (3:00-6:00 Z) (Fig. 21), lo que indica una marcada influencia de fenómenos meteorológicos de mesoescala. Durante esta estación, los SCM tuvieron una duración promedio de seis horas. Finalmente, en el otoño (sep, oct y nov. 1996), los SCM iniciaron su desarrollo más tarde que durante el verano (0:00-3:00 Z) (Fig. 22) y terminaron mayormente cerca de la medianoche (3:00-6:00Z), aunque también en otras horas del día (Fig. 23). La duración promedio de los SCM en esta estación fue de 10 horas, lo que representa el mayor periodo de vida de los SCM de todas las estaciones, probablemente debido a que están asociados a fenómenos meteorológicos de escala sinóptica como ciclones tropicales y frentes fríos.

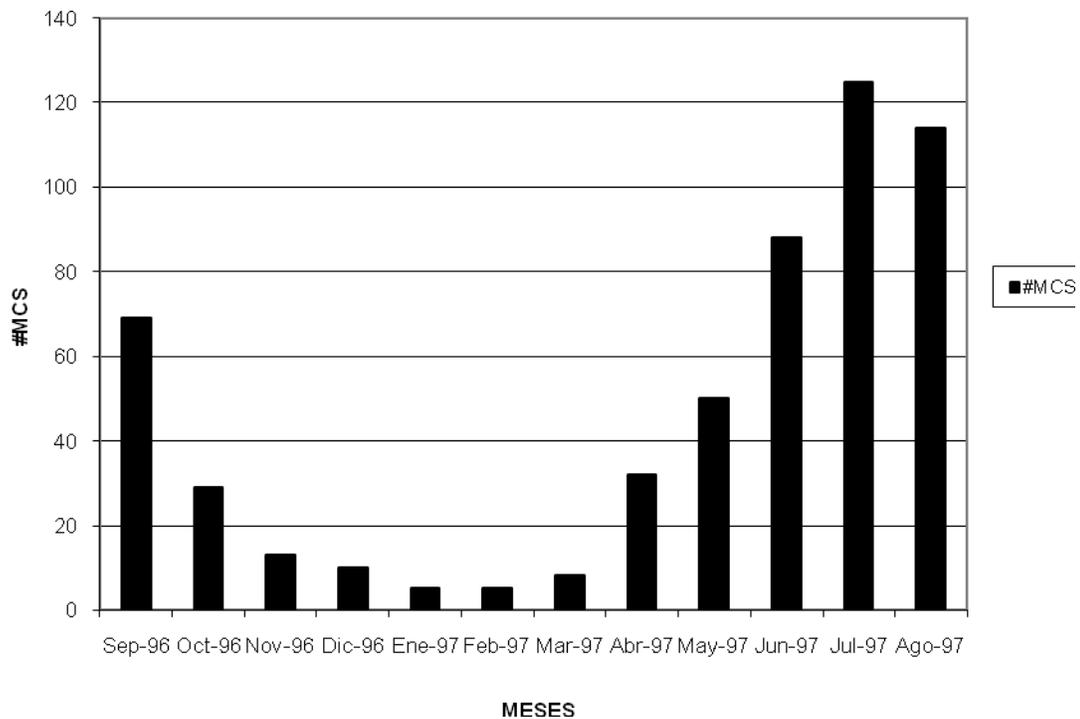


Figura 3. Distribución mensual de los SCM durante el periodo de estudio.

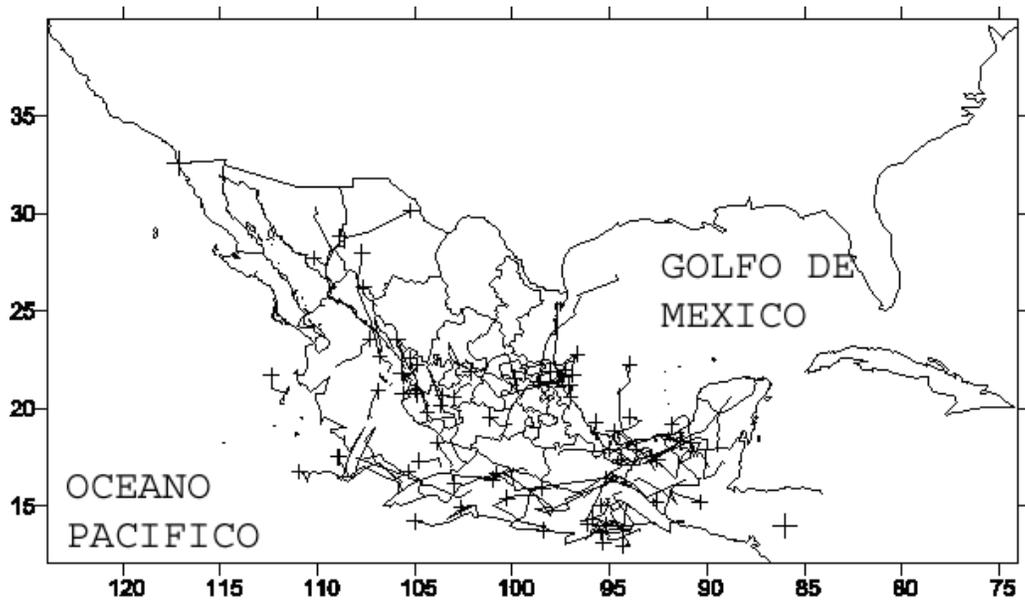


Figura 4. Trayectorias de los SCM en septiembre de 1996. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

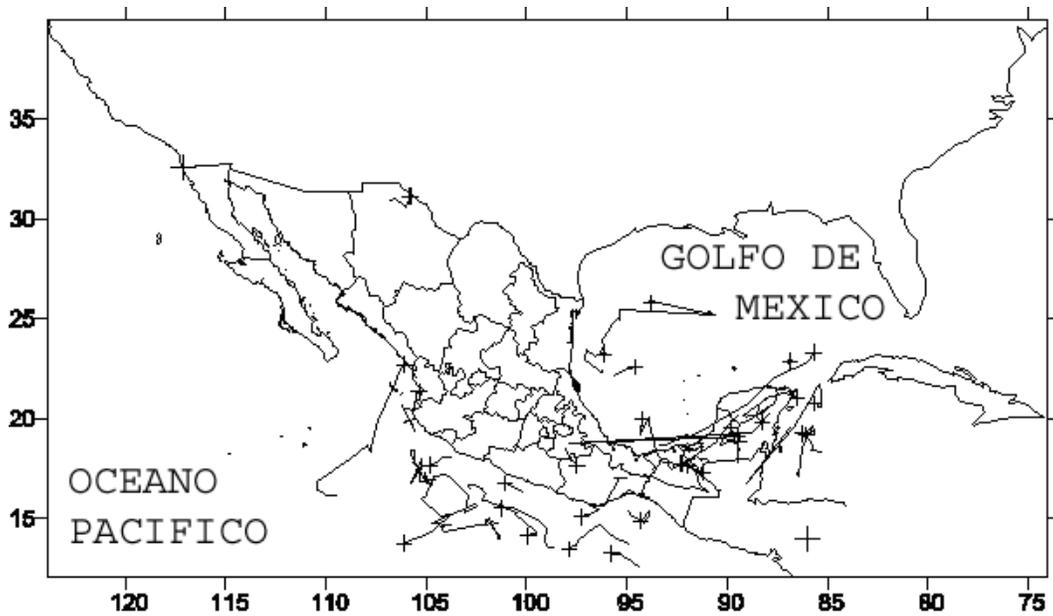


Figura 5. Trayectorias de los SCM en octubre de 1996.

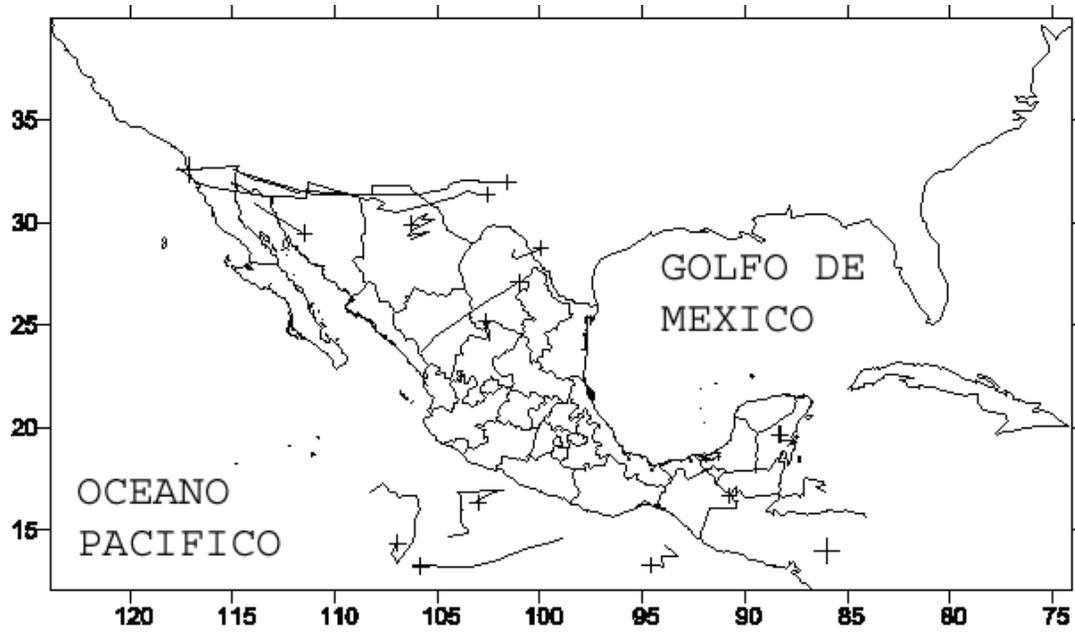


Figura 6. Trayectorias de los SCM en noviembre de 1996.

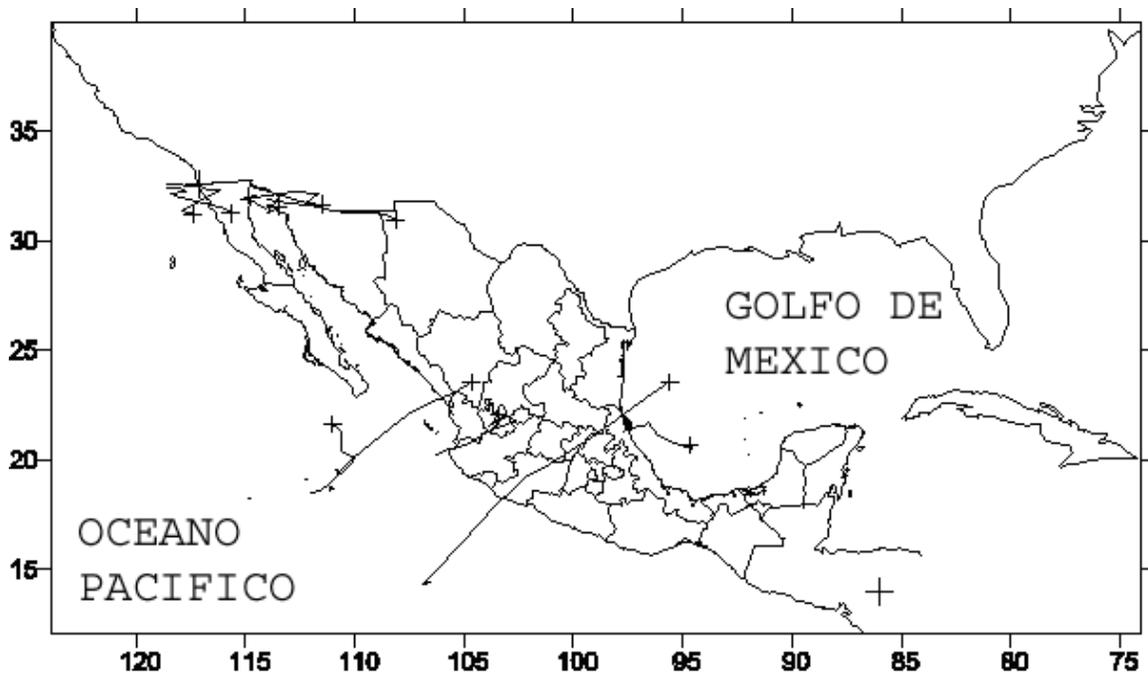


Figura 7. Trayectorias de los SCM en diciembre de 1996.

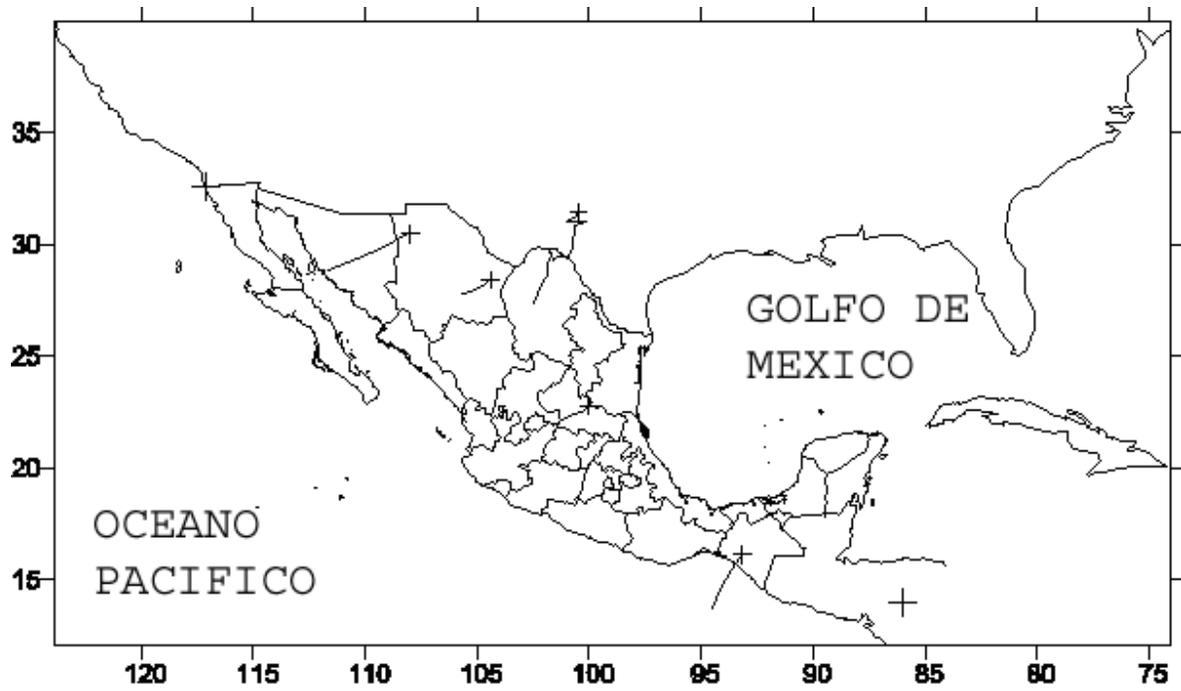


Figura 8. Trayectorias de los SCM en enero de 1997.

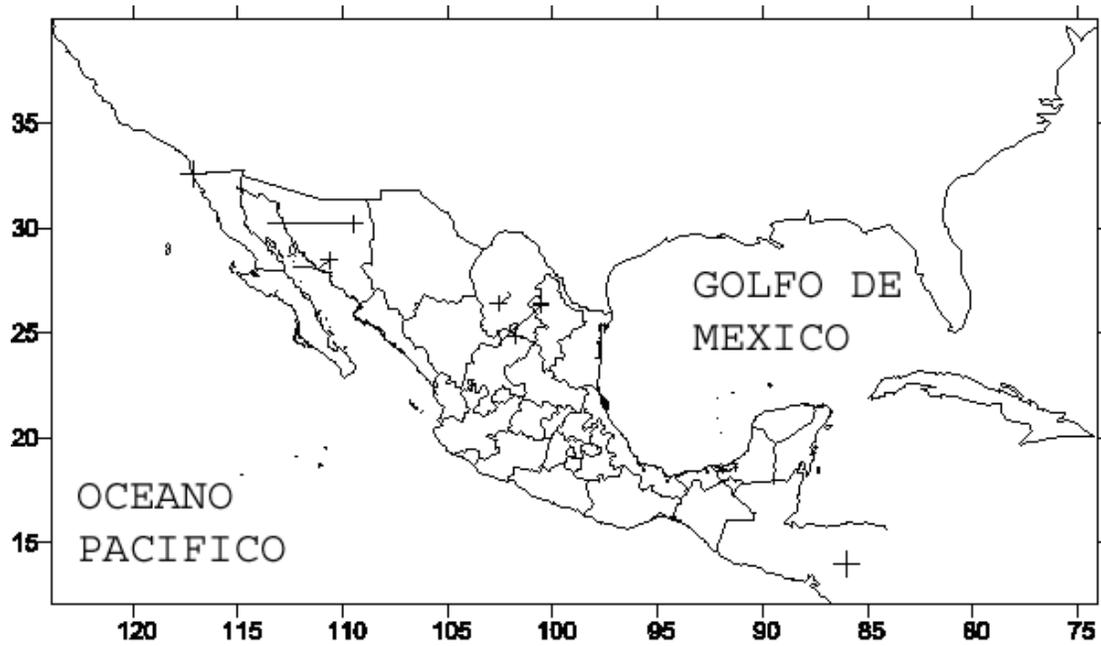


Figura 9. Trayectorias de los SCM en febrero de 1997.

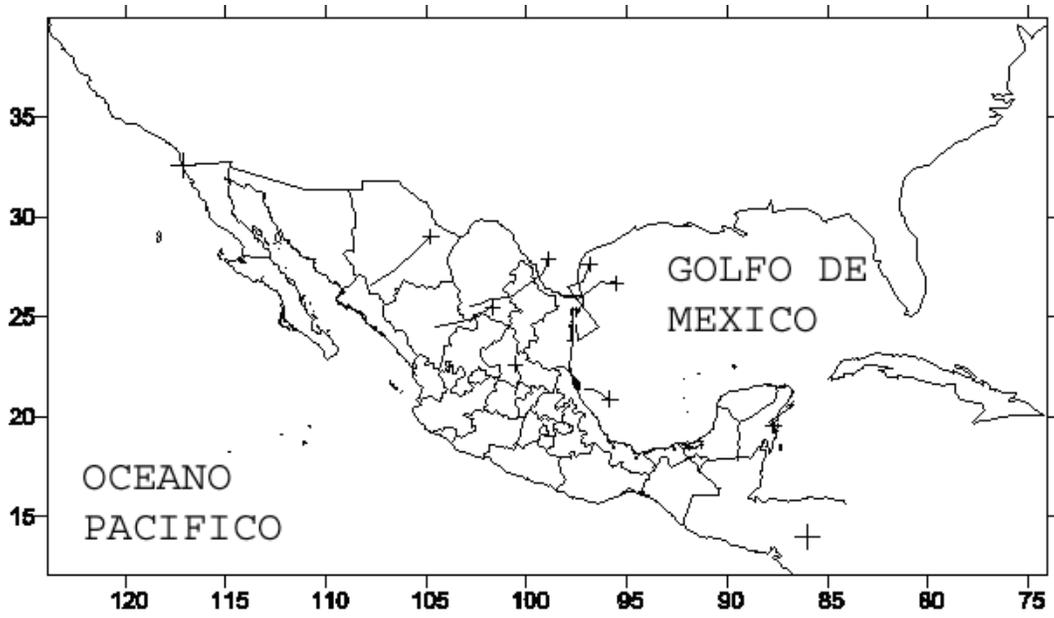


Figura 10. Trayectorias de los SCM en marzo de 1997.

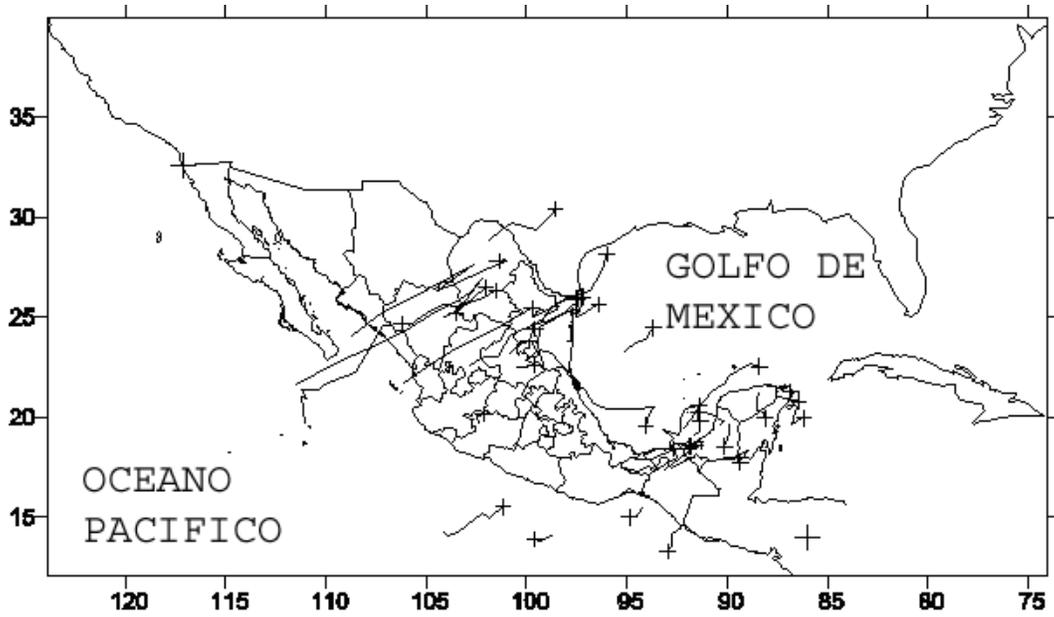


Figura 11. Trayectorias de los SCM en abril de 1997.

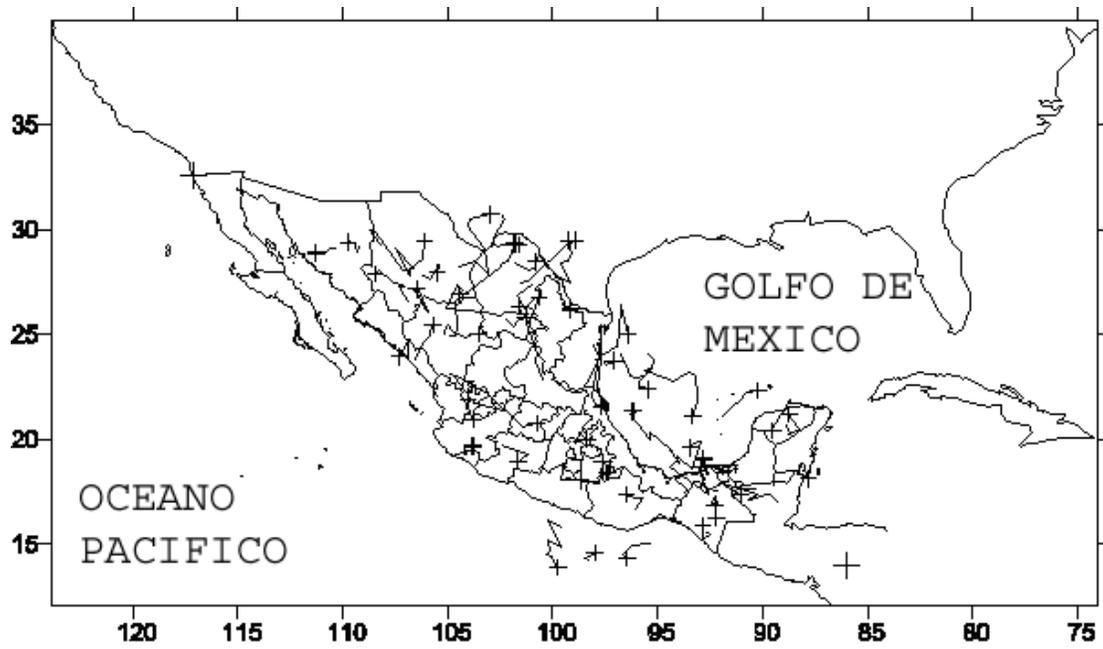


Figura 12. Trayectorias de los SCM en mayo de 1997.

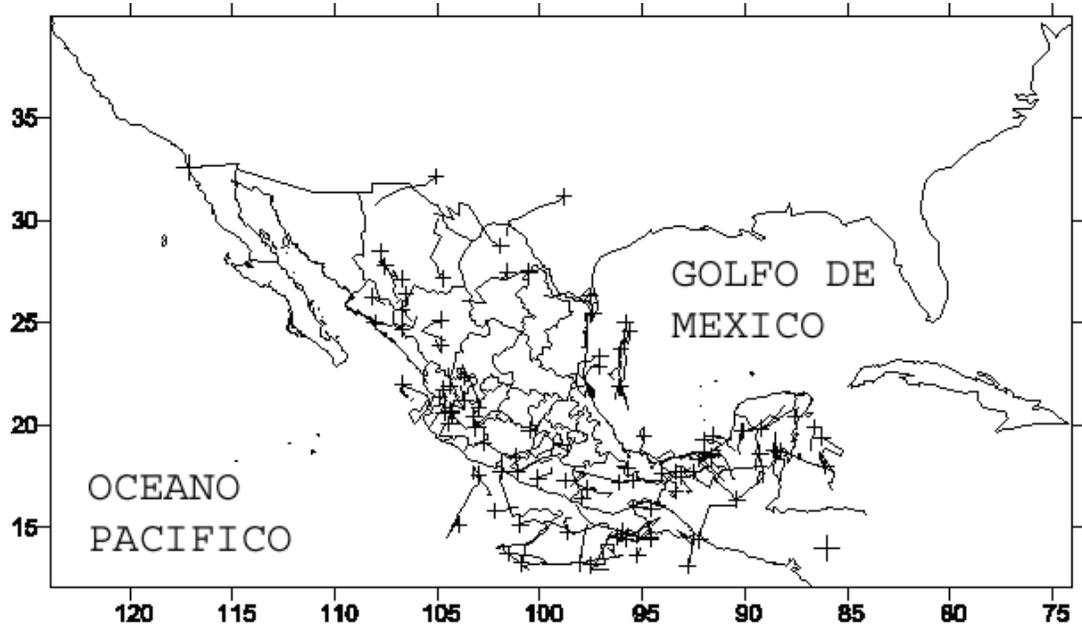


Figura 13. Trayectorias de los SCM en junio de 1997.

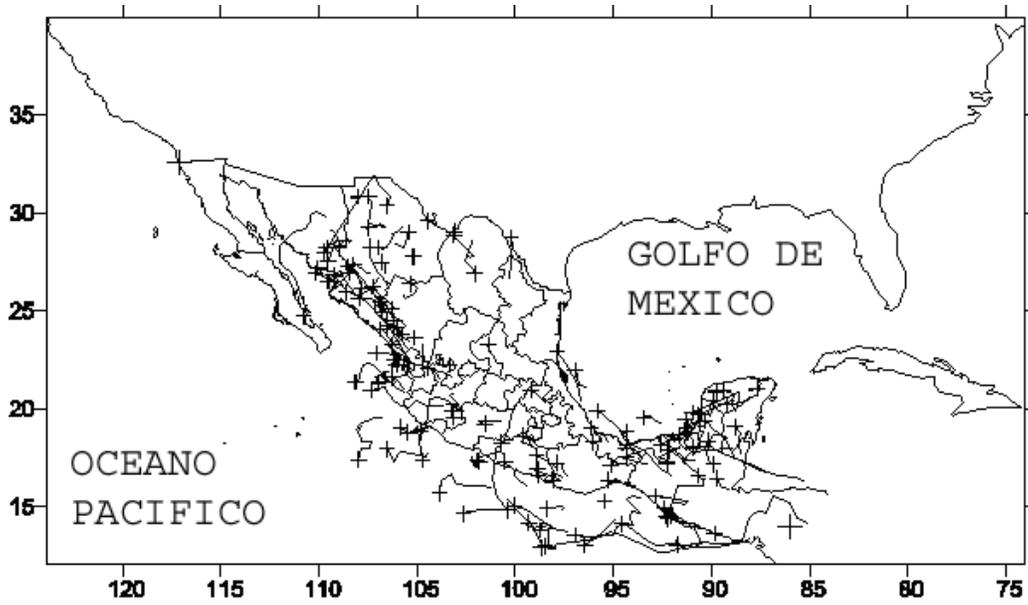


Figura 14. Trayectorias de los SCM en julio de 1997.

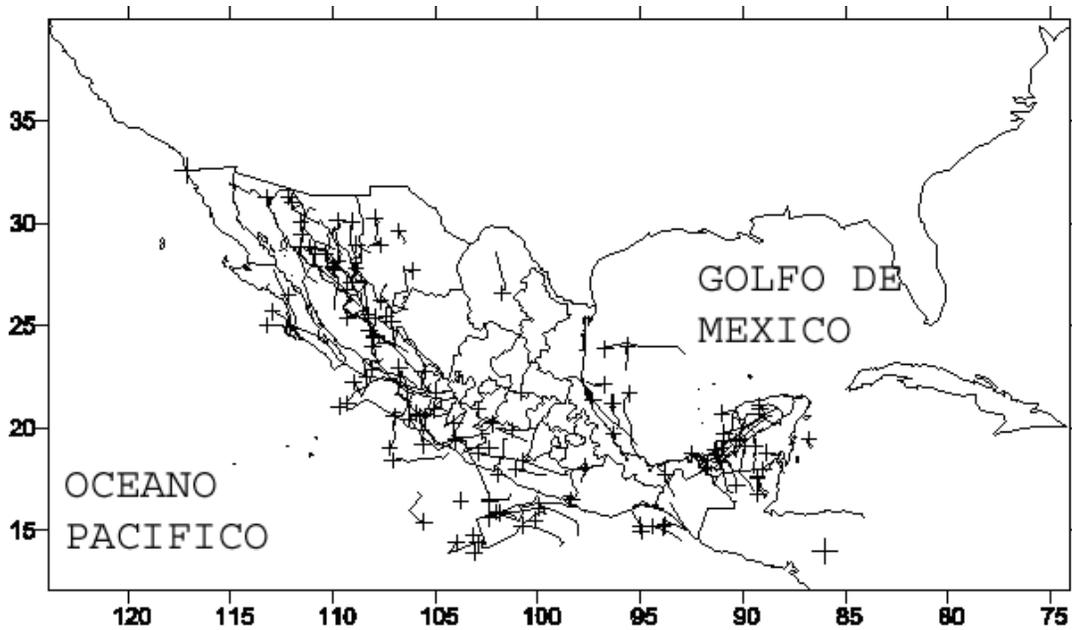


Figura 15. Trayectorias de los SCM en agosto de 1997.

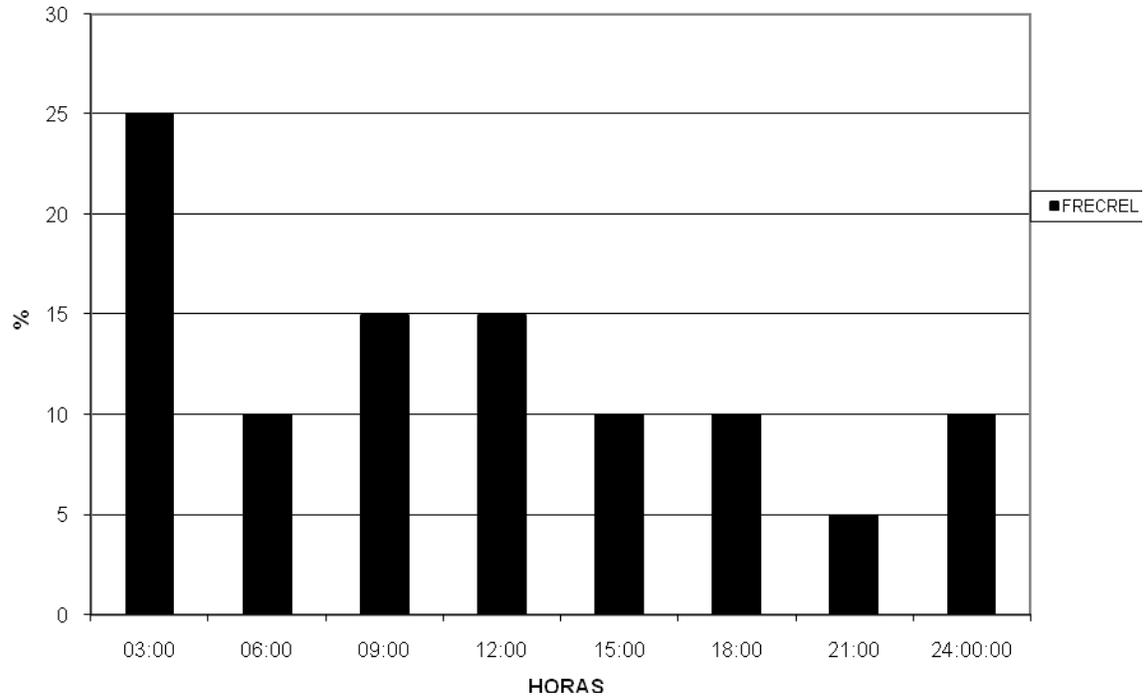


Figura 16. Variación diurna de la formación de los SCM en los meses de invierno (dic. 96, ene. 97 y feb. 97).

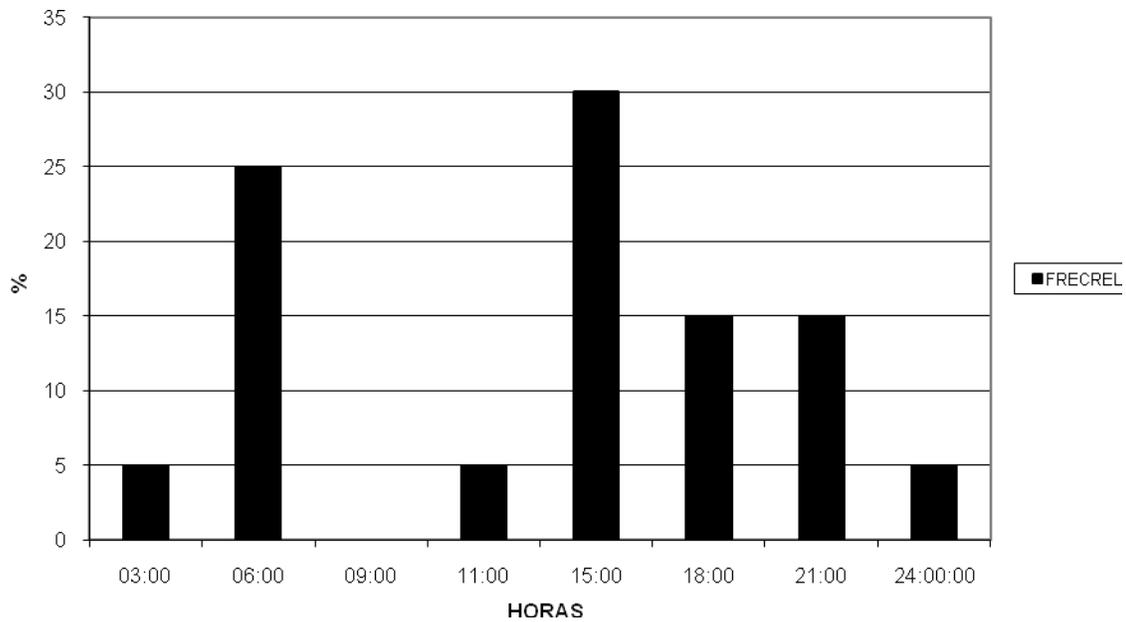


Figura 17. Variación diurna de la disipación de los SCM para los meses de invierno.

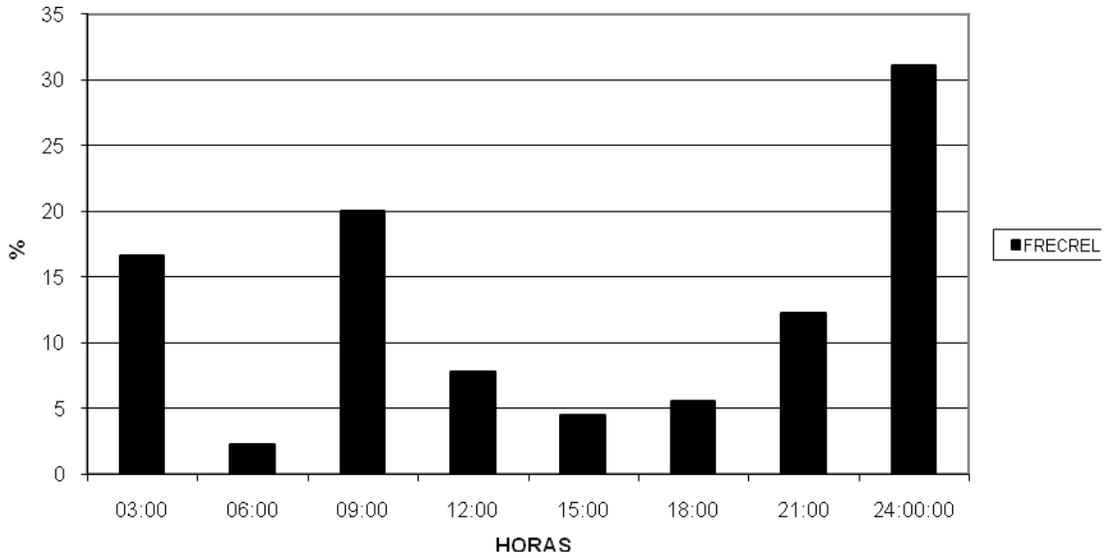


Figura 18. Variación diurna de la formación de los SCM para los meses de primavera (mar. 97, abr. 97, may. 97).

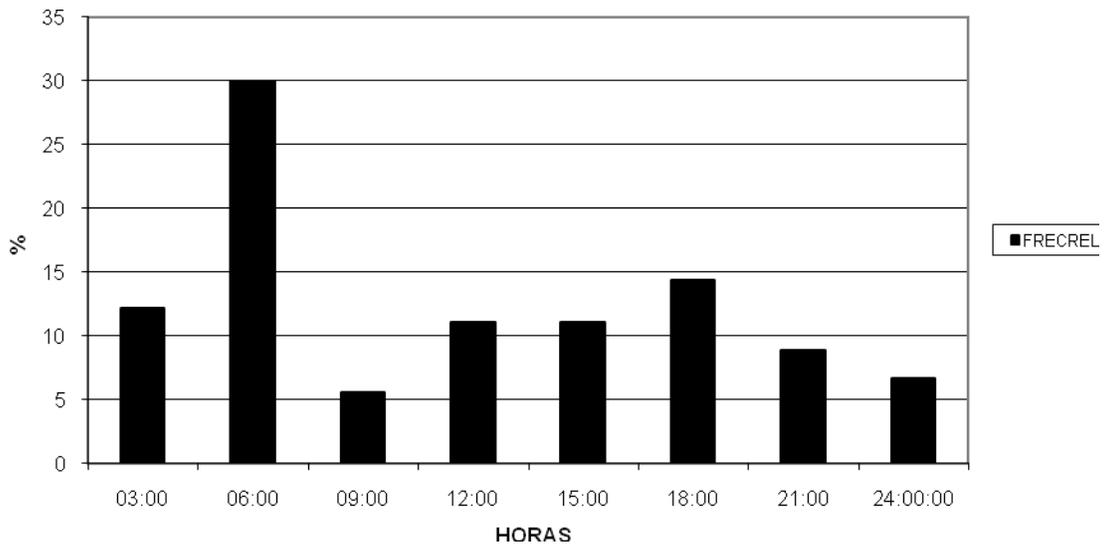


Figura 19. Variación diurna de la disipación de los SCM en los meses de primavera.

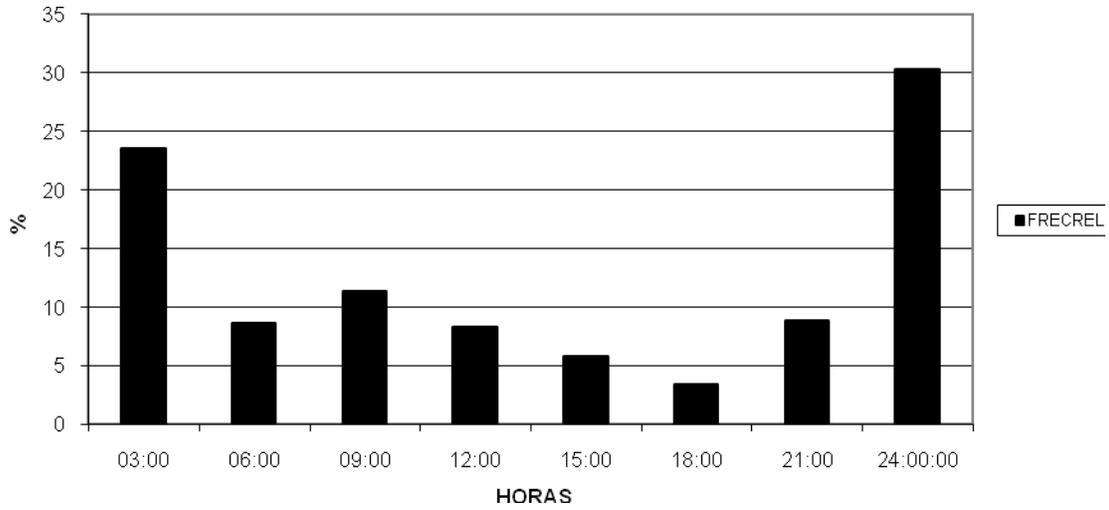


Figura 20. Variación diurna de la formación de SCM en los meses de verano (jun. 97, jul. 97, ago. 97).

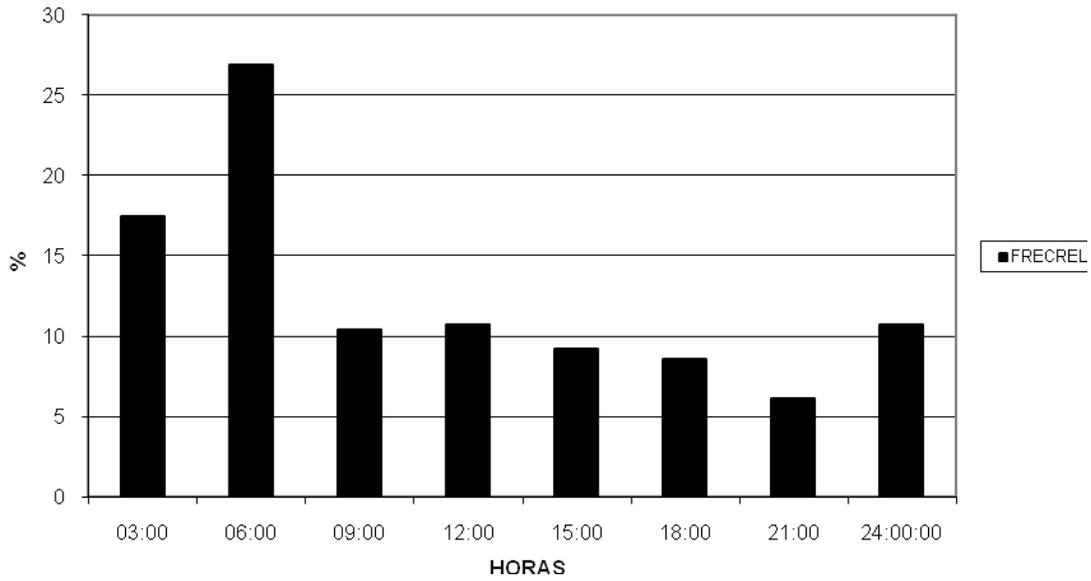


Figura 21. Variación diurna de la disipación de los SCM en verano.

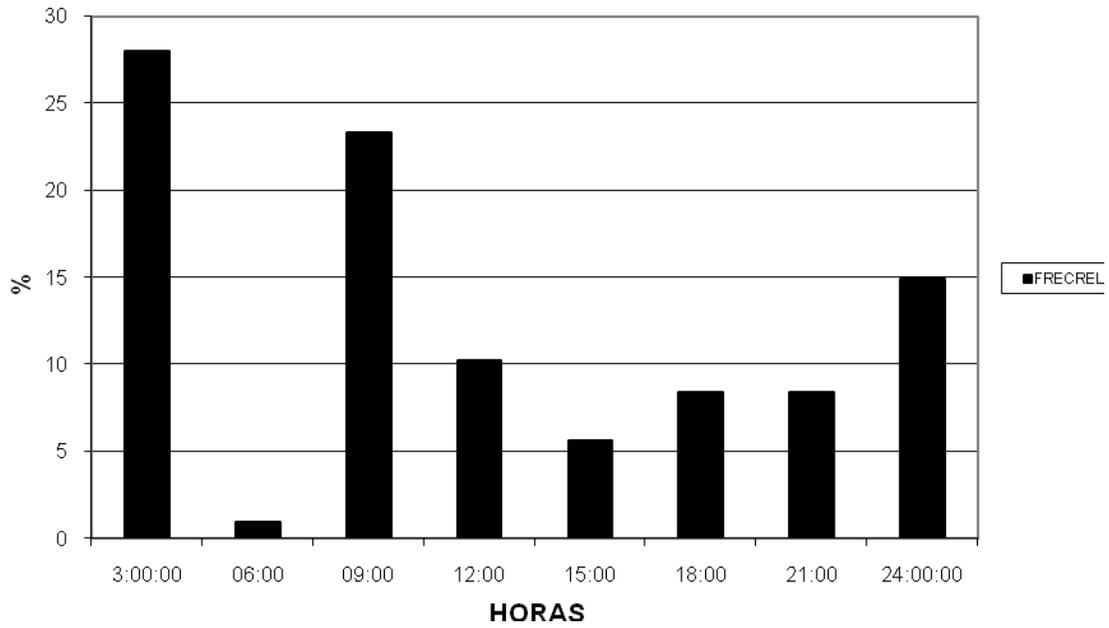


Figura 22. Variación diurna de la formación de SCM en los meses de otoño (sep. 96, oct. 96 y nov. 96).

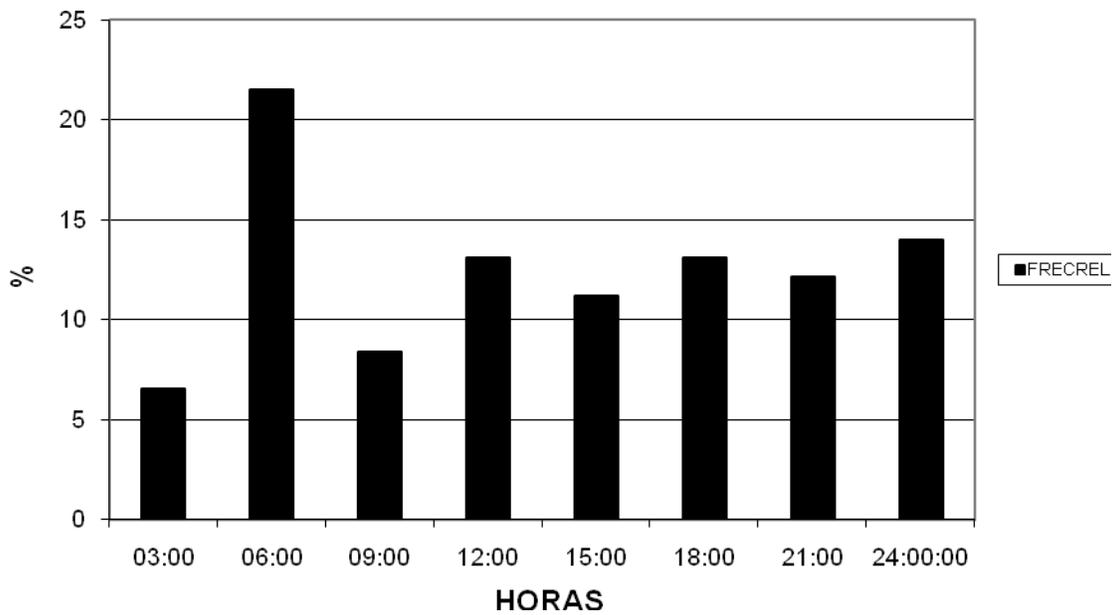


Figura 23. Variación diurna de la disipación de SCM en los meses de otoño.

# **CAPITULO V**

## **ESTUDIO 2**

### **DETERMINACIÓN DE LOS PRINCIPALES FENÓMENOS PRODUCTORES DE LLUVIA EN EL NOROESTE DE MEXICO**

#### **5.1. INTRODUCCIÓN**

Uno de los primeros pasos para saber que es lo que provoca las lluvias en una cierta región de estudio es conocer cuales son los fenómenos meteorológicos que las producen. Reyes y col. (1994) propusieron que los principales productores de lluvia en esta región son los ciclones tropicales y sistemas convectivos de mesoescala. En este capítulo se pretende discernir cual o cuales son los fenómenos meteorológicos más importantes en la producción de lluvia en la región, basándose en diferentes técnicas y datos observados.

Los ciclones tropicales son uno de los principales fenómenos causantes de la lluvia en el noroeste del país. Sin embargo, poco se sabe sobre la importancia de la lluvia ciclónica con respecto a la lluvia no-ciclónica salvo la investigación realizada por Englehart y Douglas (2001). En este trabajo se trata de corroborar la hipótesis de Serra (1971) de que los ciclones tropicales son muy importantes para el almacenamiento de las presas y por lo tanto para la producción agrícola de la región. Para ello se realizó un estudio de la relación entre la precipitación ocurrida en varias estaciones climatológicas y el número de ciclones tropicales que tocaron tierra en los estados de Sonora y Sinaloa.

En las zonas tropicales o subtropicales la lluvia es producida, normalmente, salvo en zonas montañosas, por sistemas meteorológicos organizados y grandes, como ciclones tropicales o frentes fríos, que en unos pocos días producen un gran porcentaje de la lluvia acumulada anual. Este es el caso de Argentina o Filipinas (Riehl, 1954). Por ello se trató de conocer si en la región en estudio, la lluvia era producto de sistemas grandes bien organizados o de sistemas pequeños desorganizados como las tormentas convectivas.

Otra forma de saber si los sistemas meteorológicos que afectan una región son de escala sinóptica o de mesoescala es investigar la variación diurna de la lluvia en un lugar,

ya que si la ocurrencia de la lluvia esta concentrada en unas ciertas horas del periodo diurno quiere decir que hay fenómenos locales, como la brisa o los vientos valle-montaña, que están influenciando la producción de lluvia en esa región. Por otro lado si la lluvia está igualmente repartida a lo largo del día, quiere decir que los sistemas de escala sinóptica son los más importantes productores de lluvia en una región, ya que pueden ocurrir a cualquier hora del día.

Finalmente se intentó otra forma de determinar cuales eran los fenómenos meteorológicos más importantes en la producción de lluvia en esa región. Para ello se estudió la frecuencia de ocurrencia de eventos de lluvia, donde los eventos con mayor duración se supone que son de escala sinóptica o macroescala y los de menor duración de mesoescala. Asimismo fue necesario establecer cuanta lluvia producía cada evento y que porcentaje eran del total de la lluvia.

## 5.2 DATOS Y MÉTODOS

Para discernir el papel de los ciclones tropicales en la lluvia regional, se utilizaron datos de precipitación pluvial de 25 estaciones climatológicas de la región de estudio (Fig. 24), escogidas de un total 300 estaciones capturadas en el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (Tabla 2), que a su vez, son las de mayor periodo y calidad de las 5000 estaciones climatológicas existentes en el país. El periodo de datos climatológicos que se escogió fue el de 1966 a 1987. Las trayectorias de los ciclones tropicales se obtuvieron de los registros del Centro Nacional de Huracanes de los Estados Unidos, del mismo periodo de las estaciones climatológicas. En la figura 25 se aprecian todas las trayectorias de los ciclones tropicales que afectaron a los estados de Sonora y Sinaloa en el periodo estudiado.

Para discernir cuales eran los controles mesometeorológicos y sinópticos de la lluvia en el noroeste de México, se ocuparon los datos de las estaciones climatológicas usadas anteriormente, en este caso de los meses de la temporada de lluvias, julio a octubre, y se consideró un día de lluvia si esta pasaba de 1 mm.

En el caso de la variación diurna de la lluvia en el noroeste de México es necesario contar con una gran cantidad de datos. Desafortunadamente es raro tener datos horarios de precipitación de una cierta región, sobre todo en países en desarrollo como el nuestro. Una de los pocos datos disponibles para esa región del país son los usados en la calibración de

los radares de Ciudad Obregón, Sonora y Guasave, Sinaloa, del Servicio Meteorológico Nacional en el periodo 1997-1998, que constaron de 35 pluviómetros digitales autónomos, que permitieron registrar hasta tres meses de datos con una resolución de 0.25 mm. La red estuvo operando desde el 18 de julio de 1997 al 26 de mayo de 1998. En la Fig. 26 se aprecia la ubicación de los pluviómetros de la red instalada para la calibración de los radares. Desafortunadamente, algunos pluviómetros no funcionaron adecuadamente, así que se escogieron los de mejor calidad. La tabla 3 muestra las coordenadas geográficas de los pluviómetros usados en el estudio.

En el caso de la frecuencia de ocurrencia y duración de eventos de lluvia en el noroeste de México se utilizaron los mismos pluviómetros de la sección anterior, donde se supone que la lluvia registrada en un cierto pluviómetro es independiente de la lluvia registrada en otro, debido a que están muy separados entre sí, por lo que se piensa que no se interfieren entre ellos. Por otro lado, un evento de lluvia se definió como, al menos, un registro de lluvia en una hora cualquiera ( $\sim 0.25$  mm) en un pluviómetro cualquiera. Se usó el mismo periodo de datos que en el caso de la variación diurna.

Tabla 2. Estaciones climatológicas del noroeste de México usadas en el estudio.

# estación	nombre estación	Altitud	Latitud	Longitud
25007	BAMICORI	152	26.35	108.4833
25012	COSALA	300	24.4166	106.7
25017	CHOIX PUEBLO	360	26.7333	108.3333
25023	EL FUERTE	84	26.4333	108.6166
25046	JAINA	200	25.9	108.01666
25063	MOCORITO	66	25.4833	107.9166
25081	SANALONA	170	24.8	107.15
25110	BADIRAGUATO	230	25.3666	107.5333
26029	CD. CUBIL	350	29.2166	109.25
26031	EL NOVILLO	275	28.9666	109.6333
26032	EL ORÉGANO	282	29.23333	110.7166
26049	LA GUADALUPE	750	28.9666	108.7166
26053	MINAS NUEVAS	520	27.05	109.01666
26067	PASO DE NACORI CHICO	533	29.433	109.1
26074	QUEROBABI	657	30.05	111.0166
26075	QUIRIEGO	251	27.5166	109.25
26076	RIITO, S. L. R. C.	13	32.1333	114.9
26077	SAHUARIPA	460	29.05	109.2333
26083	SAN JAVIER	650	28.61666	109.7166
26088	SAN PEDRO DE LA CUEVA	319	29.2833	109.7333
26101	TONICHI	217	28.5833	109.56666
26102	TRES HERMANOS	85	27.2	109.2
26109	YECORA	1500	28.3666	108.95
26179	BAHIA KINO	40	28.8166	111.95
26183	QUIRIEGO	251	27.5166	109.25

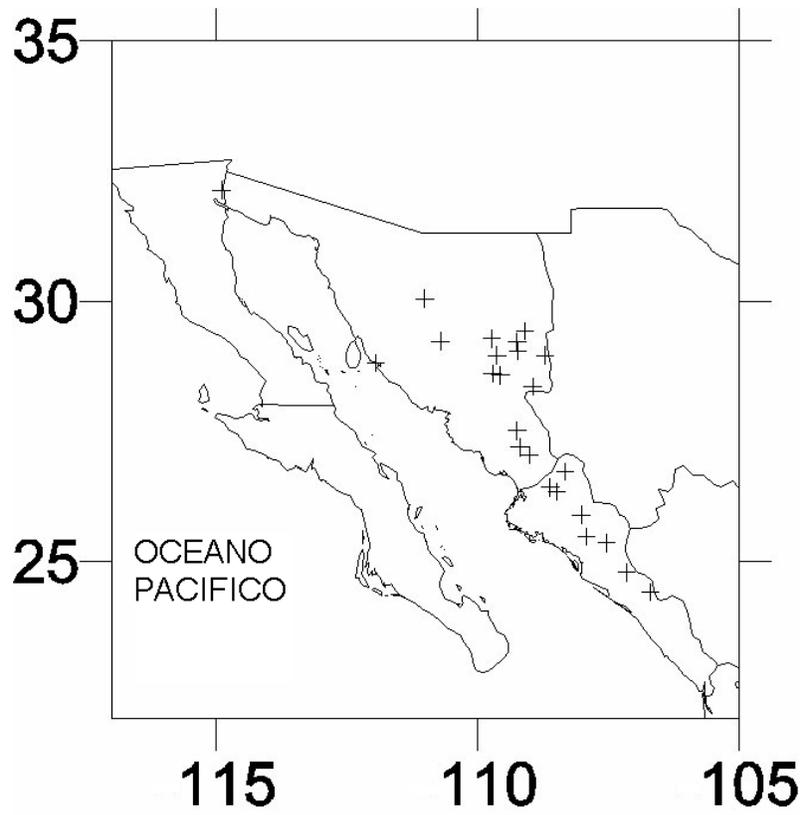


Figura 24. Localización de las estaciones climatológicas utilizadas en el análisis. El signo + indica la ubicación de las estaciones en el noroeste de México.

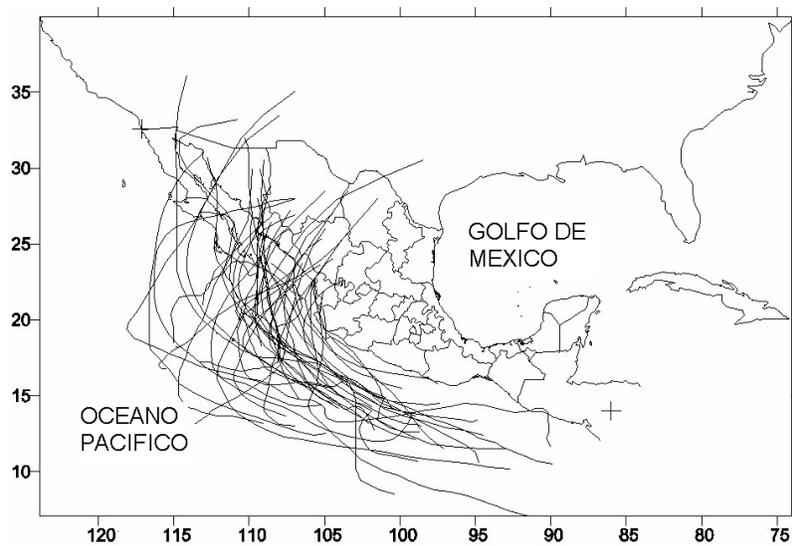


Figura 25. Trayectorias de los ciclones que tocaron tierra o pasaron cerca de la región de estudio.

Tabla 3. Coordenadas de los pluviómetros usados en el estudio.

Pluviómetro	Longitud	Latitud
Aguaje, Sin	106° 49'58''	24° 05' 50''
Álamos, Son	108°55' 55''	27°01'18''
Badiraguato, Sin	107°33'23''	25°22'37''
Bernabé Arana, Son	110°05'48''	27°10'48''
Canal Alto, Son	109°52'37''	27°43'34''
Choix, Sin	108°19'31''	26°43'00''
Nuri, Son	109°19'07''	28°06'40''
Culiacán, Sin	107°22'16''	24°47'14''
El Sabino, Son	109°30'18''	27°47'31.6
Navojoa, Son	109°27'31''	27°02'56''
Pericos, Sin	107°41'47''	25°05'34''
San Nicolás, Son	109°10'50''	28°25'53''
Tabalá, Sin	107°05'48''	24°26'33''
Yécora, Son	108°55'30''	28°22'19''
Yepachic, Son	108°22'42''	28°25'39''

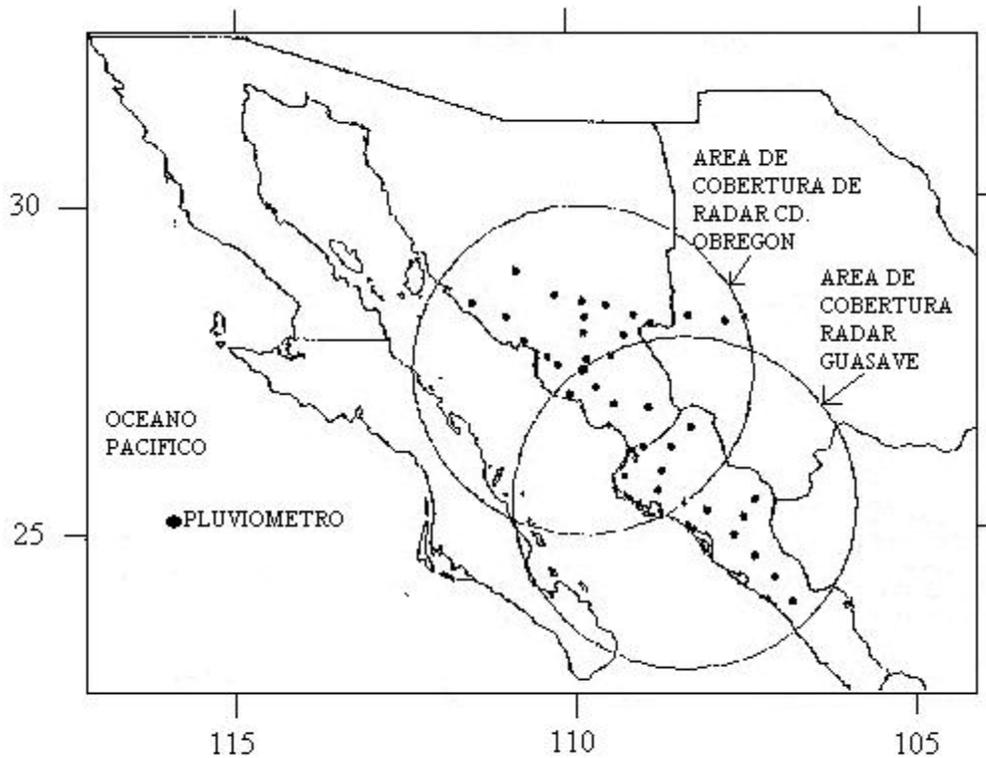


Figura 26. Ubicación de la red pluviométrica en el noroeste de México.

### 5.3 RESULTADOS

La correlación entre la precipitación anual de todas las estaciones y el número de ciclones tropicales anuales que pasaron por la región en un año fue de 0.19, una correlación muy baja, lo que permite inferir que no hay una relación lineal entre estas dos variables. Por otro lado, el número de ciclones tropicales explica ( $R^2$ ) solo el 3.9 % de la variación de la precipitación anual de todas las estaciones de la región estudiada, lo que significa que hay otros fenómenos meteorológicos productores de lluvia que no están siendo considerados, lo que podría explicar esta correlación tan baja.

La Fig. 27 muestra una gran dispersión de los datos alrededor de la línea de regresión, indicando la escasa correlación entre la precipitación anual de la región y el número de ciclones tropicales que la afectan en un cierto año. La ecuación de regresión es:

$$\text{Precipitación NW} = 19.84 (\text{número de ciclones tropicales}) + 352.30$$

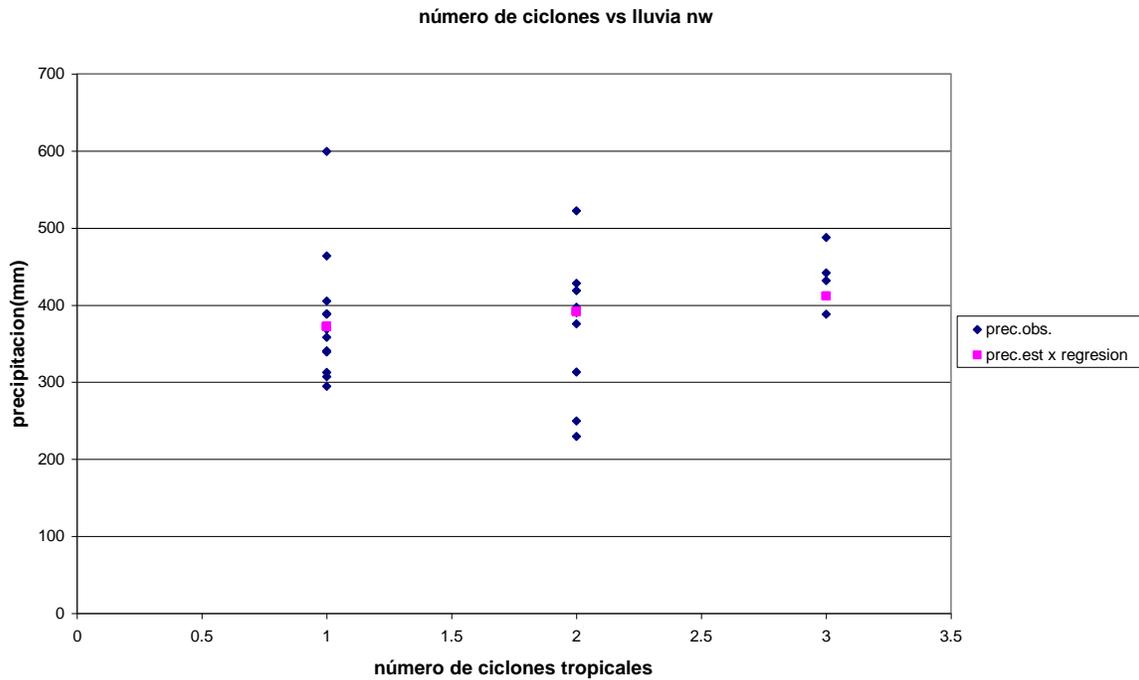


Figura 27. Diagrama de dispersión y ecuación de regresión de la relación entre el número de ciclones tropicales y la precipitación anual de la región de estudio.

En el caso de la determinación de los controles mesometeorológicos y sinópticos en la lluvia, se puede ver que, en general, todas las estaciones analizadas mostraron un comportamiento parecido al de la Fig. 28 (estación Tonichi en Sonora), una curva menos pronunciada que en el caso de Argentina (Olascoaga, 1950), indicando que la concentración de la lluvia en los días mas lluviosos del año es mucho menor en el noroeste de México que en otras zonas tropicales o subtropicales del mundo y que una moderada parte de la lluvia de la región de estudio es producida por fenómenos meteorológicos grandes; mientras que los fenómenos medios, de mesoescala, son de gran importancia en esta región.

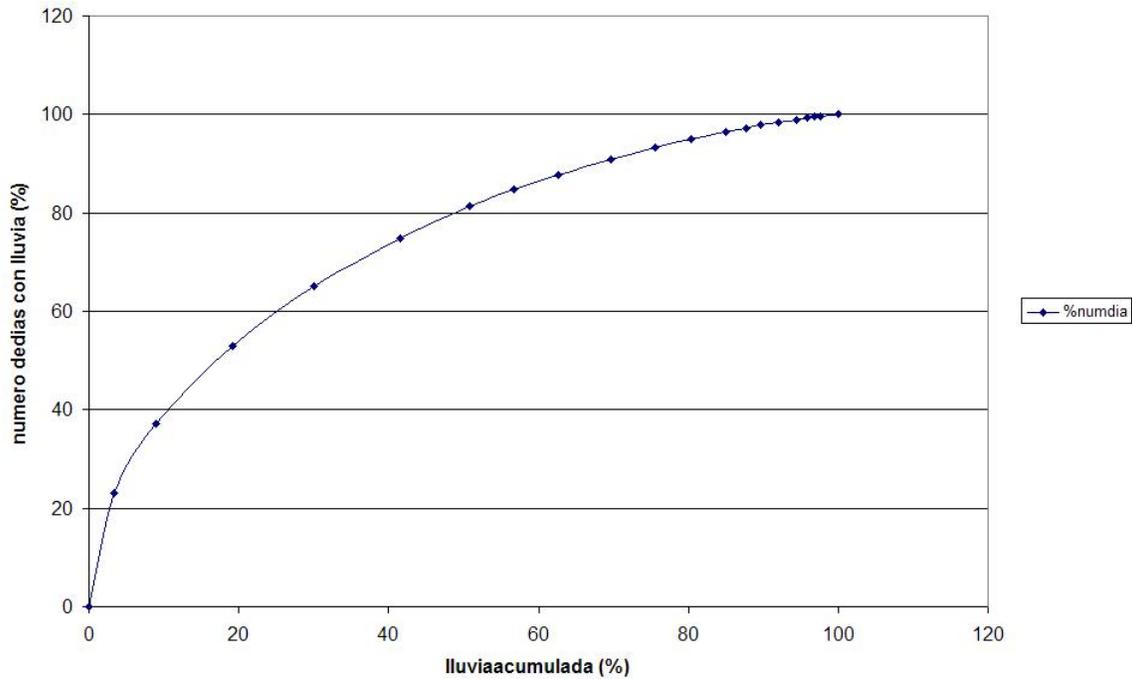


Figura 28. Porcentaje de lluvia acumulada contra porcentaje de número de días de lluvia en la estación Tonichi en Sonora.

Por otro lado, en el caso de la variación diurna de lluvia promediada en todo el periodo estudiado se puede apreciar en la Fig. 29, que la precipitación tiende a presentarse preferentemente por la tarde y noche, aunque también por la mañana, o sea que la influencia de los fenómenos locales o de mesoescala no es muy clara. Sin embargo, cuando se separa la variación diurna entre las zonas de llanura o meseta y la zona montañosa, esto cambia completamente. La Fig. 30 muestra la variación diurna promedio en las zonas llanas y en la meseta, donde se puede apreciar que no hay una preferencia en la ocurrencia de la lluvia, tanto puede ocurrir en la mañana como en la tarde o en la noche. En la Fig. 31 se aprecia la variación diurna promedio en la zona montañosa y se puede observar una marcada preferencia de la ocurrencia de la lluvia por la tarde y noche. Esto indica que en la zona montañosa la lluvia esta más influenciada por el calentamiento diurno, sobretodo en los meses de verano, porque en invierno van a influir mas los fenómenos sinópticos.

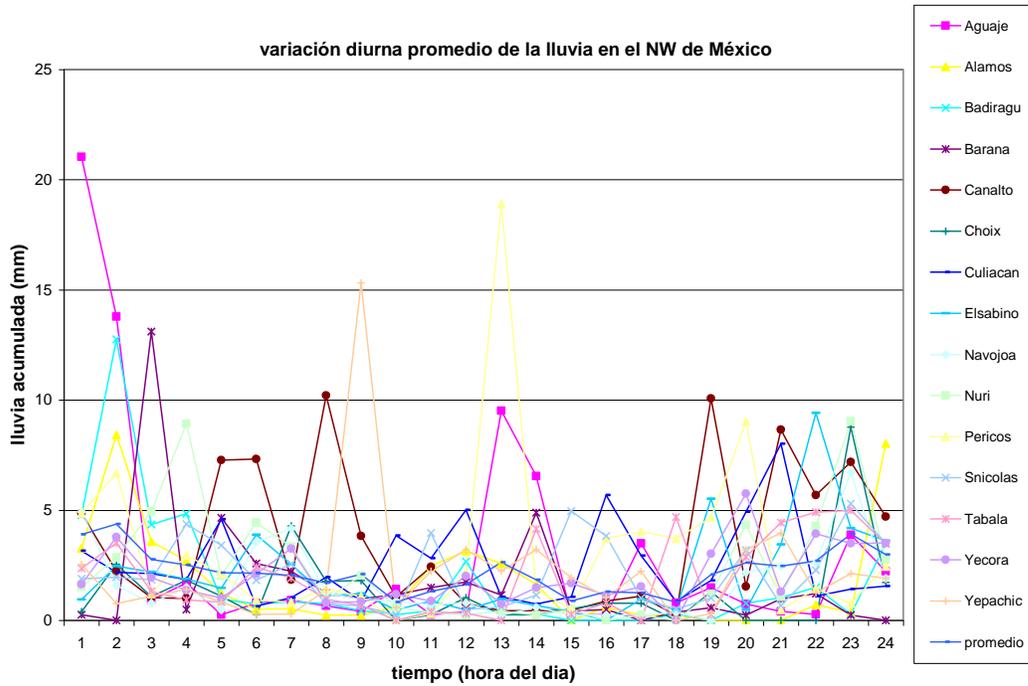


Figura 29. Variación diurna promedio de la precipitación de la región de estudio en cada uno de los sitios.

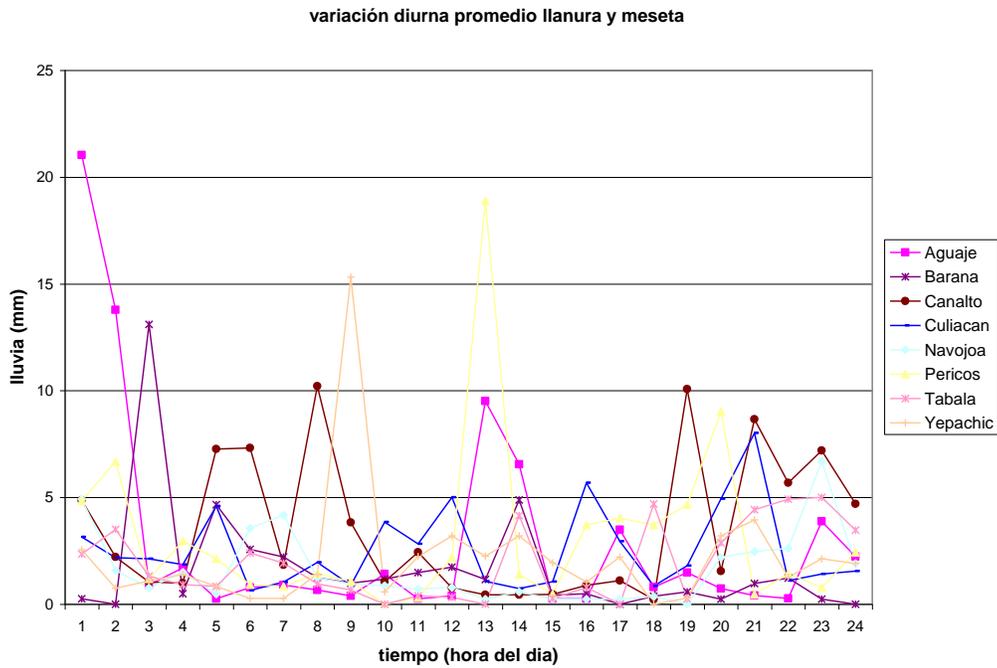


Figura 30. Variación diurna promedio en los pluviómetros de la zona llanura y meseta.

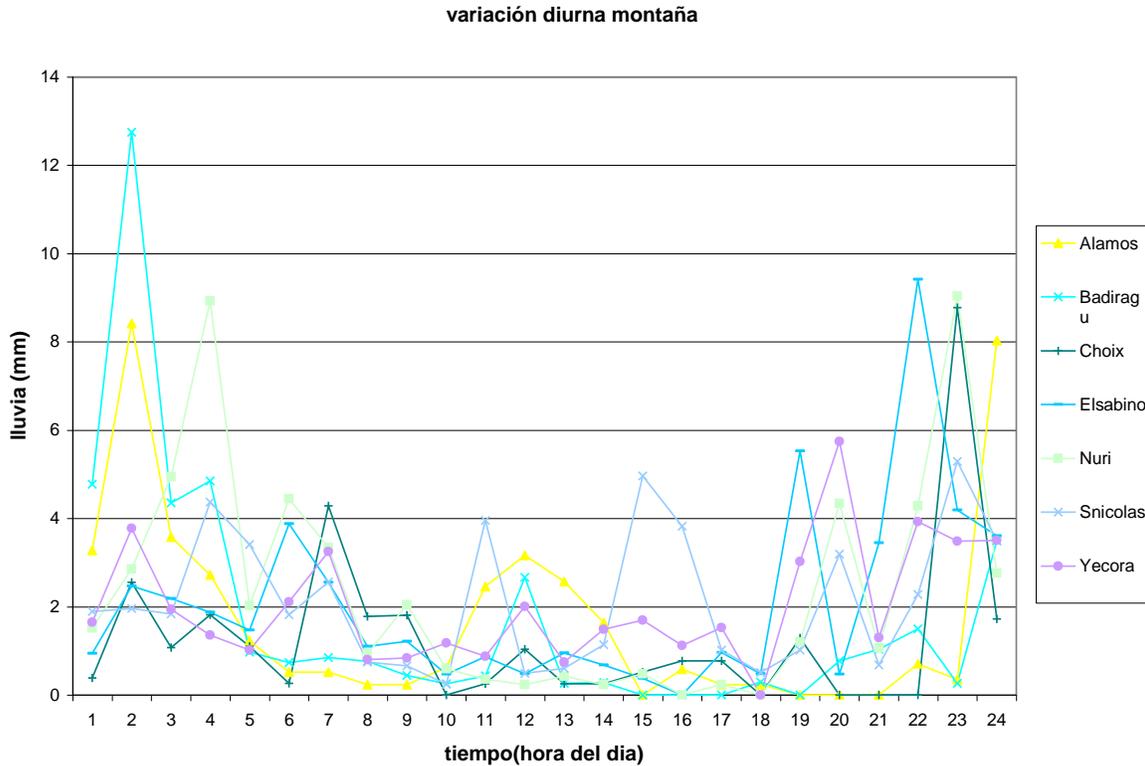


Figura 31. Variación diurna promedio de los pluviómetros de la zona montañosa con fuerte pendiente.

En el caso de la frecuencia de ocurrencia de los eventos de lluvia, se encontraron 626 eventos en el periodo estudiado. En la Fig. 32 se aprecia que la gran mayoría de los eventos de lluvia duran de 1 a 2 horas (73%), siendo probablemente debidos a tormentas convectivas comunes y corrientes, de corta duración. Por otro lado, los eventos de lluvia de más de dos horas y menos de seis horas comprenden un 20 % de todos los eventos; siendo éstos probablemente causados por fenómenos de mesoescala pequeños, meso-beta, relacionados a la brisa o a los vientos de montaña; mientras que los eventos que duran de 6 a 11 horas, comprenden un 5 % del total, estando relacionados con sistemas de mesoescala grandes como Complejos Convectivos de Mesoescala, sistemas meso-alfa o ciclones tropicales. Finalmente los eventos de lluvia con duración mayor de 12 horas que solo comprenden el 2 % del total se relacionan con fenómenos meteorológicos de escala sinóptica como frentes fríos.

En cuanto a la lluvia producida, se puede apreciar en la Fig. 33, que los eventos de 1 a 2 horas de duración producen el 30 % de la lluvia ocurrida, los eventos de 3 a 5 horas producen un 41 % de la lluvia total ocurrida, los eventos de 6 a 11 horas producen 14 % y finalmente los eventos con duración de 12 horas en adelante producen menos del 1% de la lluvia total ocurrida.

De aquí se puede concluir que los eventos con duración de 3 a 5 horas, que solo son una quinta parte del total de eventos, son los más importantes productores de lluvia en la región de estudio (41 %), seguidos por los eventos de 1 a 2 horas que, no obstante, su gran número (73 %), solo aportan el 30 % de la lluvia total ocurrida; mientras que los eventos con duración de 6 horas en adelante, que solo son un 7 % del total de eventos, probablemente están relacionados a sistemas meteorológicos más grandes, como frentes fríos, produciendo un 15 % de la lluvia total. Esto indica que los eventos con duración de 3 a 5 horas, se deberían estudiar con mayor detalle ya que son los más importantes productores de lluvia en la región y son poco conocidos.

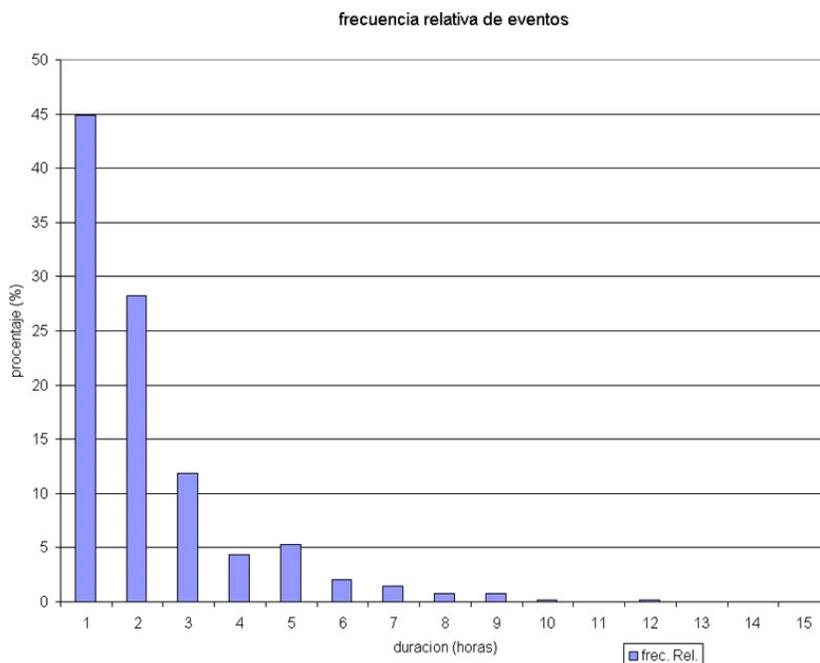


Figura 32. Frecuencia relativa de eventos de lluvia.

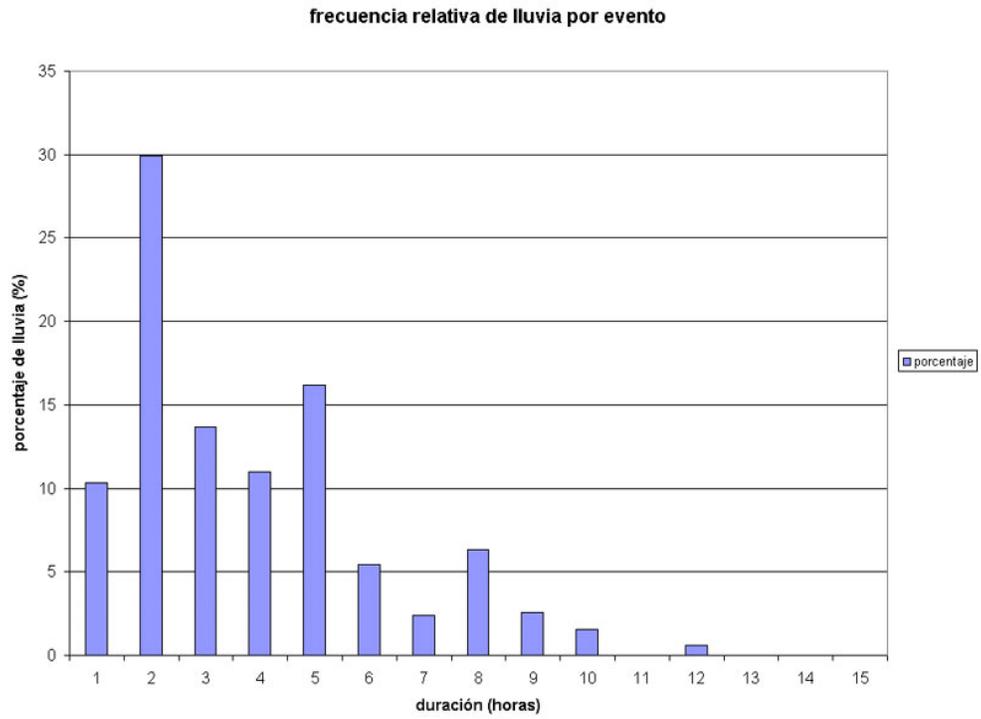


Figura 33. Frecuencia relativa de lluvia producida por eventos.

# **CAPITULO VI**

## **ESTUDIO 3**

### **LOS SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA**

#### **DURANTE 97, 98 Y 99**

##### **6.1 INTRODUCCIÓN**

Una vez investigado en el estudio anterior cuales eran los sistemas meteorológicos responsables de provocar las lluvias en el noroeste de nuestro país, los Sistemas Convectivos de Mesoescala (en adelante SCM), se procedió a calcular la frecuencia de ocurrencia de estos fenómenos en el área de estudio.

Uno de los conglomerados nubosos mas conocidos son los SCM, que según la definición de Houze (1993), son sistemas nubosos que se presentan en conjunto con grupos de tormentas convectivas y que producen un área de precipitación de 100 km de radio o más en cualquier dirección.

Obviamente sería necesaria una red densa de pluviómetros para calcular el área de precipitación, del orden de un pluviómetro por cada 100 km<sup>2</sup> (Lebel y Amani, 1999) y determinar si un sistema nuboso cumple con las características de un SCM, es decir, determinar con exactitud su área de precipitación. Esto implicaría un alto costo en la adquisición, instalación, operación y mantenimiento de una red de este tipo que, en un país en desarrollo como el nuestro, es difícil de lograr. Por ello, es necesario otro tipo de instrumentos para ubicar los SCM como son los satélites y radares meteorológicos que tradicionalmente se han utilizado para definir los SCM. Las imágenes de satélite meteorológico geoestacionario cumplen con este cometido, ya que cubren todo el territorio nacional durante las 24 horas del día. Gracias a las imágenes de la banda infrarroja se puede determinar la temperatura del tope de la nube, y en forma indirecta, su precipitación asociada, ya que entre más fría es una nube, tiene un mayor desarrollo vertical y espesor y, por lo tanto, un mayor contenido de humedad. El umbral que generalmente se considera en una imagen infrarroja para delimitar las zonas con lluvia de las zonas sin lluvias varía entre 235 y 208 °K (Houze, 1993), a temperaturas más bajas del umbral se tiene lluvia y a mayores no se tiene ninguna.

El objetivo de esta investigación fue el de conocer la frecuencia de la ocurrencia, la variación diurna y las condiciones meteorológicas y termodinámicas de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en el noroeste del país durante cuatro meses del año (junio, julio, agosto y septiembre) de los años 1997, 98 y 99, mediante el uso de imágenes de banda infrarroja de satélites meteorológicos geoestacionarios.

## 6.2 DATOS Y MÉTODOS

Debido a que los SCM se definen con base a imágenes de satélite infrarrojas, para el presente estudio se ocuparon imágenes recopiladas en la estación receptora de imágenes de satélite del Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA). Estas imágenes son de 8 bits por píxel, con un formato de 750 x 512 píxeles. El área de estudio comprendió una superficie del territorio nacional delimitada por los vértices con coordenadas 35 ° N y 115° W y 20° N y 105° W. El periodo de estudio fue de cuatro meses, de julio a septiembre, de tres años consecutivos de 1997 a 99, debido a la disponibilidad de las imágenes de ese periodo.

Para determinar si un sistema nuboso se trataba de un SCM, se estableció un criterio basado en imágenes de satélite semejante al que usaron Bartels et al. (1984) en la parte central de Estados Unidos (Tabla 1) con la misma metodología del capítulo 4.

Para determinar las condiciones sinópticas promedio a diferentes alturas geopotenciales durante la ocurrencia de los SCM, se utilizó información de sondeos de la región. Primeramente se promediaron los valores de temperatura, velocidad y dirección de viento para cada nivel en cada estación de sondeo para los días que se presentaron los SCM y posteriormente se realizaron los mapas de altura. Para construir un análisis objetivo se utilizó un paquete computacional (Surfer versión 8.0, Golden Software) usando el método de interpolación de Kriging.

Se utilizaron datos de reanálisis del modelo global espectral AMIP del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Kanamitsu y col., 1981) para determinar la variación interanual de las condiciones meteorológicas durante 1997, 98 y 99. Estos datos se obtuvieron del Climate Diagnostic Center de la NOAA y comprendían de la longitud 75° W a la 125° W y de la latitud 15° N a la 40 ° N.

Para determinar las características termodinámicas promedio durante la ocurrencia de los SCM se emplearon los datos de los radiosondeos de Empalme y Mazatlán, que se encuentran en la zona de estudio. Los parámetros termodinámicos se derivaron de los termodiagramas ya analizados que se obtuvieron de la página de internet de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Posteriormente se calculó el promedio de los parámetros termodinámicos.

## 6.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 6.3.1 Frecuencia de ocurrencia y trayectorias de SCM

Durante el año de 1997 se presentaron 124 SCM en la región de estudio, ocho en junio, 45 en julio, 46 en Agosto y 25 en septiembre. En junio de 1997 se tuvieron la mayoría de los SCM en la mesa del norte y una menor cantidad en la planicie costera de Sinaloa y en la costa de Nayarit (Fig. 34). La mayoría de los sistemas con dirección de movimiento hacia el noroeste.

En julio de 1997, se generalizó la ocurrencia de los SCM en la planicie costera de Sinaloa, siguiendo la mayoría de ellos una dirección paralela a la costa, del sureste; aunque todavía se presentaron algunos en la mesa del norte, con dirección variable (Fig. 35). Los SCM que pasaron frente a las costas de Nayarit tuvieron una dirección de movimiento este-oeste.

En agosto de 1997, hubo una migración hacia el NW de la ocurrencia de los SCM, abarcando toda la planicie costera de Sonora y Sinaloa, llegando hasta la frontera México-Estados Unidos, continuando con su dirección de movimiento paralelo a la costa (Fig. 36). También los SCM de Nayarit se incrementaron en número y sus trayectorias fueron mas largas, siguiendo con su dirección de movimiento hacia el oeste. En la mesa del norte se presentó una cantidad pequeña de SCM.

En septiembre de 1997, disminuyó la presencia de SCM en todas las áreas, especialmente en la mesa del norte y Nayarit (Fig. 37). Las trayectorias de los SCM en Sonora y Sinaloa fueron mas cortas, pero con dirección de movimiento paralelo a la línea de costa.

Durante el año de 1998 se presentaron 80 SCM en la región de estudio, uno en junio, 40 en julio, 29 en agosto y 10 en septiembre. En julio de 1998, hubo una presencia generalizada de SCM desde Nayarit hasta la frontera México-Estados Unidos y una ausencia en la mesa del norte (Fig. 38). La dirección de movimiento fue paralela a la costa en el norte de la región de estudio y perpendicular en el sur de ella.

En agosto de 1998, los SCM ocurrieron en la planicie costera y Nayarit, pero no en la mesa del norte (Fig. 39). La dirección de movimiento fue variable en el norte, paralela a la costa en Sinaloa y hacia el oeste en Nayarit. En septiembre de 1998, disminuyó considerablemente el número de SCM en todas las áreas, especialmente en la planicie costera de Sinaloa y Sonora (Fig. 40).

Durante el año de 1999 se presentaron 65 SCM en la región de estudio, 13 en junio, 24 en julio, 22 en agosto y 6 en septiembre. En junio de 1999, se presentó un gran número de SCM especialmente en la planicie costera de Sinaloa, indicando un inicio anticipado del monzón de Norteamérica (Douglas y Li, 1993); mientras que en la mesa del norte no hubo de estos sistemas (Fig. 41). La dirección de los SCM fue la habitual, paralela a la costa en la parte central y perpendicular a ella en la parte sur.

En julio de 1999, se produjo una migración anticipada de los SCM, formándose hasta la frontera de México-Estados Unidos, cuando en otros años esto ocurre en el mes de agosto (Fig. 42). Hubo pocos sistemas en Nayarit. La dirección fue en todas las áreas, paralela a la costa.

En agosto de 1999, hubo pocos SCM en la planicie costera de Sinaloa; mientras que aumentaron en Nayarit, donde no había el mes anterior (Fig. 43). La dirección de los SCM fue variable en la parte norte y perpendicular a la costa de Nayarit. En septiembre de 1999, desaparecieron los SCM en todas las áreas, salvo unos pocos en Sinaloa, con dirección hacia el sur (Fig. 44).

El número de SCM fue mayor durante 97 que en los demás años (Fig. 45), un año anterior a uno de los fenómenos de El Niño más fuertes registrados (97-98), coincidiendo con la afirmación de Douglas (1986), que el número de Complejos Convectivos de Mesoescala, un tipo de SCM, es mayor el año anterior a un fenómeno de El Niño, que normalmente está asociado a condiciones de sequía en México.

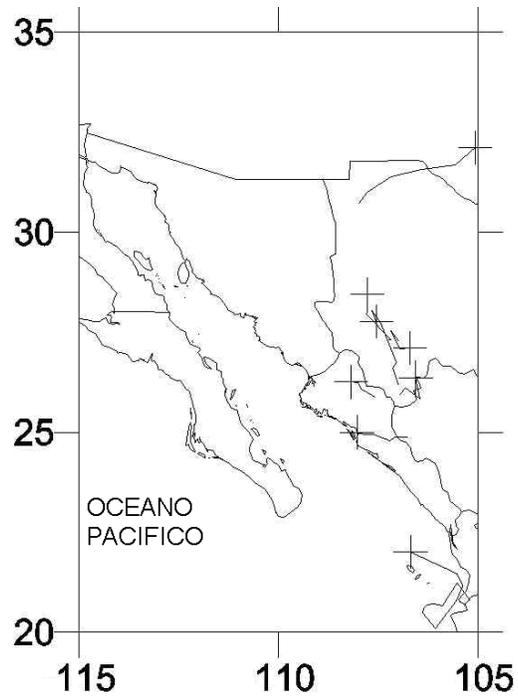


Figura 34. Trayectorias de los SCM en el mes de junio de 1997. El signo (+) significa el término de la trayectoria.

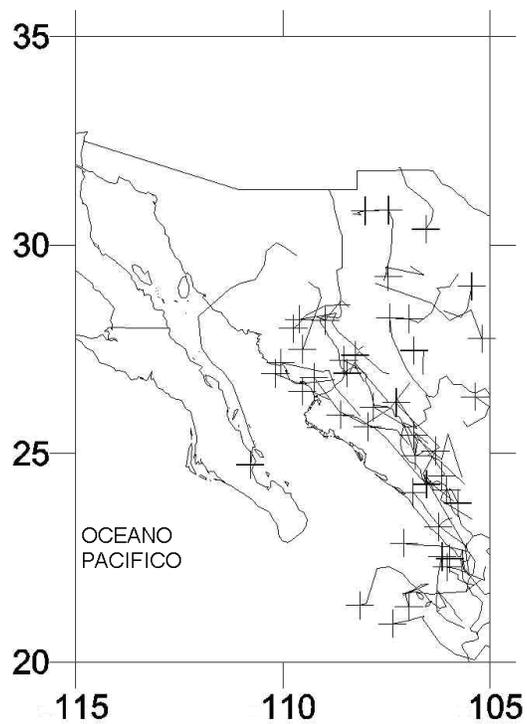


Figura 35. Trayectorias de los SCM en el mes de julio de 1997. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

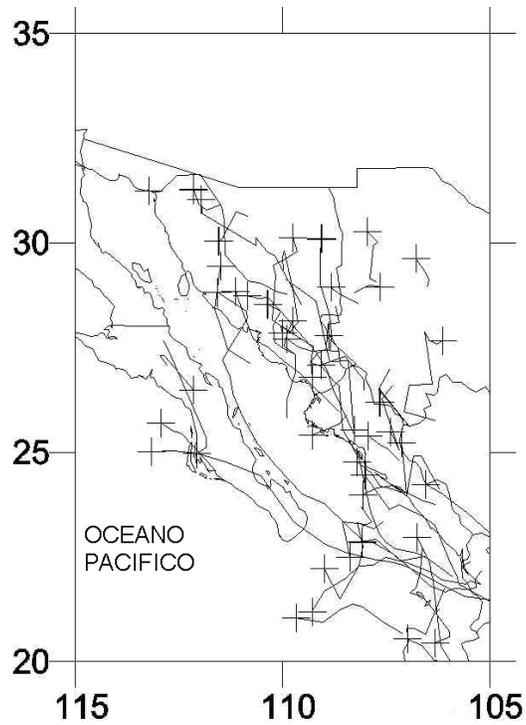


Figura 36. Trayectorias de los SCM del mes de agosto de 1997. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

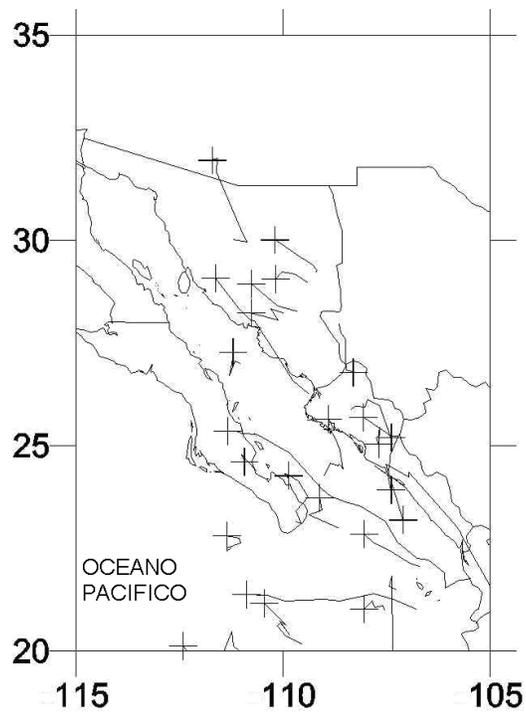


Figura 37. Trayectorias de los SCM del mes de septiembre de 1997. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

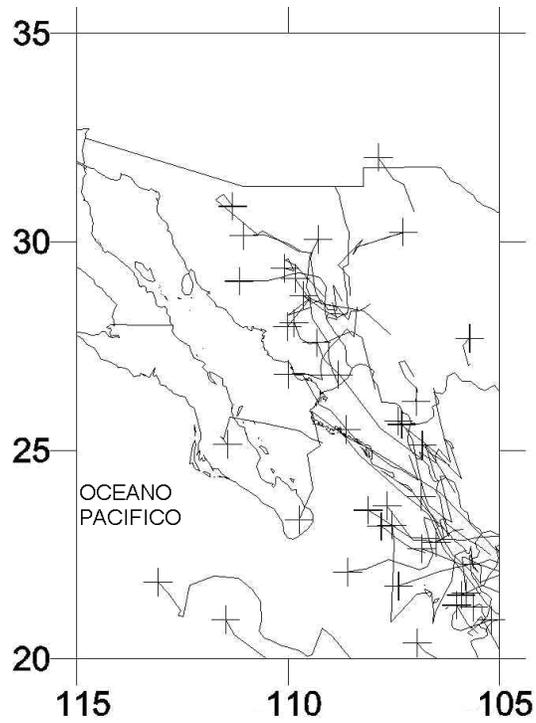


Figura 38. Trayectorias de los SCM del mes de julio de 1998. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

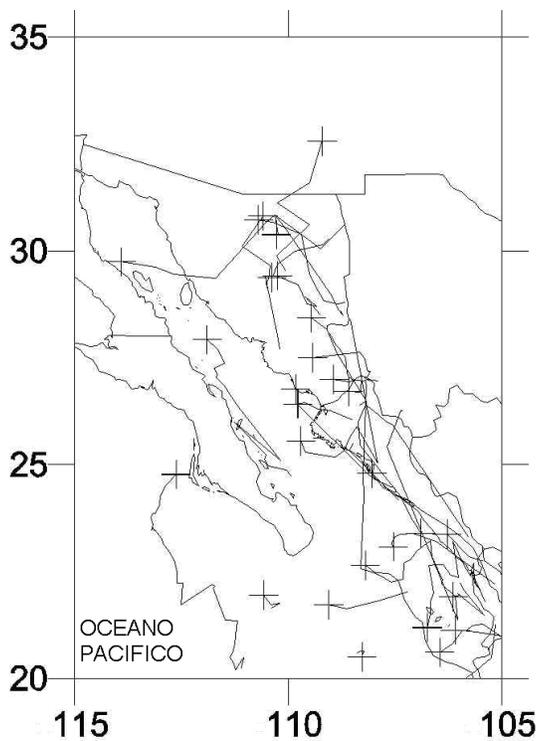


Figura 39. Trayectoria de los SCM del mes de agosto de 1998. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

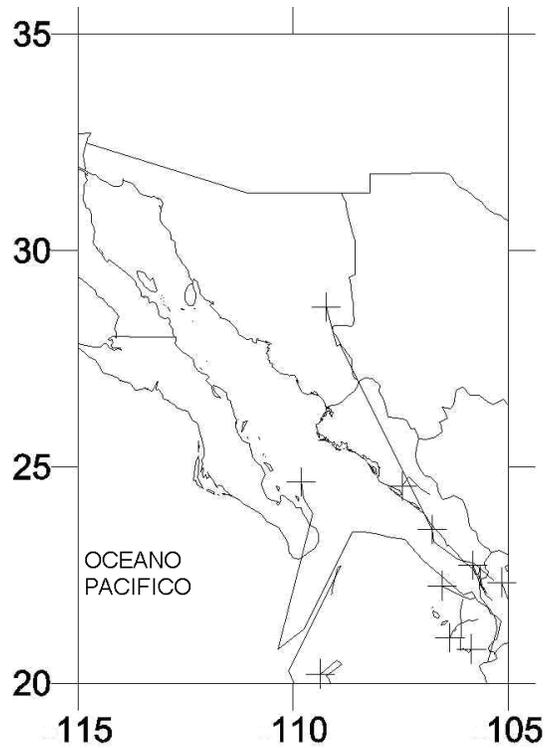


Figura 40. Trayectorias de los SCM del mes de septiembre de 1998. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

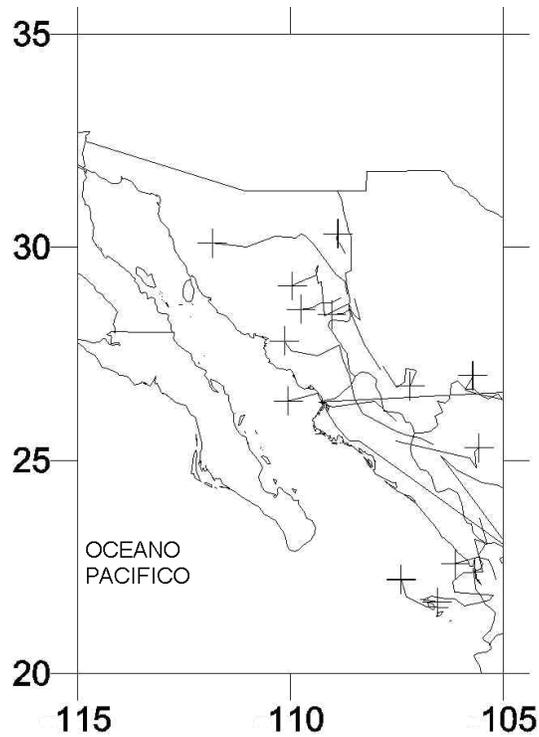


Figura 41. Trayectorias de los SCM del mes de junio de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

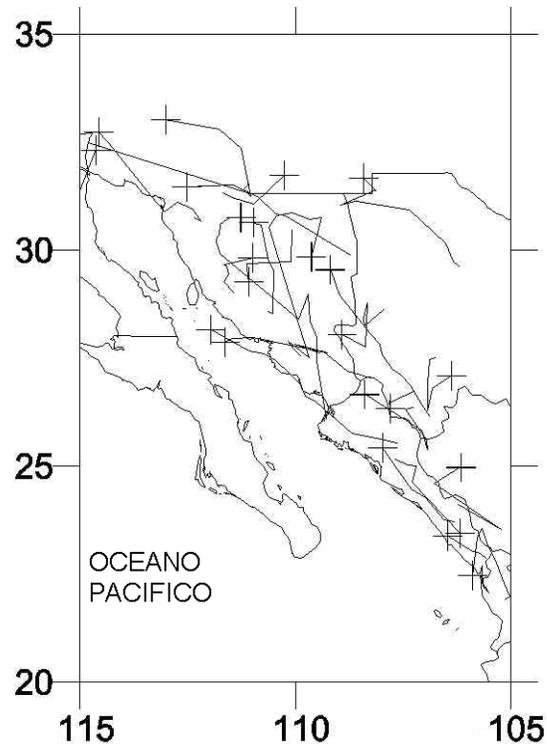


Figura 42. Trayectorias de los SCM en el mes de julio de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

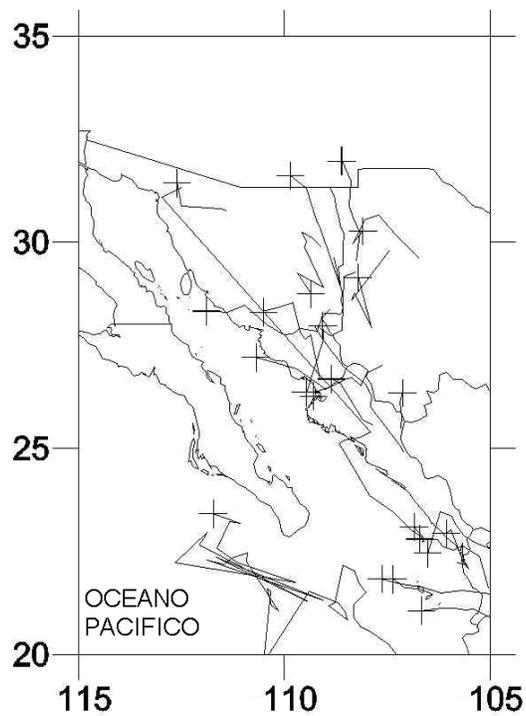


Figura 43. Trayectorias de los SCM en el mes de agosto de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

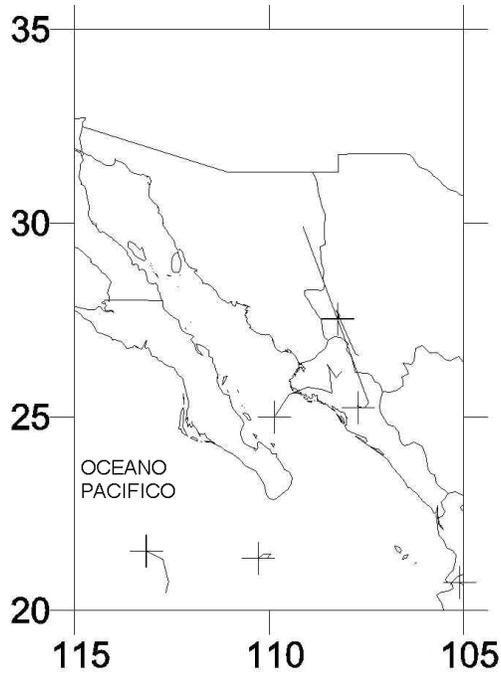


Figura 44. Trayectorias de los SCM del mes de septiembre de 1999. El signo (+) indica el final de la trayectoria.

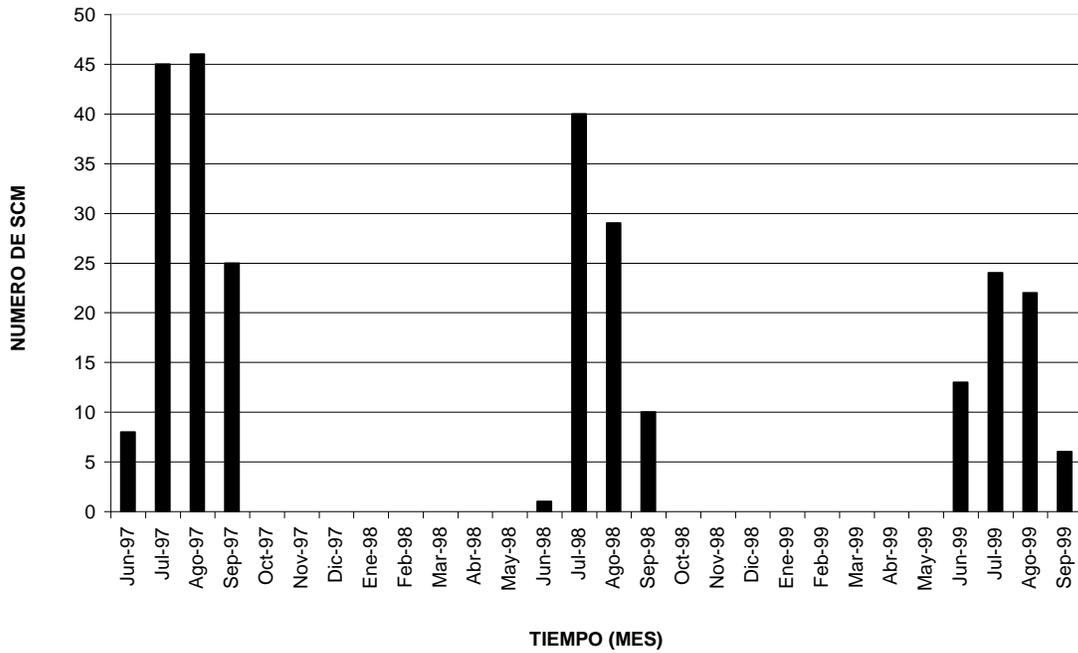


Figura 45. Variabilidad mensual del número de SCM en el noroeste de México.

### 6.3.2 Variación diurna y duración de SCM

La formación de los SCM fue claramente entre las 00:00 Z y 3:00 Z indicando una fuerte influencia del calentamiento diurno (Fig. 46) en junio, mientras que la disipación fue más repartida en el tiempo (Fig. 47). La duración de los SCM en este mes fue de 7 horas.

La formación de los SCM en julio fue entre 00:00 Z y 6:00 Z indicando otra vez que el calentamiento diurno y los fenómenos asociados a ello fueron importantes en la formación de SCM (Fig. 48); mientras que la disipación fue entre las 6:00 y las 12:00 Z indicando una fuerte influencia de los fenómenos locales (Fig. 49). La duración promedio de los SCM en este mes fue de 7.7 horas.

La formación de SCM en agosto fue entre 00:00 Z y 6:00 Z indicando con ello una fuerte influencia del calentamiento diurno (Fig. 50); mientras que la disipación fue más repartida en el tiempo (Fig. 51). La duración promedio de los SCM fue de 7.3 h.

La formación y disipación de SCM en septiembre no se definió claramente en el tiempo, indicando con ello que el calentamiento diurno ya no fue tan importante como en otros meses en el periodo de estudio (Figs. 52 y 53). La duración promedio de estos sistemas fue de 7 h.

En todo el periodo de estudio (junio-septiembre) la formación de los SCM esta claramente definida entre las 00:00 y 6:00 Z, indicando una fuerte influencia del calentamiento diurno y los fenómenos meteorológicos asociados a ello (brisas de mar y tierra, vientos valle-montaña) (Fig. 54); mientras que la disipación no esta tan bien definida aunque se presentó preferentemente entre las 3:00 y 6:00 Z (Fig. 55). La duración promedio de los SCM durante todo el periodo de estudio fue de 7.4 h.

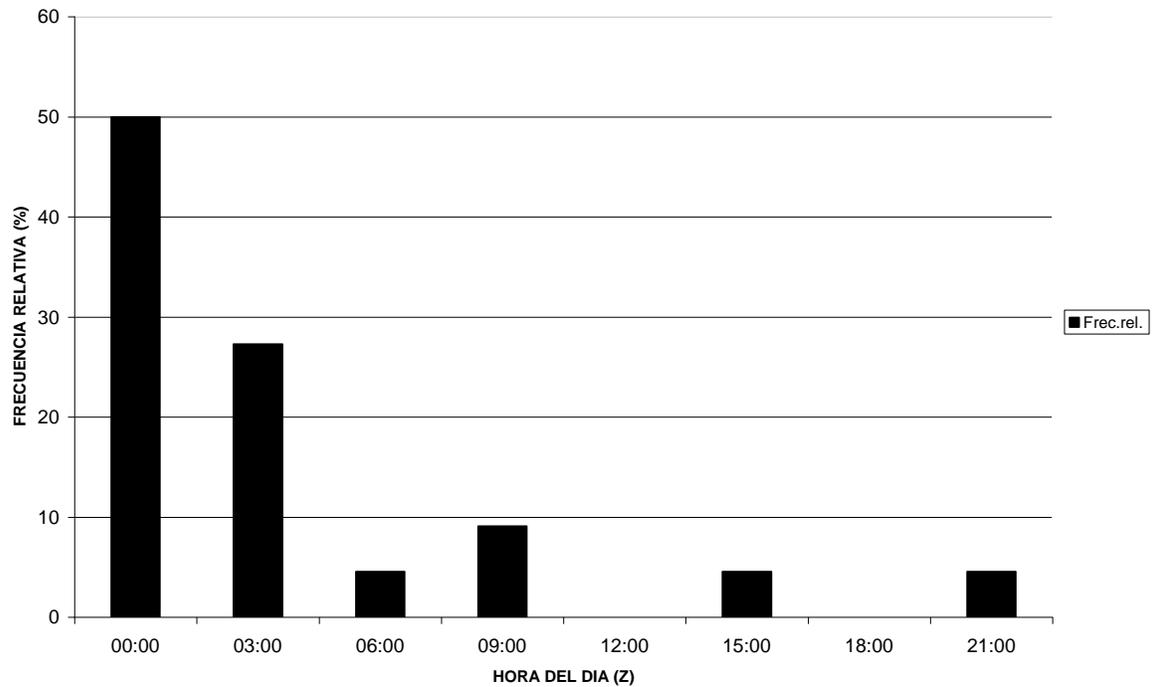


Figura 46. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de junio de los años 1997, 98 y 99.

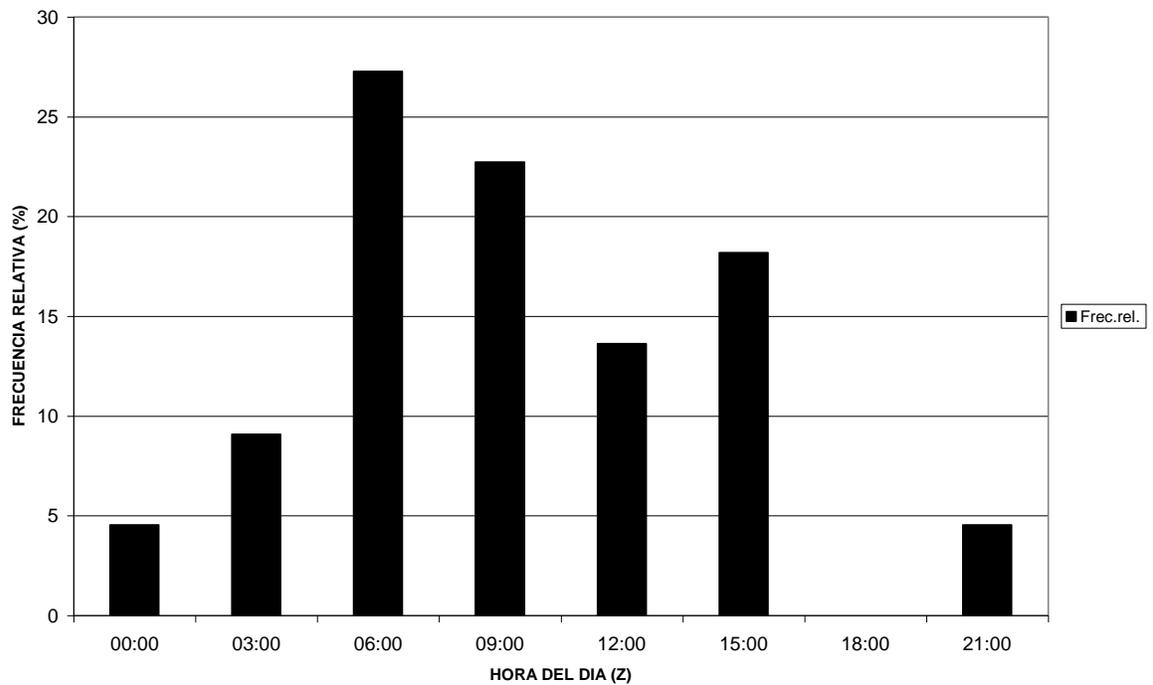


Figura 47. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de junio de los años 1997, 98 y 99.

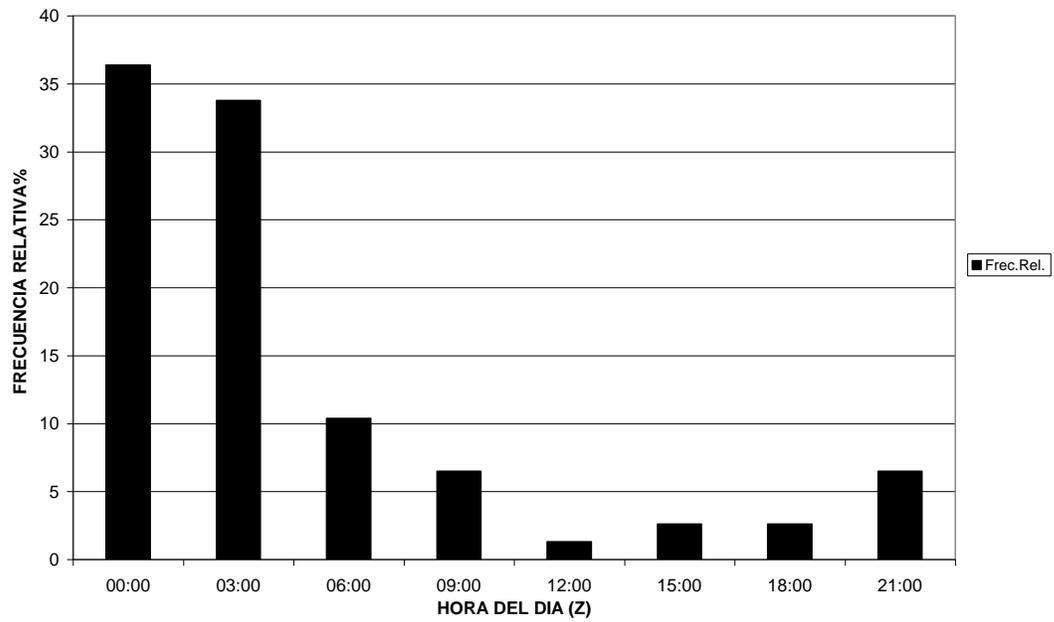


Figura 48 Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de julio de los años 1997, 98 y 99.

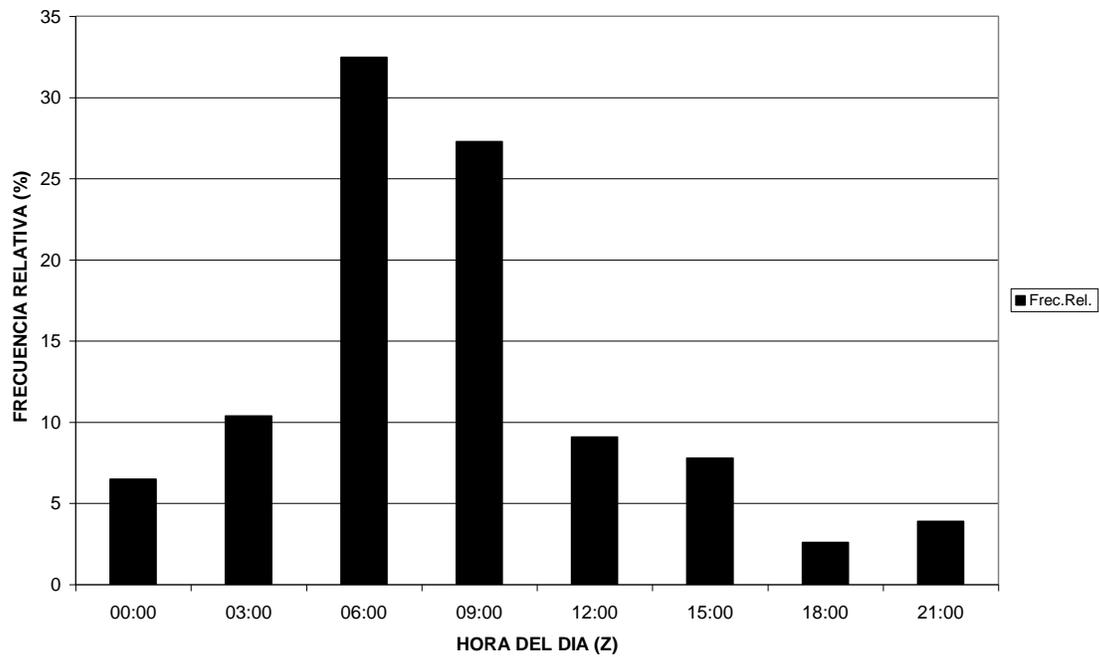


Figura 49. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de julio de los años 1997, 98 y 99.

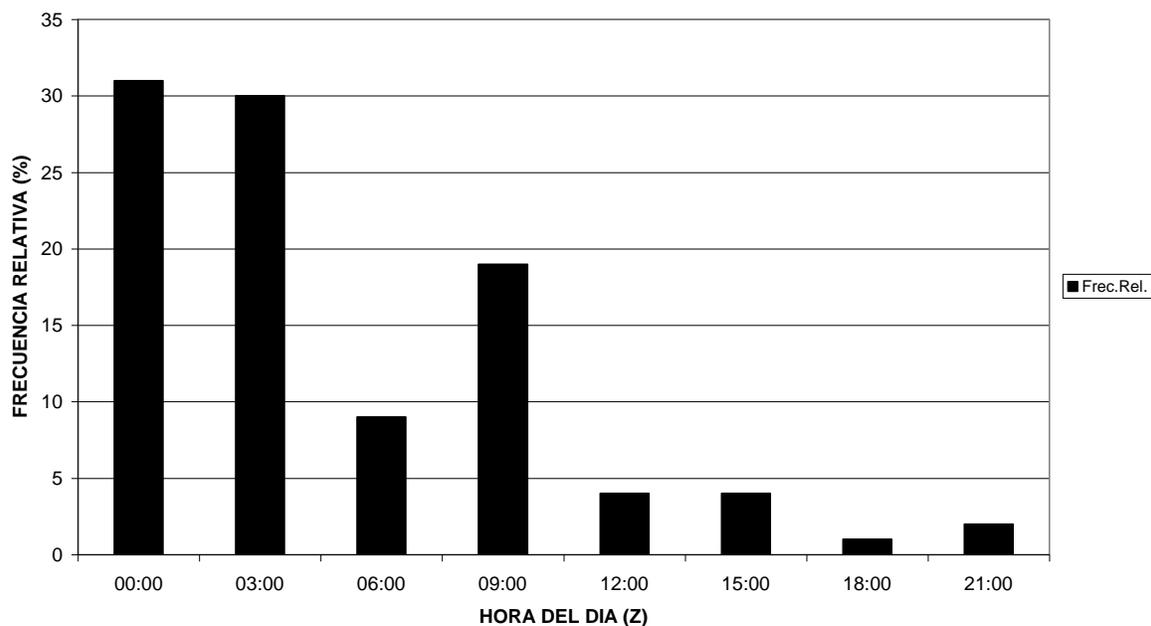


Figura 50. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de agosto de los años de 1997, 98 y 99.

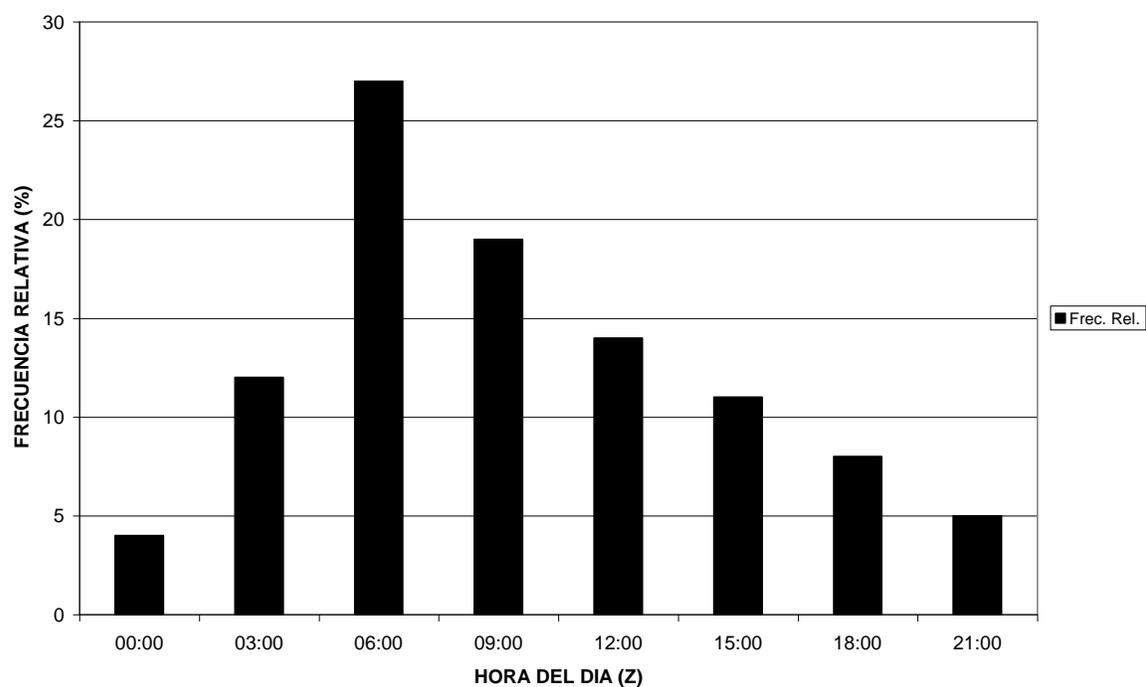


Figura 51. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de agosto de los años 1997, 98 y 99.

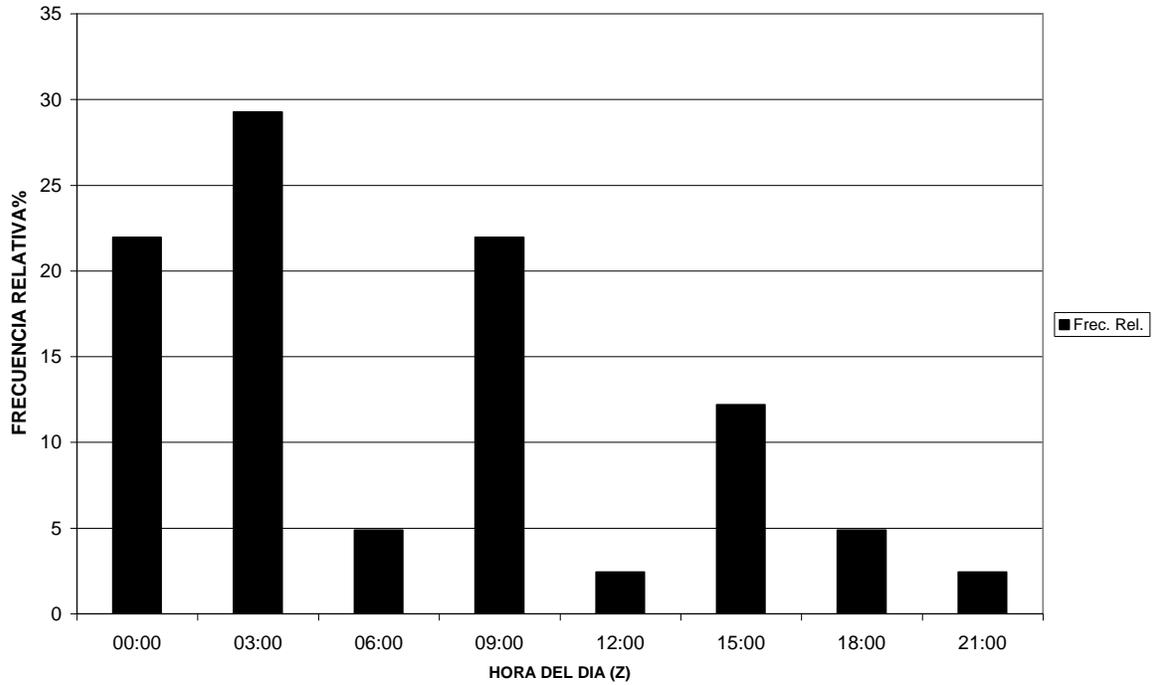


Figura 52. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en el mes de septiembre de los años 1997, 98 y 99.

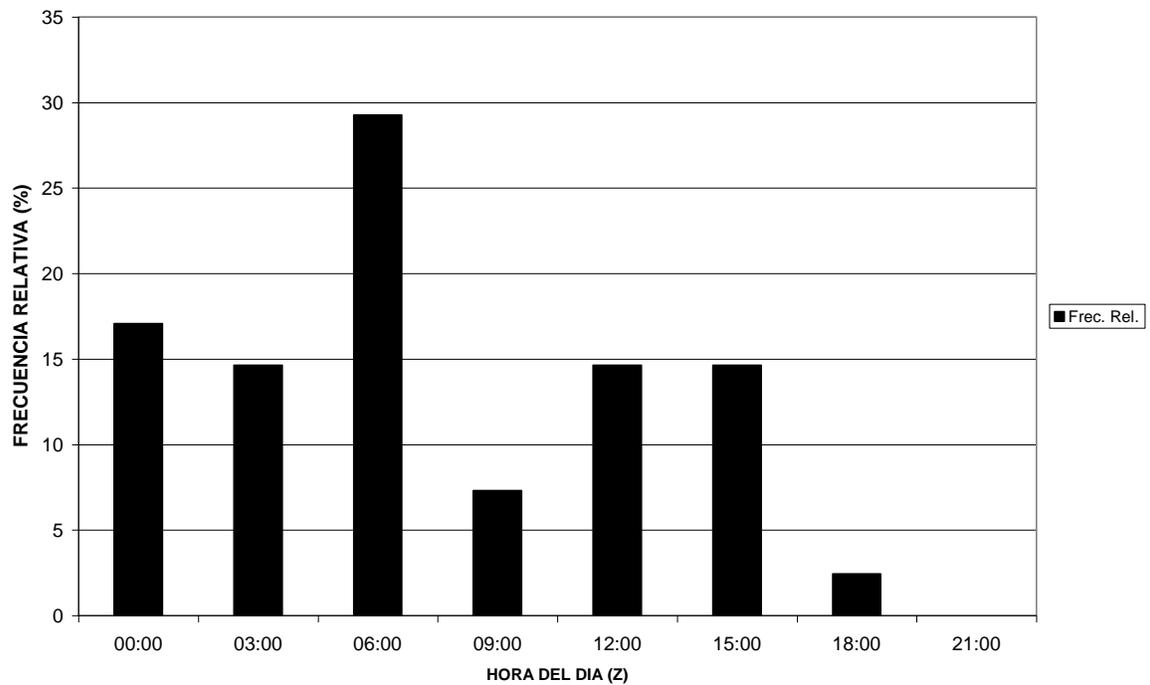


Figura 53. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en el mes de septiembre de 1997, 98 y 99.

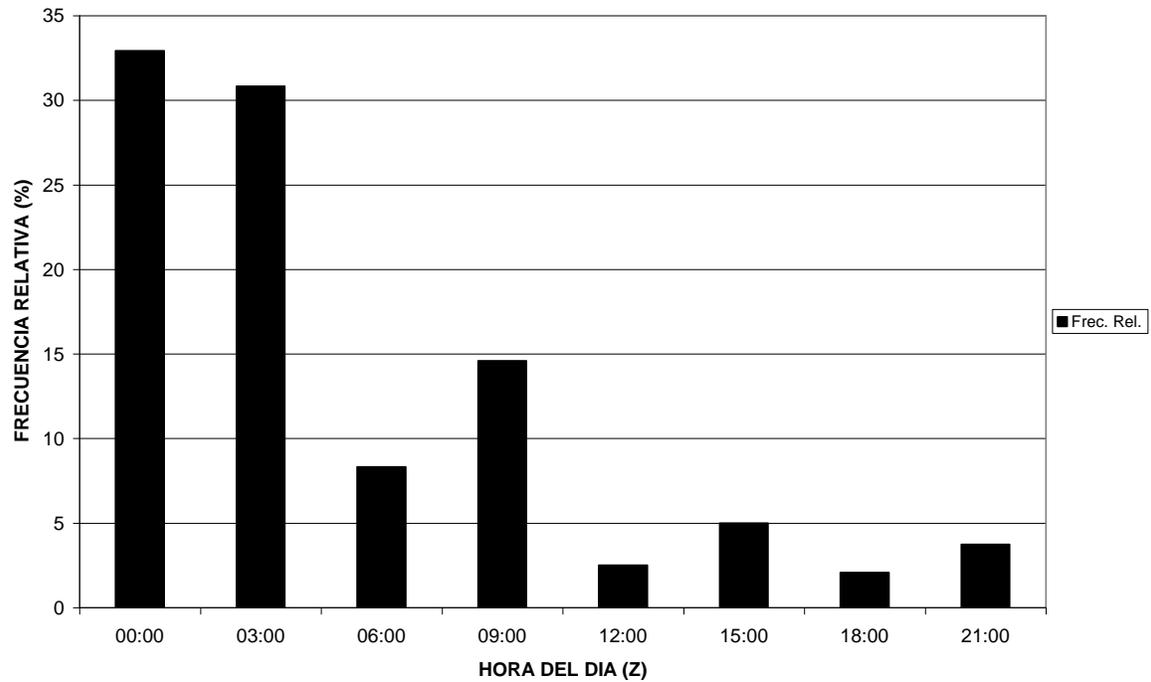


Figura 54. Variación diurna de la frecuencia de formación de SCM en todo el periodo de estudio.

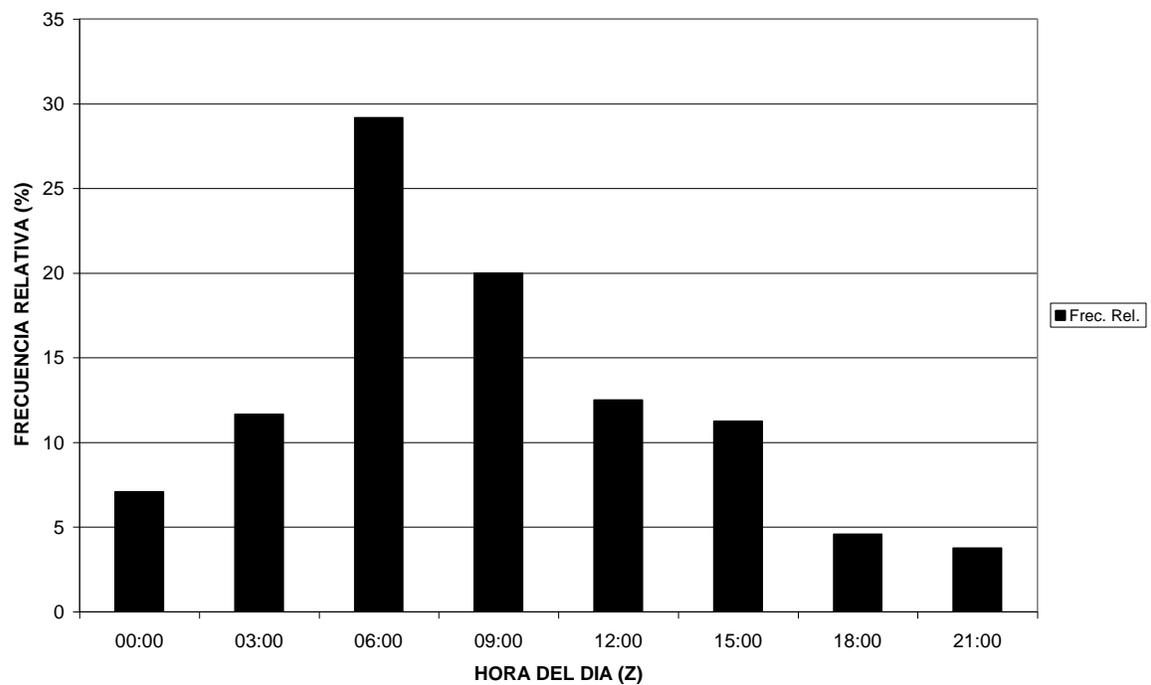


Figura 55. Variación diurna de la frecuencia de disipación de SCM en todo el periodo de estudio.

### 5.3.3 Área de los SCM

El área de la imagen cuando se presenta la máxima extensión de los SCM proporciona una idea del tamaño de los sistemas. El promedio del área de todos los SCM encontrados fue de 106,505 km<sup>2</sup>, teniendo la mayoría de los sistemas un área entre 50000 y 100,000 km<sup>2</sup>, lo que indica que los sistemas fueron de tamaño meso-beta y meso-alfa, según la clasificación de Orlanski (1975) y no sistemas pequeños relacionados a tormentas convectivas aisladas (Fig. 56).

### 6.3.4 Condiciones meteorológicas y termodinámicas promedio

Las condiciones meteorológicas promedio durante la formación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en 97, 98 y 99 indican la presencia de un sistema de alta presión en el noreste del país y de una cuña de alta presión en el noroeste tanto en 200, 500 y 700 hpa (Figs. 57, 58 y 59), lo que implica vientos del este a 500 y 700 hpa en el noroeste del país. Por otro lado se observó un calentamiento en la mesa del norte y la formación de un sistema de baja presión a 850 hpa (Figs. 60 y 61). Esto implica que los vientos del este transportan aire caliente de la mesa del norte hacia las llanuras costeras de Sonora y Sinaloa. En superficie, se observaron vientos del oeste en la llanura costera de Sinaloa y Sonora, perpendiculares a los vientos encontrados a 700 hpa (Fig. 62), probablemente impulsados por la baja presión presente en la mesa del norte.

Usando los reanálisis de NCEP se puede ver la variación interanual de la altura geopotencial en los tres años. Se aprecia que en el año de 1997 el anticiclón se situó más al sur y fue más intenso (Fig. 63) que su posición e intensidad promedio entre los años 1968 y 1996 (Fig. 66). Este año (1997) fue cuando ocurrió el mayor número de SCM en el periodo de estudio (Fig. 45). Por otro lado, en el año de 1998, el anticiclón se situó un poco más al norte, cerca de su posición promedio 1968-1996 (Fig. 64), pero más intenso de lo normal. Finalmente en el año de 1999, el anticiclón estuvo totalmente al este de su posición normal (Fig. 65), pero también más intenso de lo normal, siendo este año el que tuvo el menor número de SCM en el periodo de estudio (Fig. 45), indicando que la posición de la cuña de alta presión es más importante que su intensidad en la formación de SCM.

Las condiciones termodinámicas promedio durante la formación de los Sistemas Convectivos de Mesoescala en 1997, 98 y 99, según el sondeo de Mazatlán, indican que la

atmósfera en la llanura costera de Sinaloa y Sonora tiene una capa estable, desde la superficie hasta 850 hpa, sobrepuesta por una capa condicionalmente inestable arriba (Fig. 67). En sondeos individuales se observó constantemente la presencia de inversiones térmicas a 850 hpa. La energía potencial convectiva disponible promedio (CAPE) fue de 2701 J/kg lo que indica una atmósfera muy inestable. La energía de inhibición convectiva promedio fue de 106 J/kg indicando que una cantidad de energía moderada es necesaria para que la parcela alcance el nivel de convección libre y se inicie la formación de las tormentas. El índice de estabilidad de flotación o “lifted” promedio es de -5.47, donde los valores negativos indican una atmósfera inestable.

La formación de SCM en el noroeste del país se produce cuando se presentan vientos del este cálidos en altura con vientos del oeste en superficie, aunado a una atmósfera inestable, que paradójicamente tiene una inversión térmica o capa estable en los niveles bajos y que es benéfica para la formación de SCM ya que permite que se acumule la energía convectiva para ser liberada con fuerza por la tarde cuando la inversión térmica o capa estable se desestabiliza por el calentamiento diurno. Esta situación puede ser producida por fenómenos meteorológicos como vaguadas invertidas (Pytlak y col. 2005) u ondas tropicales.

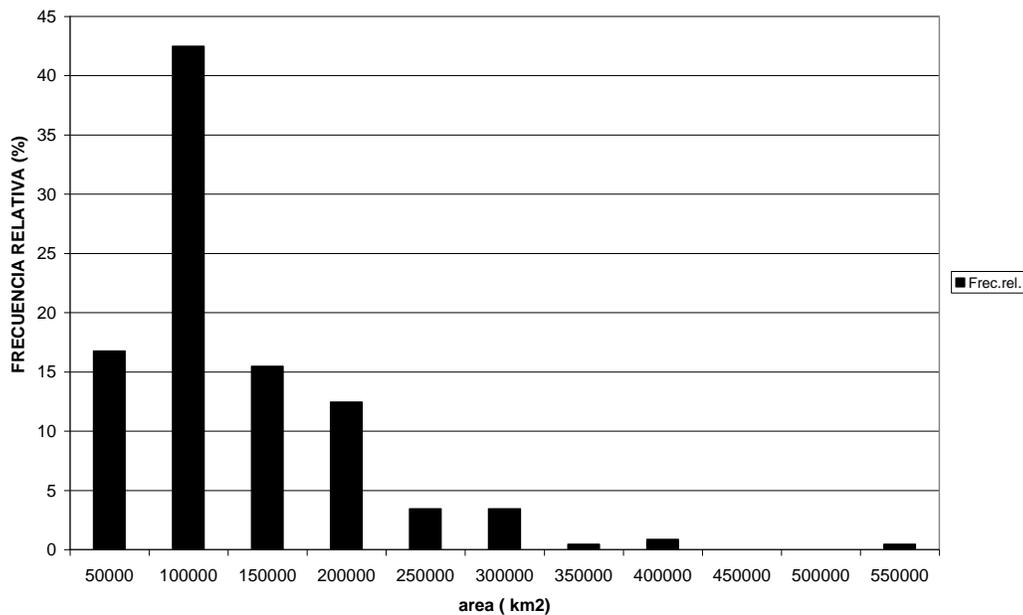


Figura 56. Histograma del área máxima alcanzada por los SCM durante todo el periodo de estudio.

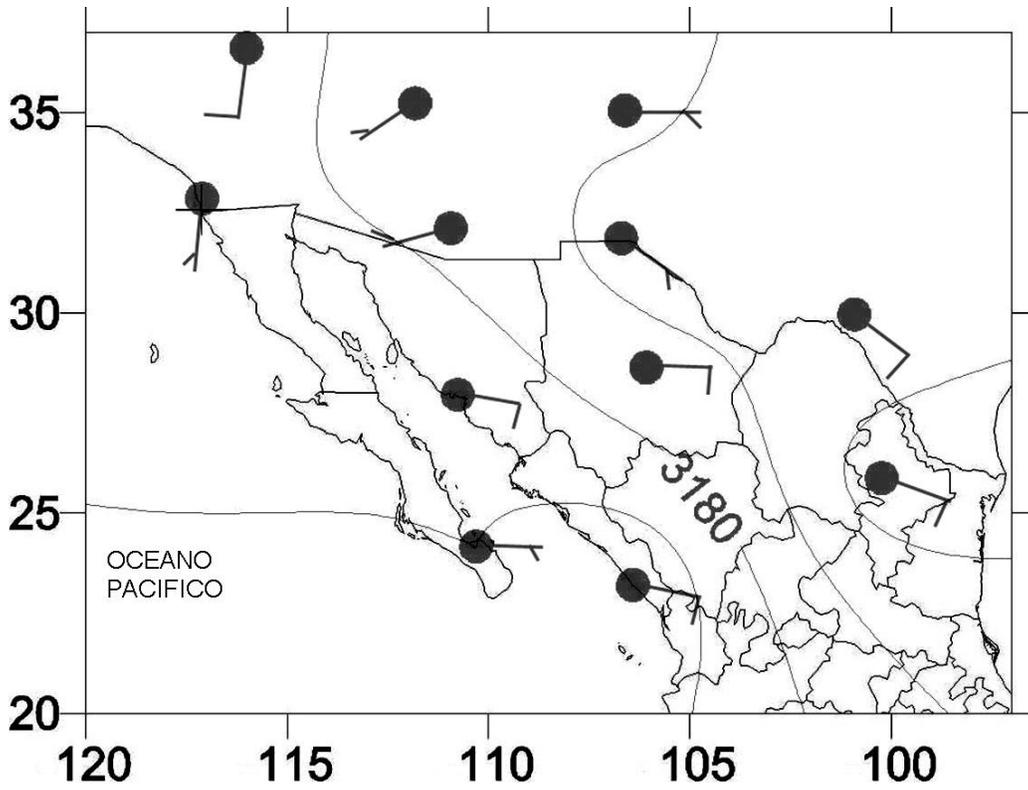


Figura 57. Análisis de isohipsas promedio y viento promedio de 700 hpa durante la formación de SCM en el noroeste del país en 1997, 98 y 99.

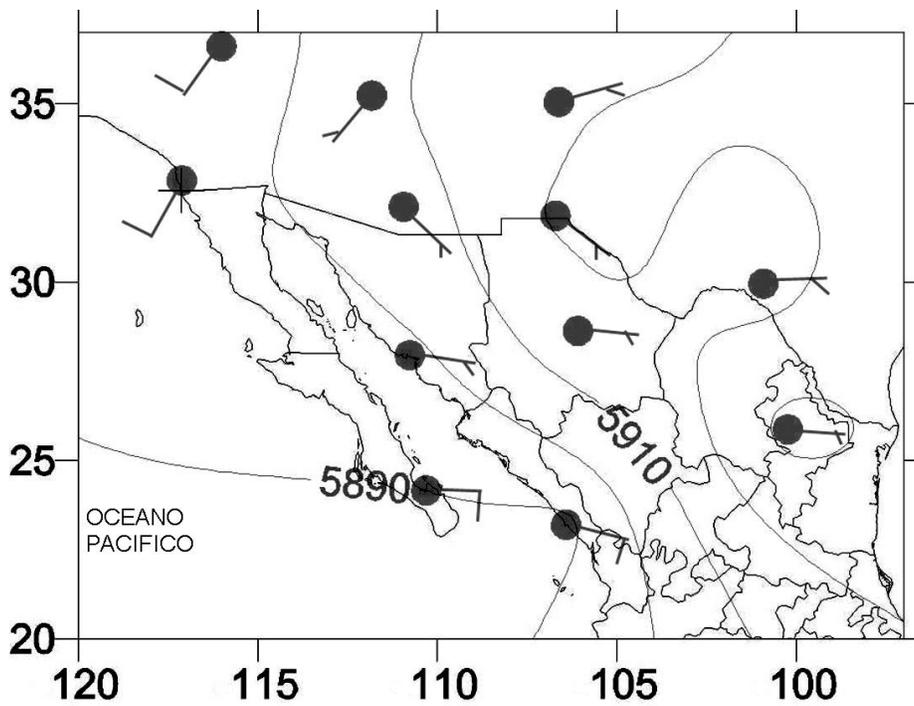


Figura 58. Análisis de isohipsas promedio y viento promedio de 500 hpa durante la formación de SCM en el noroeste del país en 1997, 98 y 99.

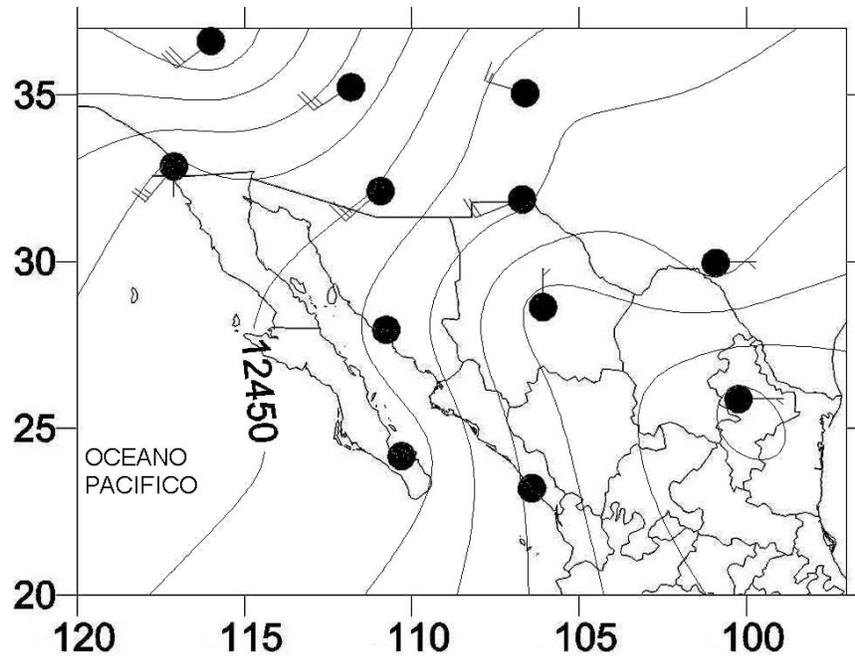


Figura 59. Análisis de isohipsas promedio y viento promedio de 200 hpa durante la formación de SCM en el noroeste del país en 97,98 y 99.

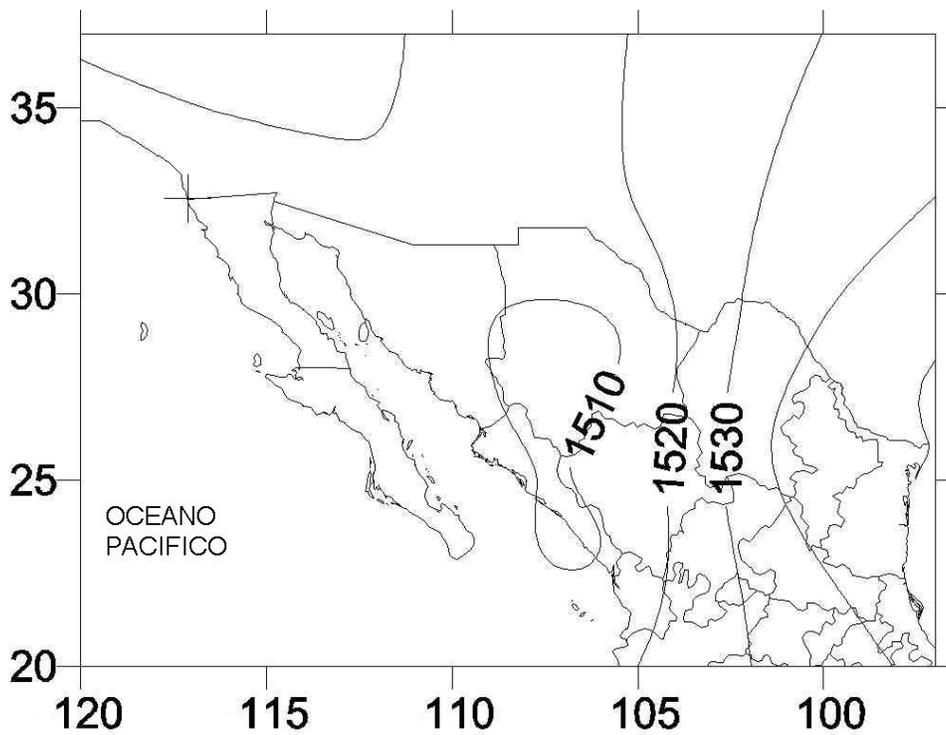


Figura 60. Análisis de isohipsas promedio a 850 hpa durante la formación de SCM en 97, 98 y 99.

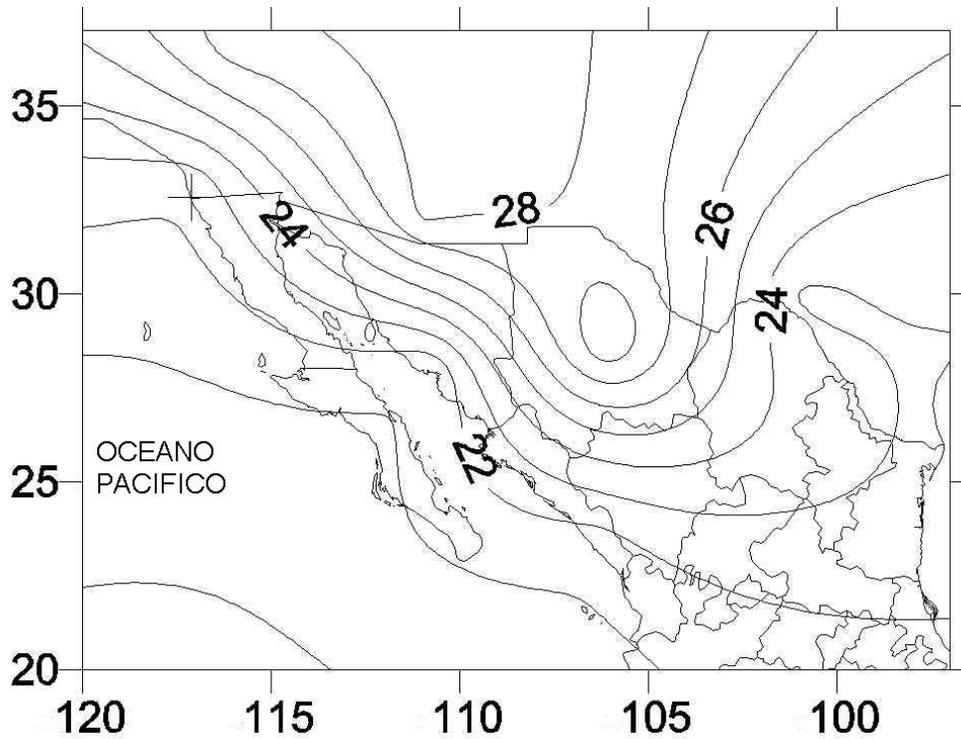


Figura 61. Análisis de temperaturas promedio a 850 hpa durante la formación de SCM en 97,98 y 99.

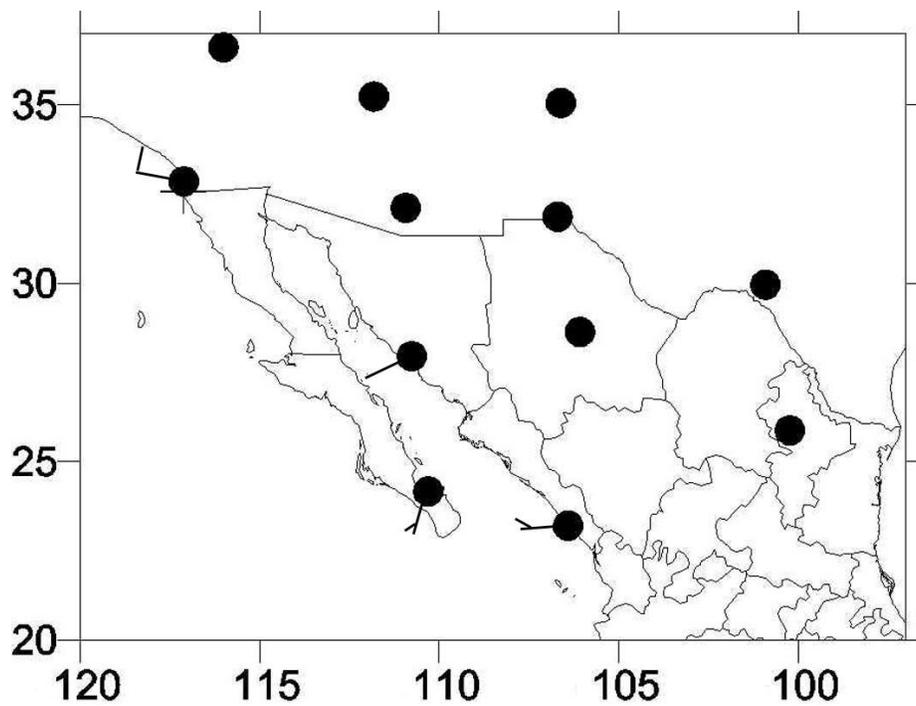


Figura 62. Vientos promedio a 1000 hpa durante la formación de SCM en 97,98 y 99.

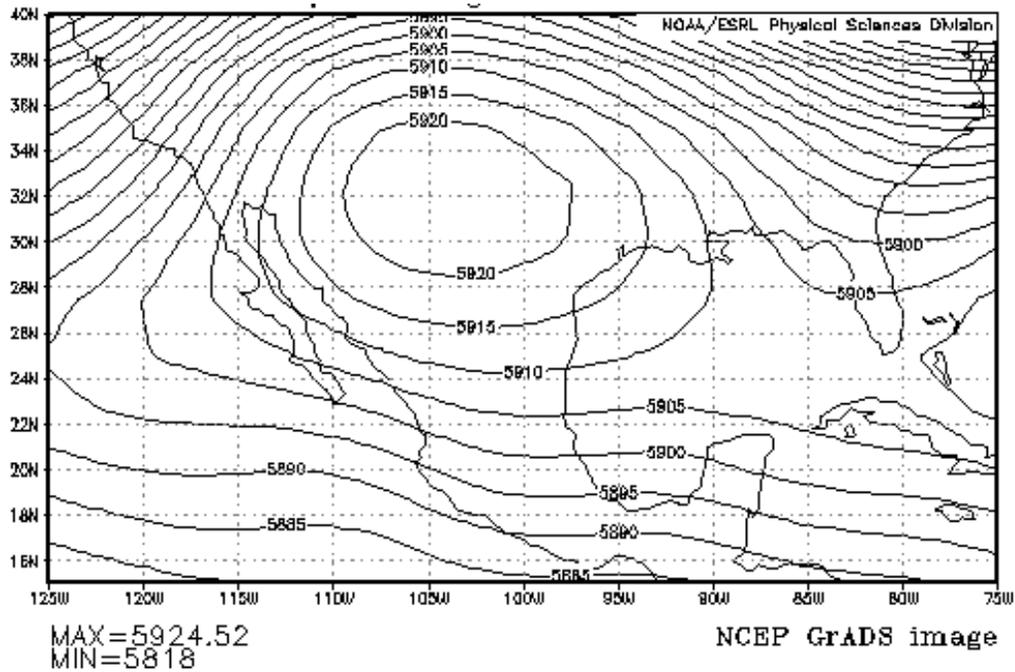


Figura 63. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante julio y agosto de 1997 de los datos de reanálisis de NCEP.

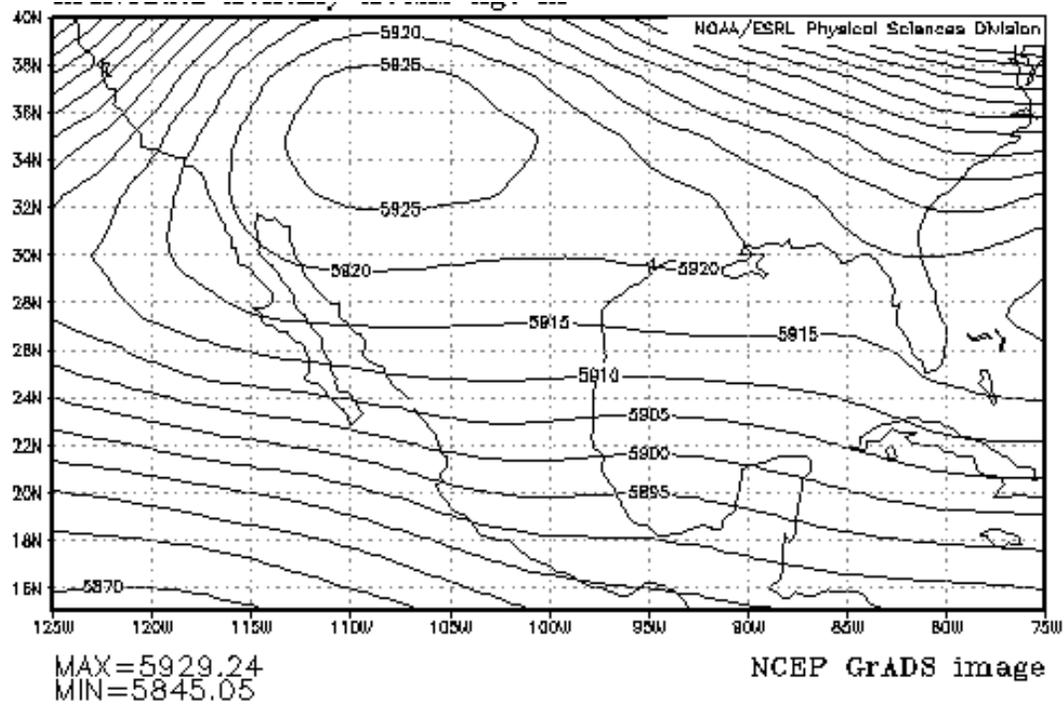


Figura 64. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante julio y agosto de 1998 de los datos de reanálisis de NCEP.

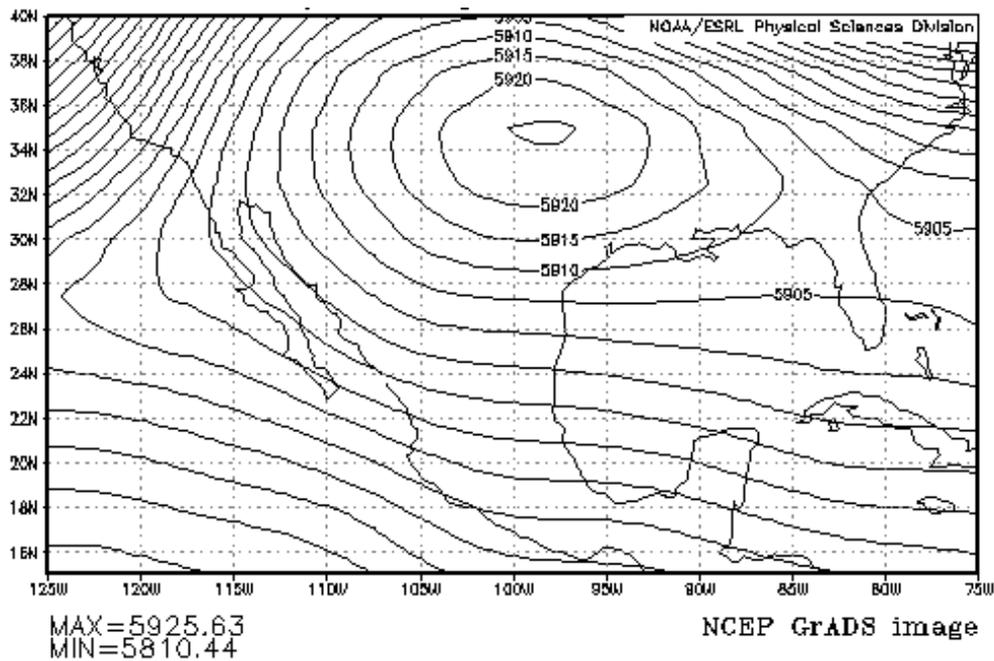


Figura 65. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante julio y agosto de 1999 de los datos de reanálisis de NCEP.

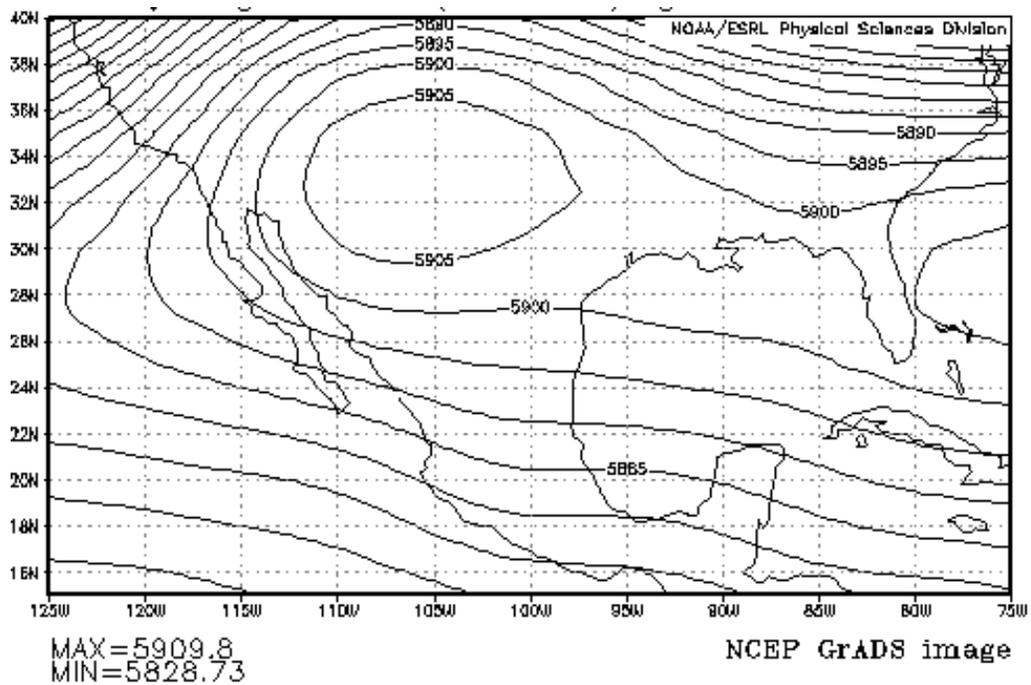


Figura 66. Análisis de las alturas geopotenciales promedio a 500 hpa durante los meses de Julio y Agosto del periodo 1968-1996 de los datos de reanálisis de NCEP.

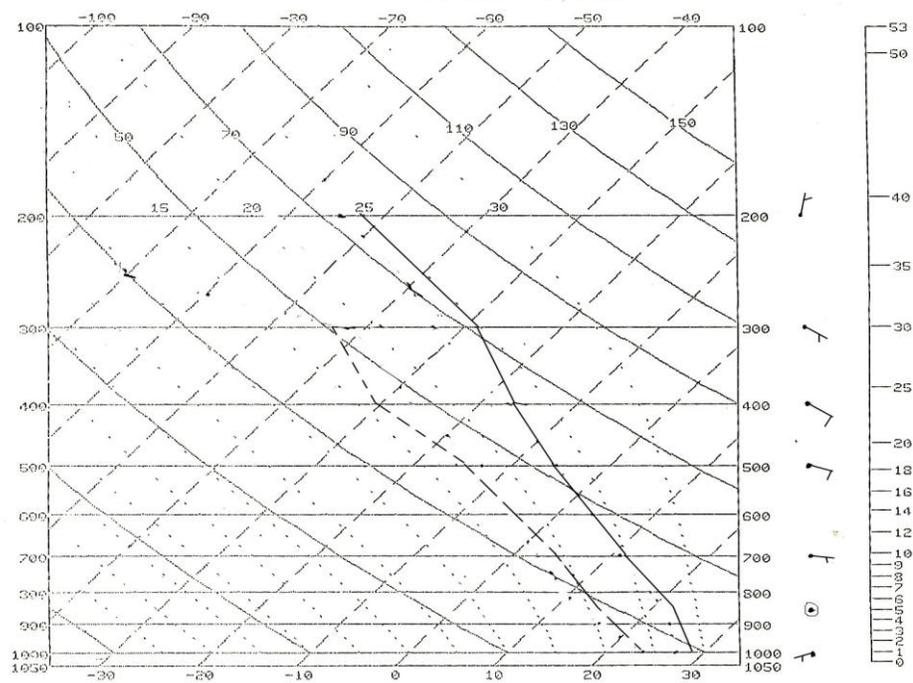


Figura 67. Perfil de temperaturas y vientos promedio en Mazatlán durante la formación de SCM en 97,98 y 99.

# **CAPITULO VII**

## **ESTUDIO 4**

### **SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA DURANTE EL NAME**

#### **7.1 INTRODUCCIÓN**

El experimento del Monzón de Norteamérica (NAME por sus siglas en inglés), se realizó durante el verano del 2004, y uno de sus objetivos fue el de observar y describir estadísticamente el ciclo diurno regular de la lluvia convectiva que ocurre en la Sierra Madre Occidental, a lo largo de ambas de sus laderas, al oeste y al este, en la planicie costera y región sur del Golfo de California. Para ello se desplegaron, durante el experimento, una gran cantidad y tipo de instrumentos meteorológicos como radares, perfiladores de viento, radiosondeos especiales y aviones para tener una mejor descripción de las condiciones meteorológicas a lo largo y ancho de la región de estudio (Higgins y col., 2003). Uno de los fenómenos meteorológicos más importantes en esa región de nuestro país son los Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), ya que aportan la mayor parte de la precipitación que ocurre en esa región. Por lo que este trabajo trata sobre este tipo de fenómenos meteorológicos ocurridos durante el NAME, los principales sistemas sinópticos que influyen en su formación, sus condiciones termodinámicas y cinemáticas típicas y la forma que adopta la convección al ser monitoreada por el radar.

#### **7.2 DATOS Y MÉTODOS**

Debido a que los SCM se definen con base a imágenes de satélite infrarrojas, para el presente estudio se ocuparon imágenes recopiladas en la estación receptora de imágenes de satélite del Servicio Meteorológico Nacional. Estas imágenes fueron de 8 bits por pixel, con un formato de 640 x 472 pixeles. El área de estudio comprendió desde la frontera Estados Unidos-México, en el norte, hasta la latitud 20° en el sur, entre las longitudes 105° W y 115° W, excluyendo un área de la mesa del norte, que inicia en la frontera en la longitud 108° W, al norte, y termina en el punto 25° N y 105° W. El periodo de estudio fue de dos

meses, del 1° de julio al 31 de agosto del 2004, en la misma época cuando se realizó el NAME.

Para determinar si un sistema nuboso era un SCM se estableció un criterio basado en imágenes de satélite similar al que usaron Bartels y col. (1984) en la parte central de Estados Unidos en la misma forma o metodología que se hizo en el capítulo anterior.

Se utilizaron los datos de reanálisis de modelo global espectral AMIP del National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Kanamitsu y col., 1981) para analizar las condiciones meteorológicas asociadas a los SCM durante el NAME. Estos datos fueron obtenidos del Climate Diagnostic Center de la NOAA y comprendían de la longitud 75° W a la 125° W y de la latitud 15° N a la 40° N.

Para definir los periodos activos e inactivos de ocurrencia de SCM se supuso como periodo activo cuando se presentaba un SCM diario durante al menos dos días o cuando ocurrían dos SCM en un solo día. Un periodo inactivo se definió cuando hubiera al menos dos días sin la ocurrencia de SCM.

Para encontrar los sistemas meteorológicos responsables de la formación de los SCM se tomaron los análisis realizados por el grupo responsable del análisis y pronóstico meteorológico durante el NAME. Se escogieron aquellos que estuvieron más cerca del SCM y del mismo día en que había ocurrido.

Para determinar la forma que adoptaban los SCM en las imágenes de radar, se usaron datos de los tres radares presentes en la región durante el desarrollo del experimento NAME: Los Cabos y Guasave y S-Pol de NCAR. El grupo de radar de la Colorado State University hizo una imagen combinada o “composite” de los datos de los tres radares, que se puede ver en la página electrónica <http://olympic.atmos.colostate.edu/name/composites/>.

Los SCM se clasificaron en los siguientes tipos:

- 1) Línea convectiva inmersa en lluvia estratiforme: Un área de lluvia estratiforme que contenía un área de convección (reflectividad > 40 dBZ).
- 2) Línea convectiva delantera: Una línea convectiva que precedía un área de lluvia estratiforme ya sea de la misma o de diferente longitud.
- 3) Bandas convectivas giratorias: Más de una banda convectiva asociadas con un área común de lluvia estratiforme que gira su posición con el tiempo.

- 4) Línea sólida: Línea convectiva con poca lluvia estratiforme a ambos lados.
- 5) Desorganizada: Un SCM sin ningún tipo de organización.

### 7.3 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Durante el NAME se presentaron 76 SCM que ocurrieron en los meses de Julio y Agosto de 2004 (Valdés-Manzanilla y col., 2005), que fue considerado un año mas activo de lo normal. Esto fue debido posiblemente a la posición de la cuña a 500 hpa, que se localizó un poco más al sur de lo normal (Fig. 68) con respecto al promedio de varios años (Fig. 66), lo que provocó subsidencia, un fuerte calentamiento y desecamiento de la mesa del norte (Figs. 69 y 70), lo que a su vez, intensificó la circulación brisa de mar-valle-montaña en las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental, a través de una intensificación de los vientos del oeste en superficie en la parte sur de la región de estudio (Fig. 71), lo que dio lugar a una ascendencia orográfica, formación de nubes y posteriormente de SCM. Por otro lado, la presencia de esta cuña en la región, provocó que se presentaran vientos del este a 700 hpa (Fig. 72), que transportaron horizontalmente esta masa de aire seco y caliente de la mesa del norte hacia la planicie costera y laderas occidentales de la SMO, dando lugar a una estratificación vertical donde el aire seco y caliente, estaba sobrepuesto a una capa superficial de aire relativamente más frío y húmedo, es decir una condición de inestabilidad convectiva, que ha sido asociada a la formación de tormentas severas y SCM en otras partes del mundo, específicamente en las Grandes Planicies de Estados Unidos (Trípoli y Cotton, 1989)

Los periodos activos de ocurrencia de SCM fueron en julio y hasta mediados de agosto de 2004, cuando las condiciones meteorológicas fueron las más apropiadas. Mientras que los periodos inactivos ocurrieron en la segunda quincena de agosto. En la tabla 4 se presentan los periodos activos e inactivos, donde se puede apreciar que dominaron ampliamente los periodos activos durante los dos meses que se estudiaron los SCM. La Fig. 73 proporciona una idea de la ausencia de SCM durante los periodos inactivos en la región, la cuña de alta presión se ha movido hacia el este y ahora sobrevienen vientos del suroeste en altura sobre el noroeste de México, al contrario de lo que ocurre normalmente en esta época, según se vio anteriormente (vientos con componente este).

Los sistemas meteorológicos que influyeron en la formación de SCM fueron, en primer lugar con 31 %, las cuñas y altas presiones que causaron vientos del este en altura que llevaban aire relativamente caliente y seco de la mesa del norte hacia la región de estudio (tabla 5). En segundo lugar con 30 %, fueron las vaguadas invertidas, esto se debe probablemente a que la circulación de las vaguadas invertidas provoca el mismo efecto que las cuñas o altas presiones, vientos del noreste que transportan aire caliente y seco. En tercer lugar con 16 %, fueron las ondas tropicales que por su naturaleza ondulatoria también tienen vientos del noreste que provocan el mismo efecto descrito anteriormente. En cuarto lugar los mesociclones con el 10 % y en último lugar con el 4 % a los ciclones tropicales, lo que confirma la afirmación de Englehart y Douglas (2001) de que la lluvia en esta región no es causada mayormente por los ciclones tropicales.

En cuanto a la organización de la convección, se tiene que sólo 24 de 76 SCM fueron analizados ya que ocurrieron dentro de la zona donde se encuentran los tres radares utilizados. Los SCM adoptaron cinco tipos de organización:

- 1) Línea convectiva delantera- región estratiforme trasera (3 casos, 12.5 %)
- 2) Línea convectiva inmersa en regiones estratiformes en su región delantera y trasera (3 casos ,12.5 %,figura 74)
- 3) Bandas convectivas giratorias (3 casos ,12.5%, figura 75)
- 4) Línea convectiva sólida (1 caso, 4.2 %, figura 76)
- 5) Conveccion desorganizada (14 casos, 58.3 %).

De lo anterior se puede afirmar que solo el 41.7 % de los SCM analizados tuvieron cierta organización, que contrasta con el 66 % de los SCM en Texas, EUA, durante la primavera (Hashem, 1997).

En cuanto a las condiciones termodinámicas apropiadas para la formación de SCM, se puede apreciar de la tabla 6 que el tipo de organización de línea convectiva inmersa es el que presenta mayor energía potencial disponible (CAPE), menor inhibición convectiva (CIN) y menor índice de flotación o “lifted”, indicando mayor inestabilidad atmosférica, siendo la línea sólida la que presenta menores valores. También se puede apreciar en la tabla 6 que el agua precipitable fue mayor en el tipo de organización de bandas convectivas

giratorias que en los otros tipos. El mismo comportamiento presenta la duración de los SCM, siendo mayor en las bandas convectivas giratorias. Asimismo se puede apreciar en que a mayor cantidad de agua precipitable, mayor es la duración de los SCM, indicando que a mayor humedad en el ambiente, mayor longevidad de los SCM.

En cuanto a las condiciones cinemáticas apropiadas para la formación de los SCM, se puede apreciar en la tabla 7 que la dirección del vector del cizallamiento o “shear” a niveles bajos (0-2.5 km) tiene una componente del este en los tipos de organización de línea convectiva delantera y línea convectiva inmersa; mientras que en las bandas convectivas giratorias se tienen una dirección del vector de cizallamiento de componente oeste mayormente. Por otro lado, la magnitud del vector de cizallamiento a niveles bajos es mayor en la línea convectiva delantera que en los otros tipos.

Algo relevante es la diferencia en la dirección del vector cizallamiento entre los niveles bajos (0-2.5 km) y la dirección del vector en los niveles medios (2.5- 6.0 km), que es menor en la línea convectiva delantera que en la línea convectiva inmersa (diferencia ~ 90°) y mucho menor que en las bandas convectivas giratorias (diferencia ~ 180°).

La orientación de la línea convectiva es casi perpendicular a la dirección del vector cizallamiento en niveles bajos en el caso en los tipos de organización de línea convectiva delantera e inmersa y casi paralela en el caso del tipo de bandas convectivas giratorias.

En el caso de la dirección de movimiento del sistema convectivo, esta fue casi paralela a la dirección de movimiento del vector de cizallamiento a niveles bajos en el tipo de línea convectiva delantera, un poco menos paralela en el caso de línea convectiva inmersa y casi perpendicular en el caso de las bandas convectivas giratorias. Por otro lado, la velocidad de desplazamiento del sistema convectivo fue mayor en el tipo de línea convectiva delantera que en el tipo de línea convectiva inmersa y mucho mayor que en el tipo de bandas convectivas giratorias.

En cuanto a la influencia de los sistemas meteorológicos en el tipo de organización de la convección de los 24 SCM analizados usando imágenes de radar, se puede apreciar en la tabla 8, que las líneas convectivas delanteras se producen solo cuando hay una onda tropical y una cuña de alta presión; mientras que las bandas convectivas giratorias solo cuando hay una vaguada invertida o un mesociclón. Por otro lado, las líneas convectivas inmersas se presentan cuando hay vaguadas invertidas, cuñas o mesociclones y en ausencia

de ondas tropicales. La línea sólida se produce cuando hay presente una cuña de alta presión.

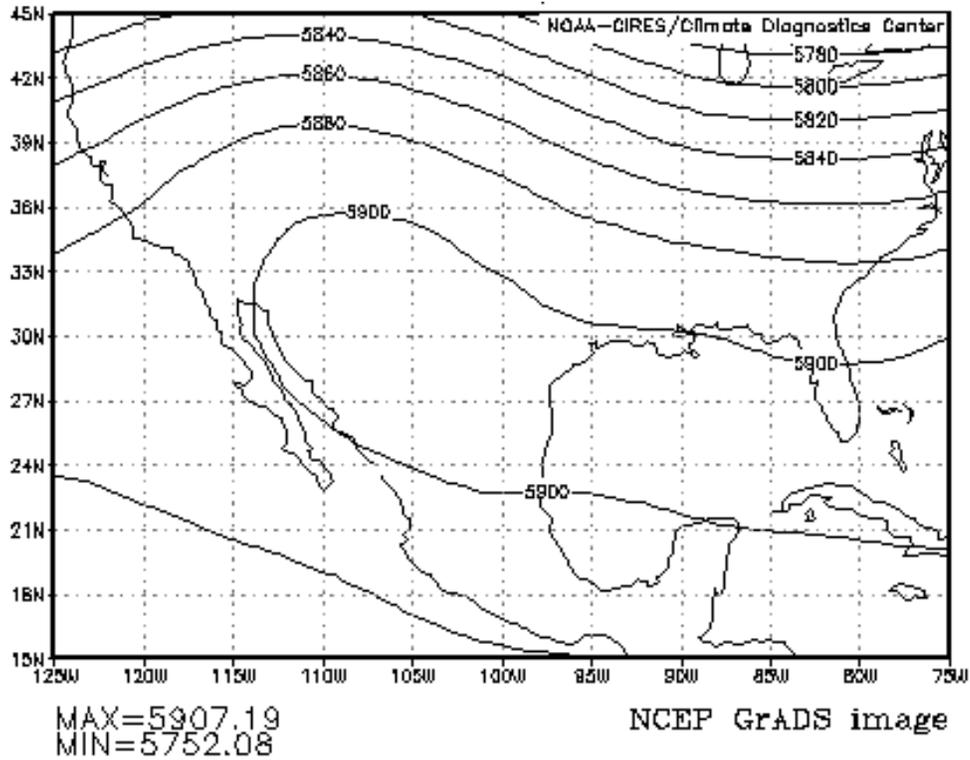


Figura 68. Isohipsas medias a 500 hpa de julio y agosto de 2004 de los datos de reanálisis de NCEP del Climate Diagnostic Center de NOAA.

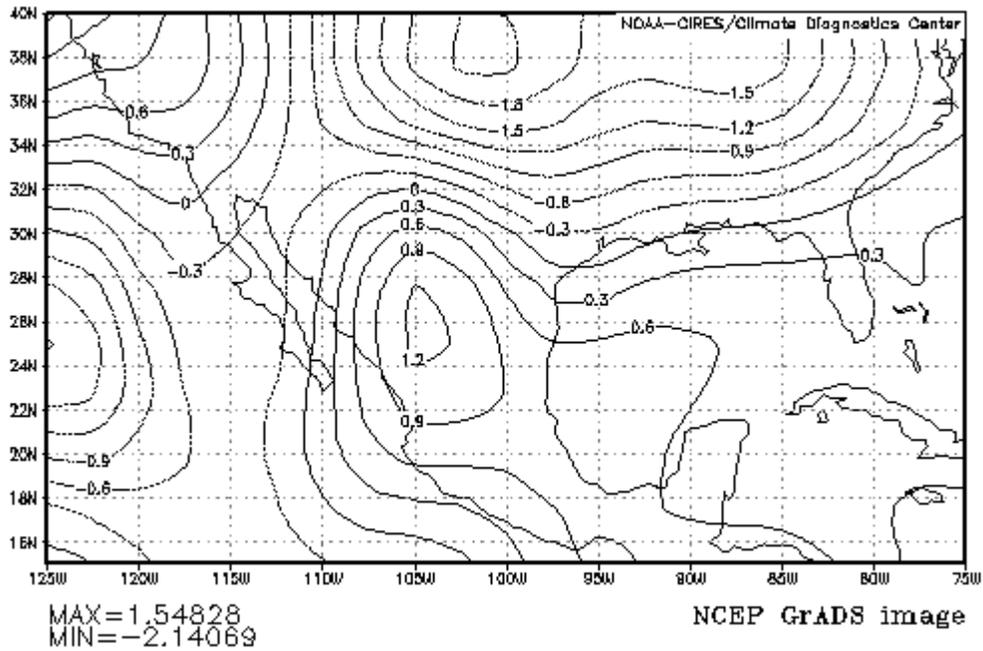


Figura 69. Anomalia de temperatura en °C a 850 hpa del periodo de Julio a Agosto de 2004 con respecto al promedio de los datos de reanálisis de NCEP.

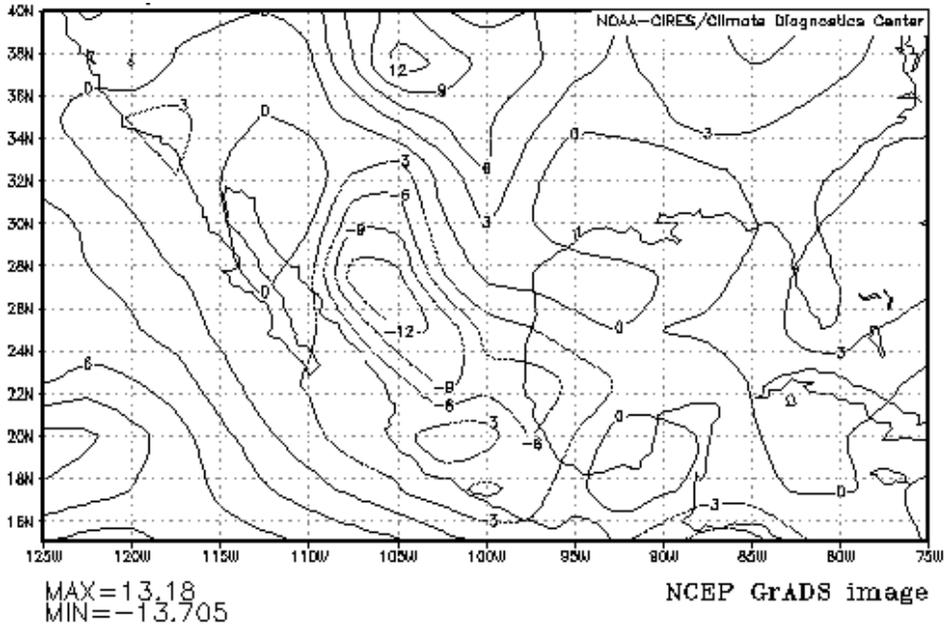


Figura 70. Anomalia de humedad relativa en % a 850 hpa del periodo julio a agosto de 2004 con respecto al promedio 1968-1996 de los datos de reanálisis de NCEP.

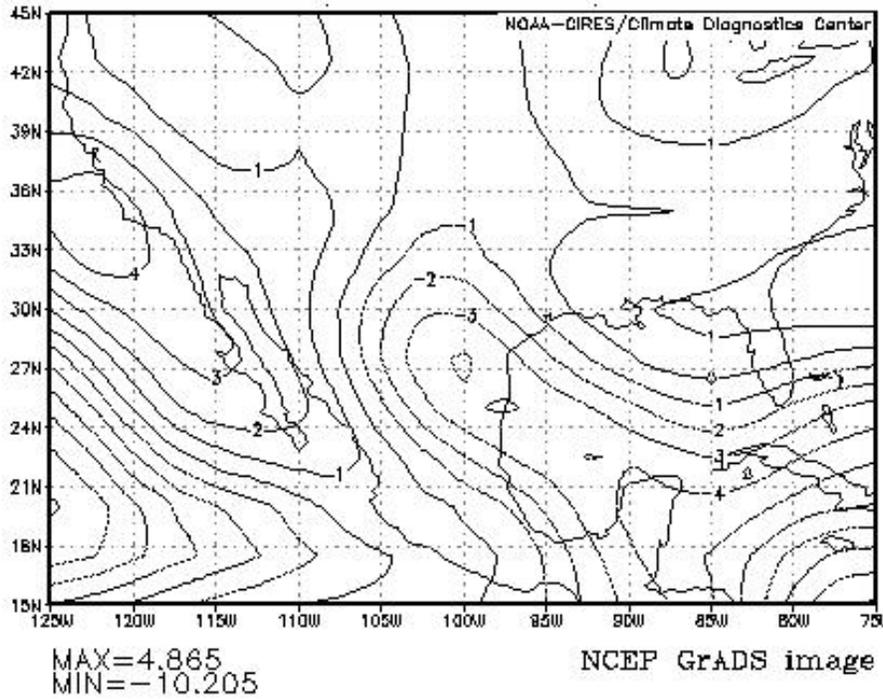


Figura 71. Viento zonal medio en m/s a 1000 hpa en el periodo julio a agosto de 2004 de los datos de reanálisis de NCEP.

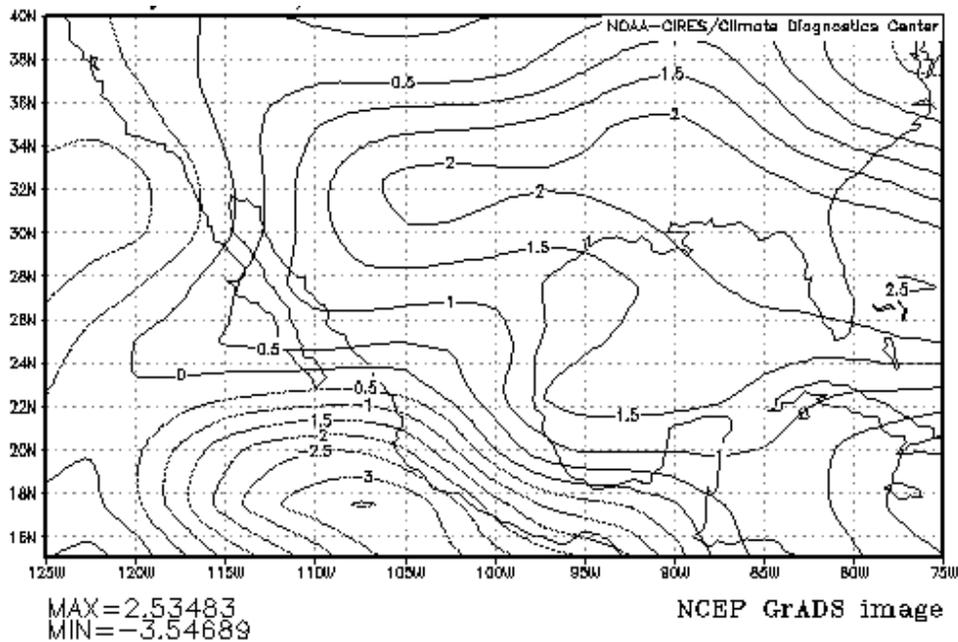


Figura 72. Anomalías en m/s a 700 hpa del viento zonal en el periodo julio a agosto de 2004 con respecto al promedio 1968-1996 de los datos de reanálisis de NCEP.

Tabla 4. Lista de los periodos activos e inactivos de ocurrencia de SCM durante el NAME.

Periodos Activos	Periodos Inactivos
2-11 Julio	15-16 Agosto
13-18 Julio	21-26 Agosto
20 Julio- 4 Agosto	
6- 10 Agosto	
12-14 Agosto	
17-20 Agosto	
27-31 Agosto	

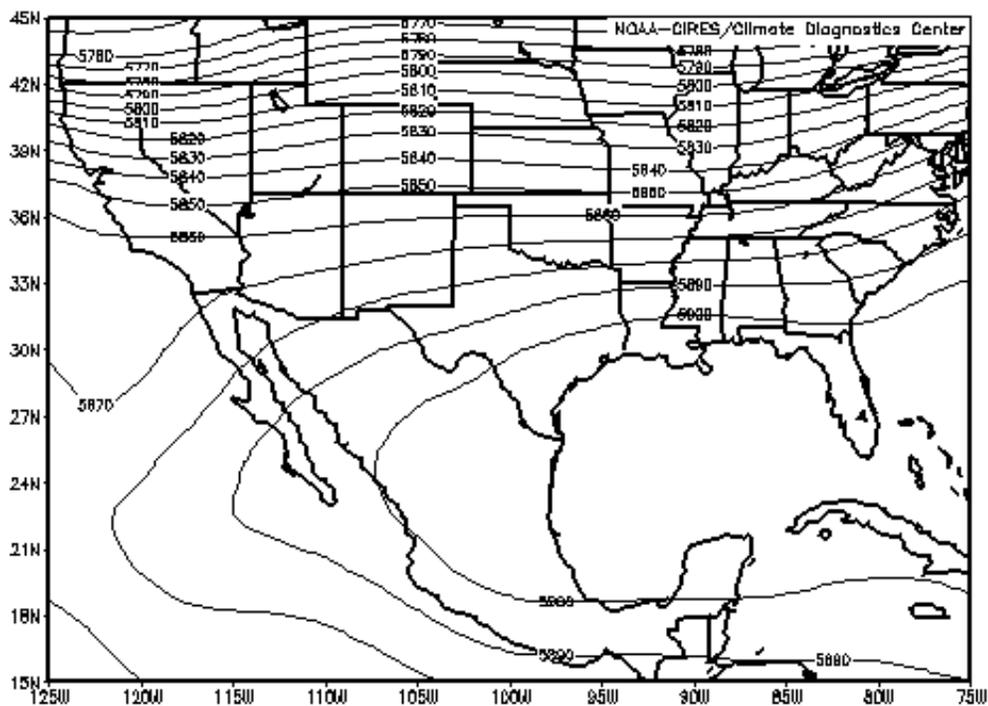


Figura 73. Isohipsas medias a 500 hpa durante los periodos inactivos de ocurrencia de SCM.

Tabla 5. Frecuencia de tipos sinópticos que ocasionan los SCM.

Tipo sinóptico	Número de casos	Porcentaje (%)
Vaguada invertida	23	30
Onda tropical	12	16
Cuña o alta presión	24	30
Mesociclón	7	10
Ciclón tropical	3	4
Vaguada	7	10

Tabla 6. Condiciones termodinámicas asociadas a los SCM organizados

# SCM	Tipo	CAPE (J/kg)	CIN (J/kg)	índice lifted	Agua precipitable (cm)	Duración (horas)
11	Línea convectiva delantera	1995	335	-3.6	4.7	7.0
48	Línea convectiva delantera	2439	49	-6.2	5.4	14.1
61	Línea convectiva delantera	1760	93	-4.4	5.03	15.0
46	Bandas convectivas giratorias	2821	97	-6.4	5.4	23.0
28	Bandas convectivas giratorias	2714	165	-7.9	5.9	13.0
42	Bandas convectivas giratorias	1479	124	-3.1	5.72	7.0
24	Línea convectiva inmersa	3944	64	-18.4	4.27	4.0
49	Línea convectiva inmersa	2004	18	-5.8	5.86	12.0
22	Línea convectiva inmersa	2807	107	-6	4.64	5.0
39	Línea sólida	1150	97	-3.7	5.22	8.0

Tabla 7. Condiciones cinemáticas de los SCM organizados.

# SC M	Tipo de organizació n	Dirección del cizallamient o del viento 0-2.5 km (°)	Magnitud del cizallamient o del viento 0-2.5 km (m/s)	Dirección del cizallamient o del viento 2.5-6 km (°)	Magnitud del cizallamient o del viento 2.5-6 km (m/s)	Orientació n (°)	Velocida d (m/s)	Direcció n (°)
11	Línea convectiva delantera	100.0	7.9	84.0	2.1	22.5	10.8	149.0
48	Línea convectiva delantera	104.0	0.5	90.6	1.0	22.5	12.8	136.5
61	Línea convectiva delantera	79.0	11.0	323.3	6.2	337.5	7.6	66.2
46	Bandas convectivas Giratorias	170.7	1.8	22.3	3.5	90	8.0	140.1
28	Bandas convectivas giratorias	352.0	5.6	118.0	2.6	337.5	13.2	27.4
42	Bandas convectivas giratorias	302.2	6.0	154.1	3.0	337.5	3.6	102.4
24	Línea convectiva inmersa	59.3	2.4	145.1	1.6	337	5.8	77.7
49	Línea convectiva inmersa	48.4	0.8	138.4	3.7	292.5	4.9	129.2
22	Línea convectiva Inmersa	132.8	3.9	52.1	1.1	292.5	7.1	90.0
39	Línea sólida	26.9	3.9	14.9	1.1	315	8.3	42.3

Tabla 8. Frecuencia de tipo de organización de la convección con respecto al tipo de sistema meteorológico sinóptico dominante.

	Vaguada invertida	Onda tropical	Cuña o alta presión	Mesociclón
Línea convectiva delantera		1	2	
Línea convectiva inmersa	1		1	1
Bandas convectivas giratorias	2			1
Línea convectiva sólida			1	
Desorganizada	5	1	6	2

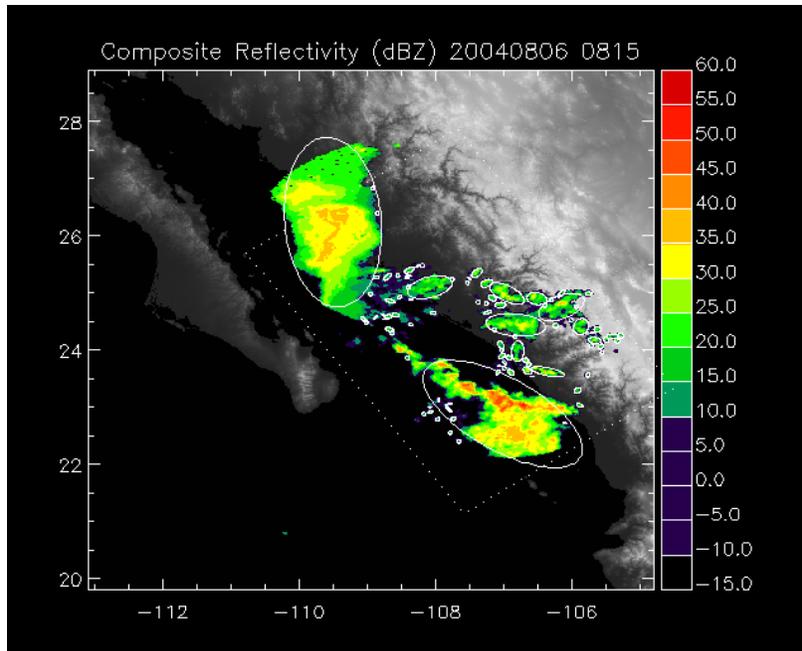


Figura 74. Imagen del mosaico regional de reflectividad de tres radares del 6 de Agosto de 2004 a las 8:15 Z que muestra un tipo de organización de línea convectiva inmersa. Fuente: grupo de radar de Colorado State University.

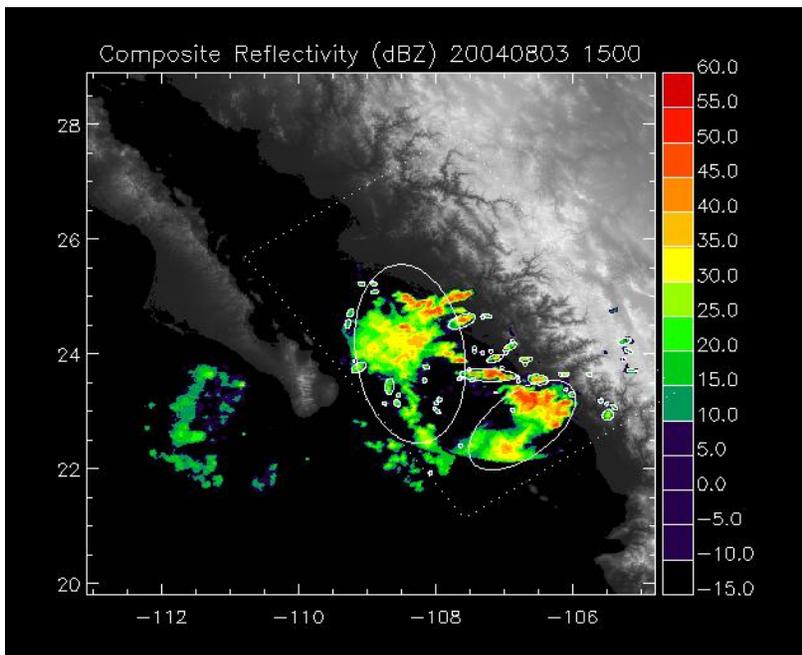


Figura 75. Imagen del mosaico regional de reflectividad de tres radares del 3 de Agosto de 2004 a las 1500 Z que muestra un tipo de organización de la convección de bandas convectivas giratorias. Fuente: grupo de radar de Colorado State University.

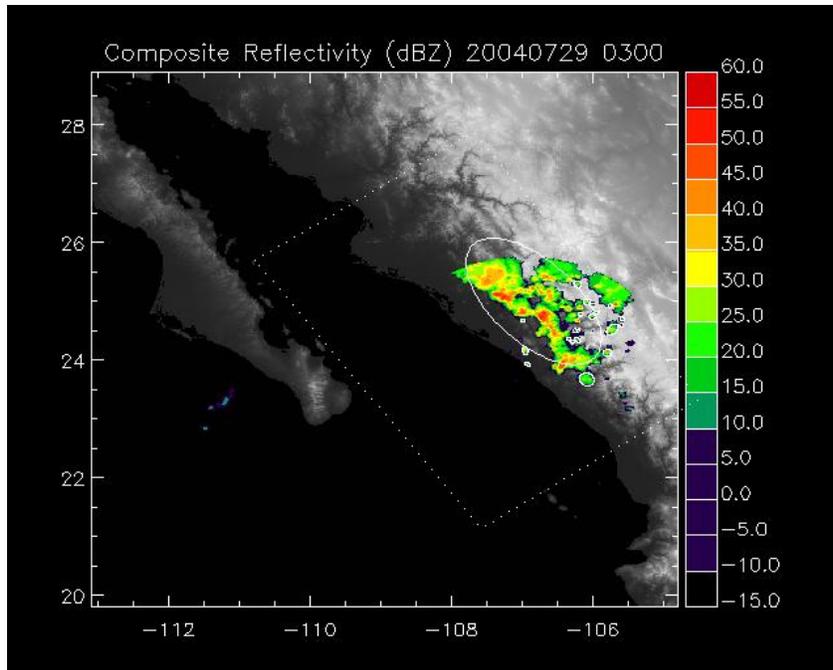


Figura 76. Imagen del mosaico regional de reflectividad de tres radares del 29 de Julio de 2004 a las 3: 00 Z que muestra un tipo de organización de línea convectiva sólida. Fuente: grupo de radar de Colorado State University.

## **CAPITULO VIII**

### **DISCUSIÓN**

Uno de los principales resultados del estudio de la climatología de SCM en todo México (Valdés-Manzanilla y col., 2005) es la alta frecuencia de ocurrencia de estos fenómenos en el noroeste. Esto también fue corroborado por Mohr y Zipser (1996) en su estudio para determinar las regiones con mayor incidencia de SCM en el mundo.

Como se puede apreciar en los capítulos anteriores y según Reyes y col. (1994), los sistemas convectivos de mesoescala y los ciclones tropicales son los fenómenos meteorológicos más importantes en la producción de lluvia en el noroeste de nuestro país. Sin embargo, Engelhart y Douglas (2001) descubrieron que solo entre el 7 % y el 20 % de la lluvia procedía de los ciclones tropicales que pasan por la región. Esto se confirma al analizar la correlación entre la precipitación regional y el número de ciclones tropicales que es muy baja, indicando que hay otros fenómenos meteorológicos que son importantes, aparte de los ciclones tropicales. Por otro lado, al hacer el estudio sobre la distinción entre los controles mesometeorológicos y sinópticos se aprecia que ni los fenómenos pequeños como las tormentas convectivas, ni los grandes como los ciclones tropicales son los principales productores de lluvia en la región, sino los fenómenos de mesoescala. Un análisis más detallado usando pluviómetros digitales horarios muestra que los eventos de lluvia mayores de dos horas y menores de seis, que solo son el 20 % del total, son los mayores productores de lluvia ya que producen el 41 % de la precipitación en la región, estos eventos coinciden con la duración de los sistemas convectivos de mesoescala, por definición mayor de tres horas, lo que permite inferir que estos fenómenos son los que provocan la mayor cantidad de lluvia en la región.

Otra indicación de los pluviómetros es que la lluvia se inicia primero en la zona de las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental y después en la zona de llanura o meseta central, sugiriendo una migración de los eventos de lluvia de la Sierra Madre Occidental hacia la llanura costera o meseta. Esto mismo fue encontrado por Gochis y col. (2004).

En cuanto a los SCM en el 97, 98 y 99 se tiene que en el año de 1997 fue cuando se tuvo un mayor número de SCM, un año anterior a uno de los fenómenos de El Niño más

intensos registrados (1997-98) y el año 99 fue el año con menor número de SCM, un año posterior a El niño. El mismo comportamiento presentaron los Complejos Convectivos de Mesoescala del noroeste de México estudiados por Douglas (1986) en 1982, 83 y 84.

En general, de acuerdo a las trayectorias podemos dividir a los SCM en dos tipos: los que tienen trayectorias paralela a la costa, que ocurren en el norte de Sinaloa y Sonora y los que tienen trayectorias perpendiculares a la costa del sur de Sinaloa y Nayarit. Lo mismo fue encontrado por Howard y Maddox (1988) a los que ellos llamaron sistemas meso-alfa de la costa oeste y meso-alfa de la parte baja de la costa oeste, respectivamente. También hay una migración hacia el NW de las trayectorias desde Nayarit en junio hasta la frontera México-Estados Unidos en agosto.

La formación de los SCM fue entre 0:00 y 6:00 Z y la disipación entre 3:00 y 6:00 Z, indicando una fuerte influencia del calentamiento diurno y fenómenos de mesoescala como brisas de mar y de valle-montaña. Solo septiembre es diferente a este patrón, indicando que en este mes se presentan fenómenos de mayor escala como los ciclones tropicales.

En cuanto a la duración de los SCM, el promedio fue de 7.4 horas, mucho menor que las 18 horas que duran los SCM en Texas (Hashem, 1997), lo que indica menor forzamiento sinóptico y mayor forzamiento de fenómenos de mesoescala y de condiciones fisiográficas locales. La duración promedio de los SCM en el noroeste de México también coincide con los eventos de lluvia que producen la mayor cantidad de precipitación (entre 3 y 6 horas) según se obtuvo de los pluviómetros digitales.

En cuanto al área a la máxima extensión, se tiene que la mayor parte de los sistemas tienen un área entre 50,000 y 100,000 km<sup>2</sup> con un promedio de 106,505 km<sup>2</sup>, indicando que los sistemas son fenómenos de tamaño meso-beta y meso-alfa, según la clasificación de Orlanski (1975), y no sistemas pequeños relacionados a tormentas convectivas aisladas. Maddox y Howard (1988) también encontraron sistemas convectivos meso-alfa en esta región.

Las condiciones meteorológicas promedio durante la ocurrencia de SCM muestran la presencia de una cuña a niveles medios de la atmósfera. Esto ya había sido notado por Carleton (1986) y Brito-Castillo y col. (2003). También se observa una zona de temperaturas altas y presión baja a 850 hpa en la mesa del norte. Esto sugiere una

advección caliente de la mesa del norte hacia Sonora y Sinaloa por parte de los vientos con componente este. Por otro lado en superficie se tienen vientos con componente oeste, probablemente relacionados a fenómenos de brisa de mar y valle-montaña, reforzados por el gradiente de presión entre la llanura costera del Pacífico y la mesa del norte.

Por otro lado, el sondeo promedio cuando ocurren los SCM muestra una capa estable en superficie, sobrepuesta por una capa condicionalmente inestable. En los sondeos individuales se observó constantemente la presencia de una inversión térmica a 850 hpa. La energía potencial convectiva disponible promedio (CAPE) fue de 2701 J/kg lo que indica una atmósfera inestable. La energía de inhibición convectiva (CIN) promedio fue de 106 J/kg indicando que una cantidad de energía moderada es necesaria para que la parcela alcance el nivel de convección libre y se inicie la formación de las tormentas. El índice de estabilidad elevado o “lifted” promedio es de -5.47, indicando una atmósfera inestable.

Las características termodinámicas del sondeo promedio se parecen a las del tipo de sondeo conocido anecdóticamente como de “arma cargada” (loaded gun en inglés), porque está relacionada a tormentas severas en las grandes planicies de Estados Unidos.

Las características termodinámicas y meteorológicas asociadas a la ocurrencia de SCM en el noroeste de México se parecen a las que producen a los SCM en las montañosas rocallosas en el Estado de Colorado, EUA (Trípoli y Cotton, 1989), también llamado Front Range en inglés. En ambos sitios se tiene una capa de aire húmedo sobrepuesto por aire caliente, que son llevados ahí por vientos que atraviesan la cadena montañosa, del oeste en el Front Range y del este en el caso de las pendientes occidentales de la Sierra Madre Occidental. Lo que nos indica que los SCM en el noroeste de México son del tipo orogénico.

Durante la realización del NAME en 2004 se tuvo la oportunidad de tener diferentes tipos de instrumentos entre ellos aviones, radares y perfiladores de viento. Por ello se realizó un nuevo estudio de los SCM ocurridos durante este experimento para aprovechar la mayor disponibilidad de datos. El verano del 2004 se observaron más SCM con respecto a los años 1997, 98 y 99, se piensa que esto es debido a la localización más al sur de lo normal de la cuña o anticiclón, lo que provocó vientos de componente este que llevaron aire caliente de la mesa del norte hacia las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental

donde esta capa de aire seco estaba sobrepuesta a una capa de aire húmedo del mar de Cortés.

Se investigaron los periodos activos e inactivos de SCM y se encontró que los periodos inactivos se caracterizan porque los vientos a niveles intermedios de la troposfera son del suroeste en la región; mientras que en los periodos activos son de componente este.

Los sistemas meteorológicos sinópticos que provocaron la formación de SCM son, en orden de importancia, las altas presiones, vaguadas invertidas y ondas tropicales (86 %), lo que confirma lo encontrado por Pytlak y col. (2005). Solo 4 % de los SCM fue provocado por ciclones tropicales, lo que confirma la afirmación de Englehart y Douglas (2001) de que la lluvia en esta región no es causada mayormente por los ciclones tropicales.

Solo una tercera parte de los SCM pudieron ser analizados con datos de radar, encontrándose que el 41.7 % de ellos adoptó cierto tipo de organización lineal, lo que compara bien con el 66 % que encontró Houze y col. (1990) en primavera en Oklahoma y el 66 % que encontró Hashem (1997) en primavera en Texas.

En cuanto a las condiciones cinemáticas características de los SCM se puede observar que la magnitud del vector cizallamiento del viento, o “wind shear”, a niveles bajos determina la forma o organización de la convección como se observa por radar, ya que cuando esta magnitud es grande, la línea convectiva del SCM adopta una orientación perpendicular a este vector, o lo que es lo mismo adopta el tipo de organización de línea delantera-región estratiforme trasera. Si la magnitud del vector es pequeña, la línea convectiva del SCM adopta una orientación paralela al vector, esto es el tipo de organización llamado línea convectiva inmersa. Esto mismo fue observado por Alexander y Young (1992) en Australia cuando estudiaron los SCM en esa región del mundo. En el caso de que las direcciones de los vectores a niveles bajos y medios sean opuestas y la magnitud del vector a niveles bajos sea grande, la forma u organización que adopta el SCM es del tipo de bandas convectivas giratorias, orientándose las bandas principalmente en la misma dirección del vector del cizallamiento a niveles medios. Esto mismo fue encontrado por Lemone y col. (1998) en los SCM ocurridos durante el experimento TOGA-COARE realizado en 1994 en Oceanía.

En cuanto a las condiciones termodinámicas características de los SCM, no existen diferencias tan marcadas entre los diferentes tipos de organización, salvo en la cantidad de

agua precipitable que influye enormemente en la duración de los SCM, indicando que una atmósfera mas húmeda favorece SCM mas longevos. Esto mismo fue encontrado por Lemone y col. (1998).

En cuanto a los fenómenos sinópticos que influenciaron en la formación de los SCM durante el NAME, se puede apreciar que las vaguadas invertidas y sus mesociclones asociados producen el tipo de organización llamado bandas convectivas giratorias, que es el más longevo de todos los tipos. Cuando hay una onda tropical en la región, no se presenta el tipo de línea convectiva inmersa, ya que esta relacionado a fenómenos de brisa de tierra en esa región, que sólo son importantes cuando no hay fenómenos sinópticos importantes. Este tipo esta relacionado al sistema meso-alfa de la costa baja del oeste de Howard y Maddox (1988).

## **CAPITULO IX**

### **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Se realizó una exploración de la distribución temporal, espacial y variación diurna de los sistemas convectivos de mesoescala (SCM) en México, mediante el uso de imágenes de satélite meteorológico. Las zonas con mayor número de SCM fueron las llanuras costeras del sur del Golfo de México, la península de Yucatán, la zona marítima frente a las costas del Pacífico Sur y las laderas occidentales de la Sierra Madre Occidental. Hay zonas con máximos o mínimos estacionales de SCM, que reflejan eventos climáticos intraestacionales como el monzón de Norteamérica y el periodo de canícula.

Las zonas donde se presentan con mayor frecuencia los SCM, son también aquellas con mayor precipitación en México, lo que indica la importancia de estos fenómenos en la climatología de la precipitación en México.

Los sistemas convectivos de mesoescala son los principales productores de lluvia en el noroeste de México y son del tipo orogénico. Ocurren más en las laderas occidentales que en el mar de Cortés. Del orden del 40 % de la lluvia regional es causada por estos fenómenos.

El mayor número de estos fenómenos se presenta el año anterior al fenómeno de El niño. Tienden a formarse al anochecer y a disiparse por la madrugada con una duración promedio de alrededor de siete horas, llegando a alcanzar su área la categoría de sistemas meso-alfa.

Los SCM están asociados a la presencia de un anticiclón o cuña a niveles medios de la atmósfera con vientos del este que transportan aire caliente de la meseta del norte sobre la región. La posición de la cuña es importante para la formación de SCM, entre más al sur de lo normal se encuentre más SCM se forman.

La estratificación vertical de la atmósfera es una capa estable sobrepuesta por una capa condicionalmente inestable. Se observó la ocurrencia frecuente de inversiones térmicas que actúan como una barrera a la humedad, lo que permite que la inestabilidad atmosférica sea liberada solo cuando un SCM va erosionando la inversión en su traslado de la Sierra Madre Occidental al mar de Cortés.

La forma u organización que adoptan los SCM en las imágenes de radar está determinada principalmente por la magnitud y dirección del vector del cizallamiento del viento en niveles bajos y medios de la atmósfera. El agua precipitable determina la longevidad de los sistemas.

Se recomienda modelar la formación de un SCM en la Sierra Madre Occidental usando un modelo de mesoescala como el MM5, WRF o RAMS para dilucidar la evolución y estructura de estos fenómenos.

Se recomienda realizar un estudio similar en otras regiones de México donde se presentan con frecuencia este tipo de fenómenos meteorológicos como las llanuras costeras del sur del Golfo de México, la península de Yucatán y la zona marítima frente a las costas del Pacífico Sur, que es una zona prolífica en la formación de ciclones tropicales y surgencias de humedad.

## REFERENCIAS

- Adams, D.K. y A.C. Comrie, 1997: The North American monsoon. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **78**, 2197-2213.
- Alexander, G.D. y G.S. Young, 1992: The relationship between EMEX mesoscale precipitation feature properties and their environmental characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 554-564.
- Bartels, D.L., J.M. Skrasdki y R.D. Menard, 1984: Mesoscale Convective Systems: a satellite climatology. NOAA Tech Memo, ERL ESG 8, Dept. of Commerce, Boulder CO 63 pp.
- Brito-Castillo L., A. V. Douglas, A. Leyva-Contreras, D. Lluch-Belda, 2003: The effect of large-scale circulation on precipitation and streamflow in the Gulf of California continental watershed. *International Journal of Climatology*, **23**, 751-768.
- Carleton, A.M., 1986: Synoptic-dynamic character of “burst” and “breaks” in the Southwest U.S. summer precipitation singularity. *J. Climatol.*, **6**, 605-623.
- Carleton, A.M., D.A. Carpenter y P.J. Wesser, 1990: Mechanisms of interannual variability of the Southwest United States summer rainfall maximum. *J. Climate*, **3**, 999-1015.
- Cortez-Vázquez, M., 2000: Variaciones intraestacionales de la actividad convectiva en México y América Central. *Atmósfera*, **13**, 95-108.
- Douglas, A.V., R. Blackmon y P.J. Englehart, 1986: Mesoscale Convective Complexes in extreme Western Mexico: A regional response to broadscale drought. Proc. X Annual Diagnostic Workshop, U.S. Department of Commerce, NOAA, 129-140.
- Douglas, M.W., R. Maddox y K. Howard y S. Reyes, 1993: The Mexican monsoon, *J. Climate*, **6**, 1665-1667.
- Douglas, M.W. y S. Li., 1993: Monsoon onset over the Southwestern North America. XX conferencia sobre ciclones tropicales y meteorología tropical, San Antonio Texas, 508-511.
- Douglas, M.W., 1995: The summertime low: level jet over the Gulf of California. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2334-2347.
- Douglas, M.W., A. Valdez-Manzanilla y R. García-Cueto. 1998. Diurnal variations and horizontal extent of the low-level jet over the northern Gulf of California. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 2017-2025.

- Englehart, P.J. y Douglas (2001): Eastern North Pacific tropical storms and the rainfall climatology of western Mexico. *Inter. J. of Climatol*, **24**, 350-362.
- Farfan, L. y J. Zehnder, 1994: Moving and stationary mesoscale convective systems over Northwest Mexico during the Southwest Area Monsoon Project. *Weather and Forecasting*, **9**, 630-639.
- Gochis, D.J., A. Jimenez, C.J. Watts, W.J. Shuttleworth, J. Garatuza-Payan, 2004: Analysis of 2002 and 2003 warm-season precipitation from the North American Monsoon Experiment (NAME) Event Rain Gauge Network (NERN). *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2938-2953.
- Hales, J.E., 1972: Surges of tropical maritime air northward over the Gulf of California. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 298-306.
- Hashem, M.S., 1997: A climatology of springtime convective systems over the northwest Gulf of Mexico and adjacent coasts. Tesis de maestría, Texas A & M University, College Station, Texas, Estados Unidos
- Higgins, W., Douglas, A.; Hahmann, A., Hugo Berbery, E., Gutzler, D., Shuttleworth, J.; Stensrud, D., Amador, J., Carbone, R., Cortez, M., Douglas, M., Lobato, R., Meitin, J., Ropelewski, C., Schemm, J., Schubert, S, y Zhang, C, 2003: Progress in Pan American CLIVAR Research: North American Monsoon System. *Atmósfera*, **16**, 29-63.
- Houze, R.A., B.F. Smull, y P. Dodge, 1990: Mesoscale organization of springtime Rainstorms in Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 613-654.
- Houze, R.A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego, 573 pp.
- Howard y Maddox, 1988: Mexican mesoscale convective system- a satellite perspective. Memorias del III Congreso Interamericano de Meteorología, 14-18 de Noviembre, Ciudad de México, México, 404-408.
- Jáuregui, E. y F. Cruz, 1981: Algunos aspectos del clima de Sonora y Baja California. Equipatas y surgencias de humedad. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, **10**, 143-180.
- Kanamitsu, M., J.C. Alpert, K.A. Campana, P.M. Caplan, D.G. Deaven, M. Iredell, B. Katz, H.-L. Pan, J. Sela, and G.H. White, 1991: Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. *Weather and Forecasting*, **6**, 425-435.
- Lebel, T. y A. Amani, 1999: Rainfall estimation in the Sahel: What is the ground truth? *J. Applied Meteor.*, **38**, 555-568.

- Lemone, M.A., E.J. Zipser y S.B. Trier, 1998: The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of Mesoscale Convective Systems during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 3493-3518.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493.
- Maddox, R.A. y K. Howard, 1988: Mexican mesoscale convective systems. Large scale environmental conditions. Memorias del Congreso Interamericano de Meteorología, 14-18 Noviembre. Ciudad de México, 395-399.
- Maddox R., M. Douglas y K. Howard, 1991: Mesoscale convective system over the Southwestern North America: a warm season overview. Memorias de la Conferencia Internacional sobre Meteorología de Mesoescala y TAMEX, Taipei, Taiwan, *Americ. Meteor. Soc.*, 393-402.
- Maddox, R.A., D. McCollum y K. Howard, 1995: Large-scale pattern associated with severe summertime thunderstorms over central Arizona. *Weather and Forecasting*, **10**, 763-778.
- McCollum D., R. A. Maddox y K. Howard, 1995: Case study of severe mesoscale convective system in central Arizona. *Weather and Forecasting*, **10**, 643-665.
- Meitin, J., 1991: The Southwest Area Monsoon Project: Daily Operation Plan. NSSL/NOAA, Boulder, CO, 75 pp.
- Mohr, K. y E. Zipser, 1996: Defining Mesoscale Convective Systems by their 85 GHz Ice-Scattering Signatures. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1179-1189.
- Mosiño P. y E. García, 1974: The climate of Mexico. *World Survey of Climatology*, vol. 1, *Climates of North America*, Bryson, R.A. y F.K. Hare (Eds.), 345-404, Elsevier, Estados Unidos, pp. 345-404.
- Negri, A., R. Adler, E. Nelkin, G. Huffman, 1994: Regional rainfall climatologies derived from Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) data, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 1165-1182.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision de scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527-530.

- Olascoaga, M.J., 1950: Some aspects of Argentine rainfall, *Tellus*, **2**, 312-318.
- Pytlak, E., M. Goering y A. Bennet, 2005: Upper tropospheric troughs and their interaction with the North American Monsoon. XIX Conferencia en Hidrología, Amer. Meteor. Soc., San Diego. P 2.3.
- Reyes S., M. Douglas y R. Maddox, 1994: El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/ SWAMP). *Atmósfera*, **7**, 117-137.
- Riehl, H. 1954: Tropical meteorology, McGrawHill, New York, USA, 233 pp.
- Serra, S., 1971: Hurricanes and tropical storms of the west coast of Mexico, *Mon. Wea. Rev.*, **99**, 02-308.
- Sosa Chiñas M.A. y A Valdés-Manzanilla, 1999: ASMEIS: herramienta para el análisis de sistemas convectivos de mesoescala, Memorias del IX Congreso Nacional de Meteorología, Guadalajara Jalisco México, Org. Mexicana de Meteorólogos A.C., 246-249.
- Schuur, T.J., 1991: Airborne Doppler Observations of a mesoscale convective systems over the Sierra Madre Occidental mountains of Mexico, XXV Conferencia internacional de meteorología de radar, Amer. Meteor. Soc., Paris Francia, 482-485.
- Smith, W. y R.H. Gall, 1989: Tropical squall lines of the Arizona monsoon, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1553-1569.
- Trípoli, G.J. y W.R. Cotton, 1989: A numerical study of an orogenic observed mesoscale convective system. Part 1: Simulated genesis and comparison with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 273-303.
- Valdés-Manzanilla, A. y F.J. Aparicio. 1997. The Mexican Doppler radar network. Memorias de la XXVIII conferencia internacional sobre meteorología de radar, Amer. Meteor. Soc., Austin Texas, Estados Unidos, 35-36.
- Valdés-Manzanilla, A., M. Cortez y J. J. Pastrana. 2005. Un estudio exploratorio de los Sistemas Convectivos de Mesoescala. *Boletín de Investigaciones Geográficas*, **56**, 26-42.
- Wallén, C.C., 1955: Some characteristics of precipitation in Mexico, *Geografiska Annaler*, **37**, 51-85.
- Watson, A.W., R. Holle y R.E. Lopez, 1994: Cloud-to-ground lightning patterns in Arizona during the Southwest Monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1716-1725.