



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

## POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

*"EL SISTEMA MONZÓN DE NORTEAMÉRICA: UNA REVISIÓN"*

TESIS  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA  
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)

PRESENTA:

Robles Gutiérrez Jesús Héctor

TUTOR O TUTORES PRINCIPALES

Dr. Ernesto dos Santos Caetano Neto (Instituto de Geografía, UNAM).

MIEMBROS DEL COMITE TUTOR

Dr. Ismael Pérez García (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM).

Dr David K. Adams (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM).

Dr. Luis Brito Castillo (Posgrado en Ciencias de la Tierra).

Dr. Martín José Montero Martínez (Posgrado en Ciencias de la Tierra).

México, D.F. Junio de 2014.



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



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

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

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

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



# **Agradecimientos**

*A mi comité examinador, conformado por el Dr. Ismael Pérez, el Dr. Luis Brito, el Dr. Martín Montero y al Dr. David Adams, por sus observaciones puntuales, sus sugerencias y correcciones, sus críticas siempre objetivas y cordiales a mi tesis. Sus comentarios enriquecieron y pulieron todo el trabajo de investigación que se llevó a cabo.*

*Al Dr. Ernesto Caetano, mi asesor y profesor por su invaluable apoyo en todo momento, en especial cuando la revisión se volvió tan complicada y que todo se tornaba en nuestra contra, por su paciencia, enseñanza y guianza dada para poder culminar esta tesis, también por las discusiones que definitivamente ayudaron a incrementar mi conocimiento. Gracias profesor por su ayuda y confianza dados a lo largo de esta etapa de mi vida.*

*A los profesores de la maestría en Ciencias de la Tierra el Dr. Victor Magaña Rueda, Fernando García G., Artemio Gallegos y Victor Mendoza y de la Licenciatura en Física de la UDG el Dr. Gustavo López, Dr Nikolai Mitzkievich, Dr. Simon Kemp, Dr. Sergei Chumakov y al Dr. Omar García, las mejores lecciones de mi vida las aprendí con ustedes en el salón de clases y siempre estaré agradecido por haberme transmitido su conocimiento.*

*Al mat. Carlos Cario por sus lecciones en meteorología, modelación numérica, sus grandes consejos, pero principalmente por su amistad y al prof. Arthur Douglas por sus comentarios y sugerencias respecto a este trabajo, los cuales fueron muy enriquecedores y tomados en cuenta.*

## **Dedicado a**

*A Dios, por permirme conocer la ciencia y comenzar a entenderla, por dar luz en mi camino y por estar conmigo en todo momento. La honra y la gloria a ti Señor por guiar mi sendero en esta etapa de mi vida.*

*A mis padres Alfonso Robles y Ma. Teresa Gutiérrez, que siempre han sido mi gran inspiración, motivación y ejemplo a seguir en cada momento de mi vida. Les doy las gracias, ya que por ustedes he podido llegar hasta este punto de mi carrera; el amor, el cariño, la educación y los valores que me han inculcado han hecho de mi el hombre que soy hoy en día. Los amo y por siempre estaré agradecido con ustedes, la mayor bendición que Dios me pudo brindar es tenerlos a mi lado.*

*A mis hermanos Carlos Alfonso y Rodrigo Ernesto, por sus palabras de aliento, los breves consejos y animarme siempre a seguir adelante para no claudicar ante las adversidades. Gracias hermanos mayores, esta es una muestra de que no estaban equivocados y que cuando se quiere algo realmente se puede si uno así lo quiere.*

*A mis tias y primos, en especial a mi tía Silvia Robles, mis primas Montse, Silvia y Alberto, a mi Tía Sara Gutiérrez y mi prima Mariana por brindarme su cariño y comprensión a mi llegada a la ciudad de México y el siempre estar al pendiente de mi.*

*A todos mis grandes amigos: mi primo y gran amigo Eugenio Duarte, Sergio Matías, Francisco López, Guillermo Ponce, David Parch, Fabián Valenzuela, Alex Carrera, Luis Sánchez, Elias Ortíz, José Estrada, Fátima Huerta, Hermilio Navarro, Rodrigo Sandoval, Luis Galván, Roberto Hernández Villegas, Boris Comi, Eduardo Herrera, Emmanuel Zúñiga, Zuhelen Padilla, Violeta Piña, Erick Olvera, Carlos San Gabriel, Melissa Díaz, Gustavo Vázquez, Palmira Cuellar, Pablo Hernández, Christian Sarmiento, Iván Lara, Carlos Young, Paty Pimentel, Alfonso Tirado, José Luis Solís, José Luis Hernández Blas, Héctor Miguel Morales, Marco Díaz, Juan Carlos Ramos, Jaime Albarrán, José Cerezo, Ildefonso Hernández Alcaide, Jorge Luis Vázquez. Gracias a todos ustedes por su apoyo incondicional y amistad.*

*Una especial dedicatoria a Paola Alejandra Acosta Ramírez por su incondicional apoyo, amor, comprensión y por creer en mi, gracias a ti pude salir adelante de la complicada y desgastante etapa final de esta maestría, gracias a ti cuando estaba a punto de vencerme me diste animos y me levantaste. Estare por siempre agradecido contigo por haber estado a mi lado en esos momentos tan difíciles.*



## Resumen.

El monzón de Norteamérica (NAM por sus siglas en inglés) también conocido como el monzón Mexicano es un patrón atmosférico estacional en el cuál ocurre una inversión en la dirección del viento acompañado de lluvias. El NAM comparte las características principales que se presentan en sus similares (Asia, Australia, África, Sudamérica) y que distinguen a este tipo de patrones, sin embargo cuenta con algunas diferencias, por ejemplo, los cambios estacionales en la dirección del viento son menos pronunciados que en sus contrapartes y además es posiblemente uno de los menos comprendidos de todos los monzones estudiados. El NAM es un patrón de circulación importante debido a que cada año deja, durante la estación húmeda, entre el 50 y 70% de la precipitación anual en el Noroeste de México y Suroeste de los Estados Unidos, las cuales son tanto benéficas como intensas.

Debido a la importancia de las lluvias del monzón, algunos experimentos se han llevado a cabo: uno de los más importantes es el NAME (North American Monsoon Experiment) , llevado a cabo en el verano de 2004, con la finalidad de determinar los límites y fuentes de predicibilidad de las lluvias de la estación húmeda sobre Norteamérica. Su objetivo principal fue tratar de entender las componentes clave del NAM y su variabilidad. Este experimento fue un esfuerzo internacional (probablemente el más importante para su estudio) llevado a cabo por instituciones públicas, gubernamentales y universidades de varios países. Aun después del conocimiento ganado con experimentos de este tipo, quedan aún muchas preguntas al respecto y aun no hay una respuesta definitiva sobre qué mecanismos son los que dominan al NAM.

Esta tesis presenta una revisión del conocimiento ganado y el actual sobre la dinámica del monzón de Norteamérica y de su variabilidad así como del estado del arte actual y de sus posibles alcances para estudiar y tratar de entender mejor sus mecanismos dinámicos y características.

Se llevó a cabo un análisis de los campos meteorológicos y de las climatologías a fin de identificar patrones de circulación que interfieran en la variabilidad natural de las lluvias del monzón. Esto a su vez permitió estudiar algunos mecanismos previamente señalados como posibles fuentes de variabilidad para el NAM, que inhiban (refuercen) la convección en la región, dando paso a periodos de relativa baja, o nula, precipitación conocidos como periodos inactivos (activos) del monzón. Dichos periodos se manifiestan en otros monzones como el de la India y pueden prolongarse hasta por semanas, tal fuente de variabilidad puede encontrarse presente durante la fase húmeda del NAM y es una opción que no ha sido muy explorada. Los potenciales mecanismos disparadores de la convección estudiados fueron las TSM's (Temperatura Superficial del Mar), ondas del este y las condiciones necesarias para la formación de sistemas convectivos de mesoescala (SCM's).

Por medio de un caso de estudio se sugirió un mecanismo dinámico a partir de los campos analizados (vientos, divergencia, convergencia de humedad, temperaturas, etc. ). Las condiciones dinámicas que sustentan la formación de SCM's parecen darse colocándolas como un posible disparador de la convección para la región del NAM, sin embargo

se requiere de más estudios para confirmarlo (modelación). El efecto de otros mecanismos discutidos (ondas del este y TSM's) parece consistir en introducir humedad a la región del NAM mas que ser los disparadores de la convección, encontrar una respuesta a qué procesos transitorios son de mayor importancia para la región o de si existe uno que domine más que otro podría ayudarnos a comprender mejor la variabilidad de las lluvias del NAM.

# Índice

Índice de figuras . . . . .	VII
1 Introducción . . . . .	1
1.1 Monzones: La teoría básica de las circulaciones monzónicas. . . . .	1
1.2 Los períodos activos e inactivos del monzón Asiático . . . . .	5
1.3 El Monzón de Norte América. . . . .	6
1.4 Fuentes de humedad del NAM. . . . .	9
1.5 Variabilidad del NAM. . . . .	10
1.6 Sistemas Convectivos de Mesoescala y su importancia en el NAM. . . . .	13
1.7 modelación numérica del NAM. . . . .	15
1.8 Objetivos . . . . .	17
1.9 Estructura de la tesis . . . . .	18
2 Datos y metodología . . . . .	19
2.1 La base de datos NARR . . . . .	20
2.2 Precipitación . . . . .	22
2.3 Radiación de Onda Larga Saliente (OLR) . . . . .	25
2.4 Temperatura superficial del mar (TSM) . . . . .	26
2.5 Hipótesis de Douglas . . . . .	27
2.6 Climatologías mensuales para otras variables . . . . .	29
2.7 Actividad convectiva . . . . .	29
2.8 Climatología del ciclo diurno . . . . .	32
2.9 Periodos activos e inactivos . . . . .	35
2.10 Un caso de estudio . . . . .	36
2.10.1 Las ondas del este y su interacción con el NAM . . . . .	37
3 Resultados y discusión . . . . .	40
3.1 Los antecedentes del Monzón revisados . . . . .	40
3.1.1 El análisis de temperatura de punto de rocío a diferentes horarios . . . . .	45
3.2 Perfil vertical estacional de la humedad . . . . .	49
3.3 Características de los vientos . . . . .	52
3.4 La precipitación en la región central del NAM. . . . .	60
3.5 Variabilidad intraestacional de las lluvias del NAM . . . . .	65
3.6 Flujos de humedad . . . . .	67
3.6.1 Promedio cada 3 horas de MFC . . . . .	73
3.7 Mecanismos forzantes de la convección en la región del NAM . . . . .	77
3.7.1 La temperatura superficial del mar como forzante y su variabilidad . . . . .	78

---

3.7.2	El ciclo anual de la TSM, la alberca de agua caliente y su posible influencia en las lluvias del NAM . . . . .	79
3.7.3	La variabilidad interanual e intraestacional: TSMs como mecanismo forzante de las lluvias del NAM . . . . .	85
3.8	Los índices de estabilidad atmosférica . . . . .	93
3.9	Un caso de estudio: motivación . . . . .	96
3.9.1	Estudio de caso: 14 al 23 de agosto de 1997: El comportamiento de las lluvias . . . . .	98
3.9.2	¿Las Ondas del este, tienen efecto en la región del NAM? El efecto en la lluvia del NAM dado por el paso de una onda del este . . . . .	98
3.9.3	Vientos en niveles bajos (950hPa) y altos (250 hPa) . . . . .	110
3.9.4	Campos de divergencia, convergencia y viento rotacional . . . . .	115
3.9.5	Campo de Temperaturas en la región del NAM durante el caso seleccionado . . . . .	123
3.9.6	Campo de Convergencia de Flujo de Humedad (MFC). . . . .	126
3.10	Un mecanismo de formación de lluvias para el NAM . . . . .	130
4	Conclusiones . . . . .	134
4.1	Los antecedentes del monzón revisados . . . . .	135
4.2	TSMs y la variabilidad interanual del NAM . . . . .	137
4.3	La variabilidad intraestacional del NAM . . . . .	138
4.4	Casos de estudio y mecanismos forzantes . . . . .	139
4.5	Preguntas sin responder . . . . .	141
4.5.1	La interacción ENOS con las lluvias del NAM . . . . .	141
4.5.2	La variabilidad del NAM . . . . .	141
4.5.3	El mecanismo que regula la CCNB . . . . .	142
4.5.4	Fenómenos transitorios . . . . .	142
4.5.5	Casos de estudio . . . . .	143
4.5.6	Datos de reanálisis y modelos numéricos . . . . .	143
4.5.7	Otros mecanismos forzantes y su explicación física . . . . .	144
4.6	Trabajo futuro . . . . .	144
	Bibliografía . . . . .	I

# Índice de figuras

1.1	La circulación monzónica con sus características fundamentales. Monzón seco a la izquierda y monzón húmedo a la derecha. . . . .	5
1.2	El esquema del NAM utilizado en NAME 2004.. . . .	7
1.3	Modelo conceptual de las condiciones necesarias para formar tiempo severo (tormentas donde normalmente se producen tornados). Imagen tomada de Cotton et al. 1989. . . . .	14
2.1	Dominio de validez de los datos de NARR (izquierda, tomada de <a href="http://nomads.ncdc.noaa.gov">http://nomads.ncdc.noaa.gov</a> ) y GPCP(derecha, tomada de Messinger et al. (2006)) topografía de 45 capas de eta empleada para los datos de NARR. . . . .	20
2.2	Promedios mensuales de precipitación total (mm/día) de los datos de NARR. El efecto de la inhomogeneidad es notorio en la región fronteriza entre México y USA.	21
2.3	Diferencias entre la precipitación estimada del GPCP (a) y NARR (b). . . . .	23
2.4	Precipitación de la base de datos de precipitación CRU TS 3.0 (izquierda) y NARR (derecha). La base de datos CRU TS3.0 se encuentra disponible para el periodo de 1901-2001. . . . .	24
2.5	GPCP, producto de precipitación mensual. . . . .	25
2.6	Ubicación de los puntos utilizados para el análisis de los vientos . . . . .	29
2.7	La definición de CAPE ilustrada en un termodiagrama (a) y un mapa con CAPE desplegado (b). . . . .	31
2.8	Definición del LI desde un termodiagrama (izquierda) y valores de LI desplegados en toda una superficie (derecha). . . . .	32
2.9	Puntos seleccionados para generar histogramas de pentadas de precipitación. . . . .	36
2.10	Líneas de corriente de viento a 700hPa. Se aprecia en la región entre los 110 y los 100 W una vaguada invertida, asociada a una onda del este. . . . .	38
3.1	Climatología (1980-2010) mensual de los vientos y de la temperatura del punto de rocío ( $^{\circ}C$ ) de las 12Z (500 hPa). . . . .	42
3.2	Climatología (1980-2010) mensual de los vientos y de la temperatura del punto de rocío ( $^{\circ}C$ ) de las 12Z (700 hPa). . . . .	43
3.3	Climatología (1980-2010) mensual de los vientos y de la temperatura del punto de rocío ( $^{\circ}C$ ) de las 12Z (900 hPa). . . . .	44
3.4	Análisis de Temperatura de punto de rocío y vientos a 500hPa cada 6 horas ; a) para 00Z, b) a 06Z, c) a 12Z y d) a 18Z. . . . .	46
3.5	Análisis de Temperatura de punto de rocío y vientos a 700hPa cada 6 horas; a) para 00Z, b) a 06Z, c) a 12Z y d) a 18Z. . . . .	47
3.6	Análisis de Temperatura de punto de rocío y vientos a 900hPa cada 6 horas; a) para 00Z, b) a 06Z, c) a 12Z y d) a 18Z. . . . .	48

3.7	Evolución temporal de los perfiles verticales de viento y humedad relativa para. Climatología mensual de 1981 a 2010. Puntos seleccionados en: en Arizona, Puerto Peñasco, Nuevo México, Texas, Guaymas, Chihuahua, Coahuila, Sinaloa, Jalisco y San Luis Potosí. . . . .	50
3.8	Perfil meridional (a) y magnitud (b) del viento en Puerto Peñasco, Son. . . . .	53
3.9	Vientos a 200hPa. Promedio mensual de 1980-2010. . . . .	54
3.10	Vientos a 950hPa. Promedio mensual de 1980-2010. . . . .	55
3.11	Climatología de vientos con Isotacas a 950 hPa cada 3 horas. . . . .	57
3.12	Climatología de vientos con Isotacas a 950 hPa cada 3 horas. . . . .	58
3.13	Climatología de vientos con Isotacas a 250 hPa cada 3 horas. . . . .	59
3.14	Climatología mensual de la precipitación (mm/mes) en la región monzónica. . . . .	61
3.15	Precipitación mensual (mm/día) en los puntos ubicados por una estrella. . . . .	62
3.16	Comparación entre el análisis de precipitación GPCP (izquierda) para algunos de los puntos seleccionados por Douglas et al. 92 y datos de estaciones (derecha). Los histogramas presentan la precipitación mensual acumulada en mm. . . . .	64
3.17	Pentadas de precipitación CMAP en mm/día para los puntos seleccionados de la figura 3.15. . . . .	66
3.18	Izquierda, precipitación diaria promediada en la región central del monzón de la India (Tomado de Rajeevan et al. 2010, figura 1) y derecha precipitación diaria en un punto situado en el norte del estado de Sinaloa cerca de la frontera estatal con Sonora, dicho punto se localiza dentro de la región central del NAM. . . . .	67
3.19	Climatología mensual de MFC, región NAM. . . . .	68
3.20	MFC para el ciclo matutino y nocturno de la humedad. . . . .	70
3.21	Diferencia de MFC entre el ciclo matutino y el nocturno. . . . .	71
3.22	Climatología JAS de MFC para día (izquierda), noche (en medio) y su diferencia (derecha). . . . .	72
3.23	MFC promedio de julio a las 03:00 UTC. . . . .	74
3.24	Promedio largo cada 3 horas para el mes de julio de las 00 a las 15Z. . . . .	75
3.25	Promedio cada 3 horas para el mes de julio para las 18 y 21Z. . . . .	76
3.26	Climatología (1982-2010) mensual de la temperatura de superficie del mar. . . . .	80
3.27	La temperatura del océano en la profundidad (capa de mezcla), corte a $24^{\circ}N$ , aproximadamente en la boca del GC, para los meses de mayo a octubre. Se aprecia como para los meses de agosto y septiembre la capa logra alcanzar temperaturas de hasta $29^{\circ}C$ y con una profundidad de hasta 50m. El mapa puesto en la parte superior inicia en la latitud donde se seleccionó el corte. Las franjas blancas en los cortes son tierra. . . . .	82
3.28	La relación OLR-SST en el océano Pacífico mexicano y golfo de California. . . . .	84
3.29	Climatologías estacionales (90 días) de anomalías de TSM para el período 1982-2010. . . . .	86
3.30	Anomalía de TSM para JAS 1987. . . . .	87
3.31	Anomalía de precipitación mensual, 1987 con respecto a la climatología 1980-2010. . . . .	88
3.32	Anomalía de lluvia y anomalía mensual de TSM 1997. . . . .	90
3.33	Anomalías de precipitación y TSM para julio y agosto de 2001, año con condiciones normales. . . . .	91

---

3.34	Anomalías de precipitación para julio y agosto de 1999, año con condiciones Niña.	92
3.35	Climatología del índice CAPE.	94
3.36	Índice LI mensual. Climatología 1980 -2010.	95
3.37	Precipitación diaria (mm) del 13 de agosto al 1 de septiembre de 1997 con datos de GPCP.	99
3.37	Continuación.	100
3.38	Vientos a 700 hPa. Se muestra el paso de la onda del Este con el punto de inflexión de la Vaguada invertida cerca de la boca del GC.	101
3.39	Vientos y OLR filtradas para los días considerados el período inactivo.	102
3.39	Vientos y OLR filtradas para los días considerados el período inactivo.	103
3.40	Precipitación observada el día 15 de agosto de 1997. La región del NAM se ve afectada por un SCM.	105
3.41	OLR y vientos filtrados con retraso.	106
3.42	Vientos y OLR filtrados para los días considerados período activo.	108
3.42	Vientos y OLR filtrados para los días considerados período activo.	109
3.43	Precipitación observada para los días 23 y 24 de agosto de 1997.	109
3.44	Líneas de corriente y alturas geopotenciales a 200 hPa. Isotacas a 950 hPa para el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).	111
3.45	Valores de CAPE (izquierda) y LI (derecha) durante el período inactivo y el paso de la onda del Este	112
3.46	CAPE y LI para el período activo (24 al 1 de septiembre), primeros 3 días.	114
3.47	Vientos y alturas geopotenciales a 250 hPa. La barra de colores representa isotacas.	116
3.47	Vientos y alturas geopotenciales a 250 hPa. La barra de colores representa isotacas.	117
3.48	Viento divergente en 250hPa durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).	118
3.49	Viento divergente en 950 hPa durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).	119
3.50	Viento rotacional a 250 hPa, durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).	120
3.51	Viento rotacional a 950 hPa. durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).	122
3.52	Temperatura a 2 metros cada 6 horas, del día 14 de agosto para el periodo inactivo y del 24 de agosto para el período activo.	124
3.52	Continuación.	125
3.53	MFC para el período inactivo (día 14 de agosto) a la izquierda y para el activo (el día 24 de agosto) a la derecha.	128
3.54	Precipitación del día 15 de agosto de GPCP (izquierda) y observada (derecha).	129
3.55	Condiciones sinópticas base ideales para la formación de lluvias en la región del monzón mexicano.	131
3.56	Condiciones favorables para la formación de SCM's en la región del NAM durante el día (izquierda) y la noche (derecha).	132

# 1 Introducción

Los mecanismos involucrados en la formación de la lluvia dependen de muchos factores y la física que los gobierna es un problema complejo en la ciencia. Millones de personas alrededor de los trópicos dependen de la agricultura y la ganadería como medio de subsistencia y por lo tanto, es indispensable conocer cómo será la intensidad, cantidad y frecuencia de las lluvias en estas regiones.

Las lluvias de verano son parte de un patrón atmosférico conocido como el Monzón. La palabra monzón proviene del árabe mausim que significa estación. Los antiguos comerciantes aprovechaban este cambio en la dirección de los vientos para navegar a lo largo de las costas del mar arábigo e indico hasta África.

Hoy sabemos que este cambio estacional en la dirección de los vientos ocurre debido a los contrastes de temperatura entre tierra y océano y deriva en dos tipos de estaciones húmeda y seca. En las siguientes secciones del capítulo se presentará una breve discusión sobre la teoría básica de los monzones, se tratarán las particularidades del monzón mexicano o norteamericano haciendo mención de los objetivos y alcances de esta tesis.

## *1.1 Monzones: La teoría básica de las circulaciones monzónicas.*

Antes de adentrarnos en las particularidades del Monzón mexicano o Monzón de Norteamérica (de aquí en adelante NAM por sus siglas en inglés), haremos una reseña de las generalidades del monzón y la teoría existente basada en el mejor estudiado de todos: el monzón asiático.

Se denomina "monzón" al cambio estacional en la dirección de los vientos que ocurre

debido a los contrastes de temperatura entre tierra y océano y que deriva en dos tipos de estaciones húmeda (de verano) y seca (de invierno). Los primeros trabajos que estudiaron este fenómeno provienen de Halley (1686) (de fama internacional por pronosticar el regreso del cometa del mismo nombre) y Hadley (1735).

Halley formuló la hipótesis de que los cambios en los vientos se originaban debido al calentamiento diferencial que experimentan la tierra y el océano ocasionado por la marcha estacional del sol cada año y que dicho calentamiento trae como consecuencia una diferencia de presión (alta presión en mar y baja presión en tierra) la cual traerá como resultado que los vientos se desplacen de la alta a la baja presión, es decir la idea de Halley explicaba al monzón como una brisa marítima de gran escala. Posteriormente, Hadley notó que si la idea de Halley era correcta entonces los vientos soplarían del norte o del sur dependiendo la estación sin embargo en la realidad lo hacen del noreste (invierno) y del suroeste (verano), lo que Hadley explicó que ocurre debido a la rotación terrestre. Las ideas de estos dos científicos hoy en día siguen formando parte de la teoría del monzón ya que estos son dos de los aspectos fundamentales de la misma.

Después del gran avance que significó el aporte de estos dos científicos, se ha ganado mucho más conocimiento sobre la circulación general de la atmósfera y desde luego de una circulación de escala tan grande como el monzón identificando un tercer mecanismo de gran importancia para impulsar las circulaciones atmosféricas en la tierra: los procesos húmedos (el efecto de la humedad), de tal forma que el enfoque clásico abarca 3 aspectos fundamentales que se han desarrollado a lo largo de los años y que son la piedra angular en el estudio del monzón:

- Calentamiento diferencial
- Procesos húmedos
- Rotación terrestre (el efecto de Coriolis en la circulación de la atmósfera)

El calentamiento diferencial del sistema terrestre es originado por el calentamiento radiativo neto de la Tierra, que es la energía entrante del sol (energía de onda corta) absorbida por la atmósfera y reflejada por las nubes y la superficie terrestre, para posteriormente ser reemitida desde la atmósfera y superficie, esta energía de onda larga saliente es la que calienta la atmósfera baja y por ende la superficie del planeta, finalmente resultando en un flujo radiativo neto y siendo redistribuida en toda la superficie en forma de calor sensible y latente. Su distribución sobre la tierra tiene como respuesta formar los gradientes de presión que dirigen los vientos. El calor que la tierra gana y su distribución dependen de la forma esférica de la misma y del ángulo de inclinación respecto al plano solar. Estas condiciones astronómicas permiten que por ejemplo durante el verano un hemisferio se caliente más (días más largos) que otro donde ocurre el invierno (noches más largas). También el tipo de superficie afecta ya que el suelo y el océano cuentan con diferentes capacidades caloríficas (específica y efectiva) permitiendo que estas se calienten de forma diferente.

Para el monzón la capacidad calorífica efectiva es de mayor relevancia, ya que considera cuanto calor puede ser almacenado en todo el sistema. La diferencia de capacidades caloríficas entre tierra y océano permite que se formen contrastes de temperatura entre ambos. Estas propiedades son intrínsecas de los materiales y sus diferencias radican en el hecho de que se trata de un líquido y de un sólido. Al entrar el verano, se tiene una ganancia en el calentamiento radiativo sobre la superficie terrestre mientras que, en el océano tardará más en calentarse debido a su gran capacidad calorífica efectiva que en tierra.

Supongamos una tierra con aire seco. Al calentarse la superficie terrestre y al estar en contacto directo con la atmósfera, se le transferirá calor sensible y finalmente se comenzarán a calentar parcelas de aire y debido a que serán menos densas que el ambiente que lo rodea ascenderán por la atmósfera como burbujas de aire cálido transfiriendo así calor a la

columna atmosférica. Sobre el océano se tendrá aire más fresco y denso que en tierra, lo que significa que la presión en superficie es mayor en el mar que en la tierra; en la altura sobre el mar se origina una baja presión, esta organización produce aire frío descendiendo sobre el mar, estableciéndose así una fuerza de gradiente de presión que originará que el aire húmedo del mar pase a tierra siendo levantado al calentarse en la tierra creándose así una circulación monzónica al existir un calentamiento diferencial continuo en el tiempo. Para cerrar la circulación, sobre tierra se origina una baja presión y en la altura una alta presión, mientras que sobre la superficie del océano una alta presión y en la altura una baja presión.

Además de la importancia del calentamiento diferencial entre océano y tierra, es también de suma importancia el efecto de la humedad en la formación de las lluvias monzónicas. Al incidir la radiación solar y calentar los océanos mucha de esta energía es utilizada para evaporar agua, que después al ser llevada a tierra caliente una vez establecida la circulación monzónica será elevada en la atmósfera y se condensará, este proceso liberará energía en forma de calor latente al ocurrir el cambio de fase y la precipitación que alcance la superficie permitirá calentar la columna de aire y por tanto intensificar la circulación monzónica. En la figura 1.1 (tomada de Webster, (2003) se muestra el efecto de contar con procesos secos y húmedos en la circulación del monzón.

La rotación de la tierra se encarga de agregar los giros característicos de las circulaciones en la tierra (ciclones y anticiclones). Debido a la rotación terrestre, la circulación monzónica no fluye directamente de alta a baja presión sino que es desviada por efecto de la fuerza de Coriolis, ocasionando que en el hemisferio Norte defleccione el movimiento hacia la derecha y en el hemisferio sur hacia la izquierda, lo que ocasiona que los vientos en el monzón de la India no sean completamente del sur sino que sean del Suroeste.

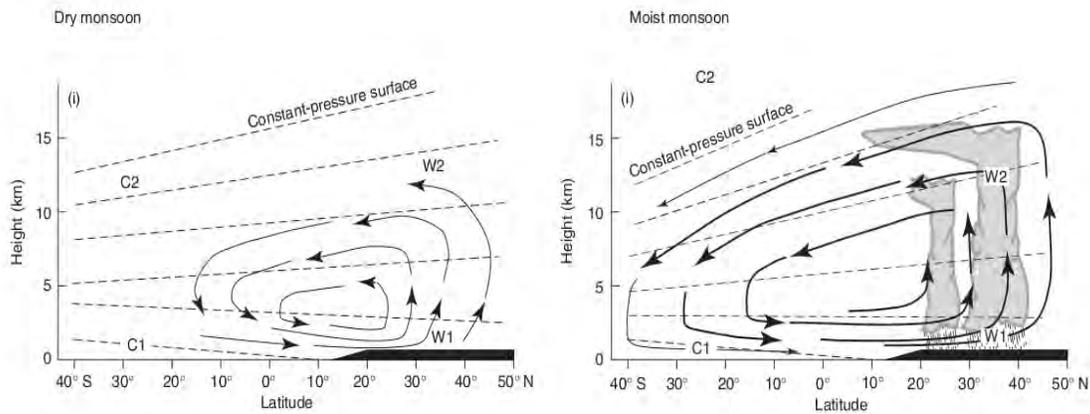


Fig. 1.1: La circulación monzónica con sus características fundamentales. Monzón seco a la izquierda y monzón húmedo a la derecha.

## 1.2 Los períodos activos e inactivos del monzón Asiático

Dentro de la variabilidad intraestacional del monzón asiático existen periodos de poca lluvia seguidos por intensas lluvias. Estos periodos fluctúan año con año en intensidad y duración y pueden durar un par de días o hasta semanas con lluvias intensas seguidos de otro periodo similar de pocas o nada de lluvias (Webster, et. al., (1998, de lapágina 14,468 a la 14,474). Esto es lo que se conoce como los periodos activos e inactivos del monzón. Durante el monzón asiático es común tener estas fluctuaciones. Estos periodos han sido asociados a cambios en la posición del anticiclón de niveles altos, al moverse el anticiclón a una posición más al norte, ocasiona que se dé una disminución en la precipitación sobre la mayor parte de la India, pero incrementando la precipitación al norte (Ramanadham et al., 1973). Las circulaciones son más intensas durante los periodos activos (vientos del oeste más intensos) y van acompañadas de una banda de convección que se extiende desde el mar Árabe hasta el Sur del mar de China (Webster et al., 1998).

Existen diversas formas de definir un periodo activo e inactivo, muchas de ellas llegando a ser hasta cierto punto bastante sofisticadas. Por ejemplo Rajeevan et al. (2010) los definen con base en anomalías estandarizadas de la precipitación en una región definida

como región central del monzón de la India. El tema de la variabilidad intraestacional del monzón es tan importante que incluso se han dedicado estudios doctorales al mismo (Lawrence 1999) y un sinnúmero de publicaciones (Rajeevan et al., 2010, Webster et al., 1998). En el caso del monzón norteamericano, si bien hay estudios sobre la variabilidad intraestacional del monzón, aún no se conoce a ciencia exacta cuales son los mecanismos asociados a estos cambios en la precipitación.

### *1.3 El Monzón de Norte América.*

Algunos autores no consideran al NAM como un monzón (por ejemplo Ramage 1971), sin embargo la evidencia observacional que existe y el conocimiento adquirido hoy en día son suficientes para probar que el régimen de lluvias y los patrones de circulación y vientos en el Noroeste de México y Suroeste de Estados Unidos de América (EUA) son propiamente los de una circulación monzónica. Los estudios llevados a cabo muestran que en estas regiones existen condiciones muy similares a las que se presentan durante el verano en el monzón de Asia. Dentro de estas características tenemos que el histograma de precipitación mensual observado tiene un patrón igual a los que se tienen en su contraparte asiática y por ende valores máximos de temperatura en el mes previo al inicio de las lluvias (con un inicio repentino), un anticiclón en niveles altos y desde luego un cambio en la dirección de los vientos (Hales 1972, Douglas et al., 1993, Reitan 1957, Webster et al., 1998, Krishnamurthi 1971, Adams y Comrie 1997, Ropelewski et al., 2005). Las regiones que se ven más afectadas por el NAM son el noroeste de México y el suroeste de EUA. El estudio de este patrón de circulación para México es de gran interés debido a que una gran parte de la población mexicana se ve afectada de forma benéfica por las lluvias que este monzón genera (en la agricultura) o perjudicial (por inundaciones, tiempo severo, etc.).

El monzón de Norteamérica comparte las características principales que se presentan en sus similares (Asia, Australia, África, Sudamérica), como son los cambios estacionales

en la dirección del viento. En el NAM los vientos soplan del noroeste durante la estación seca (invierno) y del sureste durante la estación húmeda (verano), son menos intensos que los observados en otros monzones y posiblemente uno de los menos comprendidos.

La extensión del NAM en las investigaciones más recientes se ha dividido en 3 regiones que se definen de acuerdo a la escala y a los procesos físicos que en su interior toman lugar. La figura 1.2 tomada de Higgins y Gochis (2007) muestra dicha configuración junto con algunas de las características básicas del NAM. La región 1 se considera la región central del Monzón mexicano por ser la región en la que varios procesos locales importantes para la lluvia ocurren ahí y son los que podrían explicar gran parte de la variabilidad de las lluvias del NAM.

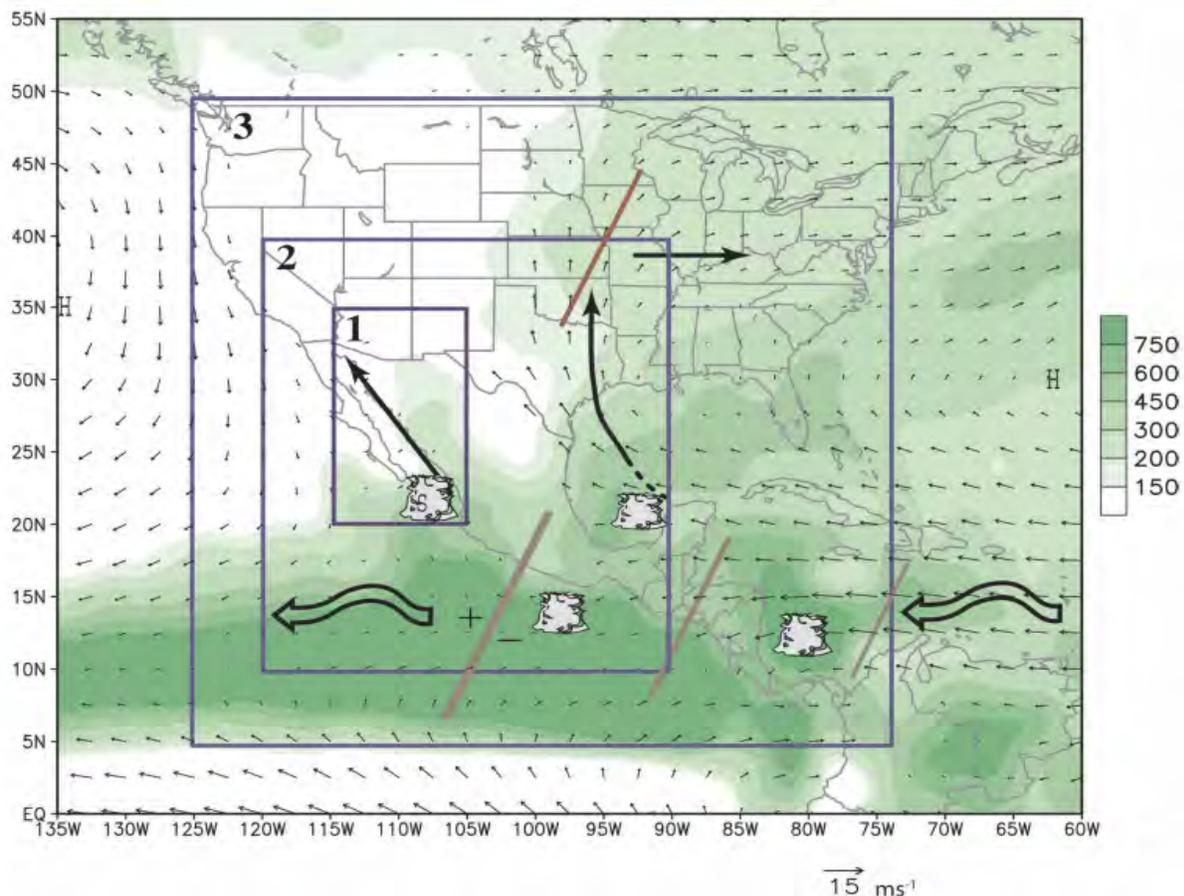


Fig. 1.2: El esquema del NAM utilizado en NAME 2004..

El calentamiento de las montañas Mexicanas y del oeste de EUA juegan un papel muy similar en el desarrollo y evolución del monzón de forma similar a como ocurre en la meseta del Tíbet y el Altiplano Boliviano. Además el NAM deja cada año durante la estación húmeda entre el 50 y 70% de la precipitación anual en el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos (Douglas et al. (1993), Ropelewski et al. (2005), Webster et al. (1998), Adams y Comrie (1997)).

En los últimos años ha habido un renovado interés en entender la dinámica y los mecanismos físicos que controlan el monzón Norteamericano que afecta la región noroeste de México durante el verano. Debido a la importancia de las lluvias del monzón, algunos experimentos y campañas de mediciones se han llevado a cabo:

El experimento Transporte Atmosférico de Vapor de Agua y su relación con el campo de precipitación de verano en el desierto sonorense y el South West Area Monsoon Project (TRAVASON/SWAMP, ver Reyes et al., 1994) que dejó un precedente de la importancia de la Sierra Madre Occidental (SMO) durante la temporada de lluvias en la formación de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) y de la necesidad de seguir conjuntando esfuerzos internacionales debido a que aun con los resultados obtenidos quedaron muchas preguntas sin contestar respecto a los mecanismos que controlan la precipitación en la región del NAM, cuantificación de la humedad recibida del GC y océano Pacífico este y sobre los fenómenos que afectan su variabilidad interanual (Reyes et al., 1994).

Una de las campañas más importantes llevada a cabo fue la del NAME (North American Monsoon Experiment por sus siglas en inglés, ver Higgins et al., 2004), en el verano de 2004, con la finalidad de determinar los límites y fuentes de predicibilidad de las lluvias de la estación húmeda sobre Norteamérica. Su objetivo principal fue tratar de entender las componentes clave del NAM y su variabilidad. Este experimento fue un esfuerzo internacional (probablemente el más importante para su estudio) llevado a cabo por instituciones públicas, gubernamentales y Universidades de varios países. Los resultados de NAME

incrementaron el conocimiento en cuanto a cuáles son las principales fuentes de humedad (Higgins y Gochis 2007), en contraste aún falta ganar conocimiento acerca de la evolución diurna de la capa límite, el flujo de humedad sobre y en las estribaciones de la SMO, en especial sobre sus partes altas lo cual fue una debilidad del experimento, así como en las regiones 2 y 3 (ver Fig. 1.2). Si bien NAME deja claro que la dependencia de la precipitación en fenómenos transitorios existe (ondas del este, TUTTS, surgencias del golfo, SCM's, etc.), aún quedan preguntas acerca de como dichos mecanismos aportan a la variabilidad de las lluvias del NAM , además de esto también es necesario comprender de qué forma y que patrones de mayor escala como ENOS y MJO son de mayor relevancia en su variabilidad climática, que aún hoy en día no son del todo comprendidos (NAME, siendo de un solo verano no puede responder a esta interrogante).

Gran parte del conocimiento adquirido a partir del NAME ha sido también generado en lo relacionado con la modelación y parametrización de los procesos físicos y pronostico del monzón Norteamericano, pero aun así, el conocimiento ganado de los mecanismos dinámicos en sus diversas escalas temporal y espacial todavía requiere de estudios.

Otros experimentos como el Cumulus Photogrammetric, In-situ and Doppler Observations (cuPIDO) han también arrojado importantes resultados sobre los procesos, microfísicos termodinámicos y el desarrollo de los cumulus, procesos en la capa límite, etc. durante el NAM en Arizona (Damiani et al., 2008).

#### *1.4 Fuentes de humedad del NAM.*

Gran debate ha existido sobre la fuente principal de humedad del monzón mexicano, donde algunos defienden que la principal fuente proviene del golfo de México (GM) (Sellers et al., 1974) o del golfo de California y océano Pacífico (Carleton 1990, Douglas et al., 1993, Hales 1974, Mitchell y Brown 1996), siendo por mucho tiempo el tema de discusión sin embargo, con el conocimiento adquirido hoy sabemos que ambas fuentes tienen importancia, esta

afirmación se sustenta en los hallazgos hechos ya sea por medio de observaciones (Reitan 1957, Douglas et al., 1993, Bryson y Lowrey 1955) como por medio de modelos numéricos (Schmitz y Mullen 1996).

### 1.5 Variabilidad del NAM.

NAM se ve afectado en escalas de tiempo estacionales y de duraciones aún más prolongadas por medio de interacciones de gran complejidad que se dan entre los océanos Pacífico, Atlántico, el continente Americano y la atmósfera (Higgins y Shi 2000, Higgins et al., 1999). Algunas de estas interacciones se dan por medio de mecanismos como El Niño Oscilación del Sur (de aquí en adelante ENOS), La Oscilación de Madden Julian (de aquí en adelante MJO por sus siglas en inglés), ondas del este, Huracanes, surgencias del golfo de California, efectos locales como la brisa marítima, etc. Las variaciones naturales en estas interacciones son las que dan el "sabor" de la estación. En esta sección discutimos estos mecanismos.

El papel de ENOS en la variabilidad interanual del NAM ha sido estudiado por diversos investigadores (Castro et al., 2001; Carleton 1990; Engleheart y Douglas 2006; Gutzler 2004). Se ha encontrado que el efecto de ENOS sobre las lluvias del NAM no es simple y ocurre en ocasiones en interacción con otros modos de variabilidad como la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO por sus siglas en inglés) y La Oscilación del Pacífico Norte (NPO por sus siglas en inglés). Si bien existe una relación con las anomalías de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) del Pacífico Este (regionalmente, si la anomalía de TSM es negativa, el contraste mar-tierra es mayor y si es positiva, menor lo que implicaría una circulación monzónica más intensa/débil) y las lluvias del monzón que permitirían asociar a el Niño con la fuerza del monzón en un año en particular (Higgins et al., 1999), la relación con ENOS no es clara e incluso puede ser modesta (Carleton 1990, Gutzler 2004).

La oscilación MJO (Madden y Julian 1971, Madden y Julian 1994) es una oscilación

intraestacional con un período de entre 30 y 60 días que resulta importante para explicar parte de la variabilidad de las ráfagas de viento del oeste en los trópicos que finalmente modulan la alberca de agua cálida tropical al estar ligadas a fases activas de MJO (Fasullo y Webster 1999) y al monzón Asiático y Australiano. Para el NAM se ha relacionado la fase activa de MJO arribando por el océano Pacífico este con la llegada y formación de surgencias del GC (Johnson et al., 2007), Lorentz et al., 2006 han encontrado resultados similares por medio de datos de Reanálisis, encontrando que MJO puede amplificar ondas del este, lo que a su vez puede generar surgencias del GC y así incrementar la precipitación en la región del NAM.

El paso de ciclones tropicales (características y climatologías), ha sido bien documentado (Engleheart y Douglas 2001; Ritchie 2011; Jáuregui 2003; Reyes y Mejía-Trejo 1991; Larson et al., 2005) y se sabe que a menudo pueden llegar a introducir cantidades importantes de humedad, explicando hasta el 60% de las lluvias estacionales (sólomente debido a ciclones tropicales) en la costa del océano Pacífico mexicano y cuyas fluctuaciones año con año están relacionadas con procesos de gran escala como ENOS (Engleheart y Douglas 2001, Reyes y Mejía Trejo 1991).

El impacto de las ondas del este ha sido estudiado por varios autores (Fuller y Stensrud 2000; Adams y Stensrud 2007; Douglas y Engleheart 2007). Las ondas del este son perturbaciones tropicales que tienen sus orígenes en África y pueden ser rastreadas hasta el mar Caribe llegando a ser importantes en la formación de ciclones tropicales y a menudo logran afectar al tiempo meteorológico en México. Su estructura ha sido bien documentada y estudiada (Killadis et al., 2006). Dichas ondas pueden incursionar en el océano Pacífico este y perturbar la atmósfera favoreciendo la incursión de humedad hacia el GC y finalmente en la región central del NAM (Ladwig y Stensrud 2008, Schiffer y Nesbitt 2012). Se han hecho estudios para seguir su trayectoria (Serra et al., 2010) pero poco hay sobre su efecto aislado en la región del NAM.

Otros mecanismos que pueden aportar a la formación de lluvias en la región del NAM son las Vaguadas en la troposfera superior tropicales (TUTTS, Tropical Upper Tropospheric Trough por sus siglas en inglés). Las TUTTS son normalmente observadas sobre el océano Atlántico, sin embargo se ha encontrado que dichas vaguadas en la altura pueden interaccionar con la humedad del monzón al propagarse hacia el Oeste, resultando en tiempo severo y en el desarrollo de SCM's y por tanto a ayudar a modular la convección en la región del NAM (Pytlak et al., 2005) y que además cuentan con algunas características que las diferencian de las que se dan sobre el océano Atlántico, como por ejemplo que la precipitación se da del lado oeste de la vaguada al pasar sobre la SMO mientras que en las TUTTS del océano Atlántico se da del lado este (Newman y Johnson 2012). Las TUTTs pueden incrementar la actividad convectiva en la región del NAM debido a que generan divergencia en niveles altos lo que favorece a la formación de SCM's en la región (Douglas y Engleheart 2007; Bieda et al., 2009; Finch y Johnson 2010) y también pueden favorecer en la formación de surgencias del Golfo de mayor intensidad (Newman y Johnson 2012) y la formación de ciclones tropicales (Fitzpatrick et al. 1995).

Las surgencias del golfo de California son otro fenómeno transitorio que a menudo permite incursiones de humedad que penetran hasta Arizona (Higgins 1997; Reyes et al., 1994; Hales 1972,1974; Schiffer y Nesbitt 2012) y a menudo su formación e intensificación se explica por medio de su interacción con el paso de una onda del este (Higgins 2004, Stensrud et al. 1997) o una TUTT (Bieda et al. 2009, Finch et al. 2010), es decir, las surgencias del golfo y su variabilidad podrían asociarse con los patrones sinópticos que este tipo de perturbaciones generan y que favorecen a tener un ambiente propicio para la formación de SCM's.

Además de estos mecanismos forzantes tenemos las condiciones locales que favorecen a la formación de las lluvias del monzón, tales mecanismos en gran parte se deben al efecto local de la brisa marítima y a la SMO como forzante orográfico, dichos forzantes tienen

efecto en reforzar la actividad convectiva, importante para el ciclo diurno de la actividad convectiva en la región del NAM (Douglas et al., 1993; Higgins 2006; Higgins y Gochis 2007; Johnson et al. 2006; Nesbitt et al. 2008; Lang et al. 2007).

Todos estos mecanismos se mezclan para generar las condiciones apropiadas. Comprender estos mecanismos y como interaccionan es primordial si se desea llegar a tener mayor predicibilidad en el inicio, avance y finalización del monzón o en cualquier intento o deseo de realizar un pronóstico del mismo. Todo ello depende de que tan bien llegemos a comprender como es que estos modulan al monzón.

### *1.6 Sistemas Convectivos de Mesoescala y su importancia en el NAM.*

Durante el NAM se presentan a menudo la formación de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Los SCM's son conjuntos de tormentas (celdas, multiceldas y superceldas) organizadas en una gran variedad de formas y contienen regiones de precipitación estratiforme y convectiva. Los SCM's se pueden presentar en formas como las líneas de turbonada, complejos convectivos de mesoescala (CCMs definidos por Maddox 1980), etc. Que se caracterizan por tener gran actividad convectiva profunda y un yunque estratiforme que puede cubrir varios cientos de kilómetros en extensión horizontal y cuya vida media puede perdurar hasta por un día, además este tipo de sistemas pueden llegar a ser dominantes en cuanto a la contribución de la precipitación anual en algunas partes del mundo (Cotton 1989; Lin 2007, Houze 2004; Lang et al. 2007 Nesbitt et al. 2008; Rowe et al. 2008, Rowe et al. 2012).

Las condiciones presentes en la atmósfera asociadas a este tipo de sistemas ha sido estudiada y se han encontrado que la dinámica de estos tipos de sistemas no es sencilla y que para su formación se requiere de un ambiente de gran escala específico, cuyas condiciones para que se dé la formación de tormentas que generan tiempo severo ha sido identificada y explicada mediante un mecanismo conceptual (Newton et al. 1978). Un

sistema con un centro de baja presión junto con dos corrientes en chorro acopladas, una en niveles altos (CCNA) y otra en niveles bajos (CCNB). La figura 1.3 es un esquema tomado de Cotton 1989 que muestra la configuración predominante, en donde se presentan advección de calor y humedad en niveles bajos (región marcada con A), una atmósfera condicionalmente inestable una inversión de capa y cizalladura de viento de moderada a fuerte en la vertical, en esta región es donde se ha observado que se llegan a desatar tornados. Este tipo de configuraciones en donde se acoplan dos corrientes de chorro ha sido estudiada por Uccellini y Johnson 1979, Maddox y Doswell 1982, Maddox 1983, encontrando que aunque este modelo explica la formación de tiempo severo, en la realidad la forma en que estas corrientes se acoplan no es tan sencilla y por lo tanto esta no es una regla de oro y que incluso dependerán del sistema que se esté formando, por ejemplo un CCM no requiere que se dé una cizalladura vertical muy intensa, lo que implica una CCNA débil, sin embargo la configuración básica con las corrientes de chorro se encuentra presente (Maddox 1983).

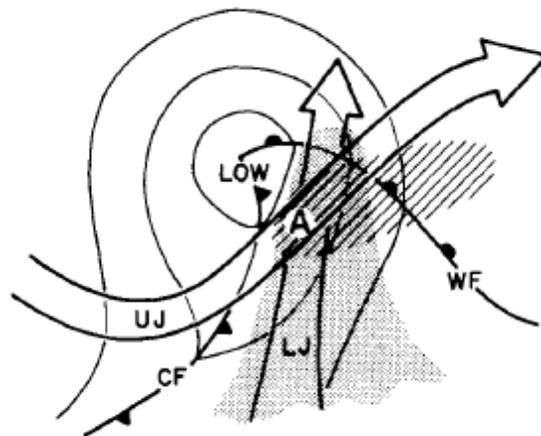


Fig. 1.3: Modelo conceptual de las condiciones necesarias para formar tiempo severo (tormentas donde normalmente se producen tornados). Imagen tomada de Cotton et al. 1989.

Otro aspecto importante que nos deja este tipo de sistemas es la importancia en el tiempo que tienen las CCNBS en el transporte de humedad vertical, horizontal y en la

actividad convectiva, siendo por tales motivos importantes incluso para el clima regional (Stensrud 1996).

En cuanto a la región del NAM, Se ha identificado la presencia de una CCNB y se ha documentado su variación diurna (Douglas 1995, Douglas et al. 1998), además es natural pensar que las CCNBs son también las surgencias del golfo de California (Hales 1972) y que por lo tanto su presencia en la región del NAM puede ir de la mano con la formación de SCM's.

El estudio de los SCM's en definitiva debe de ir ligado al NAM . Valdez-Manzanilla et al. 2005 documentó la distribución espacial, temporal y la variación diurna de los SCM's que se forman en México y posteriormente en la región del NAM durante el experimento NAME (Valdez-Manzanilla y Barradas 2012), encontrando que períodos activos de SCM's se caracterizan por vientos del este en niveles medios, su iniciación ocurre mayormente entre la tarde y noche extinguiéndose pasada la media noche y su formación se encuentra fuertemente influenciada por la Sierra Madre Occidental y por las dorsales y las vaguadas invertidas, es decir, por las condiciones sinópticas y locales. Este tipo de sistemas convectivos se dan durante el NAM y por tanto pueden contribuir en la precipitación anual.

### *1.7 modelación numérica del NAM.*

Mucha información y conocimiento se ha generado a partir de realizar experimentos con modelos numéricos regionales (de mesoescala) a fin de comprender mejor la dinámica del NAM. Sin embargo, muchos de estos modelos o trabajos dan como resultados simulaciones poco realistas o que fallan en reproducir bien la circulación monzónica característica del noroeste de México, un ejemplo es el modelo ETA (Berbery 2000) Muchos autores han modelado con éxito algunas de las características del NAM y notado el efecto de utilizar modelos de escala regional para reducir de escala los modelos globales (Castro et al. 2007), obteniendo resultados que en ocasiones dan pistas sobre los mecanismos fundamentales

para la formación de lluvias. Por ejemplo Stensrud et al. 1995 generaron una climatología basada en el modelo de la Universidad de Pennsylvania MM4 para así comparar posteriormente la habilidad del modelo para reproducir las características del Monzón mexicano contra las observaciones encontrando algunas discrepancias como vientos en niveles bajos fuera de fase con los observados, sin embargo reproduce bien algunas otras características como los vientos en niveles medios.

Otros trabajos han simulado el transporte de vapor de agua (Schmitz y Mullen 1996) , los flujos de humedad (Berbery 2000), el efecto de fenómenos transitorios como las ondas del este sobre las surgencias del golfo de California (Fuller y Stensrud 2000) y el efecto de las TUTTS en la región del NAM (Newman y Johnson 2012), Así como estudios del impacto al cambiar las condiciones en superficie y suelo (Feng et al. 2012) y finalmente sobre el cambio en la precipitación debido al forzamiento de gases de efecto invernadero en escenarios de cambio climático usando las simulaciones del CMIP5 (Cook y Seager 2012).

Todos estos ejemplos permiten conocer y entender cómo este tipo de perturbaciones pueden forzar la atmósfera para generar tiempo significativo, sin perder de vista que los resultados pueden mejorarse si se mejora la comprensión de la física detrás de este tipo de eventos y su interacción con el patrón del NAM.

Los trabajos y estudios en torno al NAM expuestos en esta sección, pese a los avances logrados y a todos los esfuerzos de la comunidad científica y gubernamental, aún muestran que es necesario comprender mejor cómo es que los patrones de diferentes escalas y fenómenos transitorios interactúan para explicar las lluvias y los patrones observados en la región del NAM en sus diferentes regiones de estudio. En revisiones recientes (Bieda III et al. 2013) se señala cómo estos avances han ayudado a incrementar nuestro conocimiento acerca del NAM pero también dada la complejidad de este sistema es necesario seguir estudiándolo.

## 1.8 *Objetivos*

El objetivo de esta tesis es hacer una evaluación del estado del arte actual y su uso para identificar patrones atmosféricos y estudiar circulaciones de gran escala e importancia como el monzón, así como de la revisión de algunas de las teorías existentes acerca de la formación de lluvias y de las fuentes de humedad para el NAM, lo cuál nos permite hacer un diagnóstico de algunos de los posibles mecanismos forzantes encargados de dar variabilidad al NAM, desde variaciones interanuales hasta intraestacionales.

Esta evaluación se realizó por medio del análisis de climatologías estacionales (para comprender el ciclo anual), mensuales, semanales y diurnas (en algunos casos) para las siguientes variables meteorológicas: vientos, humedad, convergencia de flujo de humedad, temperatura superficial del océano y precipitación usando bases de datos meteorológicos modernas y robustas como por ejemplo la base de datos del NARR-North American Regional Reanalysis por sus siglas en inglés (Messinger et al., 2006) y por medio de un caso de estudio. De esto se espera poder ver qué ideas se sostienen en la actualidad y que otras nos pueden proporcionar más pistas acerca de la variabilidad en las lluvias del monzón.

En particular, el caso de estudio se usó para probar los posibles activadores de la convección para la región del NAM, tales como las ondas del este y también de otro posible mecanismo que depende de que se den las condiciones sinópticas que mantienen un ambiente favorable para la formación de SCM's, también se trató de identificar similitudes entre los períodos activos e inactivos de las lluvias en la región del NAM con los del monzón Asiático y explicar parte de esta variabilidad en términos de estos mecanismos forzantes y en especial, se hace énfasis en las ondas del este.

### *1.9 Estructura de la tesis*

En el primer capítulo se presentó una reseña del conocimiento que se ha generado a lo largo de los años acerca de los monzones, la teoría básica formulada y las particularidades del objeto de estudio: El Monzón de Norteamérica. Se hizo una revisión de la literatura existente sobre el NAM en donde se expusieron algunas de las teorías existentes acerca de la formación de sus lluvias, avances logrados en cuanto a experimentos y modelación numérica, etc.

En el capítulo 2 se presenta la metodología empleada para la elaboración de esta tesis. Se discuten y se justifican las bases de datos, las variables y campos meteorológicos empleados. También se explica la metodología del caso de estudio teórico planteado.

En el capítulo 3 se discuten algunos de los resultados previamente obtenidos por autores acerca del NAM y son revisados. Se exponen también los resultados de las climatologías de viento, lluvia, índices de estabilidad, etc. Se hace una discusión sobre los mecanismos forzantes de la lluvia del NAM y de su variabilidad interanual e intraestacional. Para finalizar el capítulo se hace un estudio de caso para evaluar en conjunto todo lo mencionado anteriormente y finalmente se cierra el capítulo con una propuesta de mecanismo forzante para las lluvias del NAM.

En el capítulo 4 se presentan las conclusiones de los resultados obtenidos. Se plantea la posible utilidad de analizar el mecanismo conceptual para identificar la formación de SCM's. Se plantean algunas preguntas que abren las puertas a continuar trabajando a futuro en esta línea de investigación.

## 2 Datos y metodología

El análisis detallado de las características del mecanismo de monzón mexicano requiere una base de datos confiable con alta resolución espacial y temporal. Afortunadamente en la última década avances notables en el desarrollo en información meteorológica fueron alcanzados con el North American Regional Reanalysis (NARR por su sigla en inglés), (Mesinger et al. 2006), estimados de precipitación por satélite (CMORH, Joyce et al. 2004 ) y otros productos como Outgoing Longwave Radiation (Liebmann y Smith, 1996 ), climatologías de precipitación de alta resolución como la base de datos de GPCP ( Huffman et al. 2001 ), CRU (Mitchell y Jones, 2005 ), GPCC ( Becker et al.2013), el reanálisis global de NCEP-DOE II ( Kanamitsu et al. 2002), etc. Con esta información hoy en día es posible realizar diagnósticos más precisos, revisar hipótesis sobre los mecanismos del monzón y plantear y/o reformular los mecanismos físicos relevantes para su entendimiento.

Este capítulo tiene como objetivo describir las bases de la información meteorológica disponible para emprender el análisis. Para el diagnóstico de la dinámica del monzón de Norteamérica se hizo uso de diferentes bases de datos. A continuación se presenta una descripción de cada una de ellas.

## 2.1 La base de datos NARR

Un reanálisis es una técnica empleada para generar una base de datos a partir de un modelo numérico, para el caso de la base de datos de NARR a partir del modelo de mesoescala ETA (Mesinger et al. 2006) y, emplea asimilación de datos históricos (observaciones), lo cual puede permitir por ejemplo, simular el estado de la atmósfera del pasado, estudiar el clima, etc. Los datos de NARR tienen una resolución espacial horizontal de  $32Km$ , 29 niveles verticales y con una frecuencia temporal de 3 horas (figura2.1).

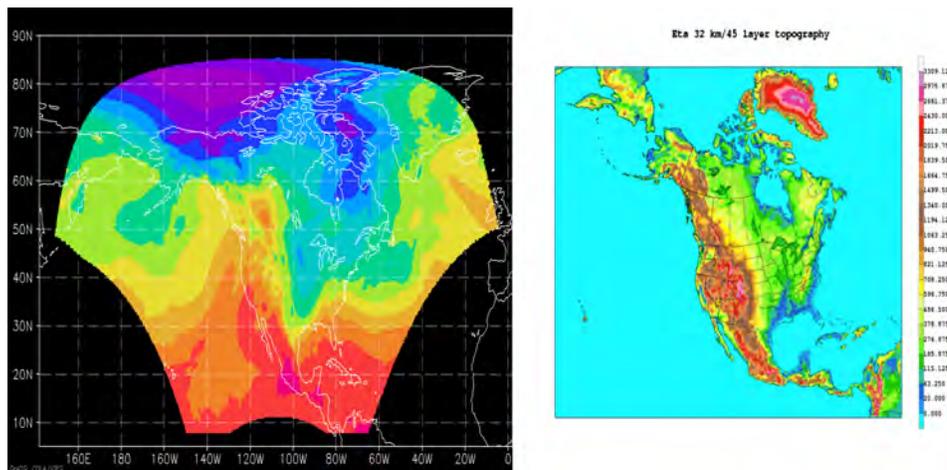


Fig. 2.1: Dominio de validez de los datos de NARR (izquierda, tomada de <http://nomads.ncdc.noaa.gov>) y GPCP(derecha, tomada de Mesinger et al. (2006)) topografía de 45 capas de eta empleada para los datos de NARR.

El campo de precipitación de NARR se asimiló a partir de la precipitación observada durante el proceso de reanálisis lo que supone que la precipitación del modelo NARR se acercará más a la observada (Mesinger et al. 2006). En otros modelos la precipitación es parametrizada por completo como en el caso de los modelos ERA-40 o incluso reanálisis global de NCEP (Bukovsky y Karoly, 2006). Sin embargo esto no significa que el campo de precipitación del NARR está libre de inhomogeneidades debido a que el método con el que se ingresan los datos observados difiere un tanto por regiones y por las mismas características de los datos; la resolución con la que se asimilan los datos de precipitación

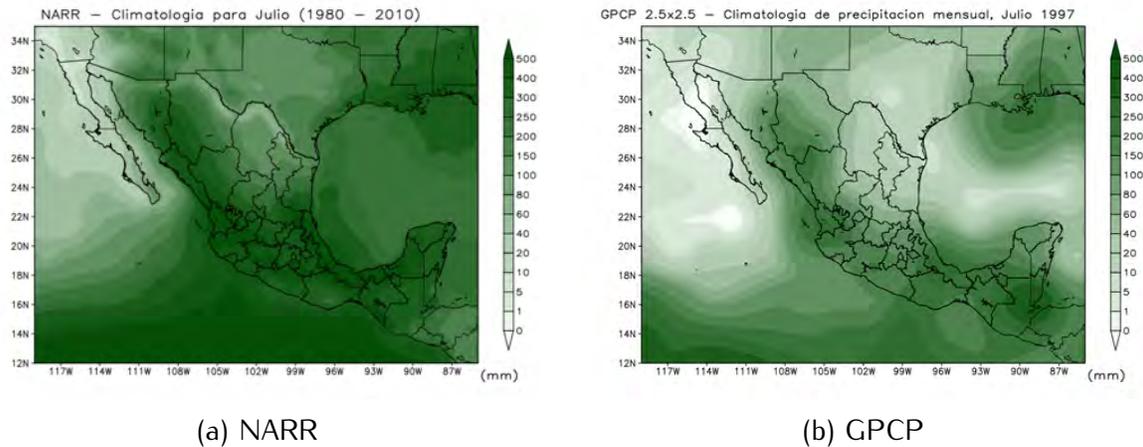


Fig. 2.2: Promedios mensuales de precipitación total (mm/día) de los datos de NARR. El efecto de la inhomogeneidad es notorio en la región fronteriza entre México y USA.

de Canadá y México es de  $1^\circ$  y la de los datos de precipitación sobre EU continental es de  $1/8^\circ$  (Mesinger et al., 2006). Este efecto es obvio en las fronteras entre países y con los datos mensuales de NARR es muy notorio (figura 2.2 a). Es de esperarse debido a la diferencia en la densidad de datos de observaciones que se tienen en Estados Unidos, Canadá y México es grande.

Aunque estudios comparativos con otros modelos muestran que NARR reproduce el patrón de precipitación de forma superior sobre Estados Unidos continental, se debe de tener cuidado en la interpretación que se le da al dominio restante porque algunas características que se presentan en el campo de precipitación pueden llegar a parecer interesantes más carecen de validez al estar alejadas de la realidad (Bukovsky y Karoly 2006), tomar como ejemplo el efecto de la diferencia entre las densidades y resolución de los datos de estaciones de Canadá y México con Estados Unidos de la figura 2.2. Además de las características antes mencionadas, los datos de reanálisis NARR cuentan con una gran variedad de productos derivados, lo cual lo convierte en una herramienta de gran utilidad para el estudio del clima. Los datos de reanálisis cuentan con la ventaja de ser de distribución gratuita (a través de NOMADS en el sitio <http://nomads.ncdc.noaa.gov/>) a diferencia

de otros datos de reanálisis como los del reanálisis europeo ERA-interim (Dee et al 2011) que son muy costosos. El dominio total de los datos de NARR fue recortado por motivos de espacio en disco duro para la región de  $130^{\circ}O$  a  $75^{\circ}O$  y de  $10^{\circ}N$  a  $38^{\circ}N$ . Este dominio abarca todo el territorio nacional, parte de Centroamérica y el sur de los Estados Unidos, donde el fenómeno del monzón de Norteamérica ocurre.

Además del reanálisis NARR, se emplearon los datos de vientos globales de NCEP-DOE Reanalysis II (RA2 de aquí en adelante), también proporcionados por la NOAA/OAR/ESRL PSD (Kanamitsu et al. 2002) y también disponibles de forma libre en la liga antes mencionada para los datos de OLR. Los datos tienen una resolución de  $2.5^{\circ}$  de latitud X  $2.5^{\circ}$  de longitud. Los datos de reanálisis 2 son una versión mejorada del primer reanálisis de NCEP, en la cual se han corregido algunos errores y se han mejorado algunas parametrizaciones de procesos físicos. Otro motivo por el cuál se decidió usar estos datos es debido a que a diferencia de los datos de NARR los datos de RA2 y OLR son de dominio global y para el estudio de ondas del este tropicales es necesario un dominio mayor para su estudio (un dominio que llegue al ecuador e incluso alcance la costa africana).

## 2.2 Precipitación

Se emplearon datos de precipitación diaria del proyecto GPCP (Global Precipitation Climatology Project, Huffman et al. 2001) con una resolución de  $1^{\circ}X1^{\circ}$ . Los datos de GPCP tienen la ventaja de ser datos generados a partir de observaciones y proporcionan un buen estimado de la precipitación diaria global y hay datos disponibles desde el 1<sup>o</sup> de octubre de 1996 hasta el 30 de Abril de 2008. Esta base de datos es generada en el NASA/Goddard Space Flight Center's Laboratory for Atmospheres como contribución al mismo proyecto y también son de distribución gratuita. Los datos de GPCP han sido revisados en estudios previos mostrando ser de utilidad para el estudio de la Meteorología y la Hidrología (Bolvin et al. 2009). La figura 2.3 compara los datos de NARR con los de GPCP para un evento

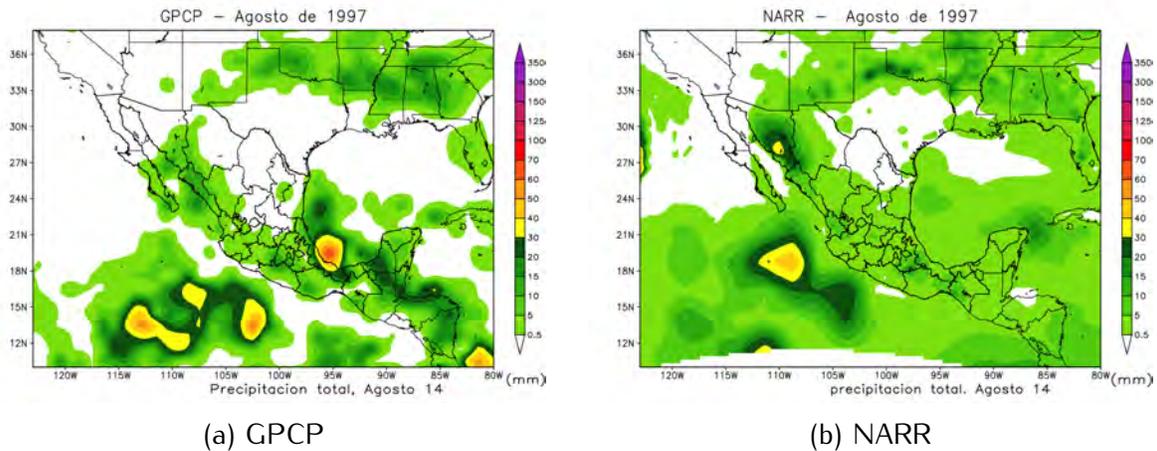


Fig. 2.3: Diferencias entre la precipitación estimada del GPCP (a) y NARR (b).

ocurrido en agosto de 1997. El problema de la precipitación de NARR se encuentra en que no es del todo buena en regiones fuera de EUA continental, este no es el caso de los datos de GPCP. La figura 2.3 muestra el día 14 de agosto de 1997 para el NARR y GPCP, a fin de contrastar ambas series de datos, además, puede haber algunas diferencias debido a la definición de día de los datos de GPCP y NARR, ya que estas difieren por algunas horas (GPCP define el día como el tiempo de las 2230 UTC del día anterior a las 2230 UTC del día definido, por lo que en NARR lo más cercano a esta definición de día es tomar de las 2100 – 2100 UTC).

Además se emplearon datos de precipitación estimada CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation), descargados desde la base de datos del International Research Institute (IRI), los cuáles vienen preparados en pentadas con una resolución espacial que aunque es baja ( $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ), es de mayor interés la resolución temporal (precipitación estimada en mm/día cada 5 días) para el estudio de los períodos activos e inactivos del monzón.

Existen otras bases de datos empleadas a menudo en estudios interdisciplinarios relacionados con el clima (Kuhn et al. 2003, Brewer y Gaston, 2003, Chen et al, 2003, etc.) como es la de la CRU de la universidad de East Anglia. La base de datos CRU UEA (Mitchell y Jones, 2005) consiste de una serie de datos de malla de precipitación mensual con una

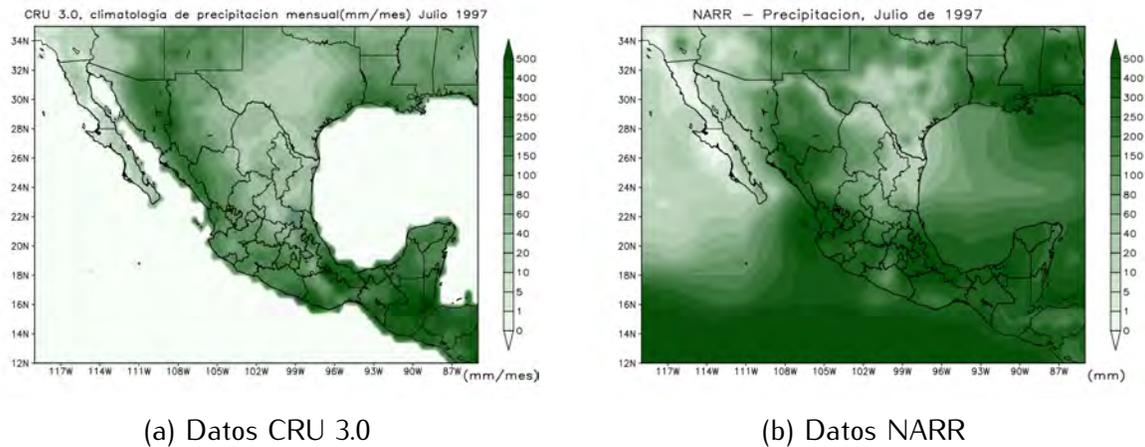


Fig. 2.4: Precipitación de la base de datos de precipitación CRU TS 3.0 (izquierda) y NARR (derecha). La base de datos CRU TS3.0 se encuentra disponible para el periodo de 1901-2001.

cobertura temporal de 1901 hasta 2009 para la última versión (TS 3.1) y con una resolución de  $0.5 \times 0.5$  grados utilizando diferentes fuentes de datos de estaciones meteorológicas.

La figura 2.4 muestra dos mapas de precipitación mensual, uno es la climatología de precipitación mensual de julio de 1997 de la base de datos CRU TS 3.0 (izquierda) y de NARR (derecha). Algunas cosas a tomar en cuenta al respecto son que los datos de CRU son globales, sin embargo únicamente tienen datos sobre tierra. El patrón de precipitación de verano tanto con datos de NARR con los de la CRU es similar y consistente con el patrón de verano del monzón.

La base de datos de GPCP tiene otras características interesantes que comparadas con las mencionadas anteriormente y para lo que se desea llevar a cabo con esta tesis es suficiente. La base de datos GPCP cuenta con datos en mar y tierra, además reproduce bastante bien el patrón estacional de la precipitación. En el caso del mes de julio (figura 2.5) comparando con las figuras 2.4 a y b, si bien las anteriores también presentan de forma correcta el patrón de lluvia de verano de la república mexicana la base de datos de GPCP tiene la ventaja de no tener problemas en las fronteras como NARR y tener datos sobre mar a diferencia de CRU. Las anteriores presentan mayor resolución espacial pero también se

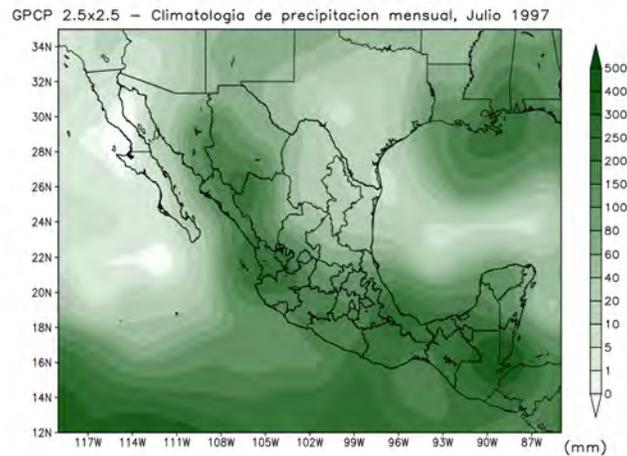


Fig. 2.5: GPCP, producto de precipitación mensual.

puede usar la base de datos de GPCP de  $1^\circ$  de resolución que además cuenta con mayor resolución temporal (Figura 2.3 a).

Por último también se emplearon datos de lluvia observada para el período de julio, agosto y septiembre de 1997, los cuales fueron facilitados por el SMN de México y extraídos de su base de datos única, dichos datos fueron utilizados para hacer una comparación cualitativa con los datos de las bases de datos antes mencionadas.

### 2.3 Radiación de Onda Larga Saliente (OLR)

Se emplearon datos de Radiación de Onda Larga Saliente (o Outgoing Longwave Radiation por sus siglas en inglés) interpolados, proporcionados por la NOAA/OAR/ESRL PSD, de Boulder, Colorado, USA. Y disponibles a todo el público en su sitio <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Los datos cuentan con una resolución de  $2.5^\circ$  de latitud X  $2.5^\circ$  de longitud. Los datos abarcan desde Junio de 1974 hasta la fecha, la resolución temporal es diaria.

El uso de OLR es de interés debido a que sus valores bajos permiten identificar regiones en donde la actividad convectiva es importante (valores bajos de temperatura son indicativos de topes de nubes altos y por lo tanto de actividad convectiva profunda (esto se da por lo

general, ya que puede haber regiones con cirrus que al ser frías pueden mostrar valores bajos de temperatura) y es deseable saber cómo es el comportamiento de esta cantidad en la región del NAM. La OLR a menudo también se relaciona a la convección profunda en zonas en donde las Temperaturas Superficiales del Mar (TSMs) superan los  $28^{\circ}C$ . La correlación entre TSMs y OLR es en especial fuerte en el pacífico central y bajo la influencia de movimiento ascendente (donde lo haya), la convección crece con las TSMs de forma monotónica (Lau et al 1996).

#### 2.4 *Temperatura superficial del mar (TSM)*

Se emplearon los datos de temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) con interpolación óptima (OI) versión 2, los cuales cuentan con una resolución de  $\frac{1}{4}$  de grado diarios y comprende el periodo de septiembre de 1981 a Diciembre de 2010. Los datos de SST son administrados y provistos por la NOAA/OAR/ESRL PSD, de Boulder, Colorado, USA (<http://www.esrl.noaa.gov>).

Algunos autores (Jiang et al. 2011; Wu y Wang 2000; Ueda 2005; Webster et al. 1998, etc.) señalan la importancia de las TSM's como fuente principal de energía y humedad para las circulaciones monzónicas. Más importante aún es el estudio de la alberca de agua caliente ya que en esta área delimitada por temperaturas superiores a un cierto umbral (en nuestro caso el área con temperaturas  $> 28^{\circ}C$ ) es donde se da la actividad convectiva, fundamental para la ciclogénesis tropical (Palmen 1948, Graham y Barnett 1987, Gray 1968, etc.). Para tener una idea más clara del comportamiento de la alberca de agua caliente en la región, se calcularon promedios mensuales de las temperaturas del océano a fin de ver el comportamiento mensual de la alberca de agua caliente. También se obtuvieron promedios estacionales para primavera (MAM), verano (JJA), otoño (SON) e invierno (DJF). Después de obtener los promedios estacionales se obtuvo el promedio total (climatológico) de cada mes y estación. Posteriormente se aplicaron a los años Niño,

a fin de obtener un mapa con anomalías de temperatura del mar. Los años Niño fueron seleccionados con base en los valores del índice ONI del Climate Prediction Center (tabla de valores del índice disponible en [http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml](http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml)).

Se tomaron los promedios estacionales para dichos años Niño elegidos (87 y 97 para obtener las anomalías. Los resultados que se obtengan de dichas climatologías podrán darnos una idea de la importancia de la TSM durante la fase húmeda del monzón y de la variabilidad que pueda aportar en las lluvias del monzón durante los eventos del ENSO.

## 2.5 *Hipótesis de Douglas*

Una revisión de las ideas antes estudiadas por Douglas (1993) se llevó a cabo. La hipótesis de Douglas consiste en considerar que la humedad que alimenta a las lluvias del monzón de Norteamérica proviene de niveles bajos y por lo tanto que la principal fuente de humedad es el Golfo de California por lo que verificar si la validez de esta hipótesis se sigue sustentando usando bases de datos más modernas es de interés. El análisis de vientos hecho por Douglas se llevó a cabo por medio de datos de radiosondeo para un periodo de 11 años (1979-1989) y en el horario de las 12Z (El seleccionó las 1200 UTC debido a que solo se tenía datos de sondeo para las estaciones disponibles en su región de estudio). Para revisar el trabajo de Douglas (1993) se utilizaron datos de reanálisis (NARR) de viento y temperatura a 500, 700 y 900 *hPa*, para el período de 30 años de 1980-2010, para los cuales, se hicieron climatologías mensuales de viento para todos los niveles cada 3 horas (de 00 a 21 Z).

Debido a que la temperatura de punto de rocío no se encuentra calculada de forma directa en los datos de NARR (únicamente tiene un producto de temperatura de punto de rocío en superficie) se calculó por medio de la fórmula

$$T_d = \frac{B \log\left(\frac{e}{C}\right)}{A - \log\left(\frac{e}{C}\right)} \quad (1)$$

En donde  $e$  es la presión de vapor de saturación y  $A$ ,  $B$  y  $C$  son coeficientes constantes que se calculan por medio de aproximaciones numéricas. De acuerdo a los resultados de Alduchov y Eskridge (1996), para dichas constantes se recomiendan los valores:  $A = 17.625$ ,  $B = 243.04^\circ C$  y  $C = 6.1094 \text{ hPa}$ .

Esta aproximación se recomienda cuando se trabaja con datos tanto de superficie como de niveles altos en un rango de temperaturas de entre  $-40$  a  $50^\circ C$  donde la aproximación es más precisa. La ecuación (1) es una variación de una fórmula conocida como la fórmula de Magnus. Hemos utilizado la ecuación (1) para calcular en los diferentes niveles verticales (900, 700, 500 y 200  $\text{hPa}$ ) dicha cantidad. Esta fórmula ha sido probada (su precisión y exactitud) para relacionar la temperatura de punto de rocío con la humedad relativa con respecto a otras aproximaciones (Lawrence 2004).

El cálculo de la presión de vapor se realizó con la ecuación,

$$e = q \frac{P}{0.622} \quad (2)$$

Donde  $q$  (en unidades de  $Kg/Kg$ ) es la humedad específica y  $P$  (en  $\text{hPa}$ ) es la presión al nivel especificado.

Se hicieron perfiles verticales de viento seleccionando diferentes puntos a lo largo de la región del monzón (figura 2.6). La finalidad de dicha selección es contrastar la diferencia entre los perfiles cercanos a la región del pacífico contra los que se encuentran del lado este, cerca del golfo de México (GM). Se espera poder observar del conjunto de perfiles alguna diferencia entre los puntos que se encuentran cerca de la costa del pacífico y los que se encuentran más cerca del GM debido a que del lado del Pacífico y el golfo de California esperamos concordar con los resultados de Douglas . Además de que, es otra

forma de evidenciar la diferencia entre el régimen de precipitación en la región del monzón (Lado del pacífico) y la región Este de México (Golfo de México).



Fig. 2.6: Ubicación de los puntos utilizados para el análisis de los vientos

## 2.6 Climatologías mensuales para otras variables

Además los perfiles verticales en los puntos seleccionados, se realizaron climatologías mensuales, promedios diarios y prepararon compuestos a niveles de 250, 500, 950 y 925hPa para las siguientes variables: viento, Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE por sus siglas en inglés), índice de Ascenso (LI por sus siglas en inglés), TSM, MFC, precipitación, OLR y Temperatura a 2m. Para MFC se obtuvieron también promedios semidiurnos (diurno y nocturno) y sus diferencias.

## 2.7 Actividad convectiva

La actividad convectiva durante el periodo del monzón y cualquier evento de tiempo severo puede ser diagnosticada calculando variables como la CAPE y LI. Matemáticamente CAPE está dado por

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} (\alpha_{parcela} - \alpha) dp \quad (3)$$

Donde:

$EL$  = nivel de equilibrio (nivel donde una parcela de aire deja de ascender libremente, es también comúnmente tomado como el tope de una nube cumulonimbos notorio por la formación del yunque).

$LFC$  = nivel de convección libre y es el nivel a partir del cual hay flotabilidad positiva y una parcela de aire se elevará libremente hasta el nivel de equilibrio, es una zona de inestabilidad potencial.

$\alpha_{parcela}$  = volumen específico de una parcela de aire que asciende libremente

$\alpha$  = volumen específico

Estas cantidades son útiles para diagnosticar el estado de la atmósfera y así determinar si se tienen condiciones para formar tiempo severo.

El CAPE físicamente representa la cantidad de energía potencial que una parcela de aire obtendría si fuese levantada a una cierta distancia (normalmente hasta el nivel de equilibrio) de forma adiabática y es una variable de diagnóstico compuesta (Doswell y Schultz 2006). En un termodiagrama (figura 2.7a<sup>1</sup>) CAPE corresponde al área positiva comprendida entre el sondeo y la curva de procesos (adiabática húmeda) en la cual, de acuerdo a la teoría de la parcela, una parcela de aire ascenderá libremente. Se puede asociar a CAPE con la velocidad de ascenso máximo mediante la relación:

$$w_{max} \approx \sqrt{2 * CAPE} \quad (4)$$

De tal manera que CAPE puede darnos un indicio de qué tan fuerte es el ascenso convectivo de aire. El tener valores altos de CAPE no es una garantía de que habrá

<sup>1</sup> ambas figuras 2.7 a) y 2.8 a) tomadas del sitio de ucar, METED en <https://www.meted.ucar.edu>

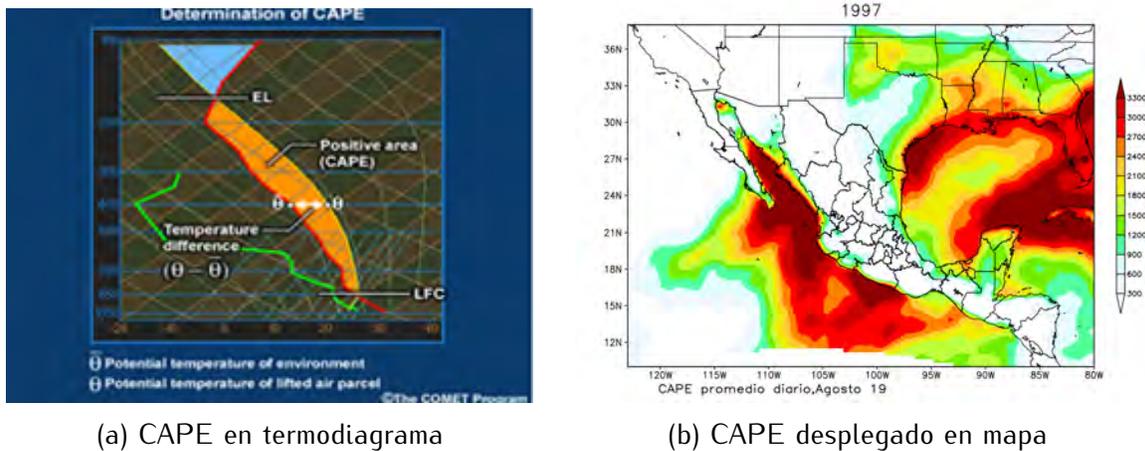


Fig. 2.7: La definición de CAPE ilustrada en un termodiagrama (a) y un mapa con CAPE desplegado (b).

actividad convectiva, aunque existan valores altos de CAPE si la atmosfera se encuentra estable en niveles bajos (por ejemplo con aire más frío que en los alrededores de una parcela de aire), existe inhibición convectiva lo cual podrá dificultar el ascenso de las parcelas de aire (habrá flotabilidad negativa) y no habrá desarrollos convectivos.

CAPE se mide en Joules sobre Kilogramo ( $J/Kg$ ) y por tanto velocidad de ascenso máximo en unidades de metros sobre segundos (m/s). El índice de ascenso LI (Galway 1956) se define como la diferencia en la temperatura de una parcela de aire levantada desde superficie en forma adiabática con la temperatura del aire a un cierto nivel (usualmente  $500 hPa$ ), expresado matemáticamente queda una fórmula sencilla

$$LI = T_{parcela} - T_{500hPa} \quad (5)$$

LI representa en forma muy simple que tanta flotabilidad hay en niveles medios de la atmósfera. Valores Positivos del índice significan que la atmósfera se encuentra estable y valores negativos que es inestable y existe la probabilidad de que ocurran tormentas. Entre más negativo sea el número, más severo se espera sea el tiempo.

Ambas cantidades son usadas para diagnosticar qué tan estable o inestable se encuen-

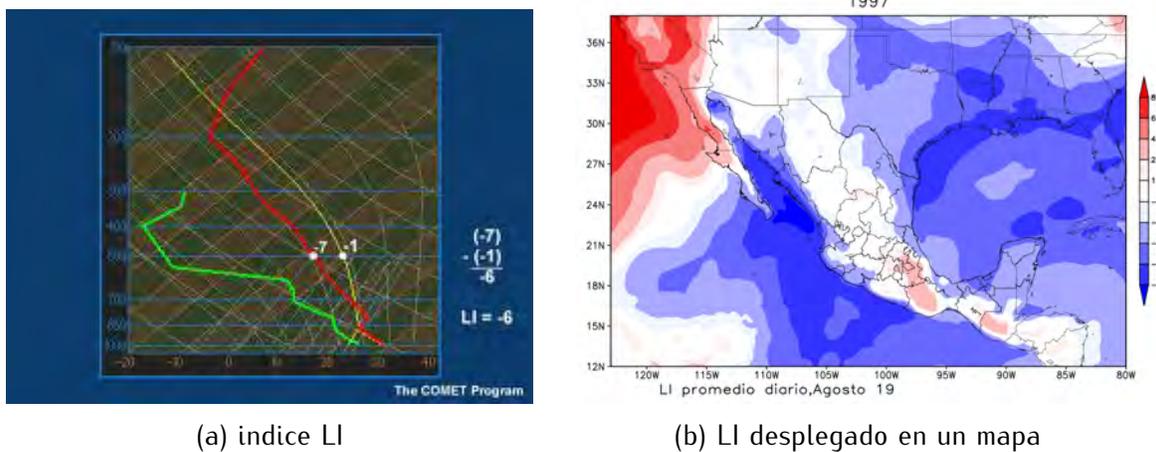


Fig. 2.8: Definición del LI desde un termodiagrama (izquierda) y valores de LI desplegados en toda una superficie (derecha).

tra la atmósfera, siendo CAPE de mayor importancia debido a que es sumamente sensible a que parcela ascienda y ha si se ha hecho suposición de ascenso reversible o pseudoadiabático o si se ha incluido la fase de hielo. El uso correcto e incorrecto de los índices y parámetros para pronosticar tormentas severas ha sido discutido por Doswell y Schultz (2006).

## 2.8 Climatología del ciclo diurno

Estudios anteriores sugieren (Banacos et al 2005, Berbery 2000) que el comportamiento del flujo de humedad es un parámetro importante para entender el monzón. Se calcularon climatologías de la convergencia de flujo de humedad (MFC por sus siglas en inglés, Moisture Flux Convergence). Una revisión de dicho campo fue realizada y se discute su potencial para el pronóstico de tiempo severo.

El MFC relaciona la humedad específica con el campo de velocidades integrado verticalmente en la capa atmosférica de superficie hasta un nivel seleccionado en la altura, para así estimar el contenido de vapor de agua en la atmósfera disponible para precipitar. Es a menudo usado para hacer pronósticos de iniciación convectiva y precipitación en ciclones

de latitudes medias debido a que se ha encontrado por medio de estudios de caso que dicha solución reproduce de forma correcta el patrón espacial observado y el máximo en la precipitación en este tipo de ciclones. Además, el empleo del flujo de humedad horizontal nos puede dar una idea en qué regiones se da la convergencia (el ascenso de las masas de aire húmedas) así también como las regiones de donde esta masa es extraída (divergencia) porque este campo es proporcional al campo horizontal de convergencia de masa y por lo tanto se puede usar para inferir zonas donde se pueden desarrollar circulaciones verticales. En pocas palabras, este campo parece ser una herramienta ideal en el diagnóstico y asistencia para el pronóstico de la iniciación convectiva (IC).

La MFC normalmente es llamada convergencia de humedad. Esta expresión proviene de la ecuación de conservación de vapor de agua y la ecuación de conservación de masa y se expresa de la forma

$$E - P = \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q\vec{V}_h) + \frac{\partial q\omega}{\partial p} \quad (6)$$

Donde los términos del lado izquierdo de la ecuación son la diferencia de la Evaporación menos la Precipitación y representan el almacenamiento de vapor de agua  $S$  tomando en cuenta fuentes (evaporación) y sumideros (precipitación) en donde dicho vapor de agua va siguiendo el movimiento de una parcela de aire y haciendo la suposición de que el agua condensada inmediatamente precipita ( $S = E - P$ , suposición empleada por Palmen y Holopainen 1962). Además,  $q$  Es la humedad específica y el primer término de la derecha representa los cambios locales en la humedad específica.  $\vec{V}_h$  y  $\omega$  son el vector viento horizontal y la velocidad vertical, respectivamente en coordenadas de presión. Los términos restantes del lado derecho son entonces por definición la divergencia del flujo horizontal de humedad (el negativo de MFC horizontal) y vertical (el negativo del MFC vertical) respectivamente.

El término de divergencia de flujo de humedad (segundo de la derecha) con un poco de identidades vectoriales se convierte en

$$\begin{aligned} MFC &= -\vec{V}_h \cdot \nabla q - q \nabla \cdot \vec{V}_h \\ &= -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - q \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \end{aligned} \quad (7)$$

Donde los 2 primeros términos son la parte advectiva; representan la advección horizontal de humedad específica. El tercer término es el de convergencia que representa el producto de la humedad específica por la convergencia de masa horizontal. La ecuación 7 Se puede resolver considerando que la evaporación  $E$  es pequeña en comparación con la precipitación  $P$  en lugares donde dicha sea intensa y que los cambios en el contenido de vapor de agua en la atmósfera solamente provienen de advección en sistemas de escala sinóptica, lo cual nos deja únicamente con el término de MFC e integrando hasta un cierto nivel de presión  $p_s$  deseado

$$P \approx -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \nabla \cdot \vec{V}_h dp \quad (8)$$

Donde, al resolver ecuación (8), queda convenientemente con valores positivos para mostrar convergencia y valores negativos para la divergencia dado que por definición el integrando es la divergencia del flujo de humedad y es una cantidad negativa (el negativo de MFC horizontal).

Este resultado nos dice que la precipitación es proporcional a la integral del producto de la humedad específica por la convergencia horizontal de masa a través de toda la capa atmosférica y por lo tanto a MFC. Con esta formulación se obtuvieron climatologías para el campo de convergencia de flujo de humedad integrado en la vertical y así poder obtener los patrones de divergencia y convergencia en la región. Además, debido a que el campo

de convergencia de humedad suele ser muy ruidoso, se aplicó un filtro para suavizarlo.

Primeramente se hizo una climatología mensual, desde Abril hasta octubre. También se hicieron climatologías estacionales para los meses de Junio-julio-agosto (JJA) y julio-agosto-septiembre (JAS) y las climatologías del ciclo matutino y nocturno. Definimos el ciclo matutino como el periodo de las 1800 UTC a las 0000 UTC y el periodo nocturno como el período de las 0600UTC a las 1200UTC. Esta definición ha sido usada por Berbery et al. (2000) para estudiar el transporte de humedad en la región del monzón, sin embargo este resultado fue hecho solamente para 3 años y usando únicamente los pronósticos del modelo ETA.

Analizar el ciclo diurno es importante debido a que, el calentamiento sobre la tierra y las Sierras durante el día, fuerza a la formación de una brisa marítima. (Stensrud et. Al 1995). La influencia de esta brisa se puede ver cuando hacemos la distinción entre el ciclo matutino y el ciclo nocturno.

## 2.9 *Periodos activos e inactivos*

Debido a que este tipo de fenómenos de variabilidad intraestacional tienen duraciones desde un par de días hasta un par de semanas parece conveniente utilizar datos de precipitación acomodados en pentadas.

Las pentadas pueden hacer las veces de un filtro y permitir identificar con mayor facilidad los períodos en los que hubo un cese significativo en la lluvia de hasta más de 5 días consecutivos (o al contrario, días en donde la lluvia permaneció por más de 5 días consecutivos) de tal manera que los datos en pentadas nos ayudarían a definir un umbral a partir del cual consideramos que se dio un período activo/inactivo si se excedió en una cierta cantidad de lluvia y se prolongó por ciertos días.

Para poder identificar estas fluctuaciones en la región del NAM se usaron los datos de pentadas de precipitación estimada de CMAP (Xie y Arkin, 1996, 1997). Se seleccionaron

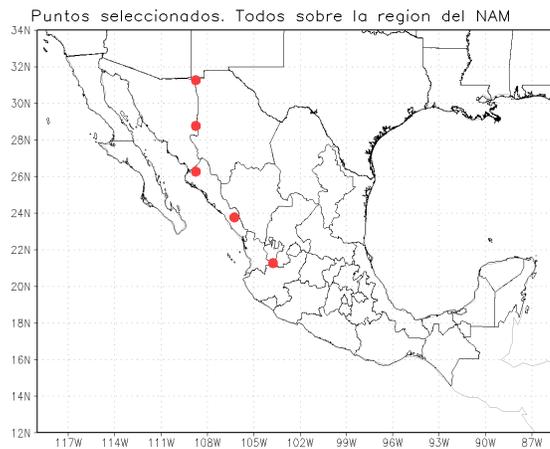


Fig. 2.9: Puntos seleccionados para generar histogramas de pentadas de precipitación.

puntos localizados entre el Occidente de la Sierra Madre Occidental y la línea costera desde los 21°N y hasta los 31°N cada 2° o 3° (Fig. 2.9).

Además esto nos permitirá visualizar de mejor forma la marcha estacional a diferentes latitudes y detectar fluctuaciones que se asemejen a los periodos activos e inactivos de su contraparte el monzón Asiático.

### 2.10 Un caso de estudio

Identificados los períodos activos e inactivos es de interés analizar la causa de la repentina disminución de la precipitación en la región, si esto está relacionado con las condiciones sinópticas o con algún otro fenómeno. Estos incrementos repentinos en la precipitación pueden estar relacionados con diferentes fenómenos transitorios como por ejemplo los Huracanes, Ondas del Este, entre otros, por lo que es importante estudiar ahora las condiciones sinópticas, TSM y otras variables meteorológicas para poder comprender que mecanismos, ya sea de escala sinóptica o regional dan lugar a estos periodos donde se inhibe/reanuda la precipitación. En el caso de la inhibición es necesario detectar si alguna de las condiciones mencionadas por otros autores se presenta durante esta fase o si existe algún otro

fenómeno sinóptico diferente. En el caso de fases activas, se necesita encontrar que fuentes de humedad existen, por ejemplo saber si los ciclones tropicales juegan un papel importante durante los periodos activos o bien un fenómeno como las ondas del este o las surgencias del golfo. Determinar la existencia o inexistencia de estos durante esta fase es determinante para saber si las lluvias del monzón se deben en su mayoría a eventos de escala sinóptica o si es en definitiva debido a fenómenos de escala regional como la brisa marítima o las surgencias del golfo, donde estas últimas pueden llegar a ser de escala sinóptica. Un caso de estudio a partir de las variables analizadas puede ser de gran utilidad para determinar la naturaleza de los períodos activos e inactivos, por lo que, a partir de las pentadas de precipitación se seleccionó un período adecuado para su análisis.

#### 2.10.1 Las ondas del este y su interacción con el NAM

Como ya se ha mencionado anteriormente, existen varios fenómenos transitorios que aportan humedad a la región del monzón. Un ejemplo de estos son los ciclones tropicales. Los ciclones tropicales aportan a la región del Monzón y el Oeste de México una cantidad significativa de agua (Englehart, Douglas, 2001), sin embargo, los ciclones tropicales no ocurren de forma constante, por lo que es evidente que existen otras fuentes de humedad.

Algunos estudios también señalan a las ondas del este como otro disparador de actividad convectiva, contribuyendo a incrementar las lluvias y llegando a ser de gran importancia en la distribución de precipitación en la región del Monzón norteamericano, sin embargo aún no se determinan de forma clara los mecanismos mediante los cuales las ondas del este influyen los flujos de humedad (Ladwig, Stensrud, 2008).

Acompañando al caso de estudio se diagnostica el impacto de las ondas del este en la región del NAM, para ello se generaron compuestos de OLR, vientos y función corriente. Para llevar a cabo esta tarea, se tomaron algunas consideraciones: Seleccionando un año con baja actividad de ciclones tropicales, a fin de evitar interacciones de estos con la región

del monzón. Se aplicó también un filtro pasabandas para poder eliminar toda fluctuación que no corresponda a la escala temporal de las ondas del este. Se filtraron los datos de tal manera que únicamente se retuvo cualquier frecuencia mayor a 24 horas y menor a 10 días. Después se aplicaron anomalías con retraso de  $-4$  a  $+4$  días centradas en el día en el que la onda del este se observó entre los 100 y 110W. Las anomalías con retraso se han utilizado en estudios para rastrear la trayectoria de fenómenos como las ondas del este (Serra 2010, Castro et al. 2001) y también para poder seguir la evolución de las fases activas e inactivas del monzón de la India (M Rajeevan et al.2010).

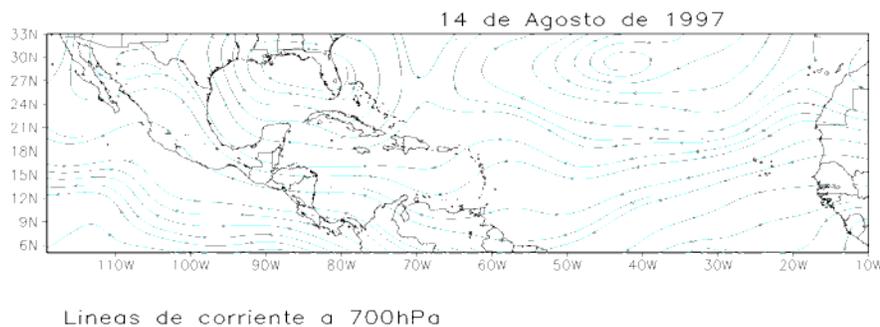


Fig. 2.10: Líneas de corriente de viento a  $700hPa$ . Se aprecia en la región entre los 110 y los 100 W una vaguada invertida, asociada a una onda del este.

Un año apropiado para dicha tarea fue el año de 1997 (año Niño), en el cuál, durante toda la temporada se observaron pocos ciclones tropicales durante el mes de Agosto(Lawrence 1998) que pudiesen haber interactuado con la región del NAM. Bajo estas condiciones se seleccionó el período comprendido entre el 8 y 30 de agosto de 1997, por ser el menos activo en el paso de ciclones que afectaron la región del NAM. Con estas medidas se espera minimizar o anular el aporte de la precipitación por ciclones tropicales en la región del

NAM.

Un candidato ideal para considerar dentro del caso de estudio fue el día 14 de agosto de 1997 (figura 2.10) donde se puede apreciar perfectamente la estructura de una Onda del Este a 700 *hPa* pasando por la región especificada para obtener las anomalías con retraso. Se generaron los gráficos compuestos con las anomalías con retraso de OLR filtrada, los vientos de reanálisis 2 y la función corriente.

De esta idea se discute el aporte de humedad que puede llegar a proporcionar el paso de una onda del este en la región del NAM como una causa de variabilidad intraestacional.

## 3 Resultados y discusión

En este capítulo se discuten los resultados obtenidos, con base en la metodología mencionada en el capítulo 2. Los resultados del análisis en la región del NAM utilizando una base de datos moderna como la del NARR (Mesinger et al. 2006), muestran algunas características similares a las de sus contrapartes como el monzón asiático. La revisión y comparación de los resultados ya obtenidos (Douglas et al. 1993) junto con el diagnóstico de los campos meteorológicos como TSM, humedad, precipitación, temperatura, vientos divergente y rotacional, etc. en diferentes escalas temporales desde variabilidad interanual hasta intraestacional, llevaron a sugerir un mecanismo de formación de lluvias durante la fase activa del monzón quedando clara la complejidad que impone el sistema monzónico Norteamericano y dejando abiertas algunas preguntas que aún quedan sin responder.

### 3.1 *Los antecedentes del Monzón revisados*

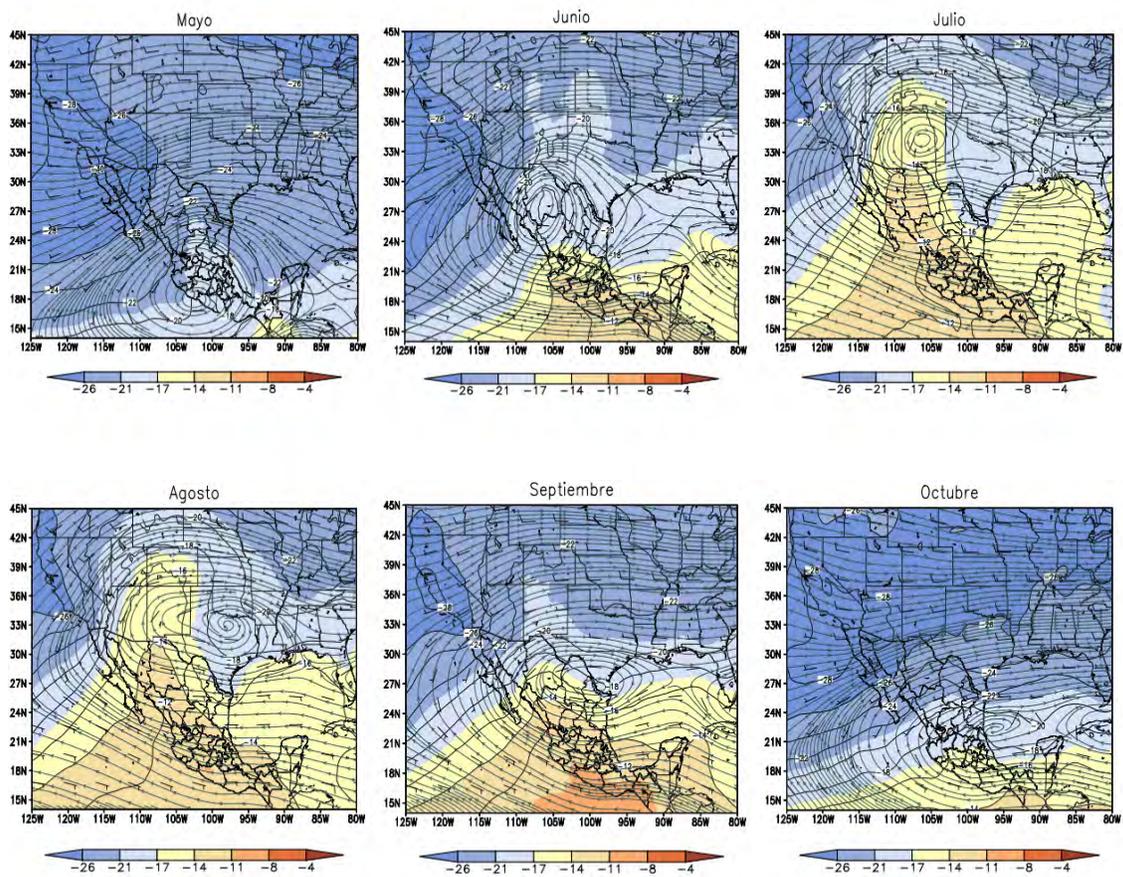
Los resultados de Douglas et al. 1993 D93 de aquí en adelante muestran una lengua de aire húmedo desplazándose hacia el norte conforme transcurren los meses (de Mayo a julio) llevando a cuestionar de dónde proviene esta fuente de humedad que alimenta la convección desde niveles bajos. Una posible fuente de esta humedad es el océano Pacífico tropical. El análisis de Douglas estuvo limitado a un período corto, ya que contaban con 11 años de datos (de 1979 a 1989), además, los promedios para el análisis de niveles superiores se obtuvieron por medio de datos de observaciones de radiosondeos de las 1200 UTC. El resultado del análisis de D93 sin embargo, logra mostrar que un flujo húmedo proveniente del sur se extiende desde el océano Pacífico tropical sobre todo el Golfo de California (GC)

y se extiende hasta el sur de Arizona. En esta revisión de los antecedentes llevada a cabo por medio de datos de NARR tenemos que en los mapas a 500 *hPa* (figura 3.1) se alcanza a apreciar el drástico cambio en los vientos y se aprecia que los valores de temperatura de punto de rocío mayores penetran más al norte en julio y agosto (coincidente con el mes de inicio del monzón y el mes de valores máximos de lluvia en la región del NAM), de ser predominantemente del oeste en Mayo a pasar a ser del este e introduciéndose por la península de baja California hacia el GC y en dirección noreste. Para el mes de julio la dirección de los vientos es predominante del este e introduciéndose hacia el noreste por la península y el GC.

Para los mapas a 700 *hPa* (Fig. 3.2) se aprecia algo similar, vientos del este para Junio y julio. Sin embargo cuando se observan los valores de temperatura de punto de rocío ( $T_d$ ), vemos que el aire advectado desde el GM tiene valores menores que los que se encuentran en la región de la Sierra madre y parte del Pacífico. Aunque no se observa una lengua de aire más húmedo comparando con los valores de los mapas de D93, los valores son cercanos y además es muy notorio para el mes de Junio y julio una región donde la  $T_d$  en la zona del Pacífico y del lado de la SMO es mayor que en la región del GM (a 700 *hPa*), siendo el patrón de temperaturas de punto de rocío muy parecido al obtenido por D93.

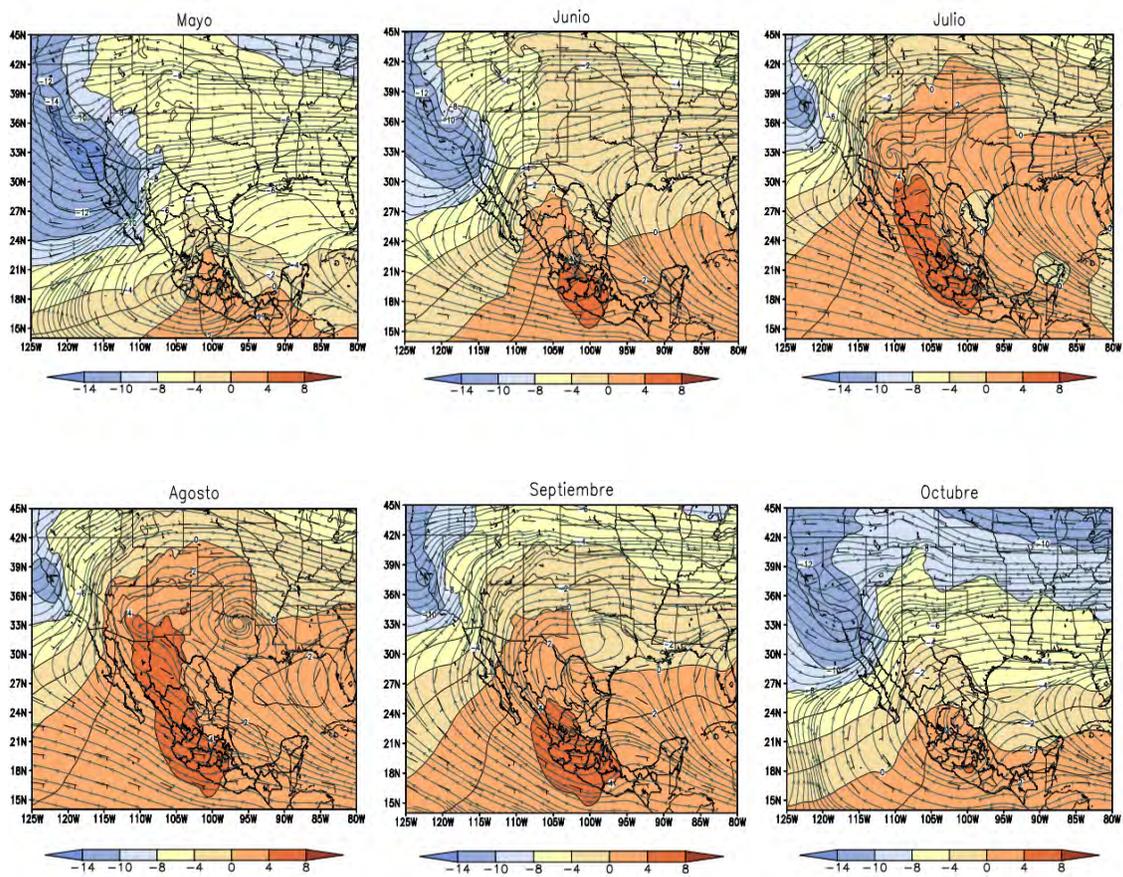
El análisis a 900hPa (figura. 3.3) presenta un comportamiento similar con la corriente de aire proveniente del Pacífico y hacia el GC y Arizona. Las diferencias entre los resultados presentados en las Figs. 3.1-3.3 y D93 podrían deberse a un periodo de tiempo mucho más corto empleado por D93 y a la menor densidad espacial (algunos cuantos puntos de radio sondeo a lo largo del GC). De ahí que el efecto orográfico sea más evidente en los mapas de niveles bajos. Podría verificarse el error en la diferencia de punto de rocío con datos de radiosondeo.

D93 no pudo revisar las condiciones en la región en otros horarios debido a la falta de datos. Sin embargo con la ayuda de los datos de reanálisis hoy es posible hacer un



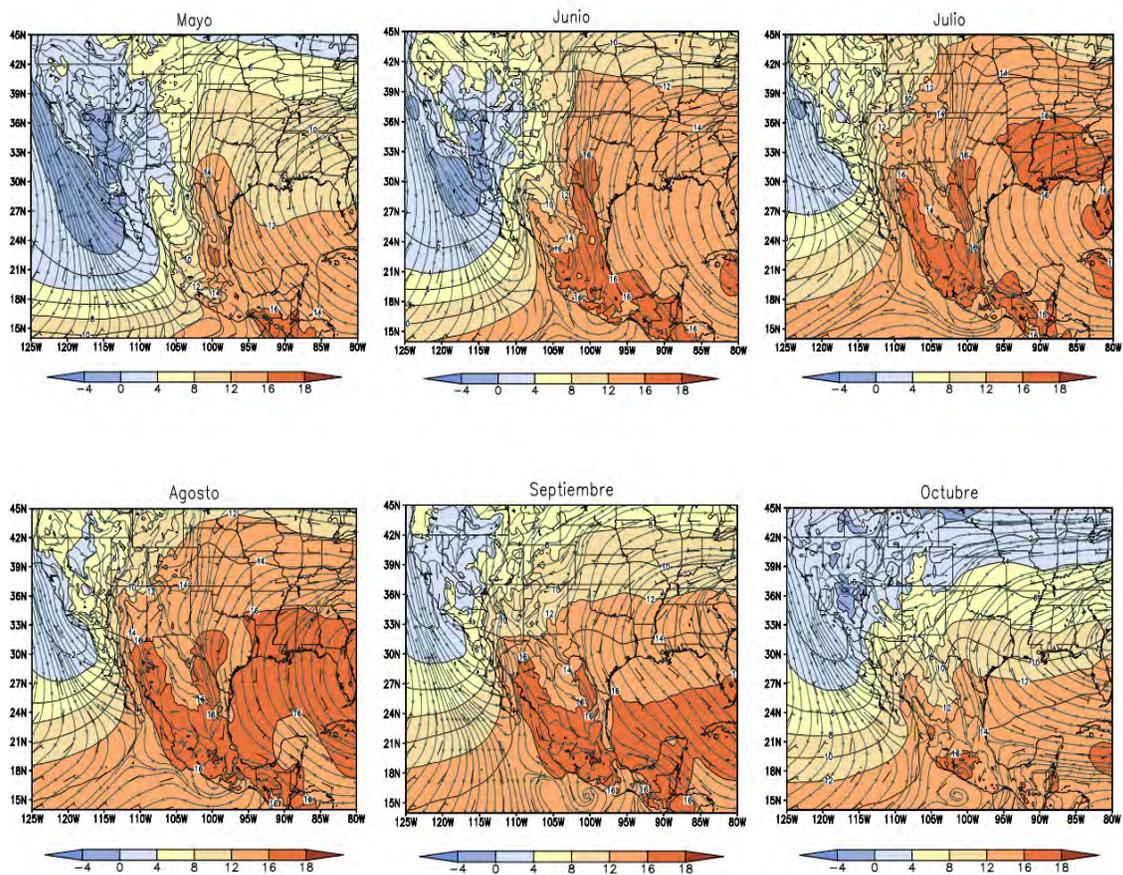
Climatología de vientos y Td a 500mb a las 12z, 1980–2010.

Fig. 3.1: Climatología (1980-2010) mensual de los vientos y de la temperatura del punto de rocío ( $^{\circ}\text{C}$ ) de las 12Z (500 hPa).



Climatología de vientos y Td a 700mb a las 12z, 1980–2010.

Fig. 3.2: Climatología (1980-2010) mensual de los vientos y de la temperatura del punto de rocío ( $^{\circ}\text{C}$ ) de las 12Z (700 hPa).



Climatología de vientos y Td a 900mb a las 12z, 1980–2010.

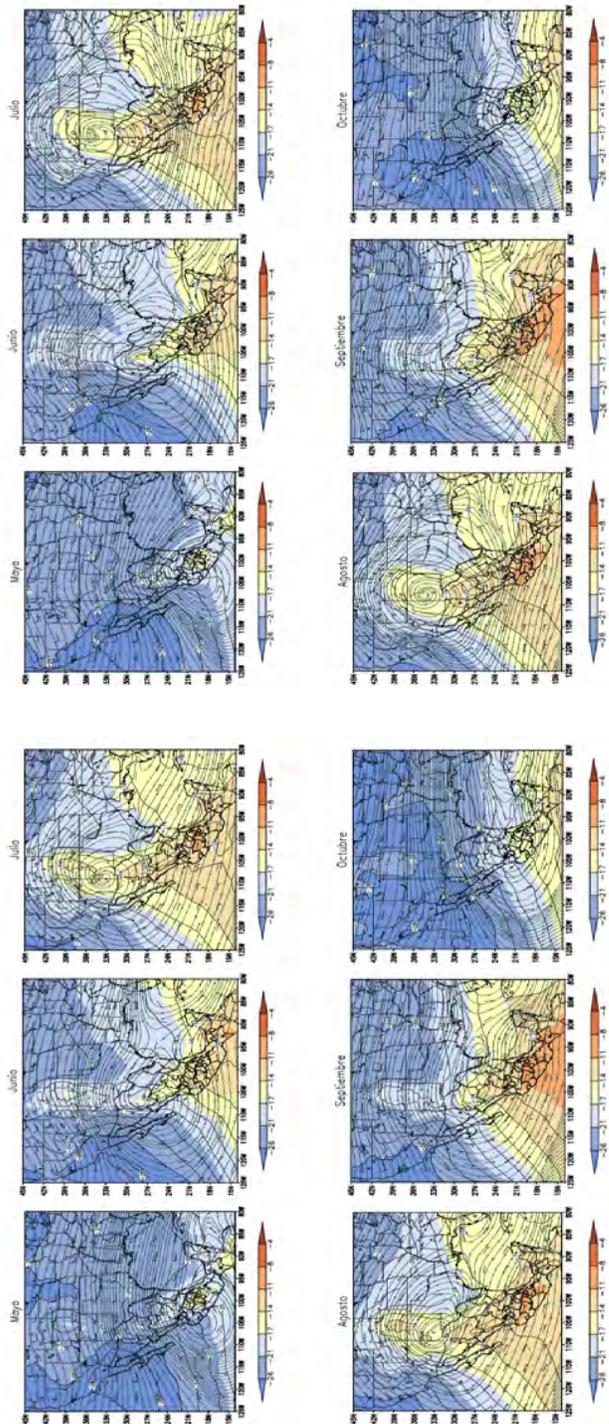
Fig. 3.3: Climatología (1980–2010) mensual de los vientos y de la temperatura del punto de rocío ( $^{\circ}\text{C}$ ) de las 12Z (900 hPa).

estudio más detallado de todos los tiempos, lo que nos dará una idea del comportamiento diurno de las variables antes analizadas, sin embargo siempre hay que tener en cuenta las deficiencias y fortalezas de los modelos regionales y de las limitaciones o inconvenientes que puede llegar a ocasionar por ejemplo bajas resoluciones en un modelo (Bukovsky y Karoly 2006 ) o bien efectos como que la intensidad de la CCNB del GC es sobreestimada por NARR (Mo et al 2005 y 2007; ). Esto se presenta en la siguiente sección.

### 3.1.1 El análisis de temperatura de punto de rocío a diferentes horarios

Aprovechando la robustez de la base de datos de NARR podemos extender el análisis de D93 a otros tiempos. El análisis para otros tiempos se muestra en las figuras 3.4,3.5 y 3.6, cada 6 horas. En todos los niveles se aprecia el ciclo diurno de la temperatura de punto de rocío en donde, en 500 *hPa* para la tarde (entre 21 y 00Z) se alcanza el máximo valor en esta variable sobre la región del NAM extendiéndose bien al norte en USA hacia las Montañas Rocallosas. Para los meses del verano, la circulación en este nivel es prácticamente del este en gran parte de la república hasta que más al norte, se torna anticiclónica, con un vórtice centrado entre Arizona y nuevo México. También se aprecia que a lo largo de estos meses, dicho vórtice aparece primero mucho más al sur, cerca de las costas de Jalisco y conforme transcurren los meses se mueve hacia el norte, hasta EUA alcanzando su posición más al norte durante julio y agosto, para septiembre comienza su regreso al sur. En 700 *hPa* se observa algo parecido a lo mostrado en 500 *hPa*, ya que se alcanza a apreciar una circulación anticiclónica avanzando hacia el norte, sin embargo, los valores de temperatura de punto de rocío en este nivel son más altos debido a que la humedad en este nivel es mayor a la que encontramos en niveles superiores y la lengua húmeda se extiende más hacia el norte. También, el flujo es más del sureste para los meses de la estación húmeda (julio, agosto y septiembre).

Esta migración es la que determina los vientos del oeste en la estación seca y del este

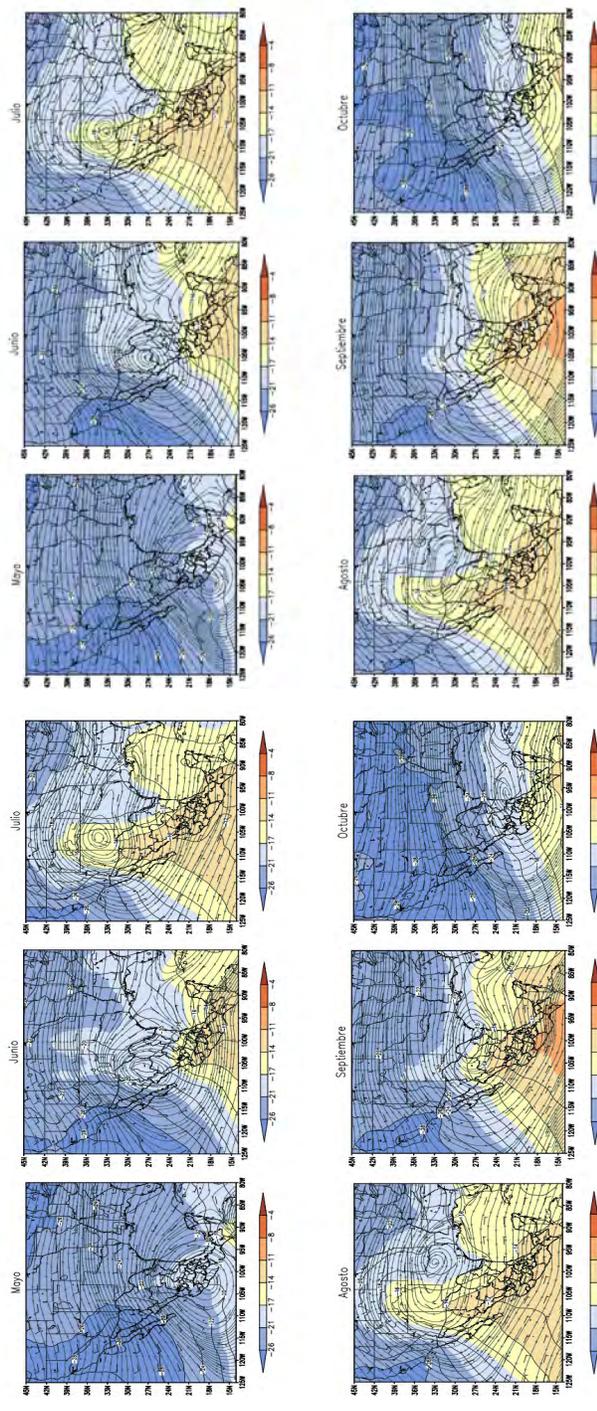


Climatología de vientos y Td a 500mb a las 00z, 1980-2010.

(a) 00Z

Climatología de vientos y Td a 500mb a las 06z, 1980-2010.

(b) 06Z



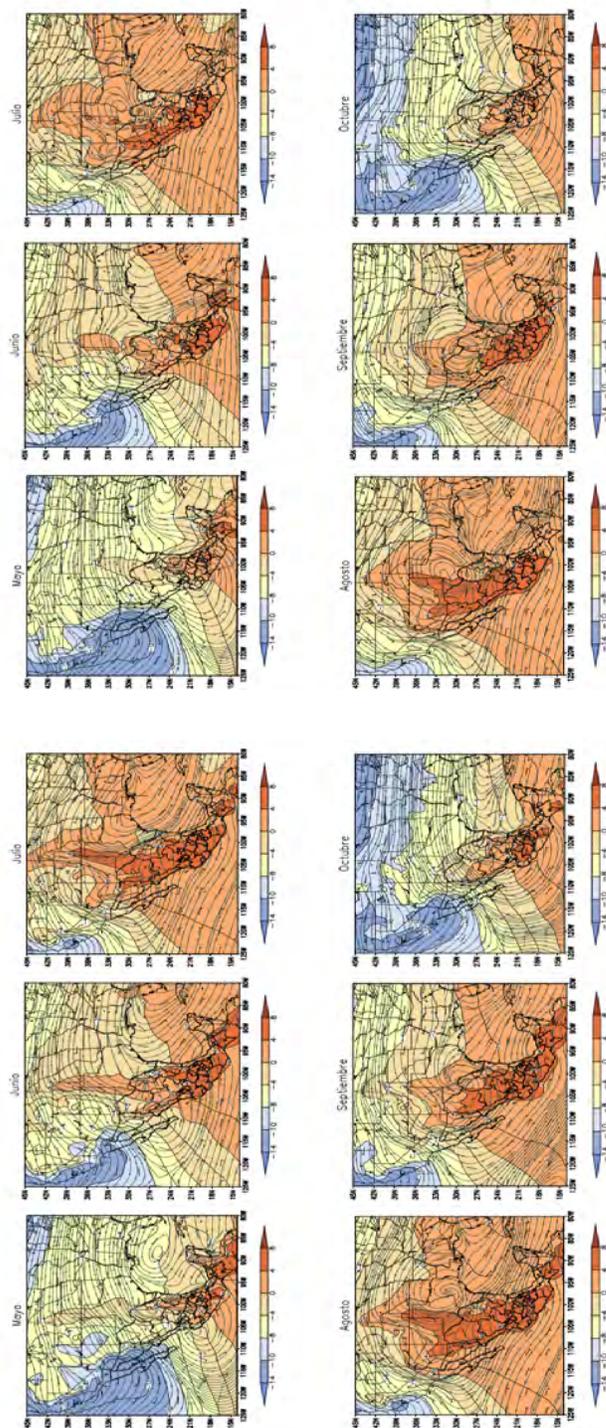
Climatología de vientos y Td a 500mb a las 12z, 1980-2010.

(c) 12Z

Climatología de vientos y Td a 500mb a las 18z, 1980-2010.

(d) 18Z

Fig. 3.4: Análisis de Temperatura de punto de rocío y vientos a 500hPa cada 6 horas ; a) para 00Z, b) a 06Z, c) a 12Z y d) a 18Z.

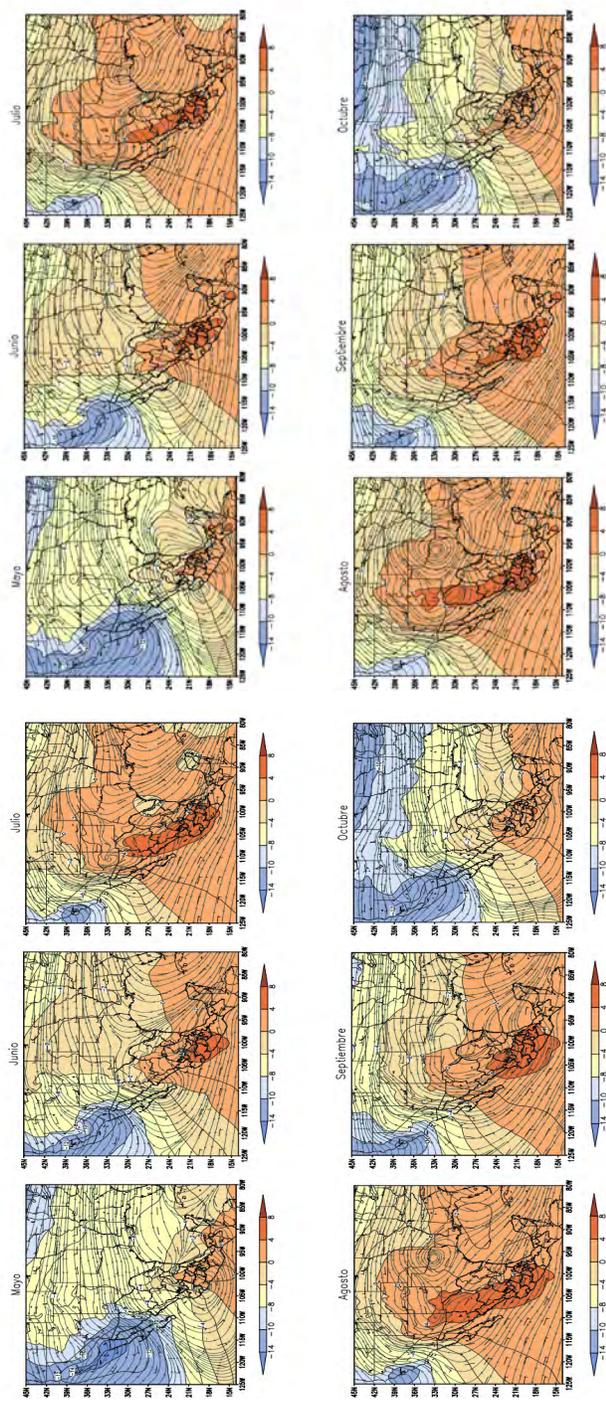


Climatología de vientos y Td a 700mb a las 00z, 1980-2010.

(a) 00Z

Climatología de vientos y Td a 700mb a las 06z, 1980-2010.

(b) 06Z



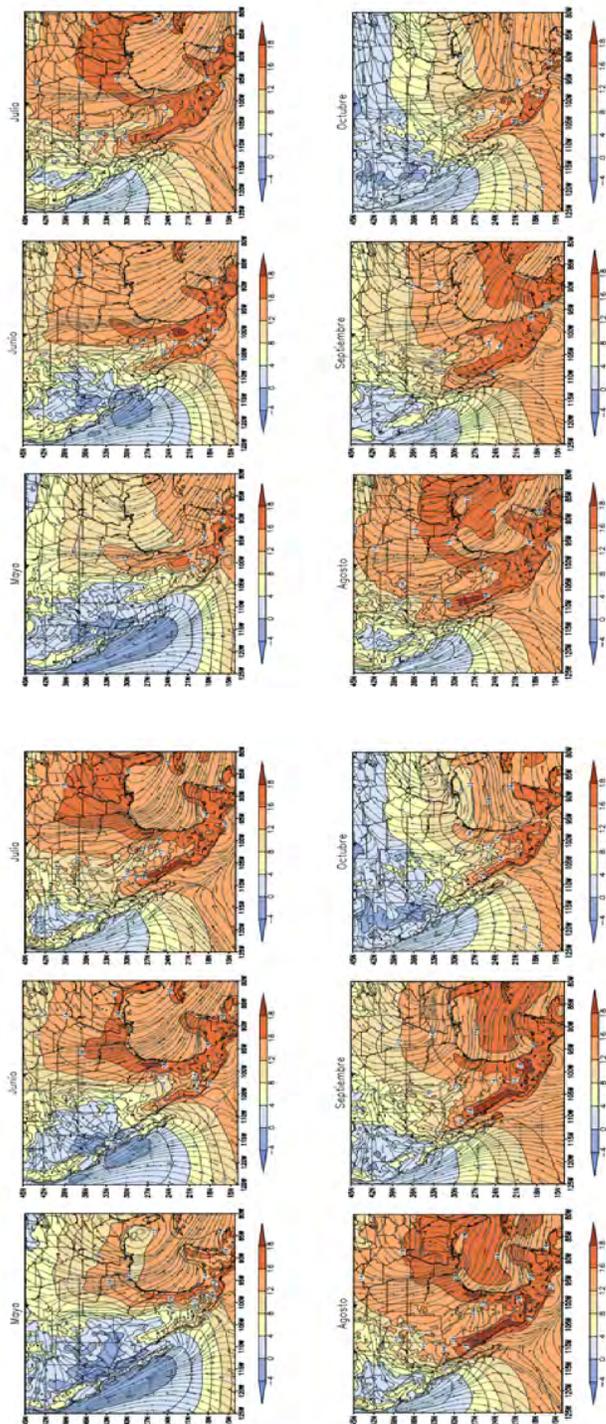
Climatología de vientos y Td a 700mb a las 12z, 1980-2010.

(c) 12Z

Climatología de vientos y Td a 700mb a las 18z, 1980-2010.

(d) 18Z

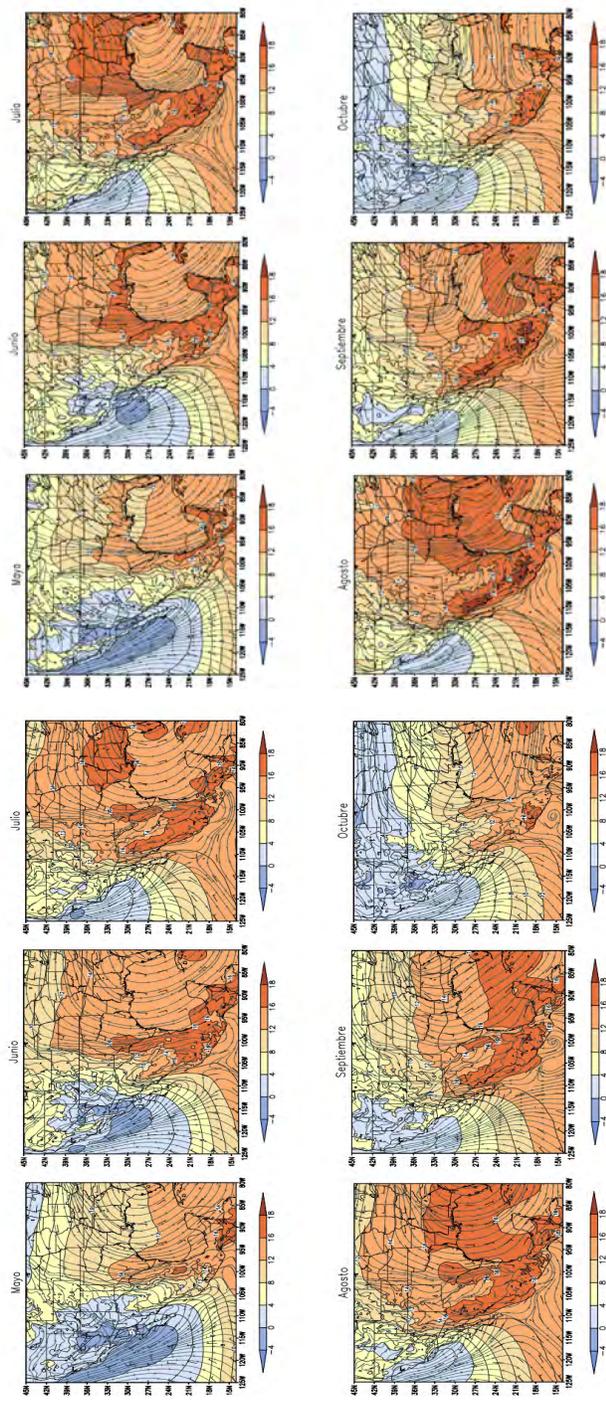
Fig. 3.5: Análisis de Temperatura de punto de rocío y vientos a 700hPa cada 6 horas; a) para 00Z, b) a 06Z, c) a 12Z y d) a 18Z.



(a) 00Z

Climatología de vientos y Td a 900mb a las 06z, 1980-2010.

(b) 06Z



(c) 12Z

Climatología de vientos y Td a 900mb a las 18z, 1980-2010.

(d) 18Z

Fig. 3.6: Análisis de Temperatura de punto de rocío y vientos a 900hPa cada 6 horas; a) para 00Z, b) a 06Z, c) a 12Z y d) a 18Z.

en la estación húmeda (también notado por D93) en la troposfera media.

En la figura 3.6 de niveles bajos (900  $hPa$ ) se puede ver el mismo comportamiento de la temperatura de punto de rocío y además, durante los meses de julio, agosto y septiembre, las líneas de corriente muestran el cambio en la dirección de los vientos de norte a sur, en la región del NAM y a lo largo del Golfo de California. Al ver la imagen de las 00Z, se aprecia que durante Julio y agosto se da un máximo en la temperatura de punto de rocío sobre la SMO y casi hasta las costas del Golfo de California sobre los estados de Sinaloa y Sonora, que avanza hacia el norte a lo largo de la SMO conforme transcurre la noche hasta las 12Z donde comienza a disminuir y a regresar. Durante estas horas en la región se pueden registrar surgencias del Golfo en la región del NAM, las cuales a menudo son un medio para conducir humedad más al norte del NAM en Arizona. De tal manera que, las líneas de corriente muestran vientos del sur (sureste) y valores máximos de  $T_d$ .

La temperatura de punto de rocío puede ser utilizada como una medida de la humedad del aire, entre mayor sea su valor, más húmedo será el ambiente y habrá mayores posibilidades de tener tiempo severo. Para que ocurra la condensación es necesario que la ( $T_d$ ) tenga valores altos o bien, la depresión de punto de rocío (diferencia entre la temperatura del aire y la temperatura de punto de rocío) tenga valores cercanos a  $0^{\circ}C$ .

### 3.2 Perfil vertical estacional de la humedad

En esta sección se describe la evolución temporal de los perfiles verticales de los vientos promedio y humedad con la finalidad de identificar mejor el inicio del monzón. D93 obtuvieron un perfil vertical de humedad relativa y vientos en Guaymas, Sonora en el que se aprecia un rápido incremento en la humedad conforme la dirección del viento cambia durante los meses de junio, julio y agosto. Los vientos cambian de dirección sur a este en julio, lo cual, por si solo pudo haber llevado a los diversos autores (Bryson y Lowrey, 1955, Sellers and Hill, 1974) a respaldar la idea de la entrada de humedad por adveccion

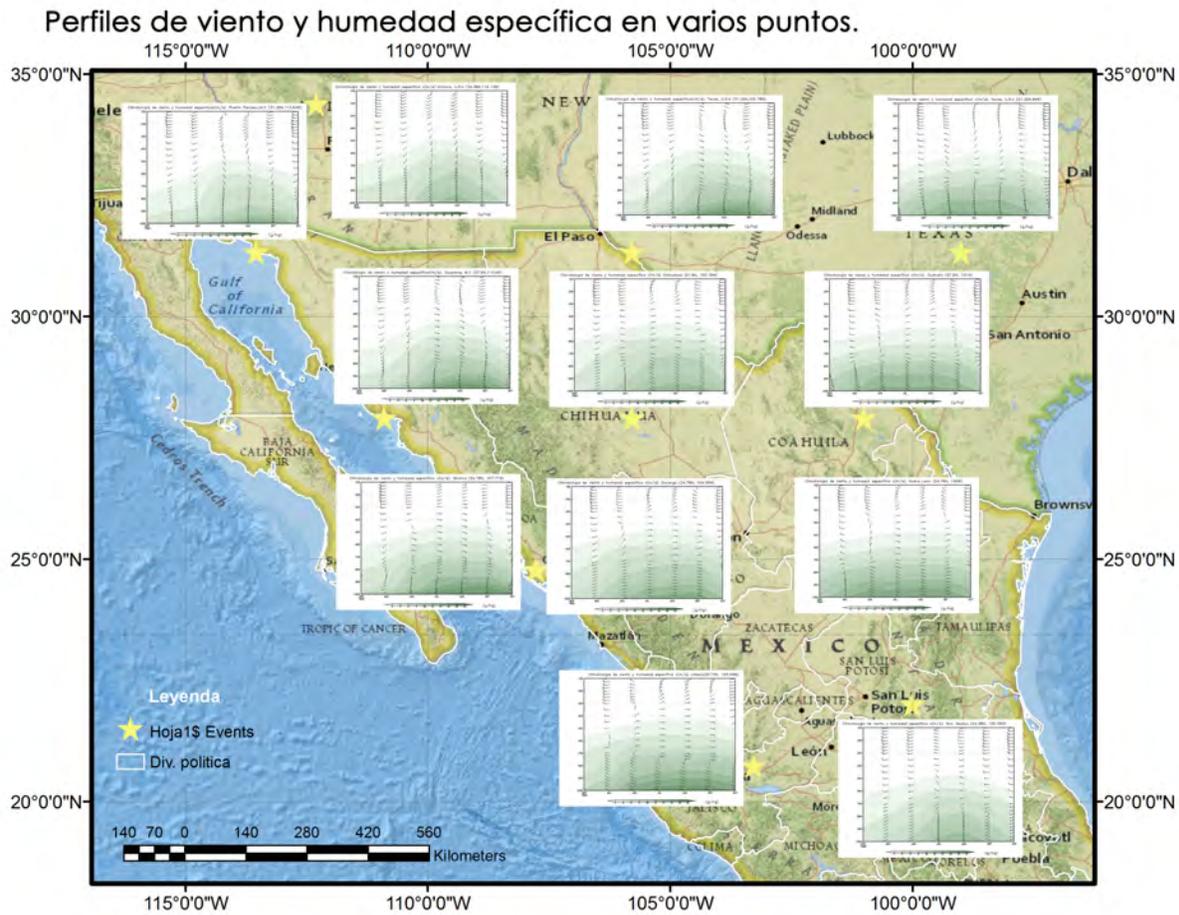


Fig. 3.7: Evolución temporal de los perfiles verticales de viento y humedad relativa para. Climatología mensual de 1981 a 2010. Puntos seleccionados en: en Arizona, Puerto Peñasco, Nuevo México, Texas, Guaymas, Chihuahua, Coahuila, Sinaloa, Jalisco y San Luis Potosí.

horizontal desde el Golfo de México.

Los perfiles verticales de los sitios seleccionados se muestran en la figura 3.7. Los sitios van desde Arizona hasta Jalisco en el sur. La finalidad de dicha selección es contrastar la diferencia entre los perfiles cercanos a la región del Pacífico tropical contra los que se encuentran al este, para identificar diferencias en la distribución vertical de humedad entre la región del monzón y las seleccionadas en el lado del Golfo de México.

Al observar el conjunto de perfiles es notable la diferencia que existe entre los sitios que se encuentran cerca de la costa del Pacífico mexicano a los que se encuentran más cerca del Golfo de México. La evolución temporal de los perfiles cercanos a la costa del Pacífico muestran un incremento en la humedad específica relativamente más rápido en los meses de junio-julio (en la región del NAM), lo que indica un humedecimiento más rápido de la atmósfera durante el inicio del monzón, en especial en las secciones correspondientes a Arizona y Puerto Peñasco, mientras que este cambio es mucho menor en lugares como Texas, Nuevo México, Coahuila y Nuevo León. En niveles bajos, se observa que persisten vientos del Sur y Suroeste, lo cual apoya la hipótesis del aporte de humedad proveniente del Golfo de California y el océano Pacífico tropical, sin embargo, para corroborar este resultado es conveniente examinar el ciclo diurno y nocturno de los vientos. Los vientos en niveles medios (aproximadamente a  $500 \text{ hPa}$ ) son del este, es decir del Golfo de México y el contenido de humedad a esos niveles es menor que el que tienen los perfiles que se encuentran del lado Occidente. Significa entonces que la fuente de humedad en niveles medios no puede provenir únicamente del Golfo de México y mucho menos en niveles bajos, por la presencia de la Sierra Madre Oriental que impide el paso del flujo del Golfo de México en estos niveles. Un detalle interesante es que, en los sitios seleccionados en Coahuila, Chihuahua y Durango se nota un ligero incremento en el contenido de humedad en la capa atmosférica, lo cual puede estar relacionado con su cercanía a la SMO, además la intensidad de los vientos es menor (perfil para Chihuahua y Durango), por lo que en

estas zonas puede existir ascenso vertical y por lo tanto ser zonas de convergencia y otra posible fuente de humedad para el inicio y desarrollo del monzón y localmente para la formación de tormentas.

Los resultados discutidos anteriormente nos llevan a continuar un diagnóstico más detallado de las condiciones que prevalecen en la región durante la fase húmeda del monzón mexicano. Enfatizamos debido a estos resultados y a los obtenidos por D93 la relevancia que tienen los campos de viento en niveles bajos y la CCNB (más adelante se discutirá sobre este a detalle) debido a la considerable cantidad de humedad proveniente del océano Pacífico tropical en estos niveles. También es de utilidad emplear otras variables como temperatura potencial equivalente para diagnosticar la estabilidad de la atmósfera. En la siguiente sección se discutirá la climatología de vientos.

### 3.3 *Características de los vientos*

Como se ha mencionado en el capítulo 1, los vientos del monzón se caracterizan por una inversión en su dirección, fluyendo del noroeste en el período seco y del sureste durante el período de lluvias. Resalta la estacionalidad de los vientos en la región y se muestra que la climatología mensual de vientos tiene las características básicas que se dan en otros monzones como el de la India y el australiano. Además de esto, algunas otras características como la aparición de un máximo en los vientos en niveles bajos, son de notar. Dicho máximo ha sido analizado por Douglas (1995) y Reyes et al. (1994), entre otros y es conocido como la Corriente de Chorro de Niveles Bajos (CCNB).

En la figura 3.8 se muestra el perfil de viento meridional (izquierda) en la vertical y la magnitud total del viento (derecha). El perfil corresponde a un punto seleccionado en Puerto Peñasco.

Durante julio y agosto se observa un incremento en la magnitud de la velocidad del viento meridional en niveles bajos, aproximadamente a los  $950hPa$ . En niveles altos también

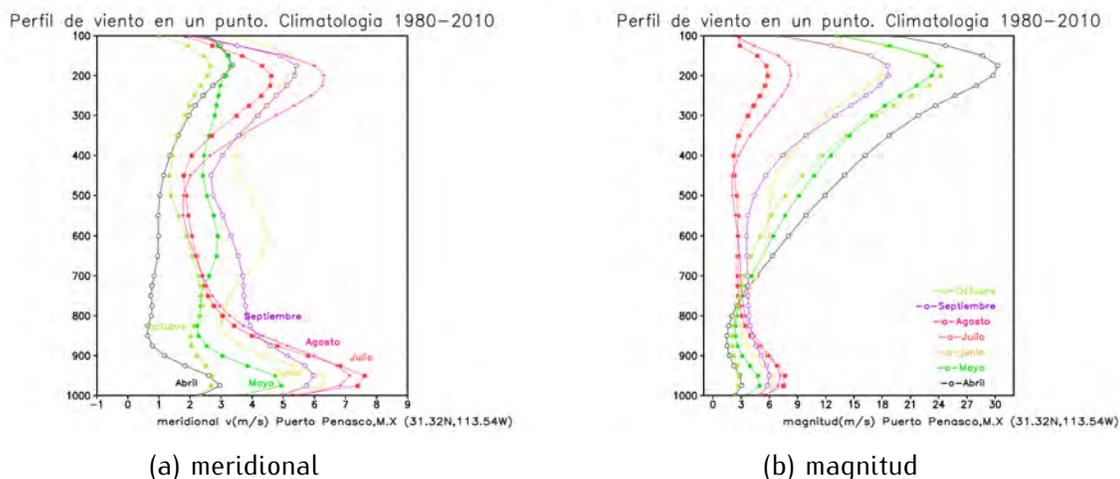
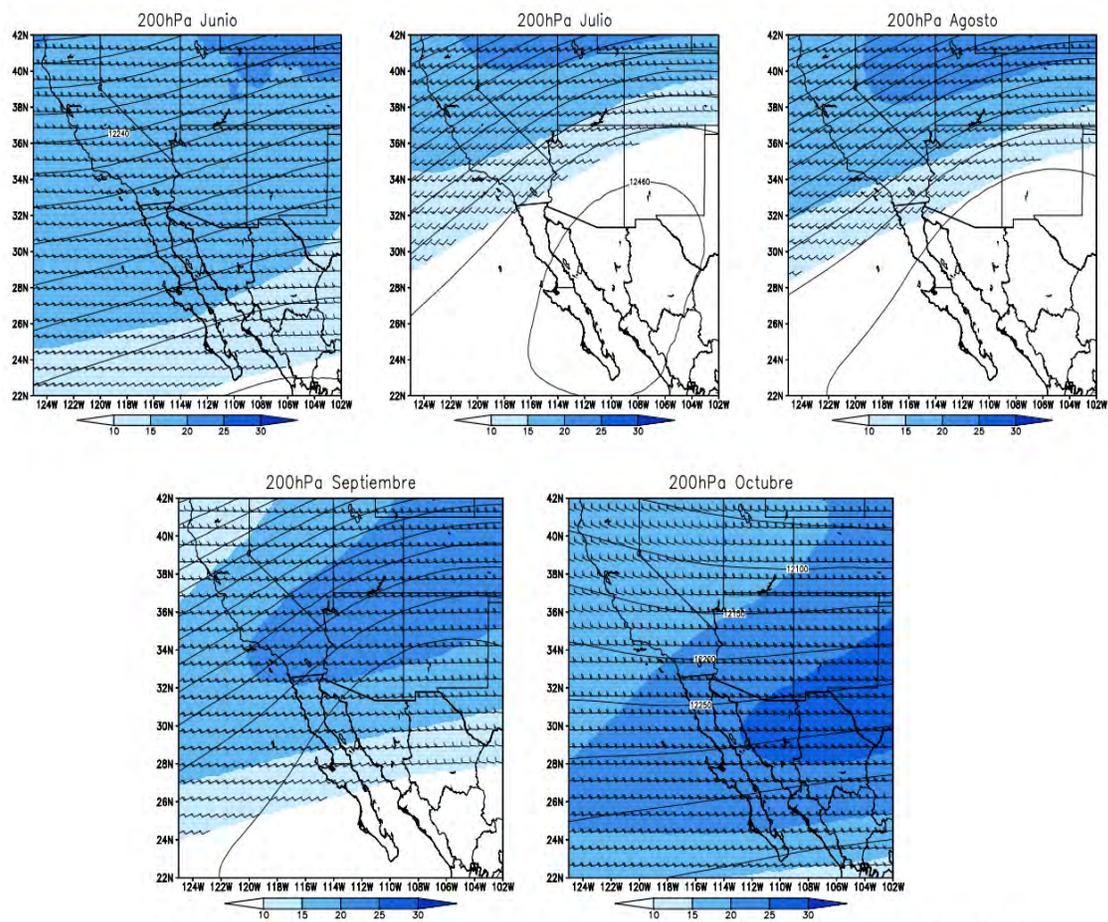


Fig. 3.8: Perfil meridional (a) y magnitud (b) del viento en Puerto Peñasco, Son.

se presenta un máximo en el viento meridional, pero es más débil que el de niveles bajos. Al observar el perfil de la magnitud del viento se aprecia que los vientos son mucho más intensos en  $200hPa$ , indicando la predominancia de una fuerte corriente zonal en la región durante los meses de verano. Tanto en niveles bajos como en niveles altos se observa la presencia de estas dos corrientes de chorro.

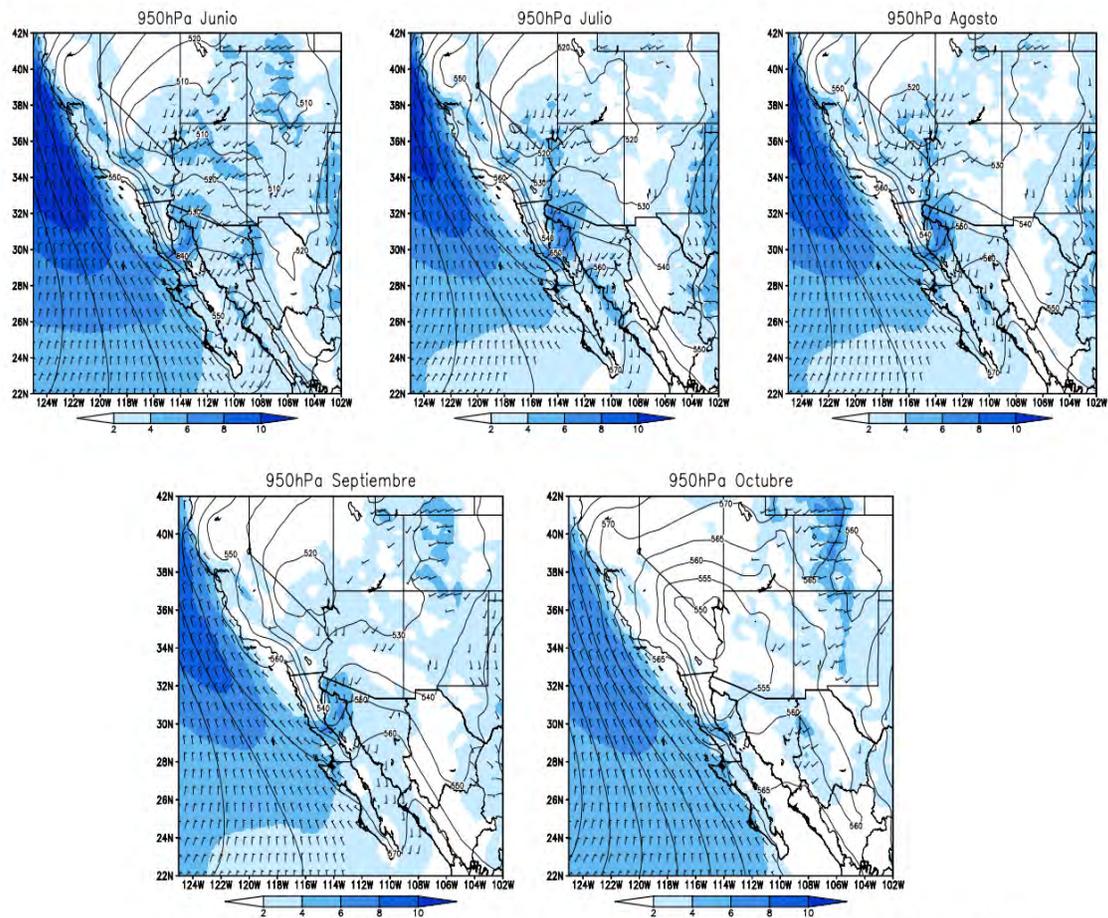
En el período de verano los vientos a  $200hPa$  (Fig. 3.9) muestran la presencia de un anticiclón sobre la región central del NAM que permanece durante los meses de julio y agosto; en septiembre ya muy al sur de esta región. A  $950hPa$  (Fig. 3.10) durante julio, agosto y septiembre resalta junto con la predominancia de los vientos del sureste, la aparición de este máximo en los vientos bajos mostrada en la figura 3.8 (b). Dicha corriente ingresa al continente por el noroeste de Sonora llegando a Arizona durante los meses de julio a septiembre con intensidades máximas de hasta  $8ms^{-1}$ , todo esto inmerso en el flujo general que corre a través de todo el GC, que es del Sur. Al terminar la estación húmeda, en octubre es notoria la disminución en la intensidad de los vientos y su dirección en niveles bajos.

Esta ramificación e intensificación en los vientos es la que los autores mencionan como la corriente de chorro en niveles bajos (CCNB) y ha sido bien documentada con observaciones



Climatología de Vientos y magnitud (Isotacas) 1980–2010.

Fig. 3.9: Vientos a 200hPa. Promedio mensual de 1980–2010.



Climatología de Vientos y magnitud (Isotacas) 1980–2010.

Fig. 3.10: Vientos a 950hPa. Promedio mensual de 1980–2010.

obteniendo su comportamiento diario y relacionándola con el fenómeno de surgencias del golfo (Douglas et. al 1998) pero sin definir de forma clara cuales son los mecanismos que la forman; algunos autores sugieren que la formación de estos se encuentra asociada al paso e interacción de ondas tropicales del este y sistemas de latitudes medias (Stensrud 1997). La importancia de las corrientes de chorro en niveles bajos para el clima y el tiempo es grande debido a que juegan un papel importante en el flujo de humedad y temperatura (Means 195, Ucellini and Johnson 1979, Rasmusson 1967), además tienen un papel en la formación de convección profunda ya que las corrientes de chorro son parte del ambiente precursor al desarrollo de Complejos Convectivos de Mesoescala (Maddox 1980).

En las climatologías mensuales resaltan de inmediato dos características fundamentales: el anticiclón en niveles altos y la corriente en chorro en niveles bajos.

El resultado de las climatologías cada 3 horas (Fig. 3.11 y 3.12 para  $950 \text{ hPa}$ ) muestra que durante los meses de verano, los vientos se intensifican formándose una corriente de chorro a lo largo de todo el GC, con un máximo alrededor de las 03Z y las 09Z, con una mayor penetración hacia tierra permaneciendo durante todos los tiempos, coincidiendo con Douglas et al. (1998), quien localiza los vientos máximos en Puerto Peñasco alrededor de la 1 am local (09Z). El interés en la aparición de estas corrientes es que son asociadas a convección profunda, son eficientes transportadores de humedad y la superposición con una corriente en chorro en niveles altos puede ser un factor que favorece al ascenso de masas de aire húmedas y a la generación de actividad convectiva (Stensrud 1996). Los promedios en niveles altos muestran que el anticiclón permanece sobre Sonora, Chihuahua, Arizona y Nuevo México para los meses de julio y agosto, para septiembre el anticiclón comienza a retirarse hacia el sur con el fin de la estación pasando los vientos de ser prácticamente del oeste y muy fuertes. La figura 3.13 muestra los mapas para los meses de julio a octubre cada 6 horas a  $250 \text{ hPa}$ . La forma en que esta acomodada la circulación en este nivel tiene una configuración tal que en presencia de una corriente de chorro intensa favorece a que

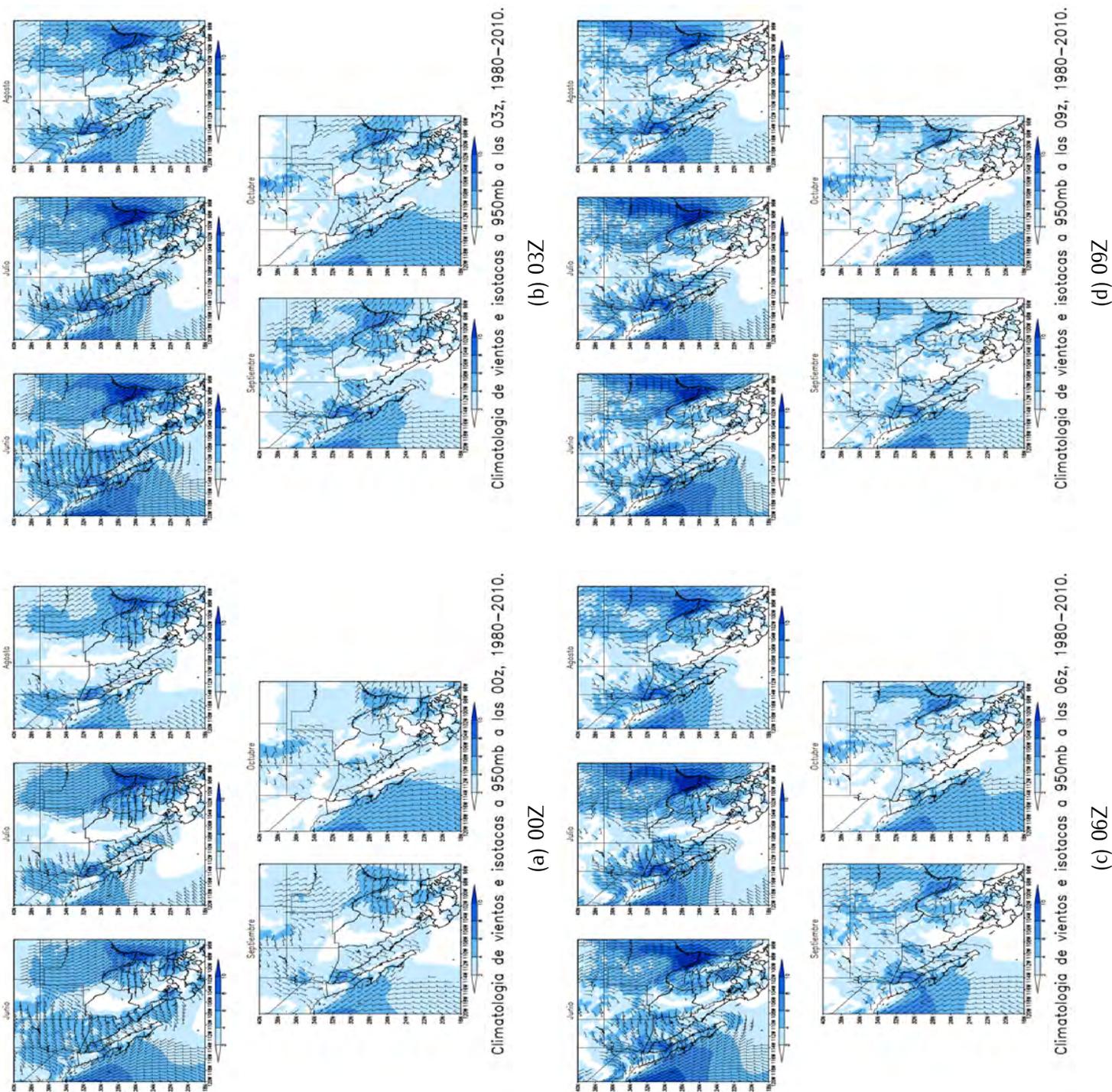
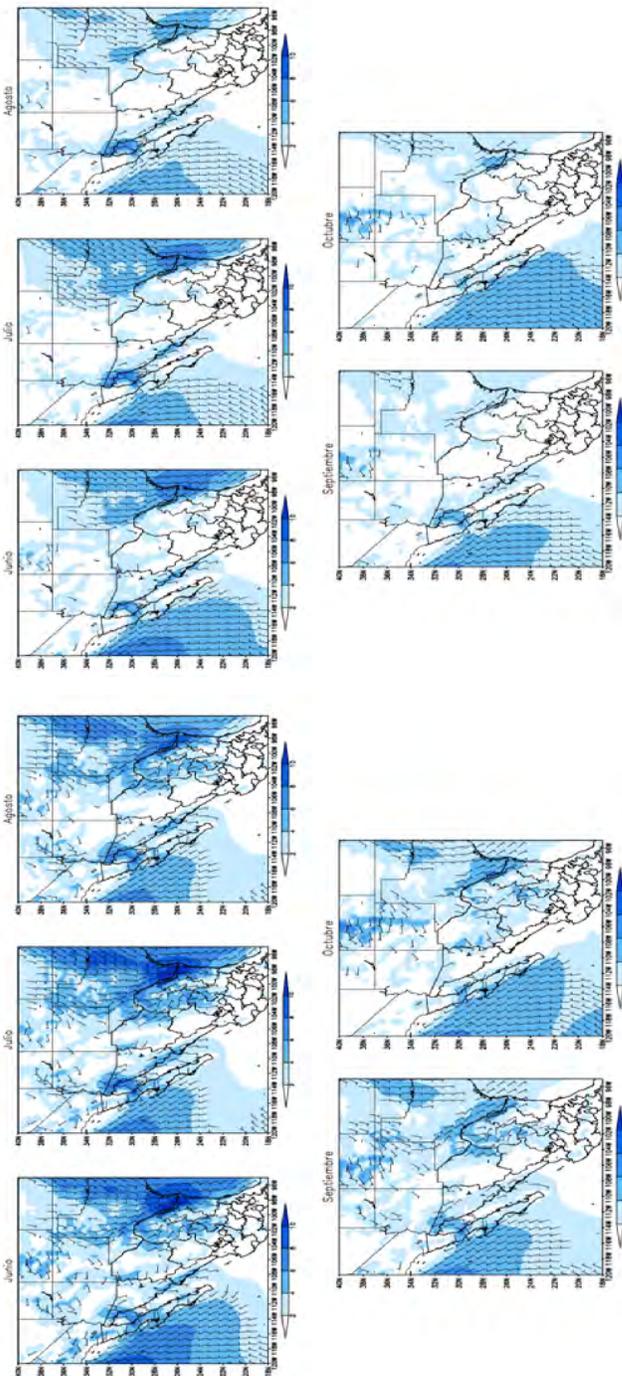
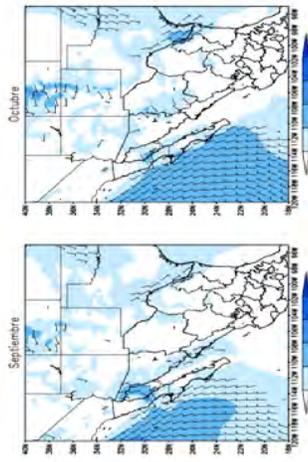


Fig. 3.11: Climatología de vientos con isotocas a 950 hPa cada 3 horas.



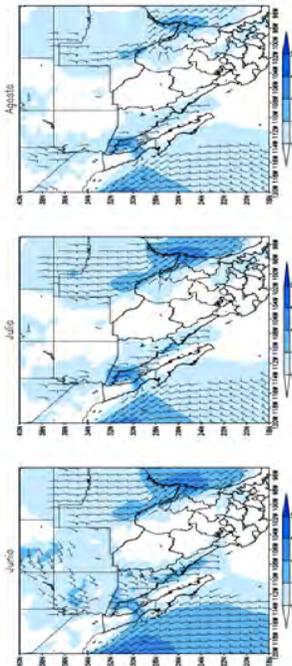
Climatología de vientos e isotacas a 950mb a las 12z, 1980–2010.

(a) 12Z



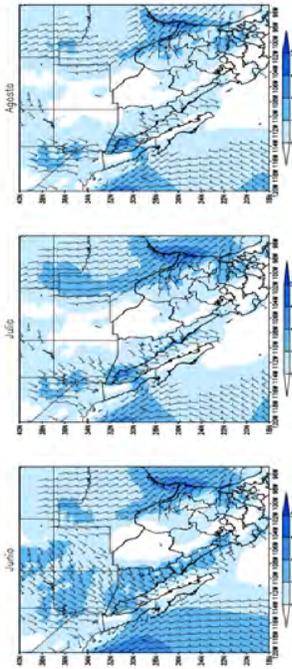
Climatología de vientos e isotacas a 950mb a las 15z, 1980–2010.

(b) 15Z



Climatología de vientos e isotacas a 950mb a las 18z, 1980–2010.

(c) 18Z



Climatología de vientos e isotacas a 950mb a las 21z, 1980–2010.

(d) 21Z

Fig. 3.12: Climatología de vientos con isotacas a 950 hPa cada 3 horas.

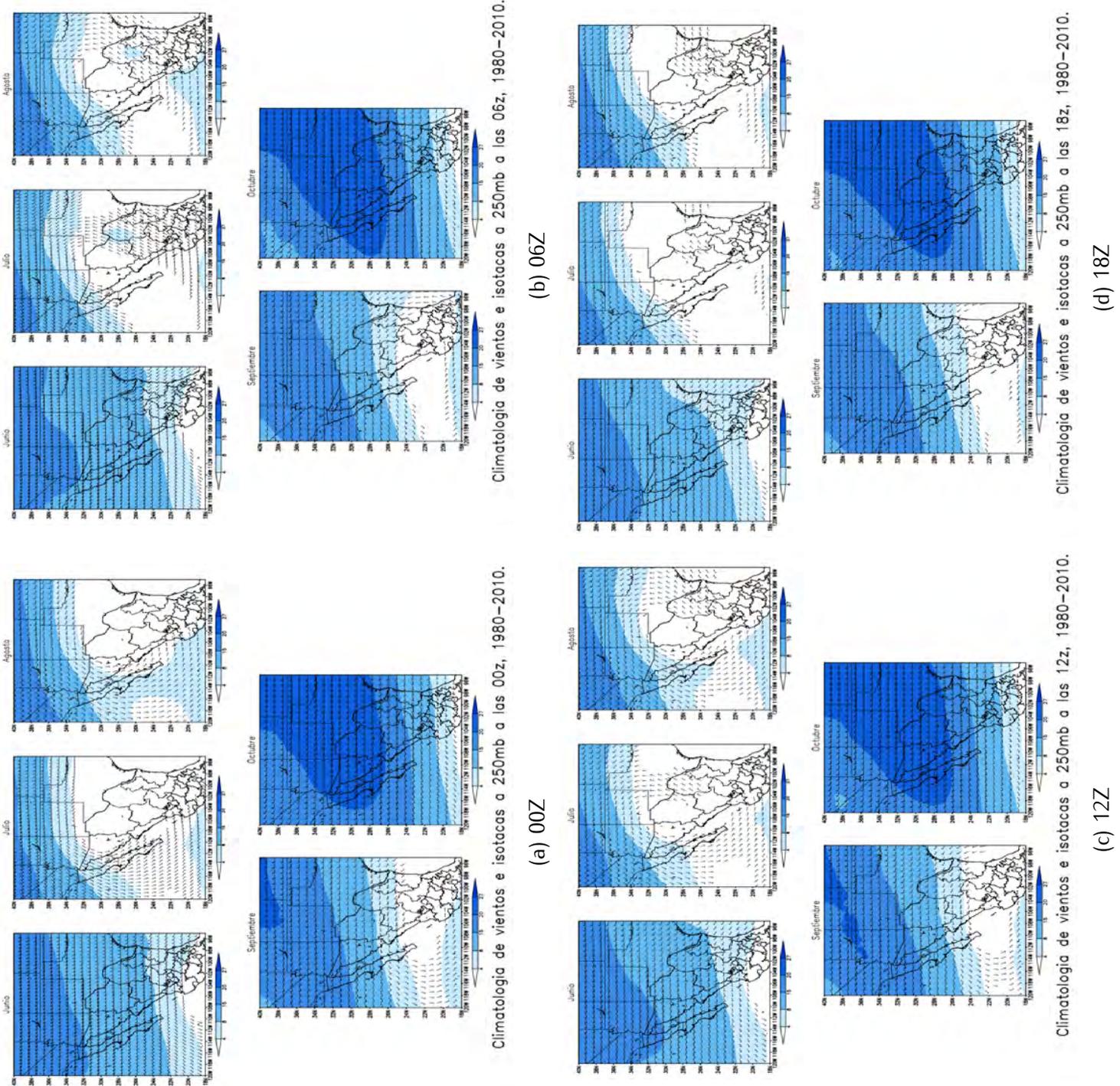


Fig. 3.13: Climatología de vientos con isotocas a 250 hPa cada 3 horas.

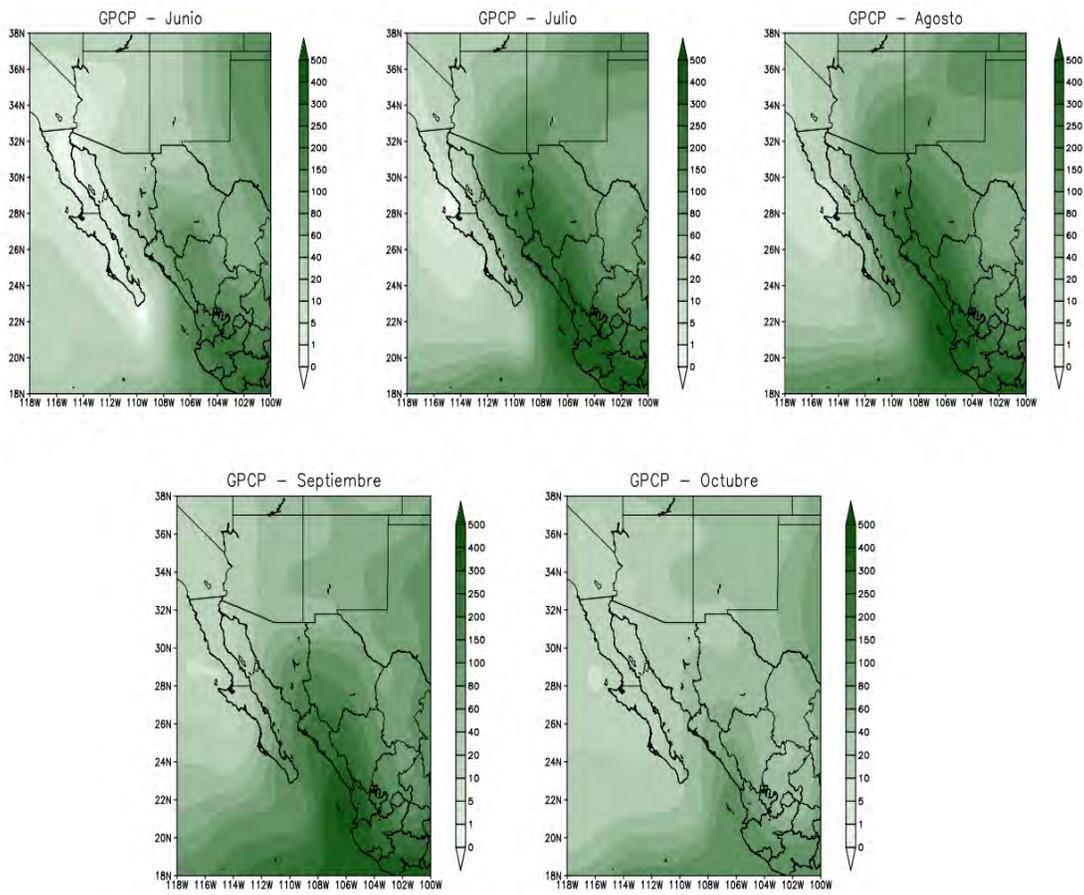
ocurra divergencia en estos niveles.

Estas climatologías muestran un patrón sinóptico que involucra a dos corrientes de chorro, tal acoplamiento de las corrientes da lugar al ambiente ideal con las condiciones favorables de mesoescala en la región, energía disponible para la convección, etc. para que se dé la formación de tiempo severo en la región del NAM con la formación de sistemas convectivos de mesoescala (Stensrud 1996). Las diferentes posiciones que puedan tener el anticiclón y las variaciones de la (CCNB) a lo largo de la estación pueden ser las que se encarguen de darle los diferentes sabores (variabilidad inter e intraestacional) a las lluvias del monzón mexicano, sumando los efectos de fenómenos transitorios. Trabajos más recientes (Zehnder 2004, Becker y Berbery 2008, Schiffer y Nesbitt 2012) señalan la importancia de comprender la dinámica, el ciclo diurno y del transporte de humedad dado por fenómenos transientes de escala sinóptica en la región del NAM para comprender los mecanismos que disparan la convección.

### *3.4 La precipitación en la región central del NAM*

La climatología mensual de la precipitación para el período de 1980 - 2010 (figura 3.14) muestra el avance del monzón en la región de estudio, valores máximos ocurren durante los meses de julio y agosto. El máximo de precipitación se observa a lo largo de las laderas de la Sierra Madre Occidental (SMO).

Este patrón es muy particular en la región y tiene marcadas diferencias con el comportamiento de las lluvias en otros lugares. Para ver las diferencias en el comportamiento de la precipitación mensual en diferentes sitios se graficaron histogramas de precipitación acumulada mensual para los sitios seleccionados anteriormente (ver figuras 2.6 y 3.15). Se enfatiza en la región central del monzón mexicano. En Figura 3.15 se observa el patrón de lluvias del monzón, con máximos durante los meses de julio y agosto. El patrón observado para los sitios seleccionados es similar al que se observa en el monzón de la India. La



Climatología de Precipitación mensual (mm)

Fig. 3.14: Climatología mensual de la precipitación (mm/mes) en la región monzónica.

cantidad de precipitación estimada aunque no es tan grande como en el monzón asiático, tiene la forma que caracteriza al régimen del monzón (Douglas et al. 1993).

### Puntos seleccionados para el análisis de precipitación en la región central del NAM

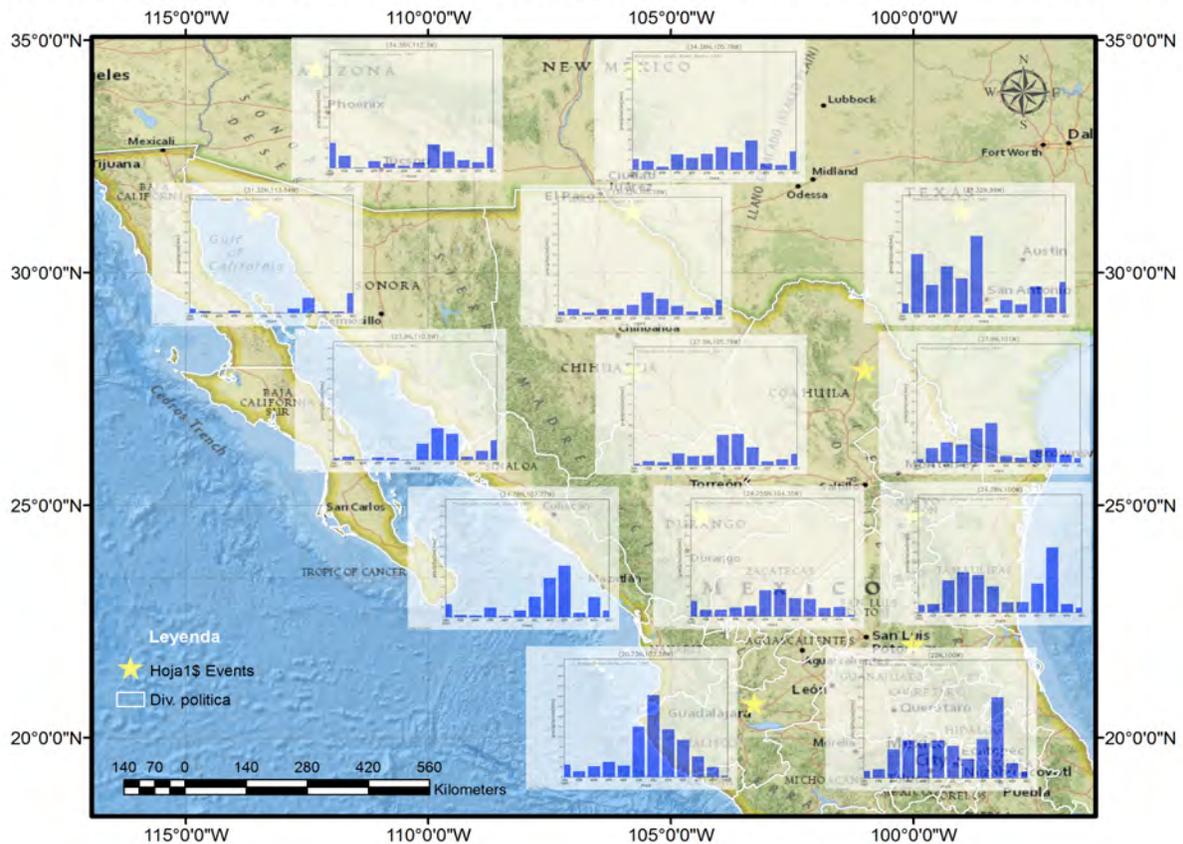


Fig. 3.15: Precipitación mensual (mm/día) en los puntos ubicados por una estrella.

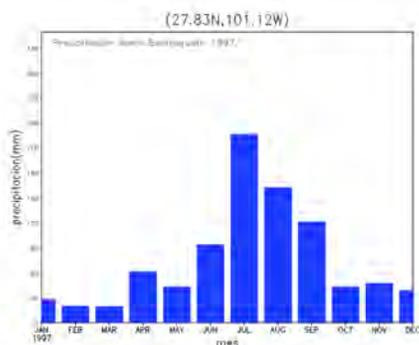
Los histogramas del lado noreste de México, muestran el máximo en la precipitación durante mayo y junio (Texas y Coahuila). Hacia el sur, se observan dos máximos en la precipitación, uno entre abril y mayo y otro en octubre (Nuevo León y San Luis Potosí). Mientras que en la meseta central y al norte, el máximo de precipitación ocurre durante el mes de julio (Texas en frontera con Chihuahua, Chihuahua, Durango) con valores menores a los encontrados en la región central del NAM y en el noreste de México.

De manera similar D93, también mostraron (ver Figura 5 en D93) que los valores más altos de precipitación registrados en algunas estaciones se encuentran en las estribaciones

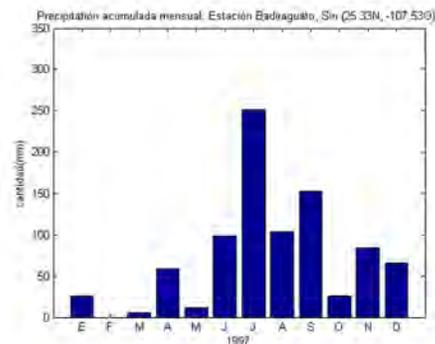
a lo largo del oeste de la SMO e incrementan drásticamente sus valores entre junio y julio. Conforme se avanza perpendicular al eje de la SMO, los valores de lluvia comienzan a disminuir y el máximo tiende a moverse hacia el mes de septiembre, siendo muy rápida la disminución del lado oeste de la SMO, en el lado del GC. Esta distribución en la precipitación se explica como un fenómeno dado por las estribaciones de baja altitud (Douglas et al. 1993) de la región.

D93 muestran máximos para el noreste de México en el mes de mayo y septiembre (ver figura 5 en D93) y con los datos de NARR estos máximos se observan en abril y octubre lo mismo que en algunos de los sitios ubicados al este de la SMO (Fig. 3.15). Al obtener histogramas en los puntos seleccionados por D93 el resultado es similar para los puntos más cercanos a la SMO, pero los sitios más hacia el este muestran dos máximos en junio y octubre para el caso de Sabinas y en junio y septiembre para un sitio seleccionado en Carrillo. La diferencia en los máximos puede estar influenciada por el sitio donde está colocada la estación susceptible a efectos locales, en contraste, los datos de reanálisis o de estimaciones de precipitación cuentan con información interpolada y filtrada, de tal forma que si seleccionamos un punto en la malla de GPCP y la graficamos obtendremos un valor suavizado que representará un área tan grande como sea la resolución de la misma malla (en el caso de GPCP de un grado) generando diferencias como la encontrada entre los valores observado y estimado.

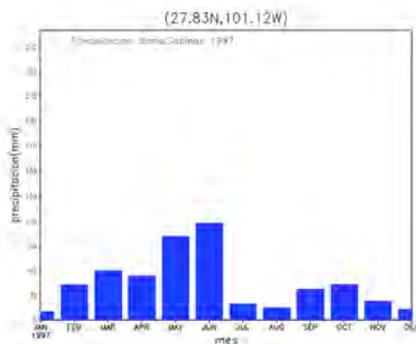
Para tratar de ejemplificar lo comentado anteriormente, en la figura 3.16 se muestran los histogramas de precipitación mensual estimada con datos de GPCP y datos observados en sitios por D93 para su estudio. Observando los datos de la estación de Badiraguato, vemos que, hay un comportamiento o patrón similar en los histogramas, con ocasiones en donde GPCP tiende a subestimar como en el mes de agosto y a sobreestimar como sucede en los meses de Febrero y mayo. La diferencia con Sabinas es mucho más notable, al ver que el mes de mayo fue muy subestimado por el análisis de los datos de GPCP, sin



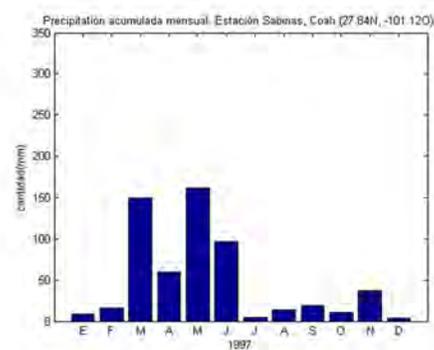
(a) Badirauato GPCP



(b) Badirauato Obs.



(c) Sabinas GPCP



(d) Sabinas obs.

Fig. 3.16: Comparación entre el análisis de precipitación GPCP (izquierda) para algunos de los puntos seleccionados por Douglas et al. 92 y datos de estaciones (derecha). Los histogramas presentan la precipitación mensual acumulada en mm.

embargo, la forma de los histogramas es parecida, lo que significa que los datos de GPCP reproducen bien el patrón de precipitación mensual, poco nos dice de la variabilidad en la precipitación año con año. También podemos notar posibles errores en los datos de precipitación de estaciones, como ejemplo el valor del mes de marzo se encuentra cerca de los  $150\text{mm}$  lo que puede significar un error en las observaciones ya que dicho valor es muy alto para el sitio.

La variación año con año de la lluvia en la región del NAM a menudo es asociada al fenómeno de ENOS, por lo que en la sección 3.7 se discutirá más a fondo acerca de la

variabilidad interanual de ENOS y la Temperatura Superficial del Mar asociada al monzón mexicano.

### 3.5 Variabilidad intraestacional de las lluvias del NAM

Mucho conocimiento ha sido generado sobre la marcha estacional de la lluvia del monzón mexicano, mas poco se sabe de sus variaciones intraestacionales, los mecanismos físicos ligados a estas y de los forzantes de la convección, incluso ante esfuerzos de la talla del NAME y los resultados obtenidos por medio de simulaciones numéricas comentados en el capítulo 1.

Los resultados apuntan a que dicha variabilidad se encuentra dada por fenómenos transitorios como ondas del este (Serra et al. 2010), ciclones, etc. Los estudios para medir o cuantificar sus efectos tampoco presentan una evidencia clara o definitiva de cuál es su aporte para las lluvias monzónicas. Estudios hechos acerca de los períodos activos e inactivos del monzón Asiático como en Rajeevan et al. 2010 mencionan que la escala de tiempo dominante para las variaciones intraestacionales en la circulación del monzón y la convección debe encontrarse entre los 10-20 días y 30-60 días (intervalos típicos entre eventos sucesivos de eventos activos e inactivos) respectivamente y que los cambios que permiten reactivar el monzón se dan debido a la propagación de los sistemas sinópticos generados en la bahía de Bengala hacia el Oeste o bien por la propagación de la zona tropical de convergencia hacia el norte, mas no se da una respuesta física clara a la forma en que estos mecanismos modulan las lluvias.

Una comparación rápida de los histogramas de precipitación en pentadas (figura 3.17) para los puntos seleccionados para la región del NAM y los de Rajeevan (figura 3.18) izquierda) se presenta en la figura 3.18. Las pentadas de precipitación (Fig. 3.18 derecha) muestran periodos alternantes entre poca (inactivo) y relativamente mucha (activo) precipitación a lo largo de la región del NAM, de modo parecido a como ocurre en el monzón

asiático (Rajeevan et al 2010. Para el caso del presente estudio se determinaron períodos activos aquellos en los que la precipitación excede los 2mm/día por más de 5 días.

### Puntos seleccionados para el análisis de precipitación en la región central del NAM

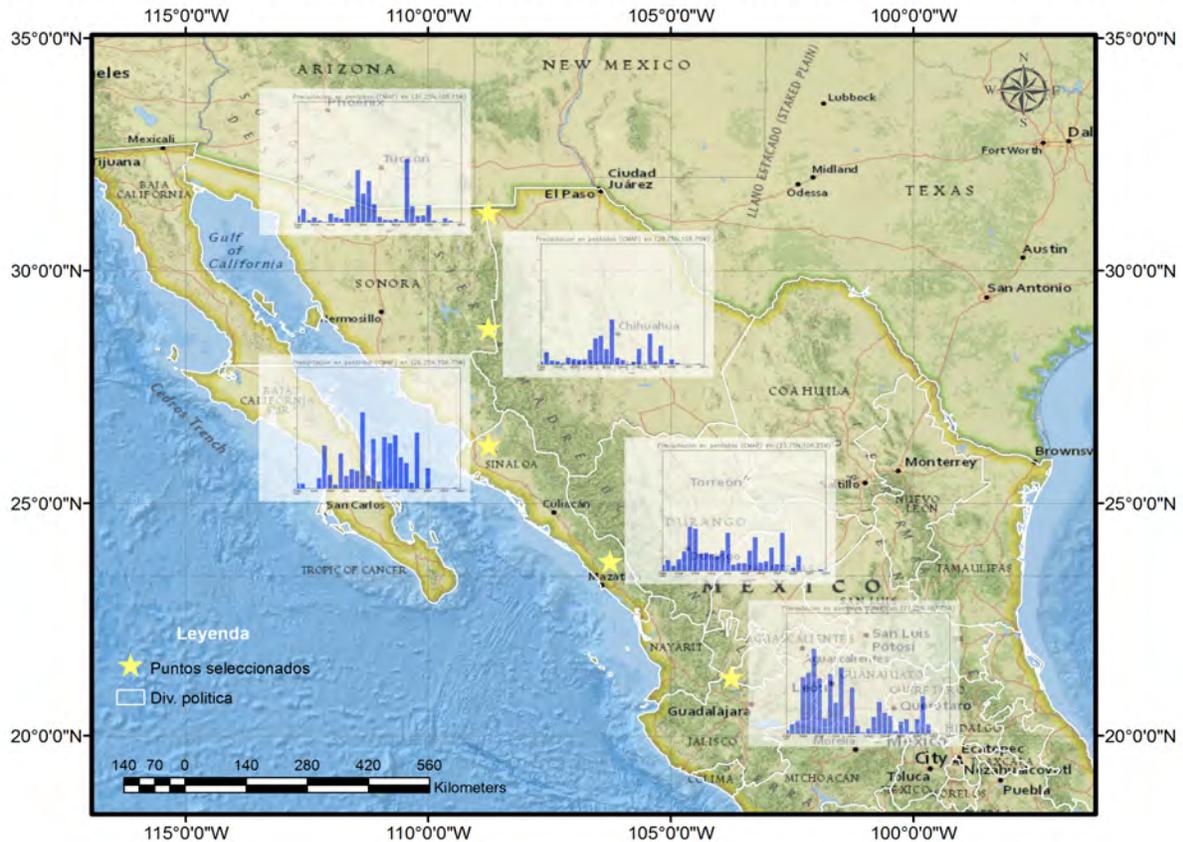
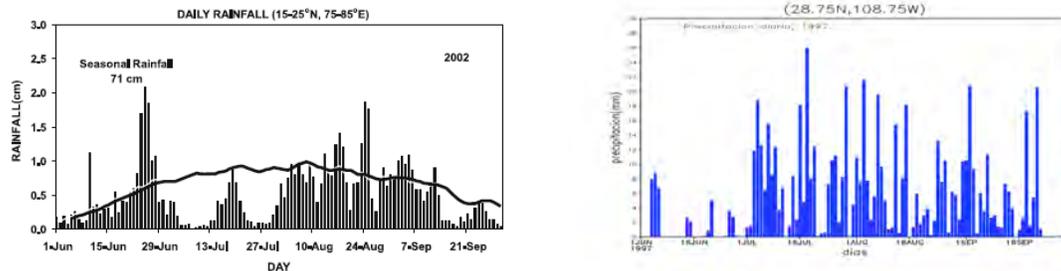


Fig. 3.17: Pentadas de precipitación CMAP en mm/día para los puntos seleccionados de la figura 3.15.

Si bien se dan algunas diferencias (en el caso del histograma del NAM los saltos de mucha precipitación a poca o nula son más bruscos) pueden surgir debido a que como se observa en la Fig. 3.18 (izquierda) se determina por medio de promediar un área lo cual puede suavizar un poco el histograma, también el histograma para la región del NAM puede sugerir que existen fuentes de variabilidad intraestacional de menor escala (llegando a ser de entre 5 y 15 días) siendo entonces importantes las ondas del este, ciclones, sistemas de baja presión, complejos convectivos de mesoescala, etc. Estos resultados se analizarán con



(a) Precip. diaria Rajeevan et al. 2010

(b) Precip. Diaria datos GPCP región NAM

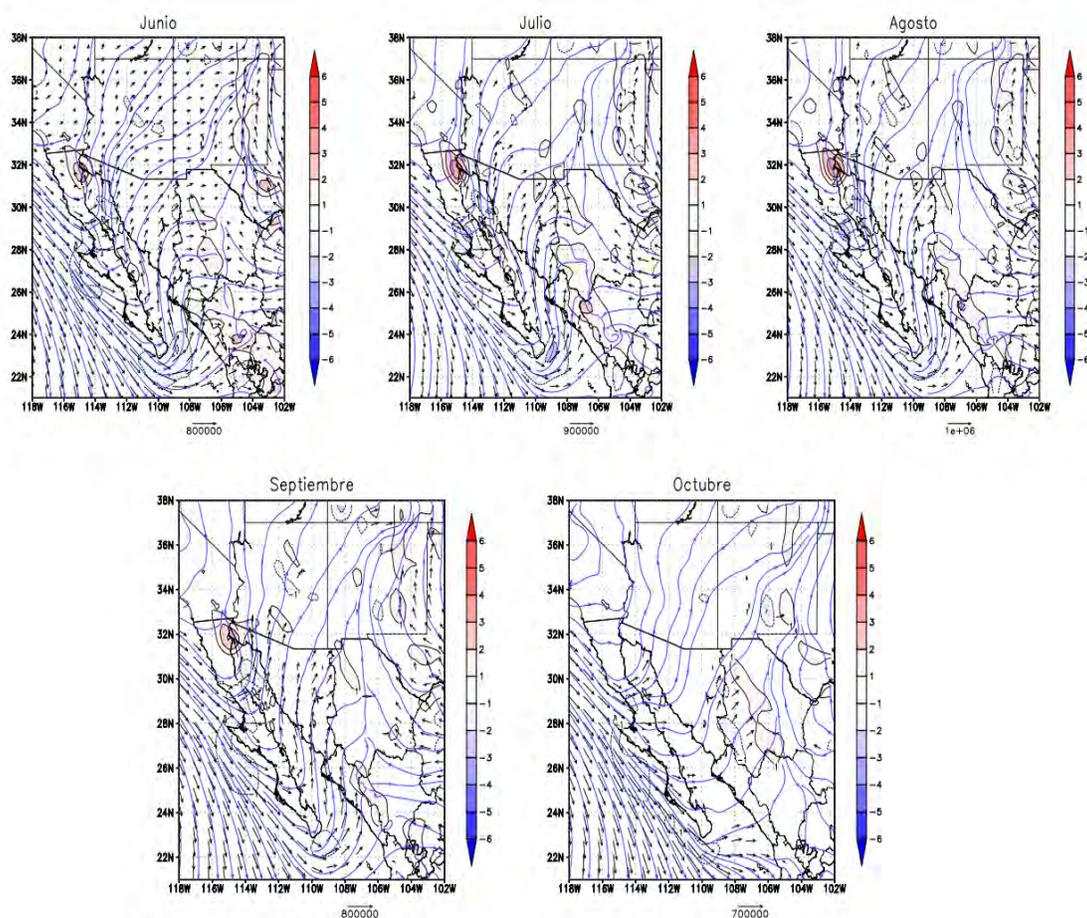
Fig. 3.18: Izquierda, precipitación diaria promediada en la región central del monzón de la India (Tomado de Rajeevan et al. 2010, figura 1) y derecha precipitación diaria en un punto situado en el norte del estado de Sinaloa cerca de la frontera estatal con Sonora, dicho punto se localiza dentro de la región central del NAM.

más detalle en la sección 3.8.

### 3.6 Flujos de humedad

Como ha argumentado Berbery et al (2000) el flujo de humedad tiene una gran influencia de la brisa marina y de valle, siendo tal que, gran parte de la humedad disponible en el Golfo de California es favorecida para ser transportada (divergencia sobre el Golfo) hacia la SMO donde se da convergencia de humedad y después lluvia. Si bien Berbery logra identificar que el ciclo diurno del flujo de humedad está regido por la brisa marítima, no logra obtener un patrón claro de convergencia-divergencia para la climatología mensual y trimestral quedando sin respuesta si el flujo de humedad está dominado por el flujo medio o por el asociado a mecanismos transitorios, además su análisis fue basado solamente para un periodo muy corto utilizando simulaciones (modelo ETA). El análisis más extensivo de las climatologías mensuales por medio de datos de NARR en comparación con Berbery et al. Y Schmitz y Mullen (1996) presenta algunas similitudes y diferencias. La figura 3.19 es una climatología mensual de MFC para el período de 1980 a 2010 y tampoco muestra un patrón

claro de divergencia - convergencia en la región. Solo se aprecia en el norte del golfo de California valores de divergencia durante julio, agosto y septiembre, con convergencia sobre parte de la SMO y hacia el Norte sobre Sonora, Chihuahua y Hacia EUA.



Climatología de MFC mensual. 1980–2010.

Fig. 3.19: Climatología mensual de MFC, región NAM.

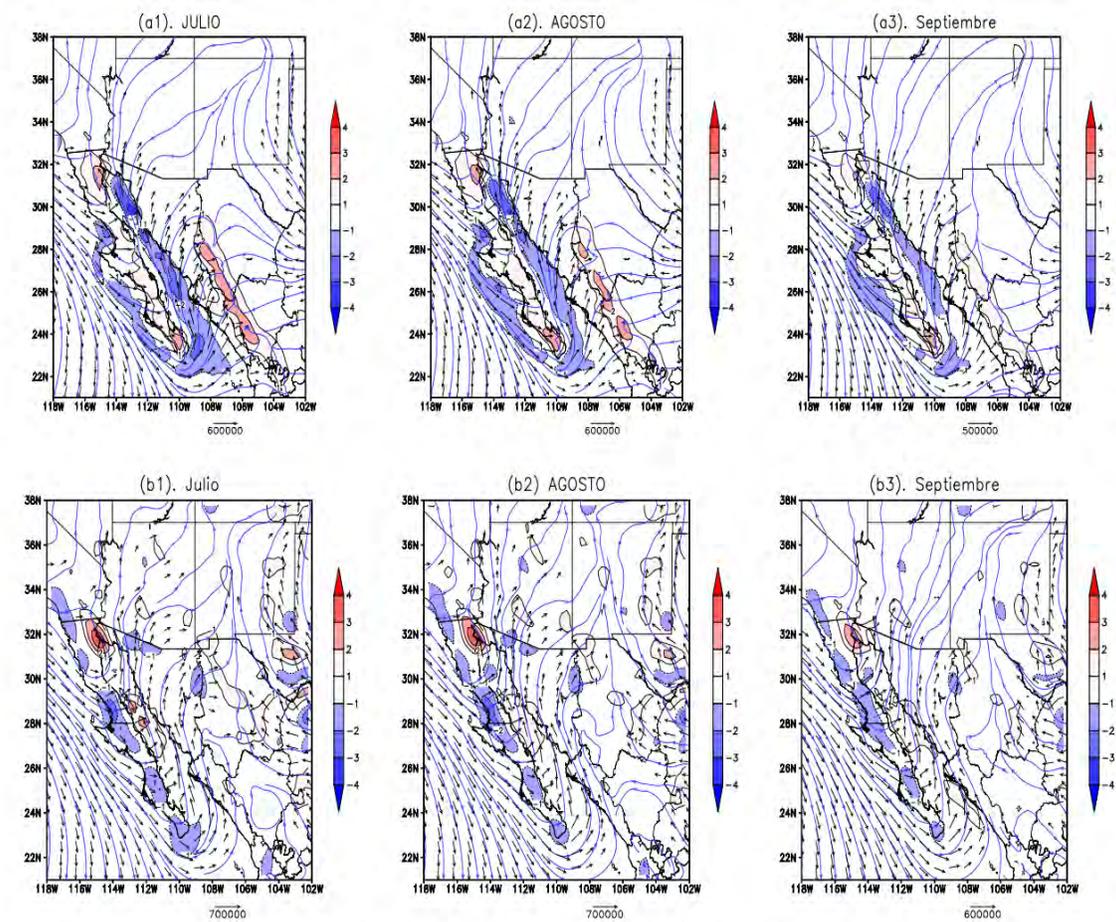
Los vectores de flujo de humedad muestran que durante los meses de julio a septiembre predomina el flujo del sur (sureste) a lo largo de todo el golfo de California, la misma forma la climatología de julio-agosto-septiembre (JAS) muestra flujo del sur, mientras que Berbery muestra un flujo del este para el sur del golfo de California y un flujo del sur muy débil para el norte del golfo de California que no logra penetrar más allá de la boca del golfo (recurva de forma ciclónica), esto se aprecia en la figura 7 de Berbery et al. (2000), el

cual es un promedio de todos los tiempos para el periodo de 1995-1997. El resultado de las climatologías mensuales sugiere que al menos por medio de la metodología seguida no hay forma de relacionar u obtener un patrón de convergencia de flujo de humedad relacionado con las variaciones estacionales o de menor frecuencia, pero si nos permite corroborar la importancia de los flujos de humedad provenientes del Golfo de California para el NAM. Este resultado en gran parte ocurre porque al promediar por mes, trimestre, etc., se hace para todos los tiempos (en nuestro caso 8 pasos de tiempo por día, donde el salto de tiempo es cada 3 horas) entre el día y la noche, lo que filtra el ciclo diurno (Berbery et al 2000).

En la figura 3.20 se muestran las climatologías diurna y nocturna para los meses de julio a septiembre. De inmediato se aprecia que, durante el día, hay un claro patrón de divergencia sobre todo el GC y convergencia sobre la SMO y sobre las costas. El flujo de humedad en la región es del Sur. En el golfo de México (no apreciable en la figura), se tienen valores de divergencia a lo largo de casi toda la línea costera y el flujo de humedad es muy parecido al de las climatologías mensuales, llama la atención en el mes de septiembre que para el ciclo matutino el flujo de humedad sobre el centro del golfo de México es casi zonal, caso que no se da en la climatología mensual total ni en la climatología del ciclo nocturno.

Para el ciclo nocturno, la situación es opuesta, aparece en la mayor parte del GC un patrón de convergencia, salvo en el norte del GC donde aparece una zona con valores de divergencia y en tierra se observan valores de convergencia. El flujo de humedad va de la costa hacia mar adentro en el GC y del otro lado, parece correr paralelo a la costa. Los resultados obtenidos para otras regiones como el Golfo de México (no mostrado), tienen similitud a los obtenidos por Berbery et al (2000).

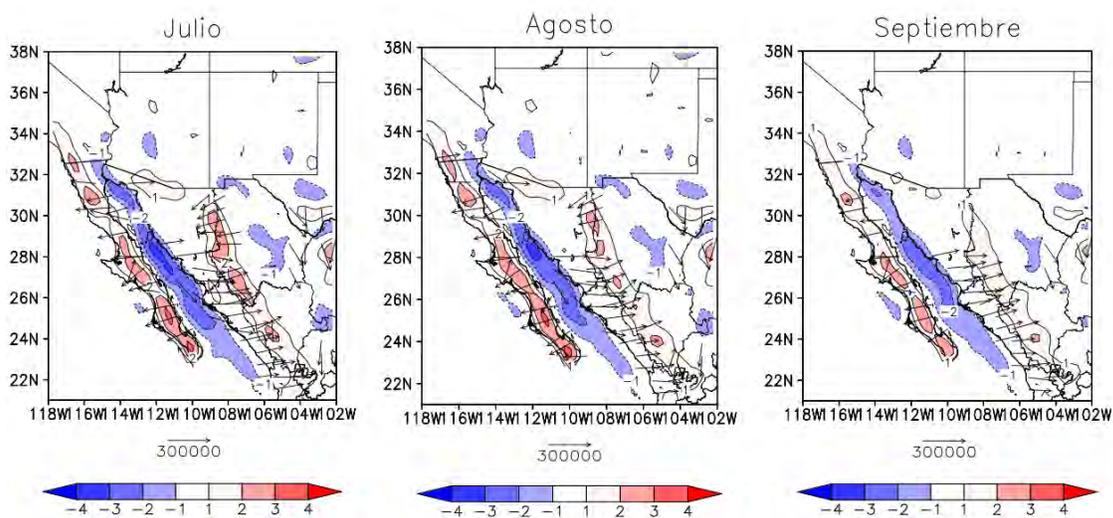
Al obtener la diferencia entre el ciclo matutino y el nocturno se obtienen resultados interesantes (figura. 3.21). Los mapas mensuales muestran un flujo casi perpendicular a la costa del GC, efecto que se debe a la brisa marítima y coincidiendo con Berbery (2000)



Climatología de MFC, diurna (a) y nocturna (b) 1980–2010.

Fig. 3.20: MFC para el ciclo matutino y nocturno de la humedad.

con valores de convergencia en tierra y de divergencia sobre el océano en especial sobre el GC. El flujo de humedad es completamente hacia tierra entrando a las faldas de la sierra y transportando humedad hacia al continente. Al concluir la estación lluviosa (mes de octubre que es cuando el monzón comienza a retirarse) los valores de los contornos de MFC disminuyen. Los valores son máximos en julio y agosto para el MFC verticalmente integrado.



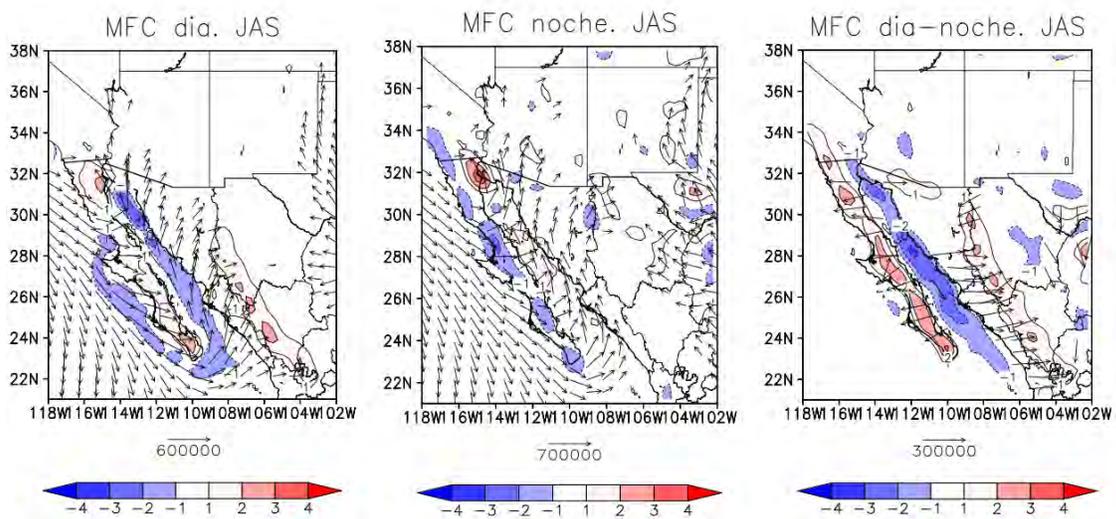
Climatología de MFC, día-noche 1980–2010.

Fig. 3.21: Diferencia de MFC entre el ciclo matutino y el nocturno.

El resultado permite ver el efecto de la brisa marítima a lo largo del Golfo de California.

También se calcularon el ciclo matutino y nocturno para JAS (figura. 3.22). El ciclo matutino, nocturno y su diferencia en el cuál de nuevo aparecen sobre las sierras, valores de convergencia y sobre el GC.

En la climatología del ciclo nocturno para JAS (figura. 3.22) de nuevo aparece un patrón



Climatología de MFC, JAS. 1980–2010.

Fig. 3.22: Climatología JAS de MFC para día (izquierda), noche (en medio) y su diferencia (derecha).

casi opuesto al matutino en algunas partes, como el GC norte, pero a lo largo de la sierra madre durante la noche parece haber poca divergencia de flujo de humedad. Algunas diferencias: Los cálculos hechos con los datos de NARR muestran valores cercanos a 0 o bien, valores negativos (divergencia), por ejemplo en la costa de Sinaloa los valores son 0. En el GC, se obtienen valores positivos en su parte central, seguidos de valores negativos al norte y por último positivos en la costa. En el caso estudiado con NARR, también se observa el patrón casi opuesto al ciclo matutino, este cambio es más notorio sobre el GC que sobre tierra. En la SMO aparecen valores de divergencia y valores 0. Otro detalle interesante es que el autor muestra convergencia de flujo de humedad sobre todo el océano Pacífico este, un detalle que los datos de NARR no pueden ver debido a que el experimento llevado a cabo por Berbery et al 2000 incluyó en su esquema de asimilación datos de observaciones provistos por aviones, productos de vapor de agua verticalmente integrado por medio de satélite y perfiles de viento, lo que puede mejorar significativamente el reanálisis.

### 3.6.1 Promedio cada 3 horas de MFC

Los resultados hasta aquí presentados señalan la importancia de tener un mejor entendimiento del ciclo diurno debido a que en las climatologías mostradas surgen claros patrones de convergencia-divergencia para la región del NAM cuando separamos los promedios en el ciclo matutino, nocturno y la diferencia entre ambos. Analizando a menor escala temporal, podremos ganar entendimiento acerca de cuál es el papel que juegan los procesos locales como la brisa marítima en la formación de lluvia para la región del monzón. Para esto se prepararon promedios a cada 3 horas de MFC.

Centrando la atención en el mes de julio es interesante ver como al transcurrir las horas, cambia el patrón de MFC sobre toda la región. Al llegar a las 15:00 UTC, es notable una disminución de la convergencia y un incremento en la divergencia, por ejemplo para la zona del GC y a las 18:00 UTC, casi la mayor parte del GC se encuentra con valores de

divergencia.

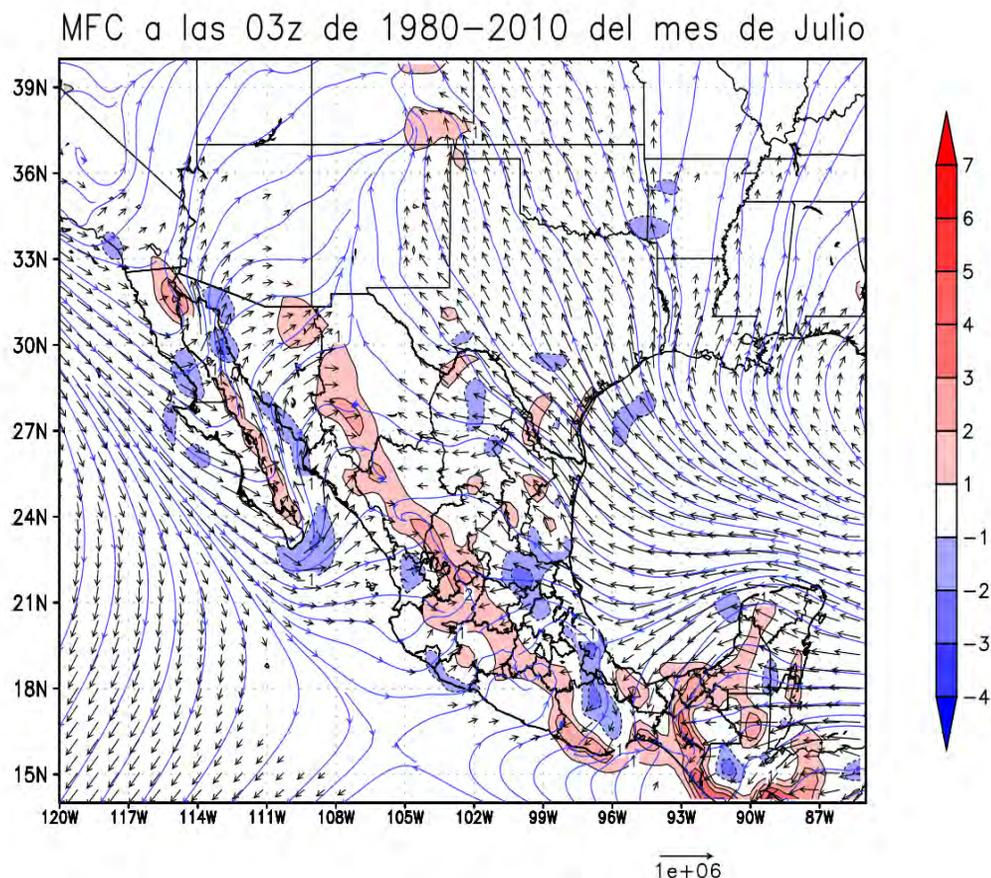
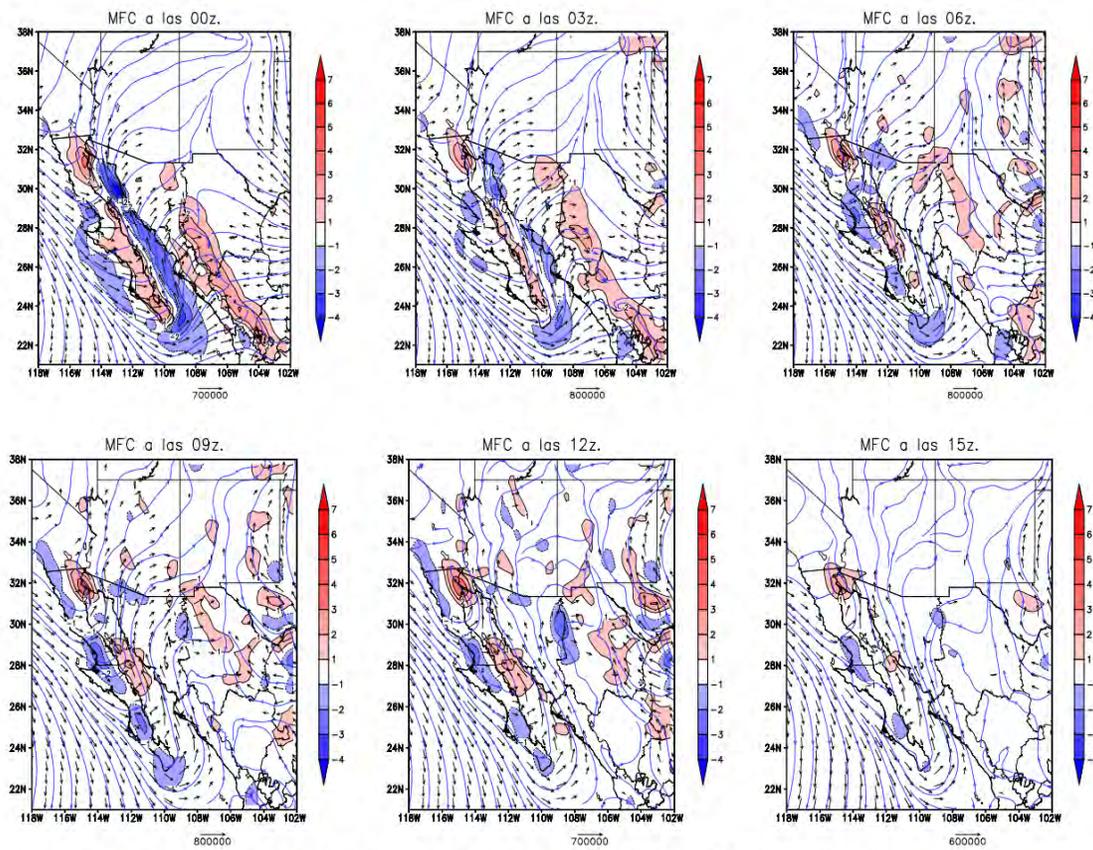


Fig. 3.23: MFC promedio de julio a las 03:00 UTC.

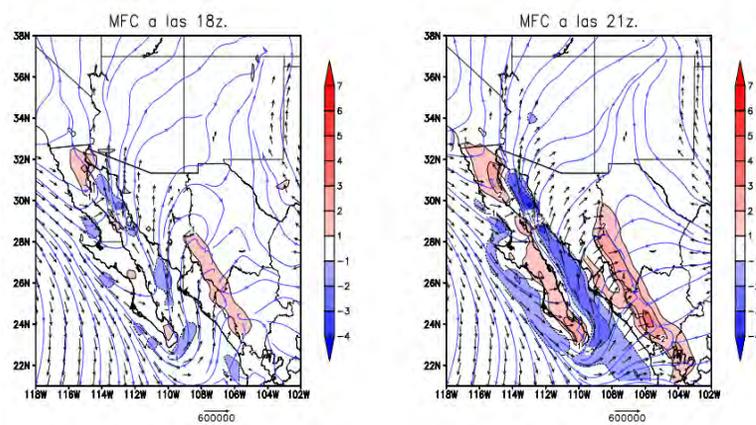
A las 00:00 UTC la convergencia es máxima sobre toda la SMO y Sierra madre del Sur. También hay convergencia en gran parte del noreste de México. Para las 03:00 UTC se empieza a notar el cambio del patrón divergente sobre el GC a un patrón convergente y a las 12:00 UTC ya se observa el inicio de la inversión a brisa terrestre sobre el GC. Nótese que el flujo de humedad proveniente del océano Pacífico sobre el GC es notablemente más intensos que aquellos que provienen del este (golfo de México) para cualquier tiempo (figura. 3.23).

La mayoría de la humedad proveniente del GM entra por el noreste de México más gira de forma anticiclónica y después se adentra hacia las grandes planicies estadounidenses,



Climatología de MFC cada 3 horas. Julio 1980–2010.

Fig. 3.24: Promedio largo cada 3 horas para el mes de julio de las 00 a las 15Z.



Climatología de MFC cada 3 horas. Julio 1980–2010.

Fig. 3.25: Promedio cada 3 horas para el mes de julio para las 18 y 21Z.

lo cual refuerza la hipótesis de Douglas de que, al menos para el oeste y noreste de México la humedad proveniente del Océano Pacífico este es de mayor importancia que la del golfo de México y que por lo tanto es la componente que proporciona mayor aporte de humedad en esta región del monzón. Esto también se observa en nuestro análisis.

Las figuras 3.24 y 3.25 muestran las climatologías cada 3 horas del mes de julio hasta el mes de septiembre. En los meses pre y post Monzón se puede ver que el flujo de humedad es significativamente menor que en el periodo de verano.

Al observar la figura 3.24 y 3.25, es notorio que de las 21 a las 06Z, los valores de convergencia sobre tierra y divergencia sobre el GC son máximos. Durante el mediodía y la tarde se da el máximo calentamiento sobre el GC dándose evaporación, y convergencia a lo largo de toda la sierra, teniendo entonces un flujo de humedad tierra adentro. Así durante las noches, ayudada por el ascenso orográfico, esta humedad es elevada y es así que se tienen las tormentas nocturnas. La explicación a este flujo se da por medio del calentamiento diferencial entre tierra y océano durante la tarde, que no es más que la brisa marítima. Este flujo se puede ver reforzado durante un evento de surgencia del golfo. Para las horas de la madrugada este patrón comienza a invertirse y durante la madrugada y la mañana hay convergencia sobre algunas partes del GC y algo de divergencia sobre la sierra y la península. Estos resultados muestran la importancia del ciclo diurno, la brisa marítima y el forzamiento orográfico en la región.

### *3.7 Mecanismos forzantes de la convección en la región del NAM*

Hasta aquí hemos estudiado algunas variables meteorológicas en donde se puede notar si las condiciones sinópticas dinámicas existentes podrían generar un ambiente favorable para la iniciación convectiva y la formación de CCMs. Estas condiciones sin embargo, no son suficientes para explicar por si solas la formación de las lluvias del monzón, por lo que es necesario analizar cuál o cuáles son los forzantes más importantes para hacer el disparo

de la convección durante la estación de verano en la región del monzón mexicano. En esta sección se analizará uno de los mecanismos que a menudo se relacionan con la formación de convección en los trópicos, tal forzante son las Temperaturas Superficiales del Mar (TSM). Así mismo, se hará un análisis sencillo de la variabilidad que este tipo de forzantes puede tener sobre las lluvias del monzón mexicano a nivel interanual e intraestacional. Además se analizarán los índices de estabilidad atmosférica para poder determinar qué tan inestable se vuelve la atmósfera en la región del NAM, en especial sobre el GC y también para darnos una idea de que tanta energía disponible se tiene para convertirla en corrientes ascendentes de aire húmedo y que finalmente en su ascenso se convertirán en lluvia, esto junto con las condiciones sinópticas propicias para tener una atmósfera inestable y por ende convección.

### 3.7.1 La temperatura superficial del mar como forzante y su variabilidad

La variabilidad de las lluvias a nivel interanual ha sido ligada a ENOS en el monzón de la India (Webster et al. 1998, Torrence y Webster 1998, Shukla y Paolina 1983) afectando con sequías durante años Niño y con lluvias abundantes en la fase opuesta (la Niña). Este tipo de teleconexiones son muestra de la existencia de una relación fundamental entre ENOS y el monzón de la India de tal manera que su variabilidad intraestacional e interanual está relacionada con ENOS (Hoyos y Webster 2007; Chou et al. 2003).

Para el caso del NAM, Englehart y Douglas 2006 apuntan a que existe conexión entre este y su variabilidad intraestacional e interanual sin embargo los modos de variabilidad intraestacional que tienen mayor correlación con la lluvia total estacional no se relacionan de forma clara con ENOS, también los resultados de Englehart y Douglas (2006) sugieren que mucha de la variabilidad en la lluvia está dada en escalas de tiempo más cortas que una estación y en escalas espaciales subregionales (tales como los complejos convectivos de mesoescala -MCCs por sus siglas en inglés) . Estos estudios muestran que no hay una

evidencia contundente de cuál es la conexión que existe entre ENOS y las lluvias del NAM ni una relación directa entre ambos (Englehart y Douglas 2006; Gutzler 2004). Englehart y Douglas (2006) infieren esto a partir de las diferencias en las series de tiempo entre únicamente dos estaciones meteorológicas, una localizada en Arizona y otra en Sonora, lo cual permite poner en duda si es estadísticamente significativo para toda la región del NAM. Otra posible fuente de variabilidad intraestacional es PDO, Englehart-Douglas (2006) muestran que una fase positiva de PDO se encuentra asociada con más lluvias en el suroeste de EUA y noroeste de México junto con condiciones la Niña en el pacífico. Gutzler (2004) también analiza las posibles influencias de El Niño y PDO en la variabilidad interanual de la precipitación.

Esta sección retoma el estudio de la variabilidad estacional e interanual en el NAM analizando las climatologías de la TSM mensual y buscando conectar a partir de estas climatologías la variabilidad de la alberca de agua caliente en la región de relevancia para el estudio ¿Existe una relación entre TSM y convección en la región? También se discuten los resultados de las anomalías de la temperatura durante años Niño (1997). La importancia del análisis de las TSM radica en que siendo el golfo de california una fuente importante de humedad para la región del NAM, la variabilidad interanual y estacional podrían estar conectadas a ENOS y por lo tanto servir de predictor para las lluvias del monzón y de ser así, la importancia de los procesos termodinámicos en su interacción con la atmósfera tendrían gran importancia a nivel regional (escalas intraestacionales y menores) en las lluvias del monzón.

### 3.7.2 El ciclo anual de la TSM, la alberca de agua caliente y su posible influencia en las lluvias del NAM

Las climatologías mensuales de la temperatura de superficie del mar (TSM) para el período de 1982- 2010 se muestran en la figura 3.26.

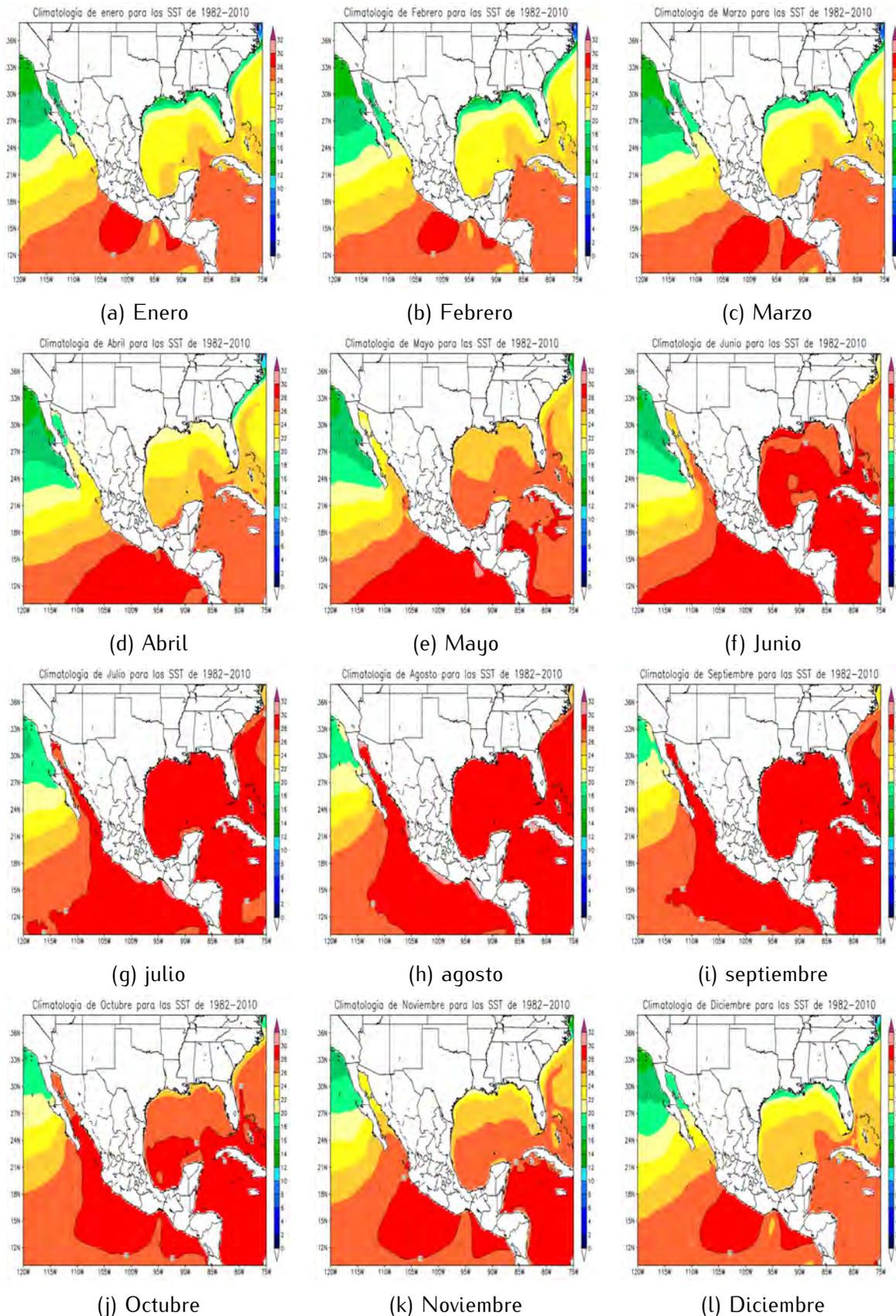


Fig. 3.26: Climatología (1982-2010) mensual de la temperatura de superficie del mar.

En la climatología mensual de la TSM se puede apreciar como a lo largo de todo el año, en promedio, en las costas de Guerrero y Michoacán persiste un área con TSMs por encima de los  $28^{\circ}C$ . Esta área es conocida como la alberca de agua caliente y es en donde las temperaturas cálidas del mar se asocian con convección profunda y con la formación de ciclones tropicales (Palmen 1948, Gray 1968). La alberca de agua caliente es una pieza fundamental en el sistema acoplado océano atmósfera global y sin duda importante para los sistemas del monzón de Asia, África y Australia y desde luego para ENOS siendo entonces fundamental para el sistema climático (Fasullo y Webster 1999, Webster 1987).

La alberca de agua caliente se va expandiendo hacia latitudes más altas siguiendo a la máxima insolación (y de las corrientes oceánicas) y penetra en el Golfo de California a partir del mes de julio y contrayéndose a partir del mes de Octubre hasta el mes de Diciembre. Este es un comportamiento esperado y va ligado al calentamiento proporcionado por el sol y al ángulo de declinación que varía en función de la latitud a lo largo del año. Cabe notar que el área máxima de la alberca de agua caliente no coincide con el máximo de temperaturas debido al calentamiento solar y estacional a causa de la gran capacidad calorífica del océano y a los procesos de mezcla que se dan en el mismo (turbulentos) (Webster 2003). La presencia de la alberca de agua caliente en la región del Golfo de California puede tener importancia para la formación de lluvias del NAM debido a que puede dar lugar a condiciones propicias a la formación de tormentas en la región, así como en el océano pacífico es una condición necesaria (mas no suficiente) para la formación de ciclones tropicales.

Otra característica interesante es cómo las isotermas son casi zonales en el GC durante los meses de Diciembre a Marzo. Para el periodo de abril a junio, se empiezan a "doblar las isotermas" y para los meses de julio a octubre, se encuentran casi paralelas a la costa. Para el mes de septiembre, todo el GC se encuentra con temperaturas altas. En octubre y Noviembre es drástico el cambio de temperaturas superficiales en el GC.

Para los meses de marzo, abril y mayo (MAM) la alberca de agua caliente comienza a incrementar su extensión, sin embargo, sin alcanzar su área máxima que ocurre en los meses de julio, agosto y septiembre (JAS) cuando la profundidad de la capa de mezcla oceánica alcanza su valor máximo (Figura 3.27).

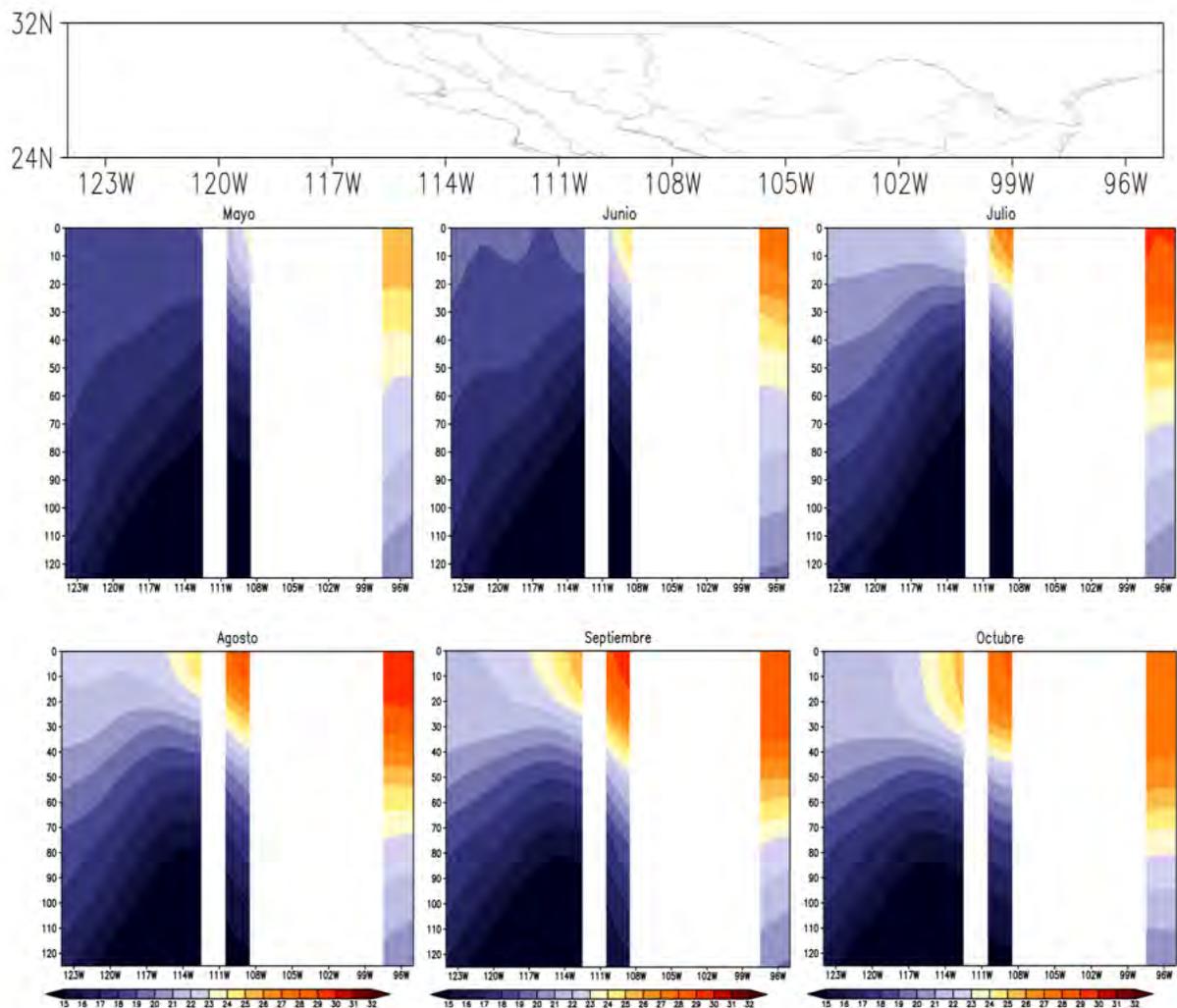


Fig. 3.27: La temperatura del océano en la profundidad (capa de mezcla), corte a  $24^{\circ}N$ , aproximadamente en la boca del GC, para los meses de mayo a octubre. Se aprecia como para los meses de agosto y septiembre la capa logra alcanzar temperaturas de hasta  $29^{\circ}C$  y con una profundidad de hasta 50m. El mapa puesto en la parte superior inicia en la latitud donde se seleccionó el corte. Las franjas blancas en los cortes son tierra.

De las climatologías mensuales (Fig. 3.26) vemos también que, durante los meses de

julio, Agosto y septiembre, el área con temperaturas superiores a los  $28^{\circ}\text{C}$  permanece dentro del Golfo de California. Esta situación convierte a las TSMs en el posible predictor principal de humedad para la región del NAM para la formación de lluvias y podríamos pensar que las lluvias del monzón son principalmente formadas por la interacción del océano con la atmósfera. Bajo esta hipótesis el aire circundante es humedecido y calentado en la atmósfera baja lo que permite que este se expanda y al ser más ligero que sus alrededores tendera a subir (la atmósfera se torna inestable) e iniciar la convección a lo largo del GC y de esta forma ser transportado por los procesos locales como la brisa marítima. Así por ejemplo, la humedad proveniente del GC, junto con el calentamiento diferencial entre tierra y océano, serían los disparadores de la etapa húmeda del monzón en la región, en donde, el área con TSMs superiores a los  $28^{\circ}\text{C}$  es encontrada bajo condiciones propicias para desestabilizar la atmósfera y favorecer la iniciación convectiva siguiendo una relación de vapor de agua atmosférico con la temperatura (relación de Clausius- Clapeyron), esto significa que, a mayor temperatura, mayor cantidad de calor latente será liberada a la atmósfera y es de esperarse convección profunda e intensa en dicha área y más precipitación (Webster 1994).

En el pacifico tropical se observa que a mayores temperaturas superficiales del mar, mayor convección profunda (OLR menor), sin embargo, en el océano Índico, no existe dicha relación lo que sugiere que la falta de correlación entre SST y OLR se deba a que la convección sea controlada por otros procesos, principalmente por mecanismos forzantes dinámicos (Webster et al.1998). La figura 3.28 muestra que, en la región del Pacifico mexicano la correlación entre SST y precipitación no es clara, lo que es una muestra de que el mecanismo forzante señalado anteriormente no es suficiente para aprovechar toda esta humedad y convertirla en lluvia sino que los procesos dinámicos o un factor dinámico para hacer disparar la convección además de la interacción océano-atmósfera son necesarios para poder lograr convertir y transportar esa humedad en lluvia para la región del NAM.

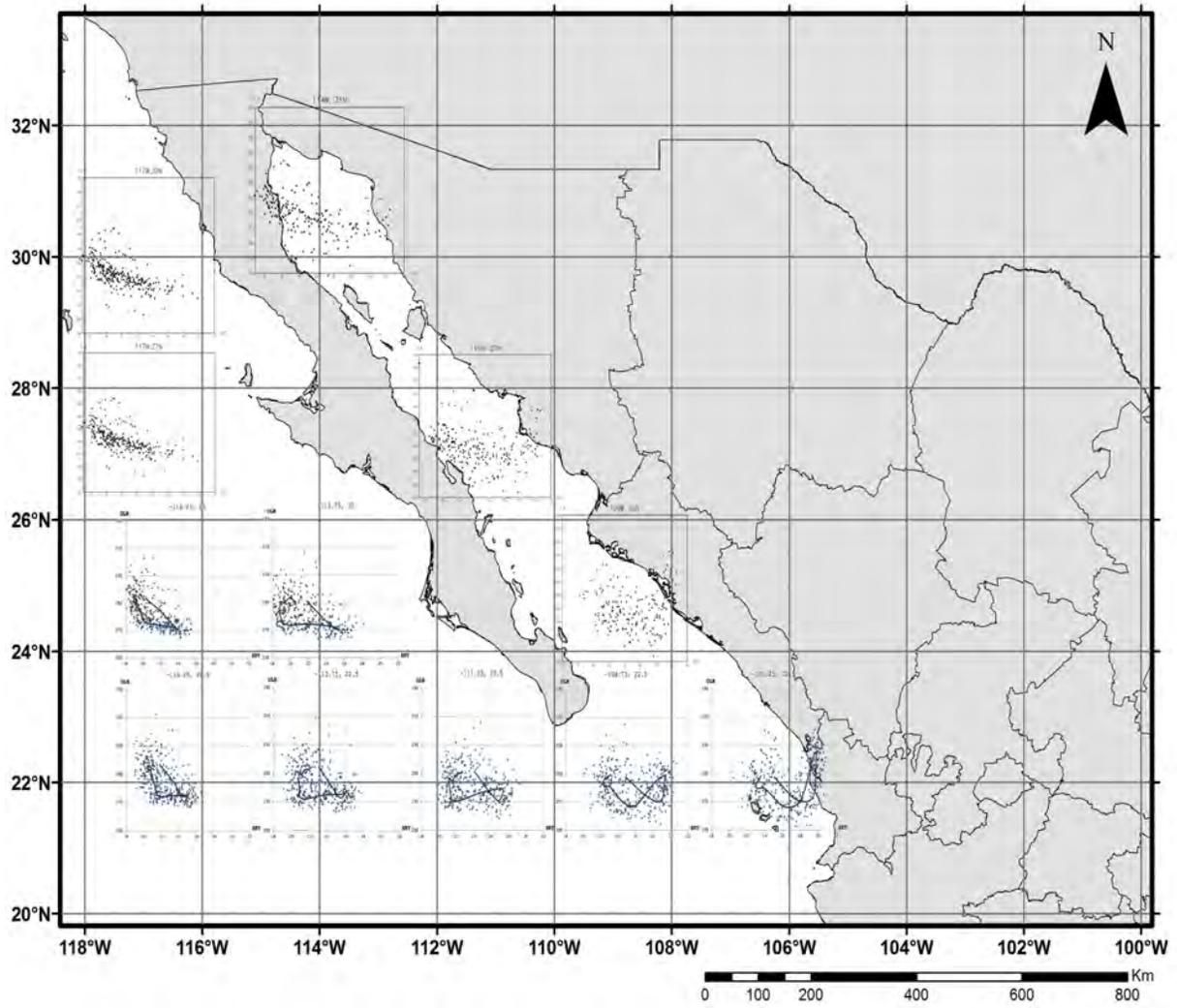


Fig. 3.28: La relación OLR-SST en el océano Pacífico mexicano y golfo de California.

### 3.7.3 La variabilidad interanual e intraestacional: TSMs como mecanismo forzante de las lluvias del NAM

Muchos autores mencionan a ENOS (el Niño y Oscilación Sur) como una fuente de variabilidad estacional para el monzón. Englehart y Douglas (2001) sugieren la influencia de ENOS en las fluctuaciones anuales de las tormentas tropicales, pero no tomaron en cuenta las lluvias generadas por otro tipo de fenómenos (ni de forma más local), por lo que el efecto de ENOS sobre los ciclones tropicales no podría explicar por sí solo la variabilidad interanual en la región del NAM. Las anomalías con respecto a la climatología de 1982 - 2010 para el año 1997 (figura 3.29), un año Niño muy intenso, obtenidas de los datos de SST OI 2, muestran anomalías positivas, sin embargo estas se encuentran más fuertes sobre el pacífico ecuatorial y en el Pacífico noroeste mexicano, a lo largo de la península de Baja California y extendiéndose hasta las costas de Jalisco. Sin embargo no se observa dentro del Golfo de California un efecto considerable. Si tomamos otros años Niño, veremos que las anomalías positivas sobre la región son incluso menores o cercanas a 0 (se hizo lo mismo para el año 1987).

Este resultado, nos dice que si ENOS puede ejercer alguna influencia sobre el NAM, es modesta a escala interanual. Para tener más certidumbre de la conexión entre ENOS y las TSMs del Pacífico noroeste, se puede calcular la anomalía con respecto a las TSM de la región Niño 3.4. Tal procedimiento ya ha sido hecho correlacionando las lluvias del monzón. Gutzler et al. (2004), encontró que la correlación entre el índice el Niño 3.4 y las lluvias en la región central del NAM es baja y con mayor efecto únicamente en la porción más al sur de la región. El restar la climatología de 1982-2010 al año 1997, aunque es un procedimiento burdo, coincide con los hallazgos de Gutzler.

Aunque se observan anomalías en las TSM mayores a  $1^{\circ}C$  cerca de la boca del golfo y en el pacífico noroeste cercanas a los  $3^{\circ}C$  (Costas de Baja California y California) no

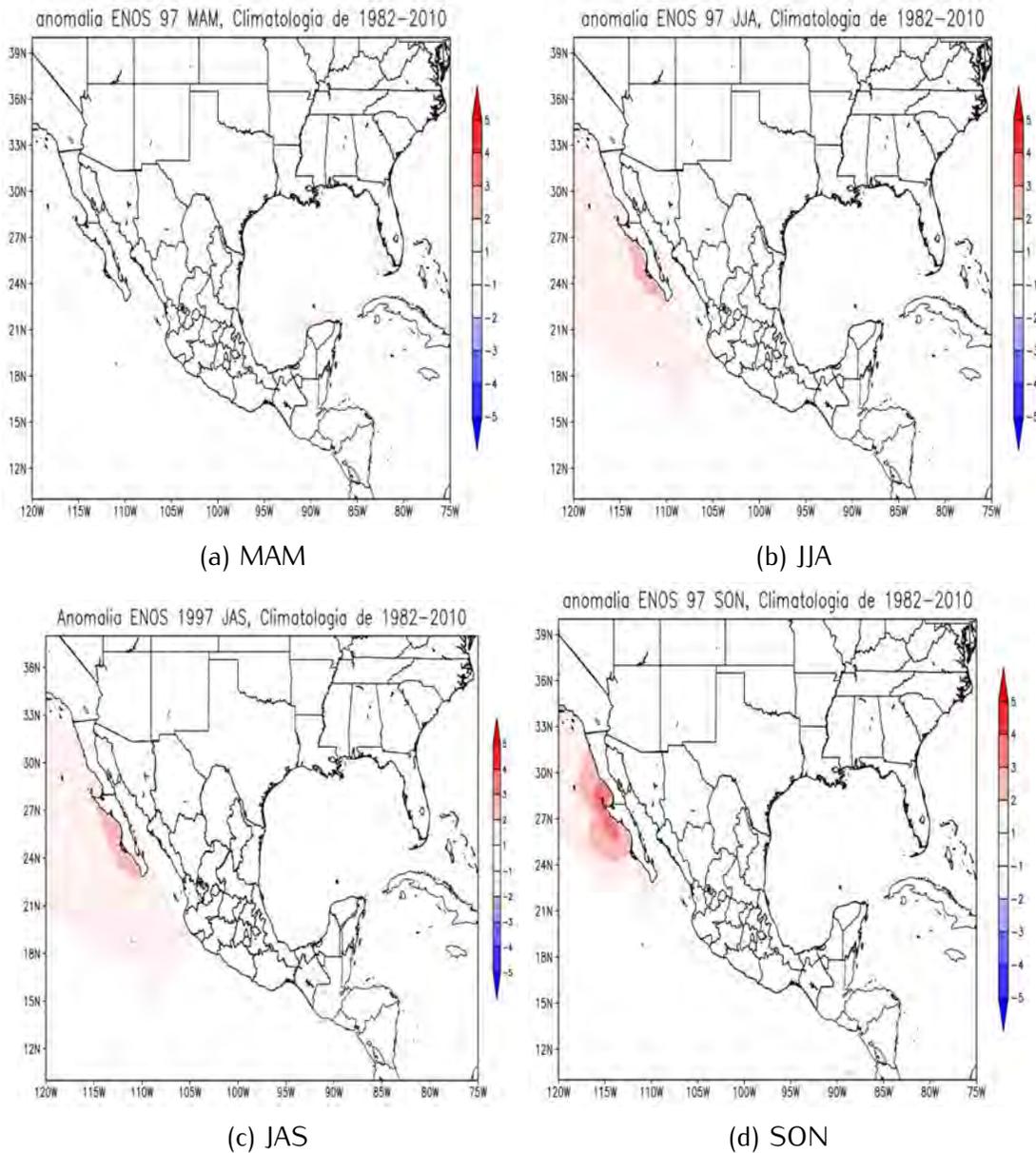


Fig. 3.29: Climatologías estacionales (90 días) de anomalías de TSM para el período 1982-2010.

parece haber cambios significativos en la cantidad de lluvia en la región del NAM si además hacemos una inspección de las anomalías de lluvia. Por ejemplo el año Niño 1987 que fue moderado, al obtener la anomalía de TSMs (figura 3.30), se observan valores prácticamente neutros para todo el pacífico mexicano y unos pocos valores negativos en el GC. En la figura 3.31, en la parte superior se muestra la anomalía mensual de TSM para el mes de julio y agosto de 1987 a fin de tratar de ver si puede existir algún efecto de las TSMs en la variabilidad interanual.

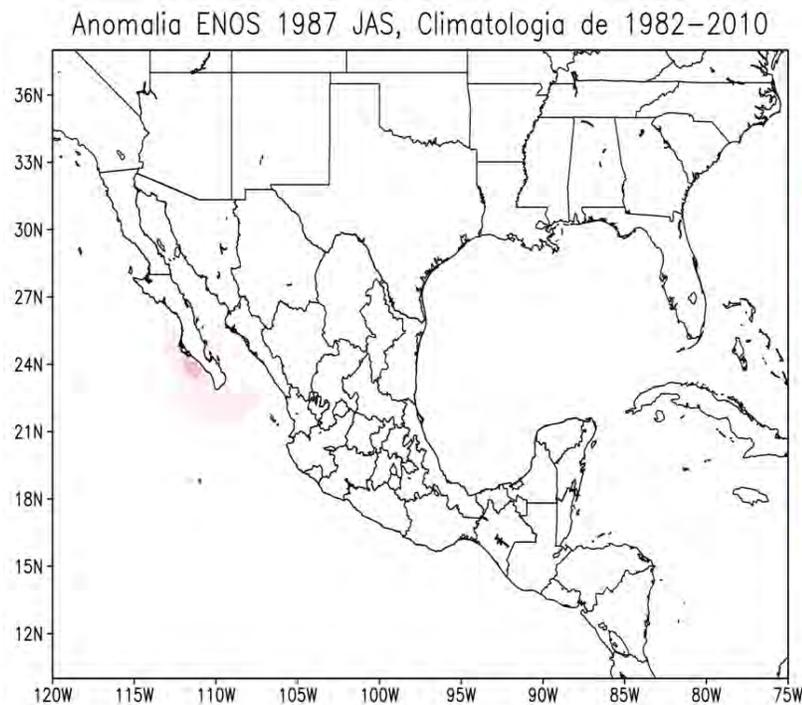


Fig. 3.30: Anomalía de TSM para JAS 1987.

La anomalía en la precipitación del mes de julio, agosto y septiembre de 1987 (figura 3.30) para la región del NAM respecto al período 1981–2010 tiene valores negativos, es decir una cantidad de lluvia por debajo de la media, en especial sobre la región central del NAM. Para el sur de la región central del monzón mexicano se tienen algunos valores de anomalías positivas y para el resto del país también anomalías positivas. Para agosto, la porción este de la región central tiene anomalías positivas.

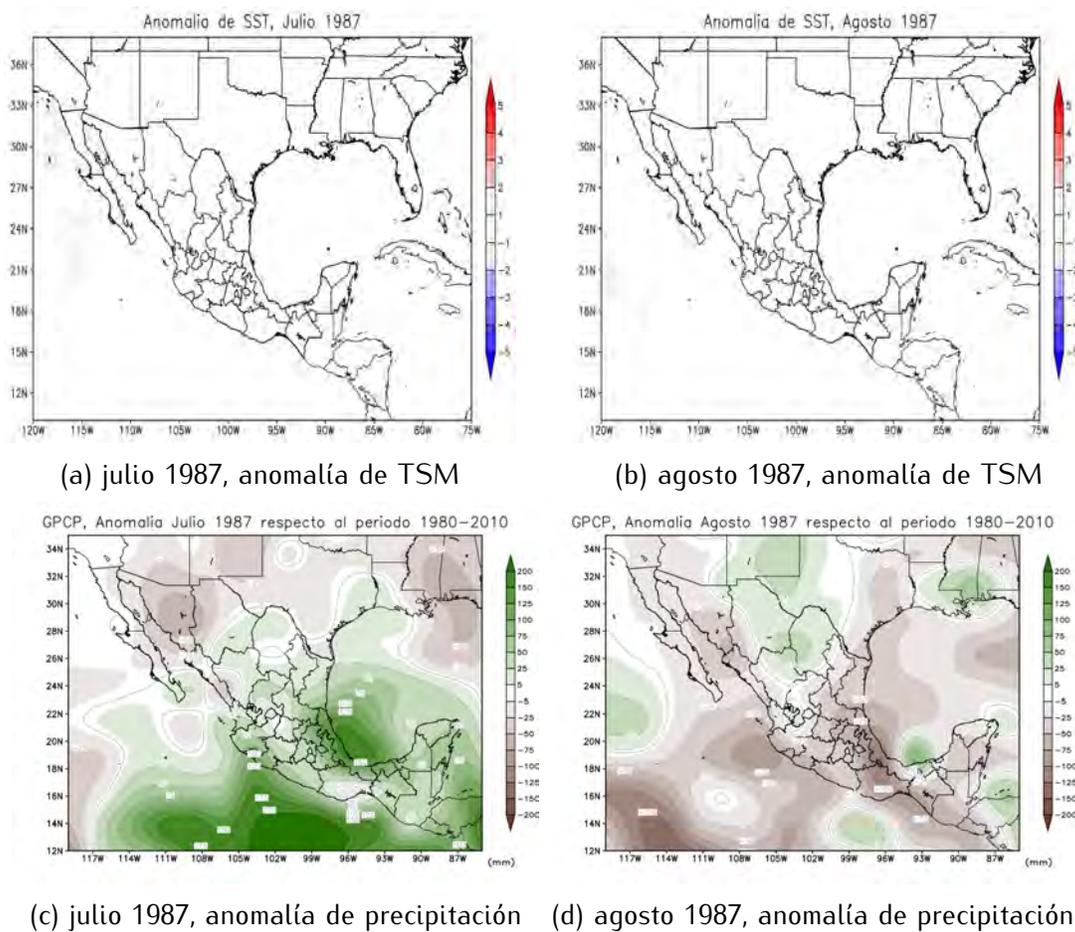


Fig. 3.31: Anomalia de precipitación mensual, 1987 con respecto a la climatología 1980-2010.

Para el año 1997 (figura 3.32), de nuevo vemos sobre la región del NAM una anomalía negativa en la precipitación y en el sur del país predomina también esta anomalía. Para el mes de agosto de 1997, la anomalía se encuentra con valores cercanos a la media. La comparación entre estos dos años Niño en las anomalías de precipitación nos muestra que a pesar de existir una anomalía mucho más grande en área e intensidad en el año 1997 en las TSMs, los valores relativamente más bajos en las anomalías de las TSMs del año 1987 pero de mucho más larga duración (predominaron valores de TSM por encima de lo normal a lo largo de todo ese año) muestran anomalías negativas durante julio y al oeste, a lo largo de las costas del GC en agosto mayores que las anomalías que se observan en 1997, lo que puede ser una muestra de que la relación Niño - monzón mexicano no es tan directa ya que no parece existir una relación Niño-menor lluvia muy clara.

La figura 3.33 muestra las anomalías de precipitación para un año con condiciones normales, en donde se aprecia que para el mes de julio hay anomalías predominantemente positivas para la región del NAM y en agosto negativas en la parte norte sobre Sonora y positivas en la región más al sur del NAM sobre Sinaloa, Durango y Chihuahua.

Por último, la figura 3.34 muestra las anomalías en la precipitación para un año Niña con anomalías positivas para la región del NAM en julio y parte en agosto, siendo entonces predominantes valores por encima de la media.

En las figuras 3.31 a 3.34 se presenta también en la parte superior la anomalía mensual de TSM, en todos los casos mostrando no muy grandes cambios respecto a la media, lo que nos puede llevar a sugerir que la variabilidad de las TSMs a nivel intraestacional, no es clara sobre las lluvias del NAM y que para que estas tengan su efecto sobre las lluvias del monzón, debe de haber otra fuente de variabilidad que aproveche las aguas cálidas para hacerlas ascender y humedecer la atmósfera, por lo que deben de existir diversos mecanismos dominando en la escala intraestacional, esto nos lleva a estudiar más adelante fenómenos transitorios cuyas amplitudes temporales sean del orden de días a un par de

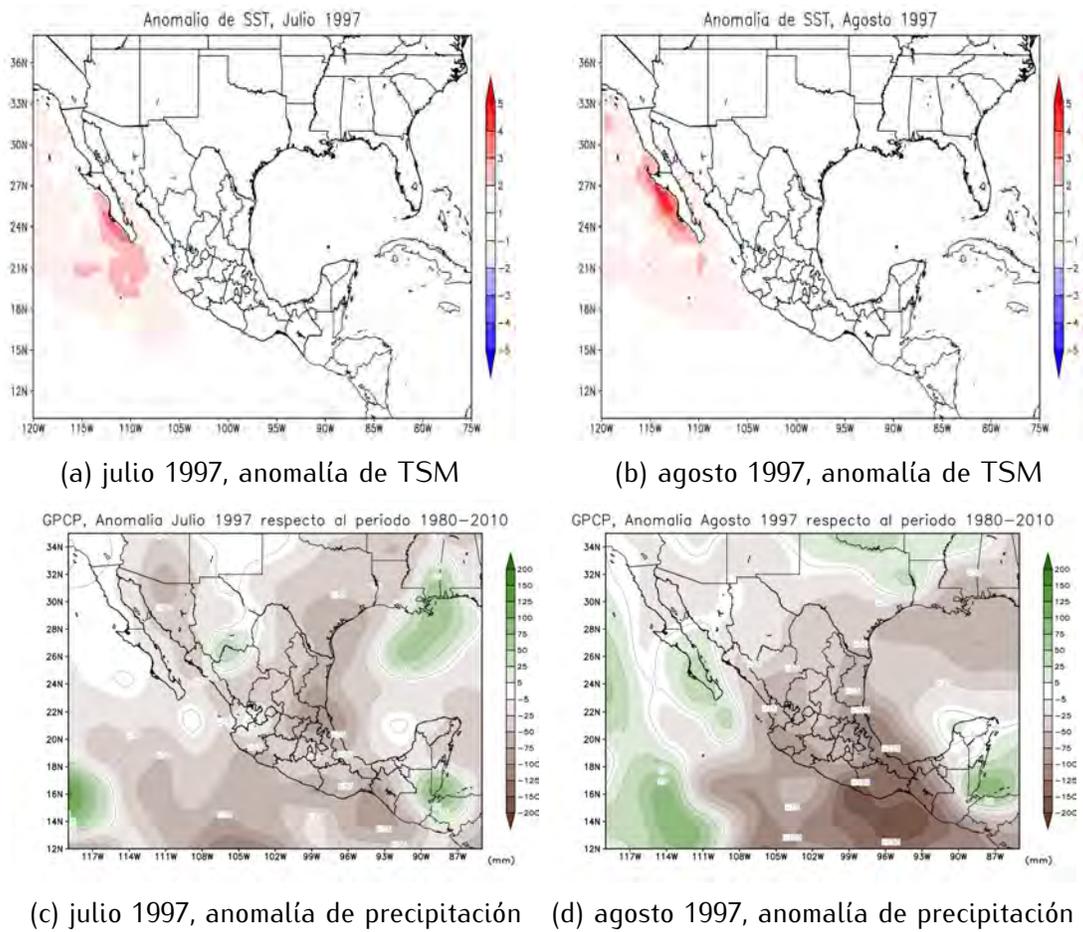


Fig. 3.32: Anomalía de lluvia y anomalía mensual de TSM 1997.

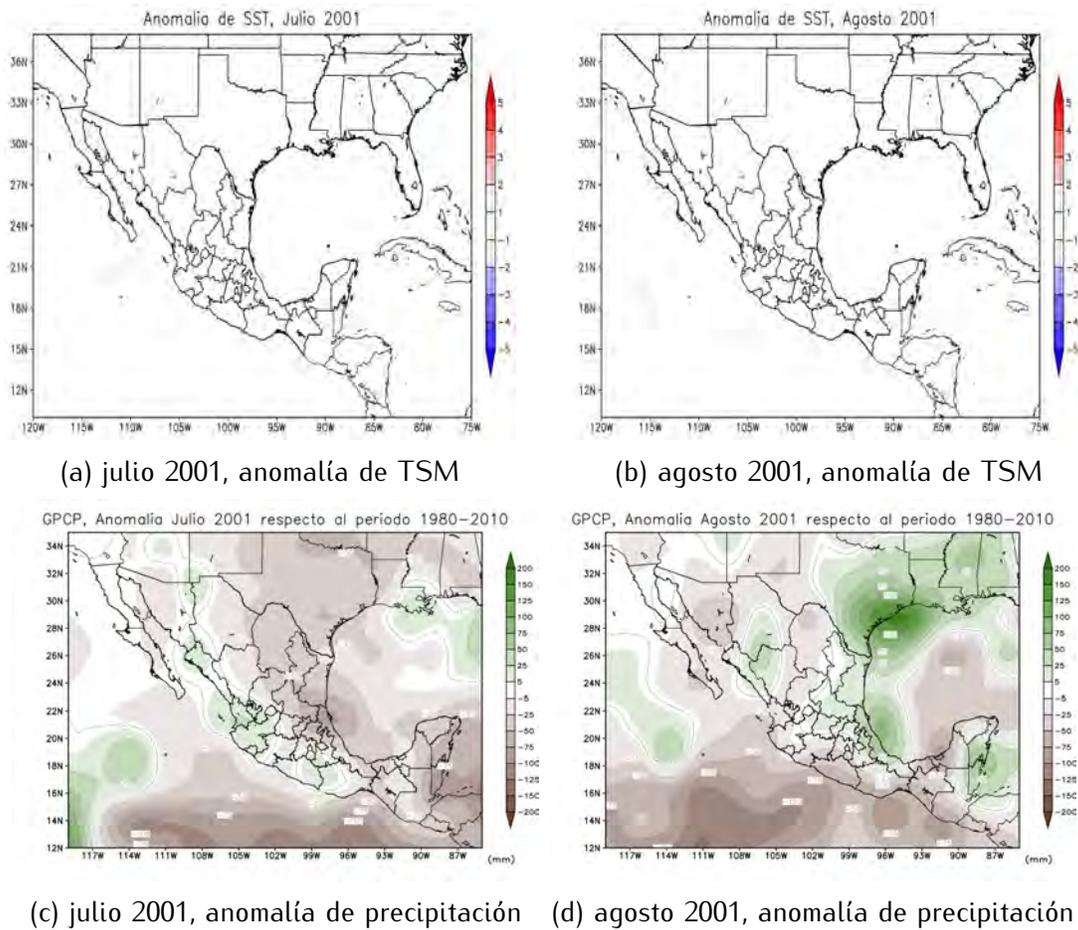


Fig. 3.33: Anomalías de precipitación y TSM para julio y agosto de 2001, año con condiciones normales..

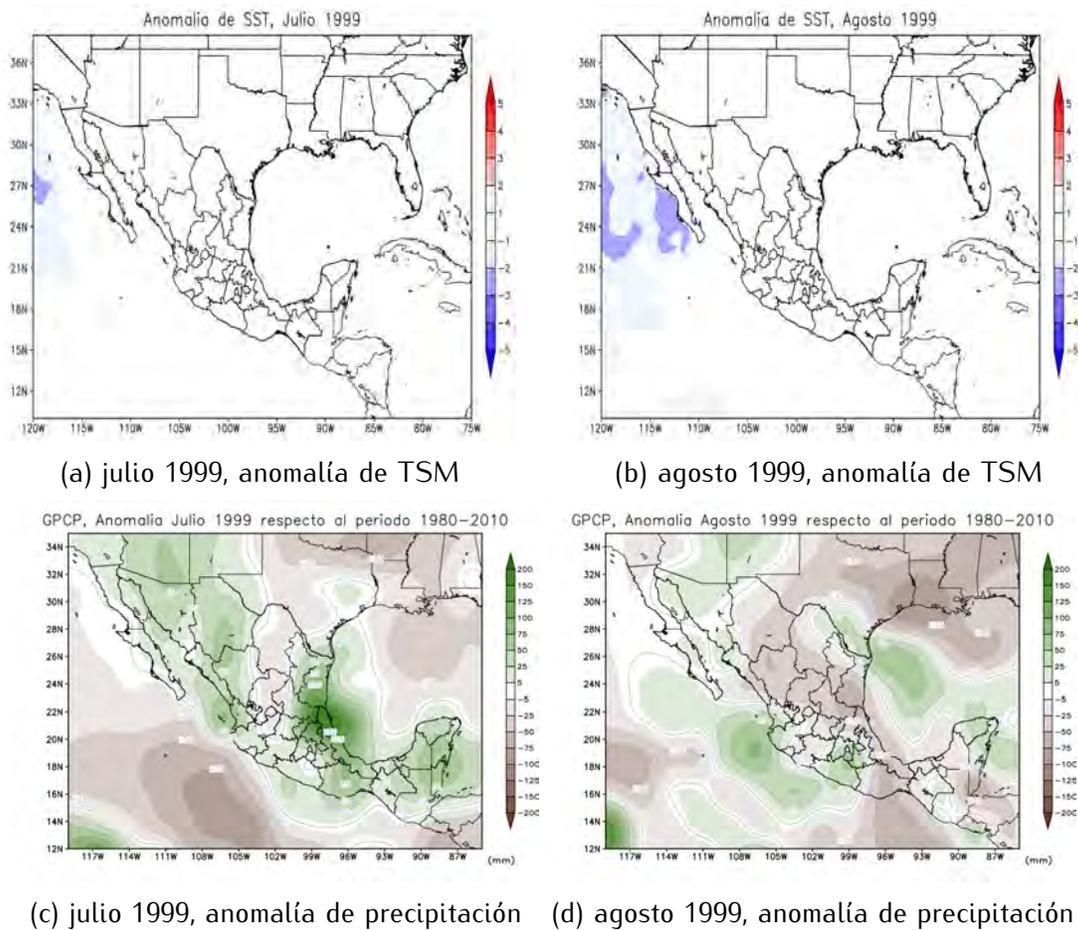


Fig. 3.34: Anomalías de precipitación para julio y agosto de 1999, año con condiciones Niña.

semanas. Esto se expondrá en la sección 3.8.

Los estudios de Higgins et al. 1999 apuntan a que durante años el Niño la conexión es negativa, produciendo monzones débiles (con lluvias por debajo de lo normal), por lo que la variabilidad interanual en términos de ENSO no es del todo clara para la región del NAM. Una forma de entender como estos valores de TSMs repercuten en las lluvias del monzón ocasionando monzones débiles o fuertes es tomando en cuenta que debido a que la anomalía positiva se da en su mayoría sobre las costas del pacífico en baja California debilitaría el contraste de temperatura entre tierra y océano considerablemente ocasionando una disminución en los gradientes de presión y por lo tanto en los vientos en niveles bajos (Carleton 1990). Al no ver una relación directa entre tener anomalías de TSM positivas e intensas con menos precipitación, es razonable pensar que aunque las TSMs suban, la precipitación en la región del monzón recibirá un leve impacto (más no generalizado) que tenderá a disminuir las lluvias en la región confirmando los resultados de Gutzler et al (2004). Otra forma en la que las anomalías de las TSMs impactan en la variabilidad interanual del NAM es que si se tienen en el pacífico norte frente a las costas de Baja California TSMs con anomalías negativas en el invierno, durante el verano se esperaría un inicio temprano del monzón y viceversa aunque se ha encontrado que esta regla no siempre se cumple (Higgins et al. 2000).

### *3.8 Los índices de estabilidad atmosférica*

En la sección anterior se expuso que en el Golfo de California existen temperaturas por encima de los  $28^{\circ}\text{C}$  durante la estación húmeda y que si bien está ahí es deseable saber en qué medida pueden llegar a desestabilizar la atmósfera para dar lugar al ascenso de masas de aire húmedo en forma de convección. Se puede evaluar que tan inestable se encuentra la atmósfera a través de los índices de estabilidad atmosférica. En esta sección se discutirán algunos resultados de los índices y parámetros de estabilidad comúnmente

usados por los meteorólogos operativos para evaluar que tanta energía y que tan inestable se puede volver la atmósfera en la vertical en la región del NAM, tales índices son el CAPE (Energía Potencial Convectiva disponible por sus siglas en inglés) y el índice de ascenso LI.

A lo largo de toda la estación es posible observar suficiente CAPE sobre toda la región del NAM. La figura 3.35 muestra las climatologías de CAPE durante los meses de junio a septiembre. Durante estos meses se observan valores altos de CAPE, en especial para julio y agosto, que son los meses más activos del NAM con los valores máximos cubriendo gran parte del GC.

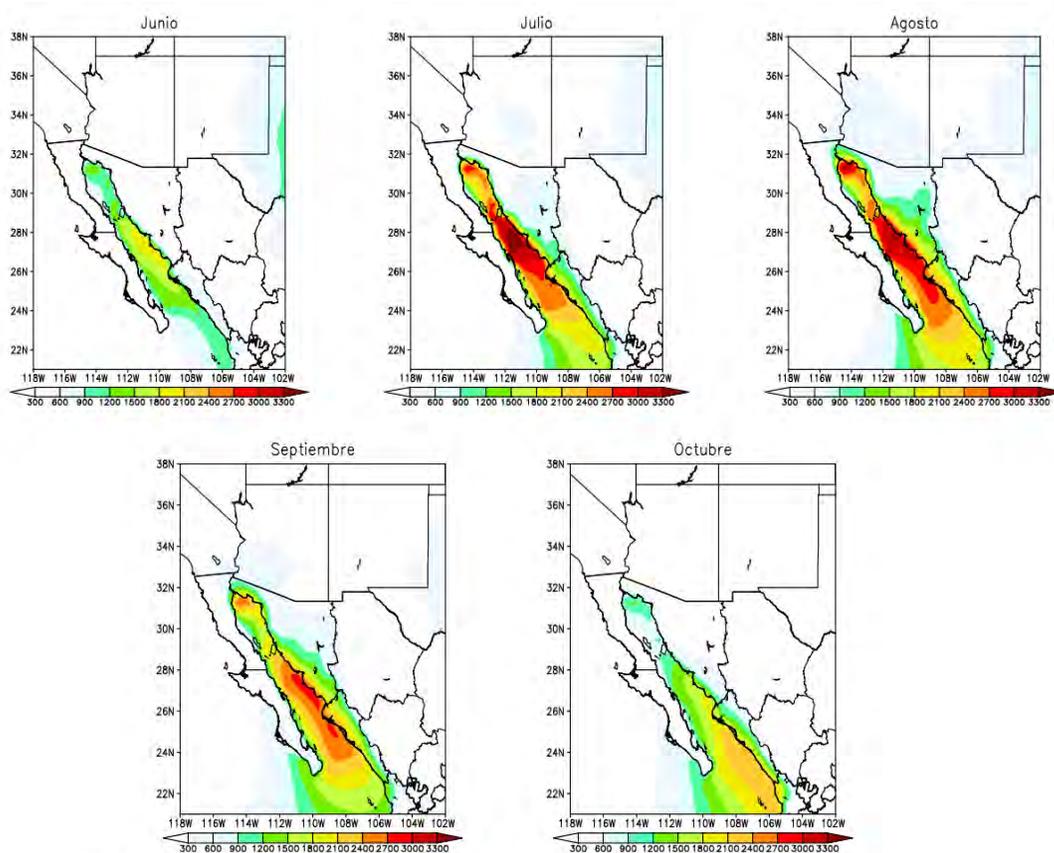
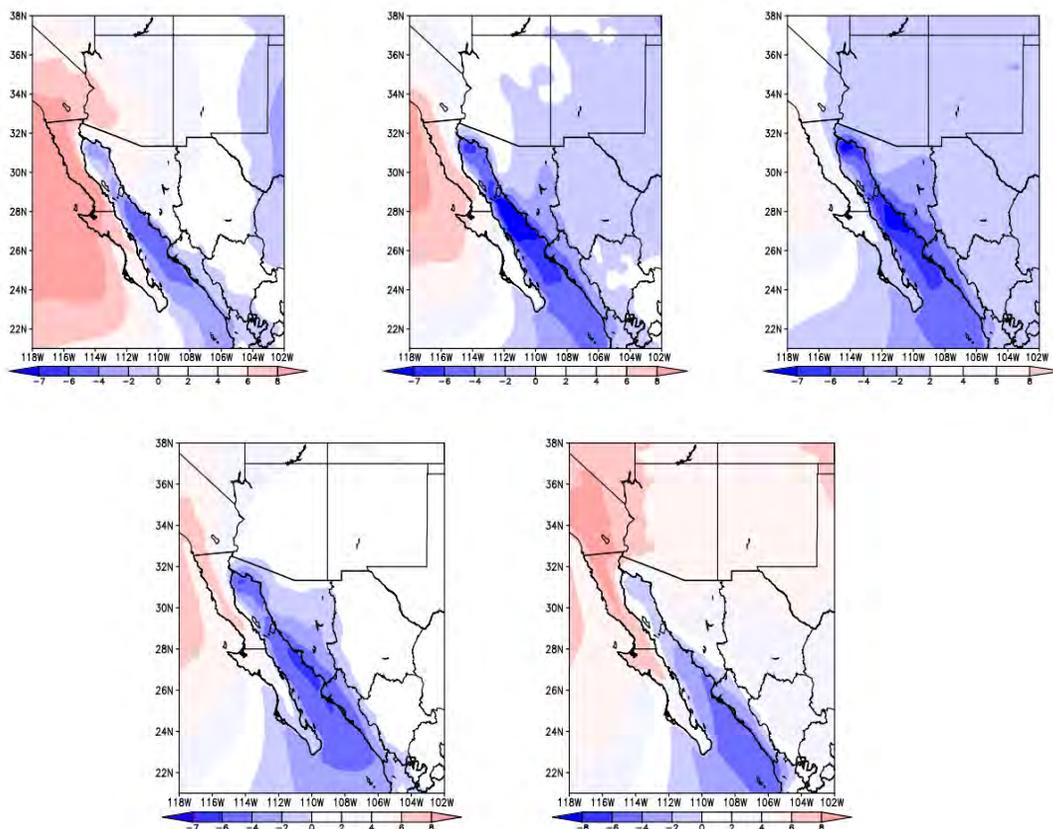


Fig. 3.35: Climatología del índice CAPE.

Los valores de CAPE en la figura 3.35 en colores de rojos a cafés son valores muy

altos, los cuales si empleamos la ecuación 4 en la sección 2.7, dará velocidades de ascenso máximo muy elevadas, por ejemplo, si  $CAPE = 3300 J/Kg$  como se aprecia en la figura 3.35 durante julio y agosto en el centro del Golfo de California tendríamos velocidades verticales máximas de  $81 m/s$ , lo cual es una sobreestimación que puede llegar a ser de 2 veces el valor, de tal forma que tendríamos más probablemente velocidades cercanas a los  $40.5 m/s$ . Los valores del índice LI (figura 3.36) muestran valores negativos a lo largo de todo



Climatología de LI mensual. 1980–2010.

Fig. 3.36: Índice LI mensual. Climatología 1980 -2010.

el GC. Los valores de LI que se encuentran entre  $-3$  (los más azules) y  $-7$  se interpretan como valores de moderadamente inestable a muy inestable.

Los resultados de las climatologías de índices para evaluar la estabilidad en la atmósfera muestran que en promedio, durante el monzón se tienen valores lo suficientemente altos

para tener una atmósfera inestable y por lo tanto tiempo severo. Tomemos en cuenta que esto es un promedio de índices de estabilidad y que como tal no se debe de tomar la idea de que estas condiciones de inestabilidad siempre estarán presentes, sino que es mejor pensar que en promedio o de tanto en tanto, se pueden presentar las condiciones propicias de inestabilidad en la atmósfera y que tanto CAPE como LI nos pueden dar una medida de tal inestabilidad, más recordando sus fortalezas y debilidades (Doswell et al. 2006), además en el pronóstico operativo de tiempo severo no siempre tener valores altos en las variables de diagnóstico significa que lloverá, existen más parámetros a considerarse además de los mencionados en la presente sección .

### *3.9 Un caso de estudio: motivación*

Para entender cómo pueden formarse las lluvias del NAM, se plantea realizar un caso de estudio, en el cual se analizan las condiciones sinópticas, índices, etc. Bajo un período que permita aislar el efecto de alguno de estos mecanismos.

Estos procesos o mecanismos forzantes deben de estar acompañados de las condiciones sinópticas ideales para la formación de tiempo severo y de suficiente inestabilidad en la atmósfera. Tales condiciones parecen encontrarse en la región del NAM, ya que los valores de CAPE y LI muestran que se puede tener inestabilidad suficiente en la atmósfera para dar lugar a formación de nubes convectivas, a su vez, la posición del anticiclón del monzón permite el paso de una corriente en chorro en niveles altos y en niveles bajos la formación de una corriente en chorro.

El siguiente capítulo discute las condiciones meteorológicas en un periodo seleccionado para el año de 1997, año que debido a la poca o nula cantidad de ciclones tropicales durante el periodo analizado (verano) y muy activo en ondas del este lo hace idóneo para los fines de este estudio. Se han obtenido antes resultados en casos de estudio en donde se ha intentado conectar la actividad de ondas del este con la actividad convectiva en la

región del NAM y con la formación de surgencias del Golfo, sin embargo estos resultados emplearon simulaciones con modelos de Mesoescala (Stensrud 1997, Adams y Stensrud 2007) o bien, no discriminaron ondas del este de ciclones tropicales, mezclando así el efecto de dos mecanismos transitorios (por ejemplo Adams y Stensrud 2007). El período seleccionado en este caso de estudio podría permitir evaluar el efecto prácticamente aislado de las ondas del este en la región del NAM.

El presente capítulo también pretende sugerir los mecanismos que inhiben o refuerzan la lluvia en la región del NAM para así comprender mejor la naturaleza de los períodos activos e inactivos del monzón siendo las ondas del este uno de los posibles mecanismos encargados de regularlos, por lo que esperamos por medio de este caso de estudio diagnosticar su efecto durante este periodo al menos de forma teórica y recordando siempre que todo se hace basado en datos de reanálisis. A su vez trataremos en forma paralela de plantear de manera teórica un mecanismo conceptual basado únicamente en las condiciones sinópticas y locales.

Esta sección se organizó de la siguiente manera: primeramente se muestra el patrón de lluvias diario y se toman los datos de OLR y viento filtrados y con retraso a fin de ver cómo es que la onda del este interacciona con la región del NAM, al su vez se trata de hacer una relación entre el paso de esta onda y el período activo e inactivo seleccionado, tratamos de responder cuál fue su efecto en el campo de precipitación y si tuvo alguna relación con el paso de activo a inactivo (inactivo a activo). Posteriormente se analizan otros campos con datos de NARR para tratar de identificar condiciones sinópticas que hayan favorecido a la formación de las lluvias durante este período. La última sección discute de forma detallada el mecanismo forzante propuesto.

### 3.9.1 Estudio de caso: 14 al 23 de agosto de 1997: El comportamiento de las lluvias

Las pentadas de la figura 3.17 muestran un incremento en la precipitación a partir del 14 de agosto para la mayoría de los puntos seleccionados (los puntos más al norte no muestran este efecto). De acuerdo a la metodología expuesta para las ondas del este, puede ser representativo de las lluvias asociadas a este tipo de fenómeno.

A partir de esta definición se tomó el período del 14 al 23 de agosto como un período inactivo (2 pentadas) y del 24 de agosto al primero de septiembre como período activo. Para entender las diferencias entre estos períodos se analizaron las condiciones sinópticas en la región. Marcadas diferencias surgen de dicho análisis. El campo de precipitación diaria se muestra en la figura 3.37.

En todos los días es notable la variación en la precipitación en la región del NAM, acompañado de incrementos seguidos de una disminución repentina en la precipitación, por ejemplo del día 15 al 16 de agosto.

### 3.9.2 ¿Las Ondas del este, tienen efecto en la región del NAM? El efecto en la lluvia del NAM dado por el paso de una onda del este

Se identificó una perturbación en 700 *hPa* típica del paso de una onda del este para el día 14 de agosto (una vaguada invertida) la figura 3.38 muestra los vientos y líneas de corriente a 700 *hPa* con datos de NARR mostrando la vaguada invertida en este nivel.

El viento y la OLR filtrada se muestran en la figura 3.39. En ellas se observan valores negativos de la OLR sobre el sur y acompañando al paso de la onda el día 14 de agosto. También se observa un incremento en la velocidad del viento y para el día 15 el viento se torna del sureste e ingresa hacia la región del NAM junto con valores negativos de OLR cerca del ecuador hasta el golfo de California. Para el día 16 y 17 la anomalía negativa de OLR ya no aparece sobre la región del NAM y si bien, la perturbación dada por el

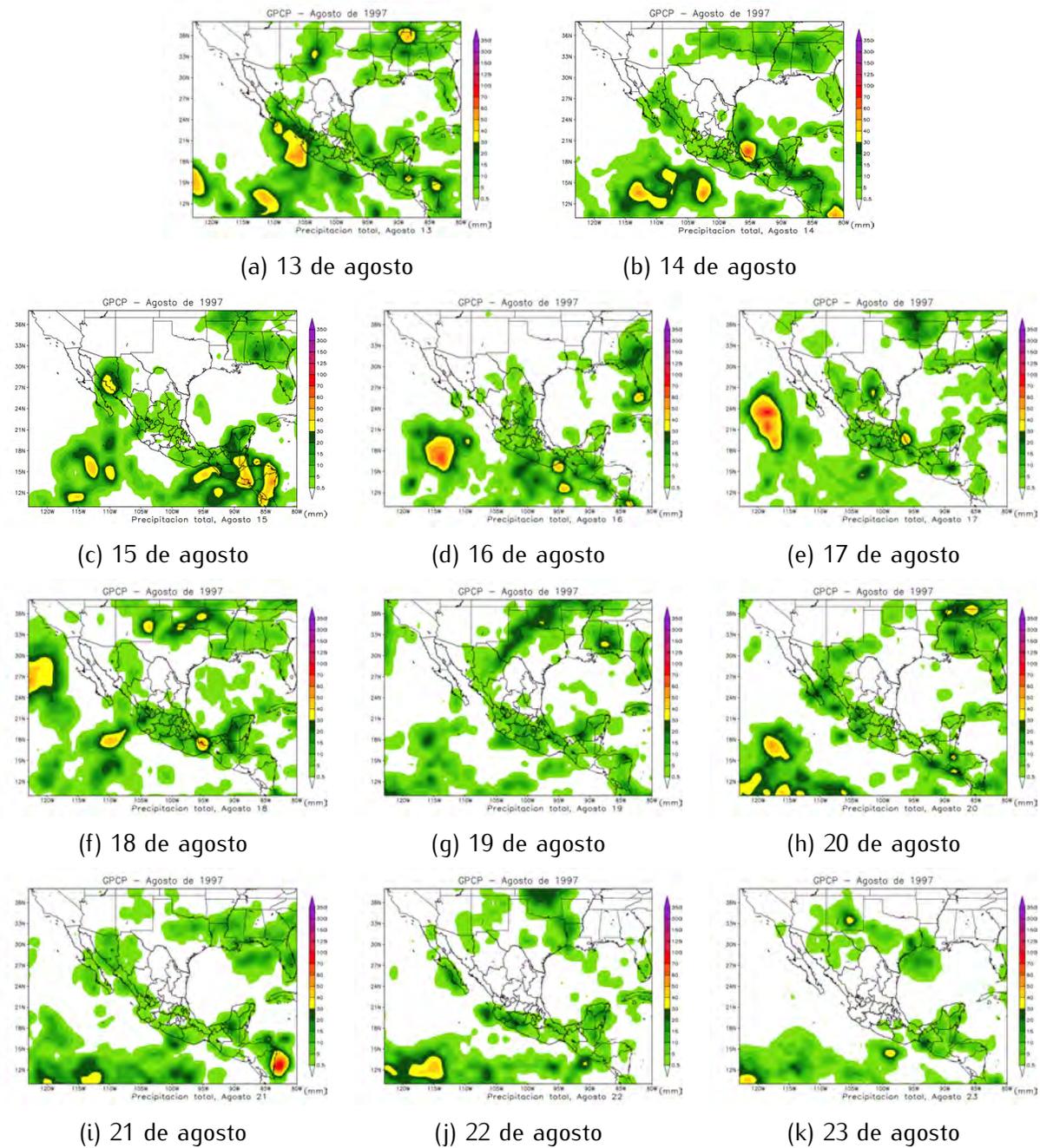
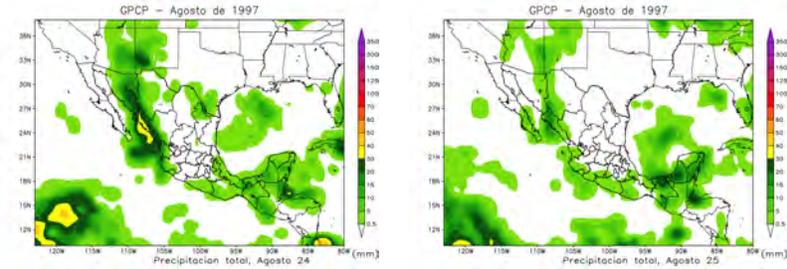
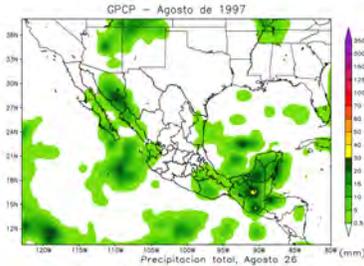


Fig. 3.37: Precipitación diaria (mm) del 13 de agosto al 1 de septiembre de 1997 con datos de GPCP.

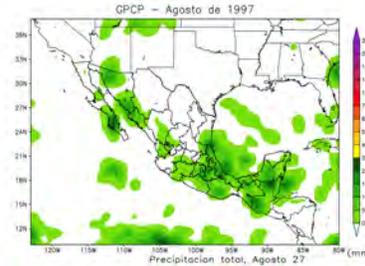


(l) 24 de agosto

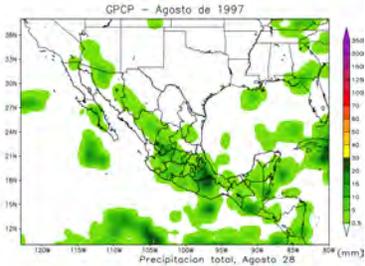
(m) 25 de agosto



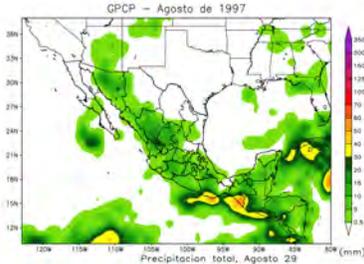
(n) 26 de agosto



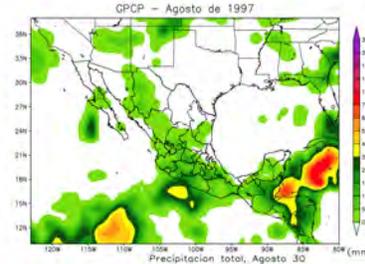
(o) 27 de agosto



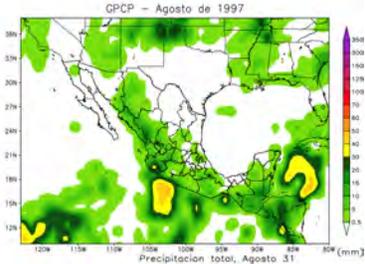
(p) 28 de agosto



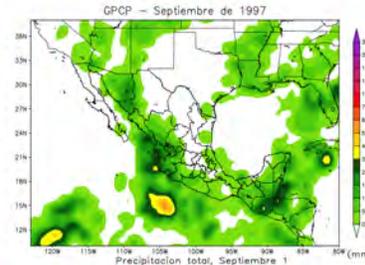
(q) 29 de agosto



(r) 30 de agosto



(s) 31 de agosto



(t) 1 de septiembre

Fig. 3.37: Continuación.

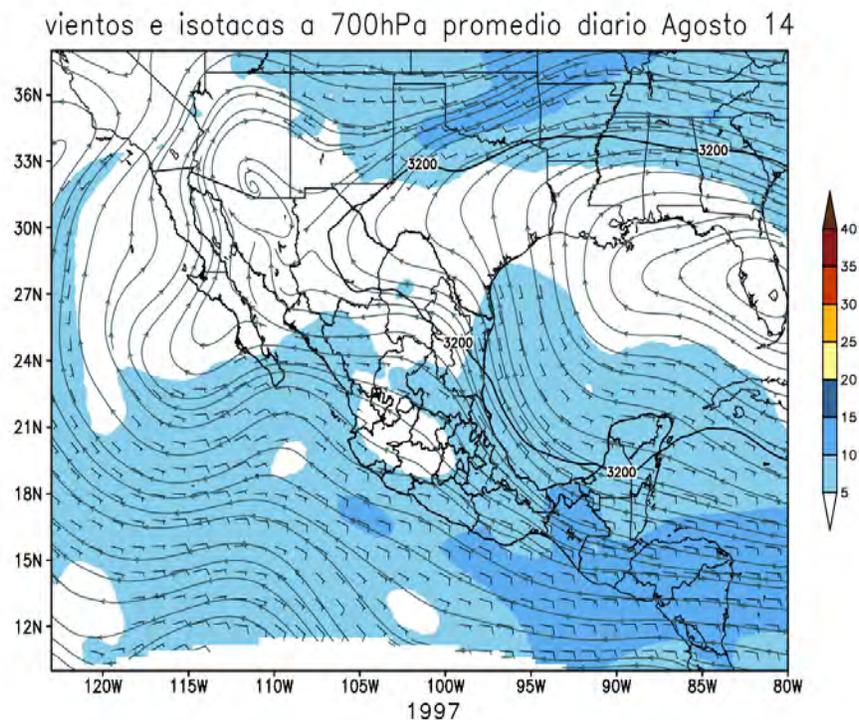


Fig. 3.38: Vientos a 700 hPa. Se muestra el paso de la onda del Este con el punto de inflexión de la Vaguada invertida cerca de la boca del GC.

paso de esta onda parece irse hacia el noroeste, también se observa una disminución en los valores de la velocidad. Este tipo de configuración pudo haber permitido la formación de una tormenta tropical en el pacífico (Ignacio del 17 al 19 de Agosto, Lawrence 1998), la cual no afectó a la región del NAM debido a su lejanía a la misma (viendo los mapas de precipitación de GPCP para estos días se ve un poco de lluvia posiblemente asociada a este ciclón sobre la punta de la península de Baja California). La precipitación observada para los días 14 y 15 de agosto parece encontrarse asociada al paso de una onda del este. Este patrón asociado a la onda del este tiene valores alternantes de positivos a negativos en la OLR notables sobre todo el pacífico del día 14 al 21 de agosto

Para el día 20 y 21 hay valores negativos de hasta  $-30W/m^2$  sobre la región del NAM posiblemente asociados a algún sistema convectivo de Mesoescala.

A partir del día 13 de agosto hasta el 15 del mismo mes se da precipitación en la

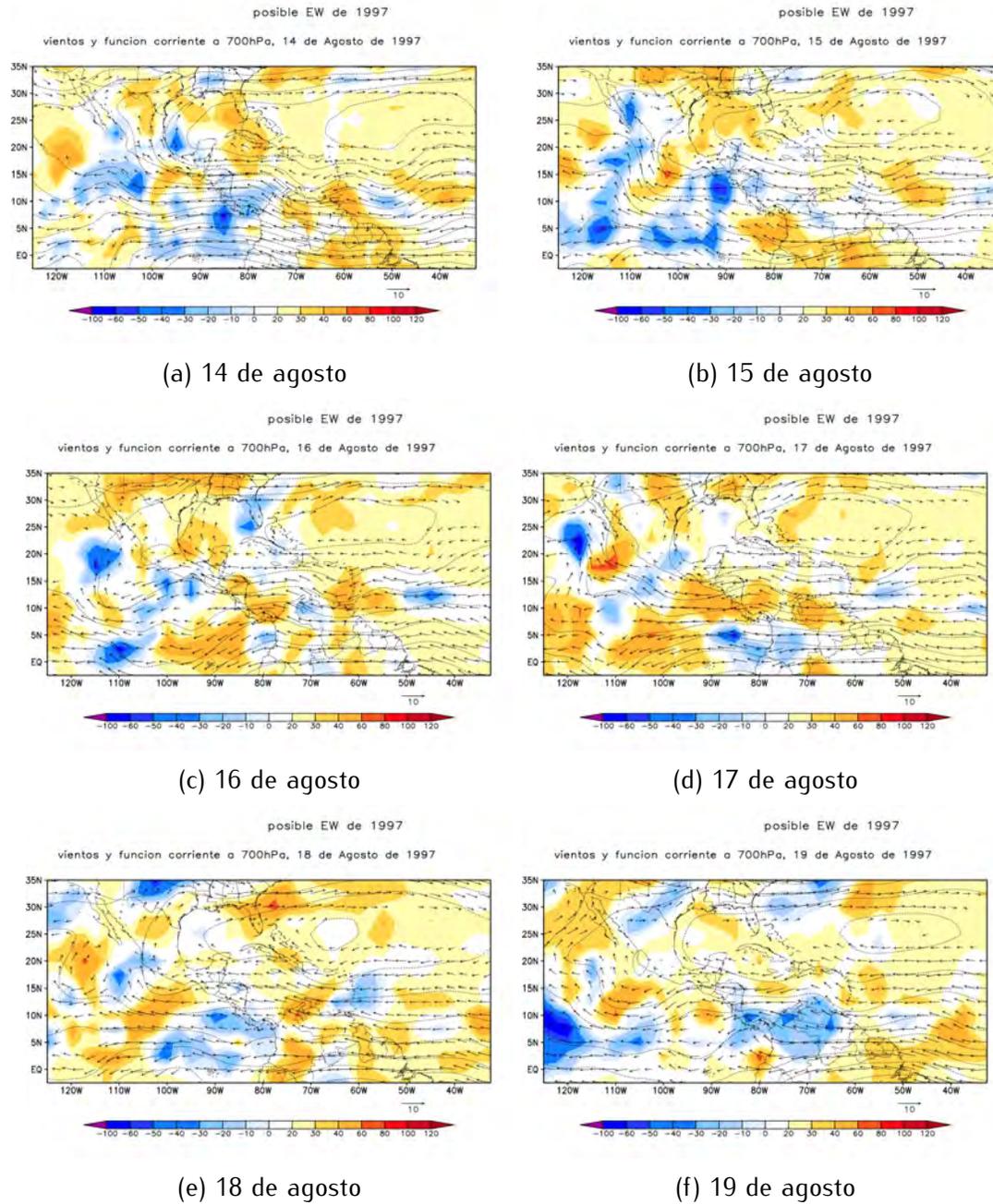


Fig. 3.39: Vientos y OLR filtradas para los días considerados el período inactivo.

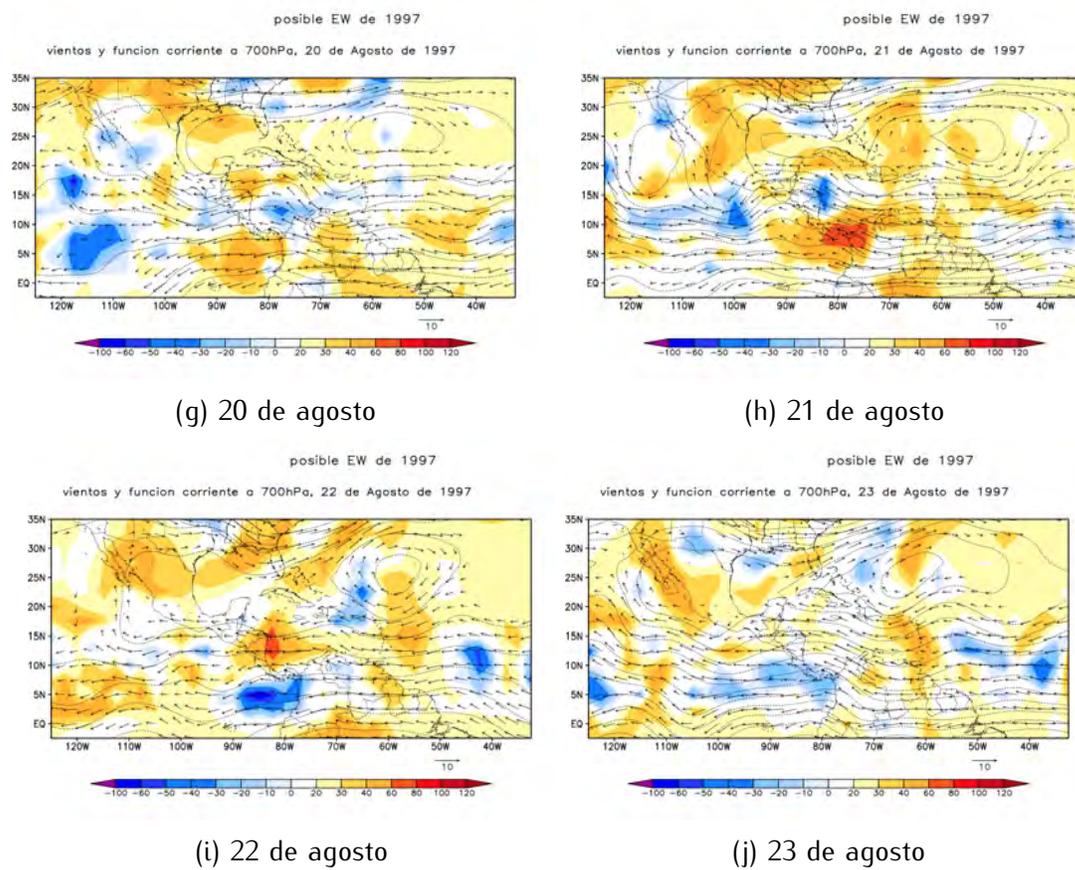


Fig. 3.39: Vientos y OLR filtradas para los días considerados el período inactivo.

región; sin embargo, para el día 16 ya no hay más, lo que sugiere que, la formación de precipitación por efecto de una onda del este es modesta y no es continua pero puede llegar a aportar humedad y una configuración sinóptica adecuada para generar eventos intensos ocasionalmente como el que se muestra en la figura 3.39 (15 de agosto). La figura 3.40 muestra un mapa con la precipitación observada para el día 15 de agosto de 1997; lo cual, concuerda muy bien con el diagnóstico de OLR y vientos y con los datos de GPCP y parece mostrar un fuerte SCM. Esto también significa que la transición de período inactivo a activo no necesariamente ocurre debido al paso de una onda del este en la región, sino que, deben existir otras causas que ocasionen el cambio de un período activo a un inactivo y viceversa, se sigue que el efecto de una onda del este en un período activo (o inactivo) se refleja en la anomalía negativa de OLR; se profundiza la actividad convectiva por conducto de la perturbación ocasionada en el campo medio originando el aumento en la cantidad de precipitación más no la causa misma de la alternancia entre períodos.

Las anomalías con retraso de OLR centradas en el día 14 de agosto y vientos se muestran en la figura 3.41. Lo que se observa en dichos mapas es una tendencia de la OLR a valores negativos cerca de las regiones en donde se tienen también valores negativos en la anomalía de la función de corriente y vientos con giro ciclónico.

Dicha anomalía de OLR tiende a desplazarse hacia el noroeste aproximadamente paralela a las costas del Pacífico mexicano, teniendo un área bastante grande para el día  $-2$  cerca del sur de la región del NAM, sin embargo, esta se ve disminuida para el día  $-1$  y para el día  $+1$  se observan valores negativos sobre la región del NAM apenas abarcando parte del estado de Sonora. Para el día  $+2$  se observan valores de anomalía positivos y finalmente para el día  $+3$  valores negativos de anomalía de OLR sobre Arizona. Es posible que no se observe de manera tan limpia como en Serra (2010) el paso de la onda del este debido a que utilizaron una regresión lineal y autocorrelaciones para generar el retraso, de tal forma que no se observa una tendencia en la OLR y en los vientos tan clara como

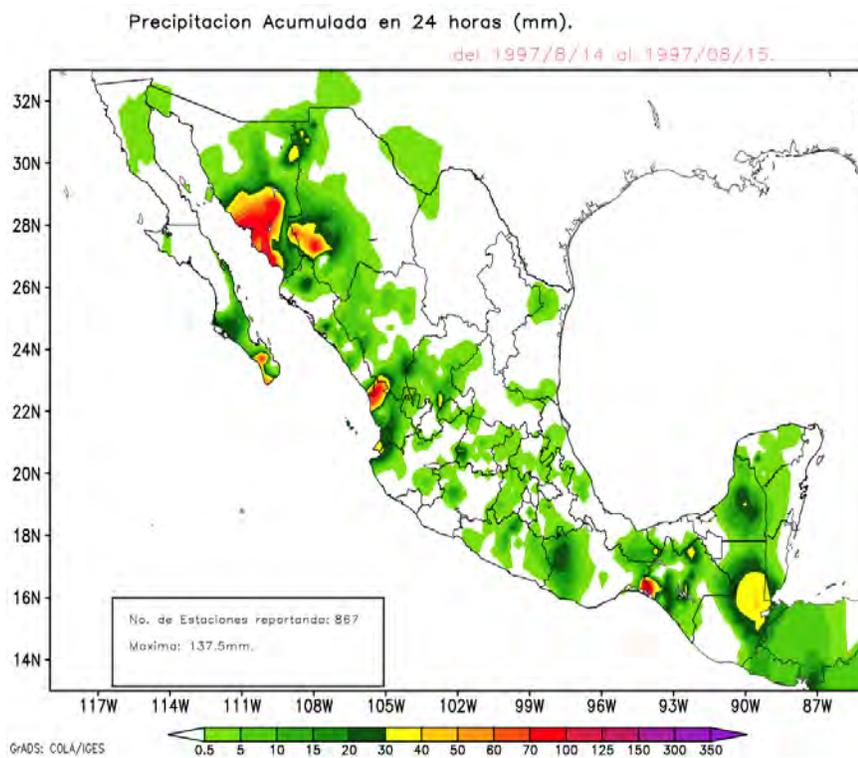


Fig. 3.40: Precipitación observada el día 15 de agosto de 1997. La región del NAM se ve afectada por un SCM.

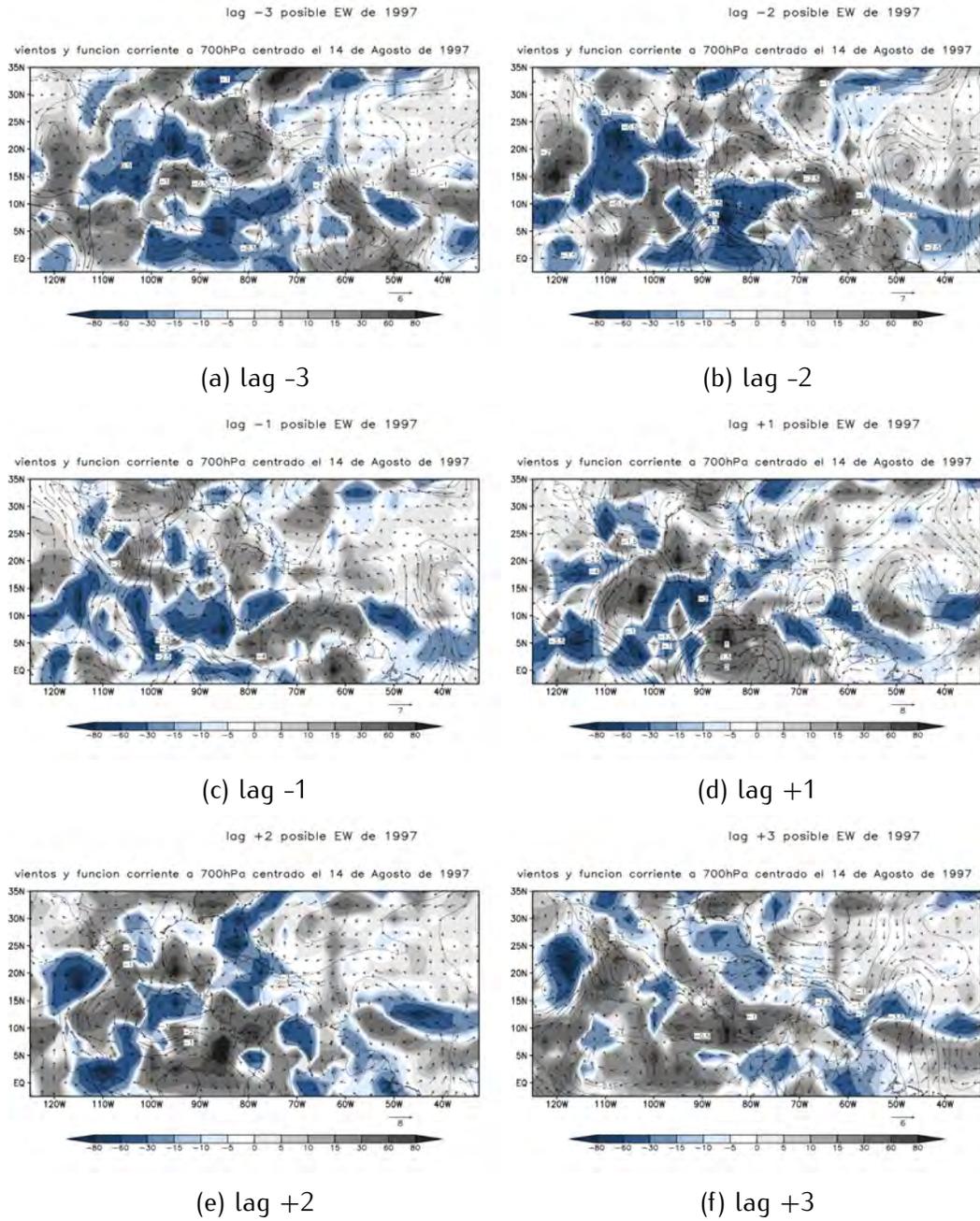


Fig. 3.41: OLR y vientos filtrados con retraso.

en el caso mencionado, sin embargo coincide en que, el patrón de OLR negativo tiende a moverse hacia el noroeste y se coincide muy bien con el evento de precipitación del día 15 de agosto.

Para el período activo el patrón de OLR y vientos filtrados se muestra en la figura 3.42. Los mapas muestran una circulación anticiclónica a partir de los 15N con valores de OLR (filtrada) negativos en la región del NAM y sobre la costa del pacífico llegando hasta el estado de Michoacán para el día 25. El cambio en la OLR es repentino de valores positivos el día 23 a valores negativos a partir del 24. A partir del día 28 se comienza a ver de nuevo un patrón de vaguada invertida (posiblemente otra onda del este) que para el día 29 permite que el viento gire de forma anticiclónica adentrándose a la región del NAM con valores cercanos a los 6 m/s (que coincide con las velocidades típicas de una onda del este. Los días 29, 30 y 31 hay anomalías de OLR negativas, y el día 31 la función corriente sigue mostrando vientos en dirección hacia el noreste pero de intensidades menores que 2 m/s. Esta configuración del campo de 700hPa permanece durante todo el período activo. De nuevo se ve que hubo período activo de acuerdo a las pentadas y a los valores de precipitación y no coincidió con el posible paso de una onda del este días después el 28 de Agosto. Además durante este período tampoco se registraron ciclones tropicales sobre el Atlántico y sobre el pacífico se dio el huracán Jimena más este se formó muy al oeste, lejos de la región del NAM.

Lo anteriormente discutido se corresponde bien con el campo de precipitación observada de la figura 3.43, en el cuál también se observa un incremento muy marcado en la precipitación acumulada diaria del día 23 para el 24 de agosto.

Los resultados hasta aquí obtenidos para este caso en particular sugieren que, el aporte de las ondas del este y cualquier otra señal con una frecuencia mayor a  $1/24$  horas y menor a  $1/10$  días para las lluvias del monzón no parece ser continua y no parece ser la causa al menos en este caso de la transición de un período inactivo a activo; durante el período

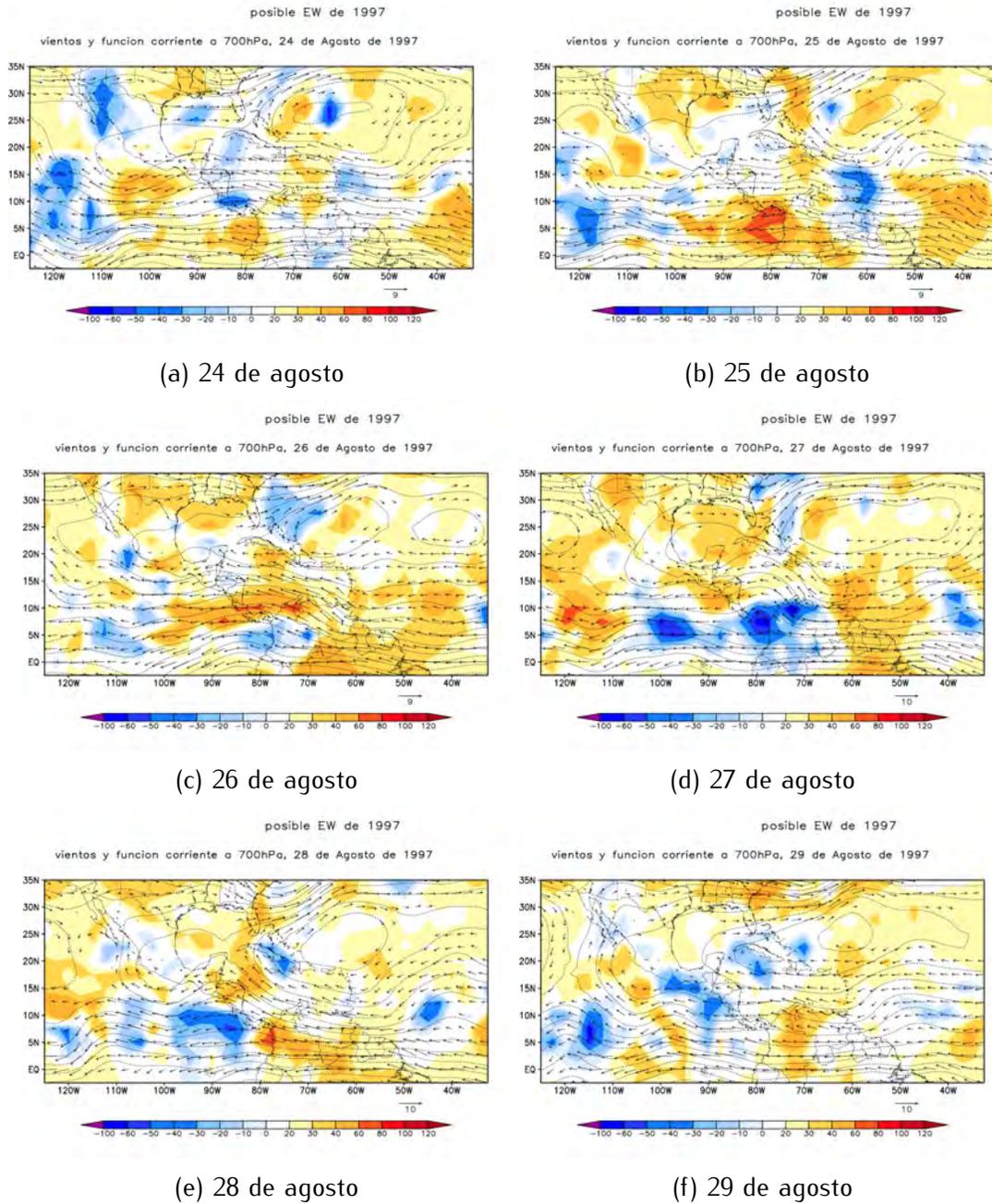


Fig. 3.42: Vientos y OLR filtrados para los días considerados período activo.

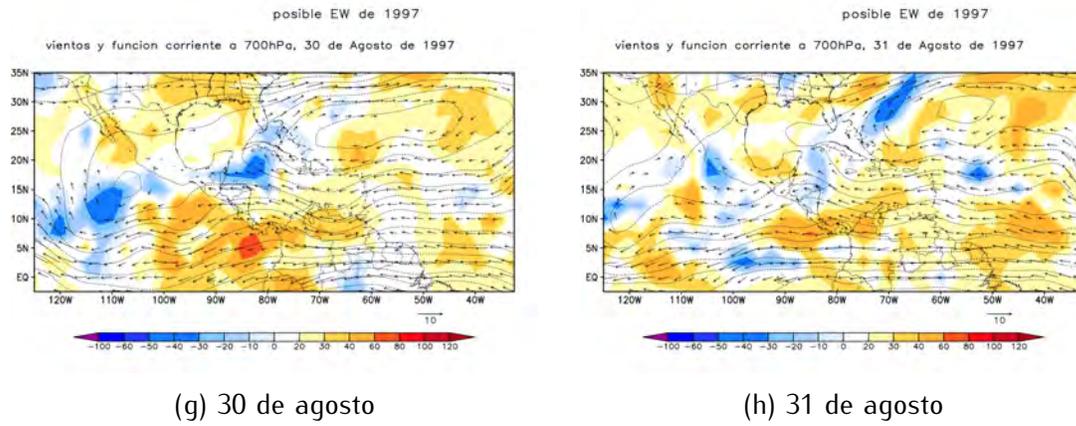


Fig. 3.42: Vientos y OLR filtrados para los días considerados período activo.

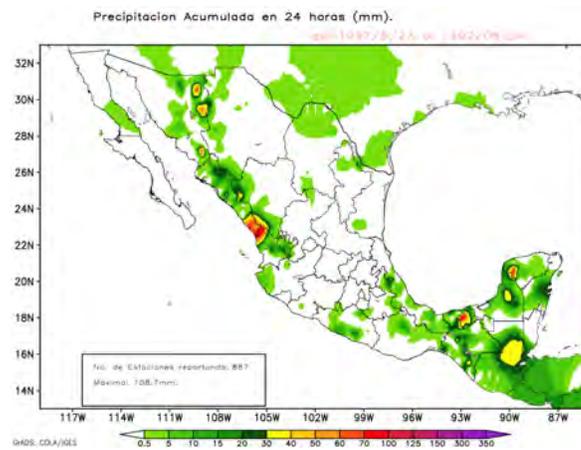
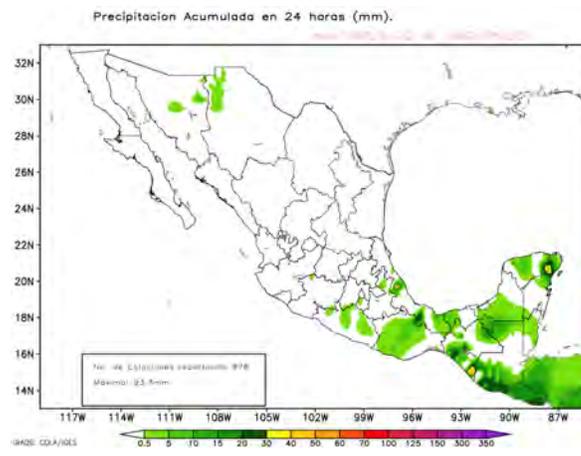


Fig. 3.43: Precipitación observada para los días 23 y 24 de agosto de 1997.

activo no se observa un patrón tan bien definido asociado a una onda del este del 14 al 21 de agosto en la región del NAM. Esto podría decirnos que no necesariamente un período activo iniciará debido a una perturbación de este tipo. Sin embargo días posteriores durante el período activo se observa que el efecto de una posible onda del este durante un período activo será el de incrementar e intensificar la precipitación en la región, esto también aplica para el caso de un período inactivo. Se sigue que las ondas del este pueden llegar a proporcionar el forzamiento necesario para formar tormentas en la región del NAM, mas no es la única causa y por lo tanto no existe un mecanismo definitivo y único que explique las lluvias en la región del NAM. Este resultado es esperado debido a que las ondas son un fenómeno transitorio.

Por este motivo se analizaron algunos otros campos a fin de obtener más pistas acerca de qué condiciones de menor escala temporal son entonces las que favorecen/desfavorecen a la formación/supresión de lluvias durante un período activo/inactivo.

### 3.9.3 Vientos en niveles bajos (950hPa) y altos (250 hPa)

Los resultados del campo de vientos sin filtrar para el período activo e inactivo se muestran a continuación en la figura 3.44. Los días en los que se observa un incremento en la precipitación en la región del NAM, se aprecia en niveles bajos (950 hPa) casi zonal y con el anticiclón desplazado hacia el este, una intensificación del CCNB y un flujo en niveles bajos proveniente del sureste desde el Pacífico. En niveles altos (200 hPa) se observa que también la corriente de chorro en niveles altos (CCNA) se encuentra presente cerca de la región. Los índices CAPE y LI (Figura 3.45)

muestran valores altos a lo largo de todo el GC y valores negativos de LI; en el caso del paso de la onda del Este favoreció convergencia en niveles bajos y divergencia en niveles altos lo que se traduce en CAPE alto, valores negativos de LI, o sea, una atmósfera inestable. Durante el paso de la onda del este, resalta también el área que abarcan los

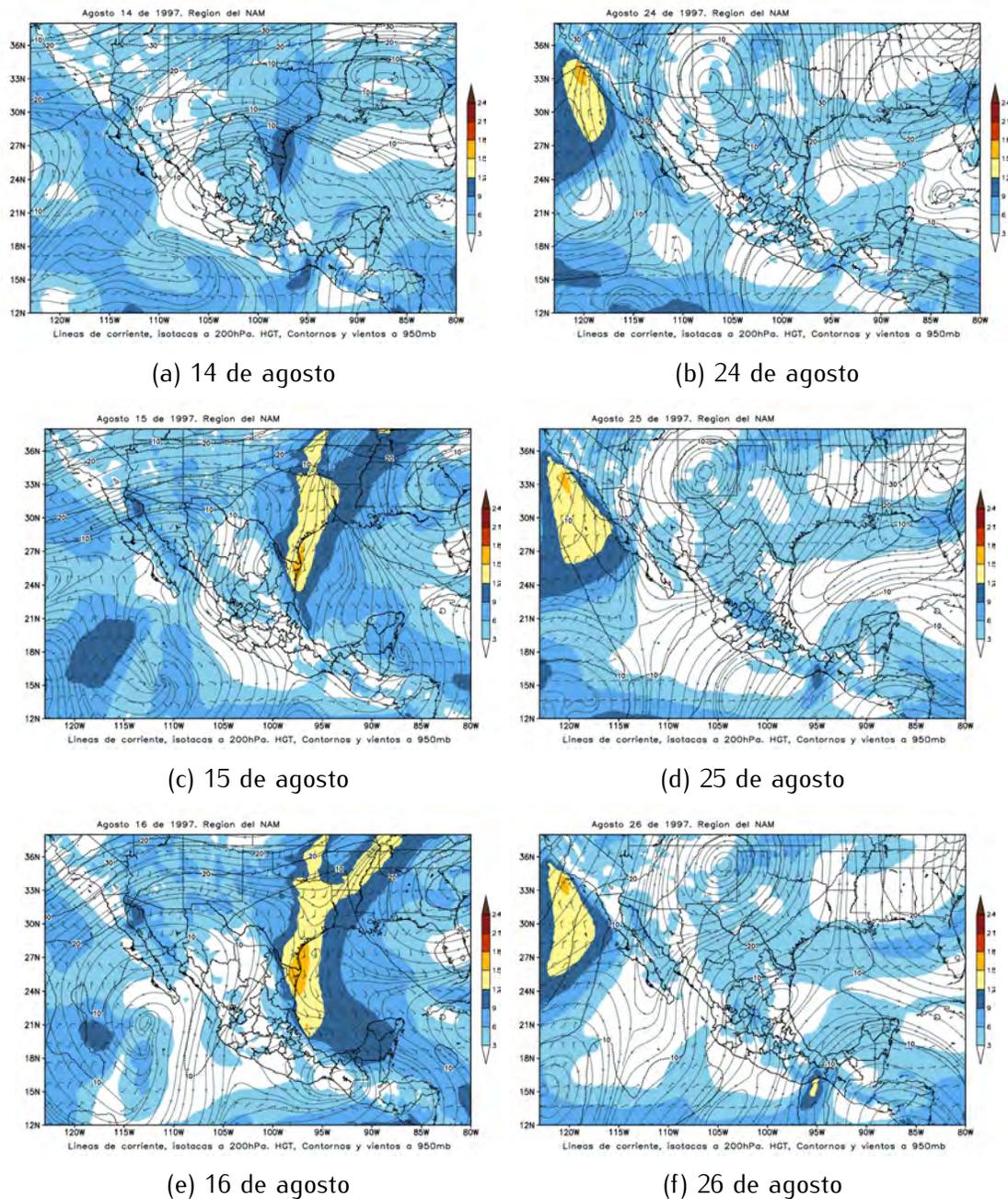


Fig. 3.44: Líneas de corriente y alturas geopotenciales a 200  $hPa$ . Isotacas a 950  $hPa$  para el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).

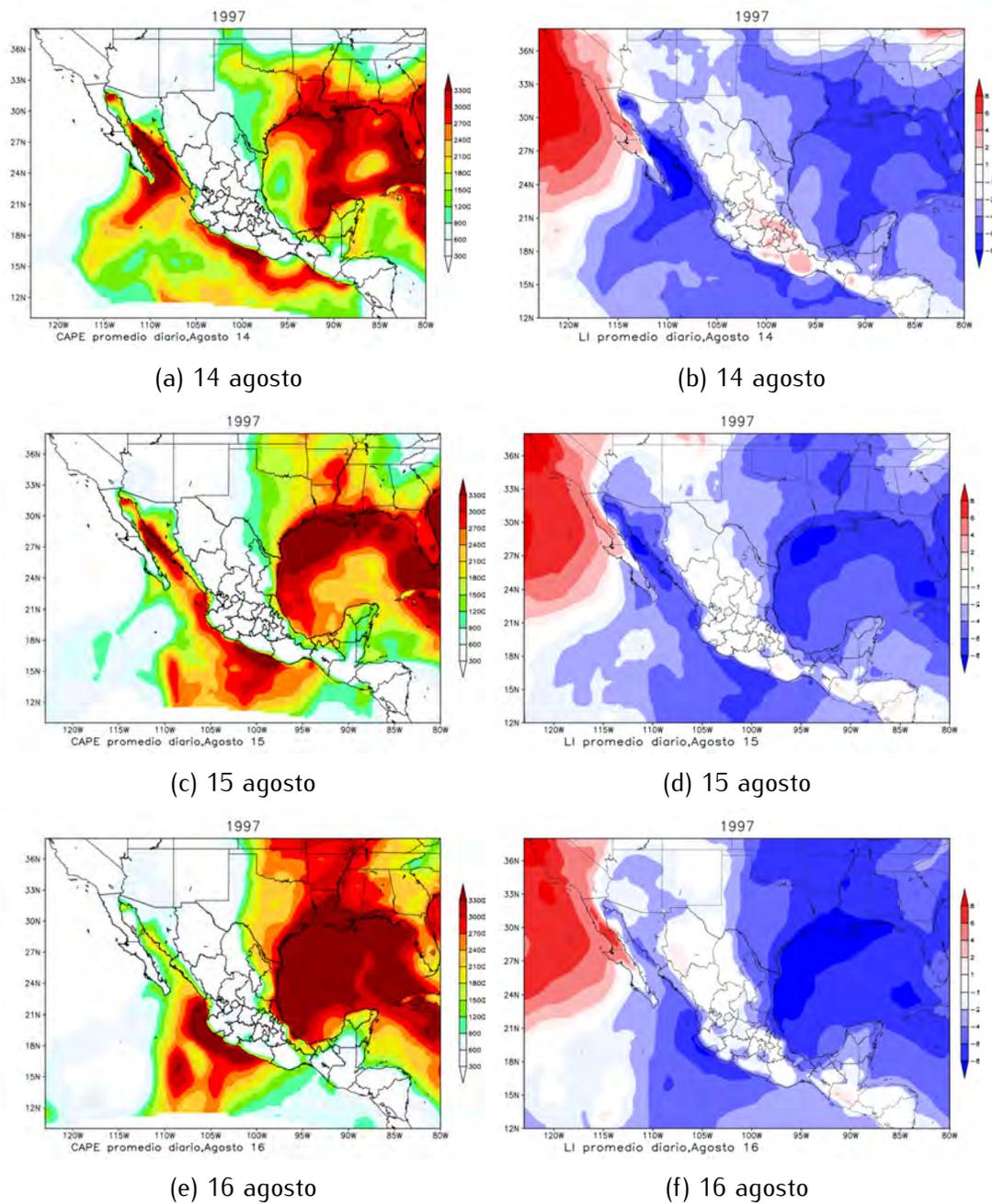


Fig. 3.45: Valores de CAPE (izquierda) y LI (derecha) durante el período inactivo y el paso de la onda del Este

valores con CAPE por encima de los 2000 J/kg y valores de LI menores a -4, en ambos casos abarcando la mayor parte del Golfo de California y del Océano pacífico mexicano. Pasando el día 16 los valores disminuyen notablemente por lo que el efecto de la onda del este cuando vemos los datos sin filtrar es el de reforzar la entrada de vientos del sur a la región del NAM por un período corto y también coincidente con un incremento en la intensidad de la CCNB.

Posteriormente durante el período activo en CAPE y LI (Figura 3.46) se aprecia de nuevo un incremento en estas variables, pero en los días del período activo los valores de CAPE y LI abarcan un área mayor cubriendo casi en su totalidad el GC y gran parte del océano Pacífico, acompañado de un incremento en la CCNB sobre toda la región y de nuevo con la corriente de chorro de niveles altos posicionada de tal forma que el anticiclón se encuentra sobre Nuevo México (fig. 3.47) y la entrada de la CCNB sobre la región del NAM (figura 3.44). El anticiclón se desplaza un poco hacia el este conforme avanza el período activo y hacia el oeste en el inactivo (fig. 3.47).

Notemos que en el golfo de México también se aprecian grandes áreas de CAPE y LI negativos, esto no significa que en toda esta área lloverá, este razonamiento también incluye al GC, sólo nos es un indicativo de áreas en donde existe una atmósfera condicionalmente inestable.

El acoplamiento de estas dos corrientes es asociada a menudo a la formación de tiempo severo (Fawbursh-Miller 1951, Maddox y Doswell 1982, Maddox 1983, Ucellini- Johnson 1979, sólo por citar algunos) debido a que la CCNB se encarga de proporcionar aire húmedo y caliente (adveccion a la región) y generar ascenso vertical si existe inestabilidad en la región (condicional). En niveles altos, la CCNA se encuentra a menudo asociada a campos de divergencia. Además Ucellini Johnson (1979) han mostrado que el acoplamiento entre ambas corrientes se da por medio de ajustes de masa asociados a la propagación de flujos fuera de balance geostrófico, de tal forma que las regiones a la izquierda de la salida del

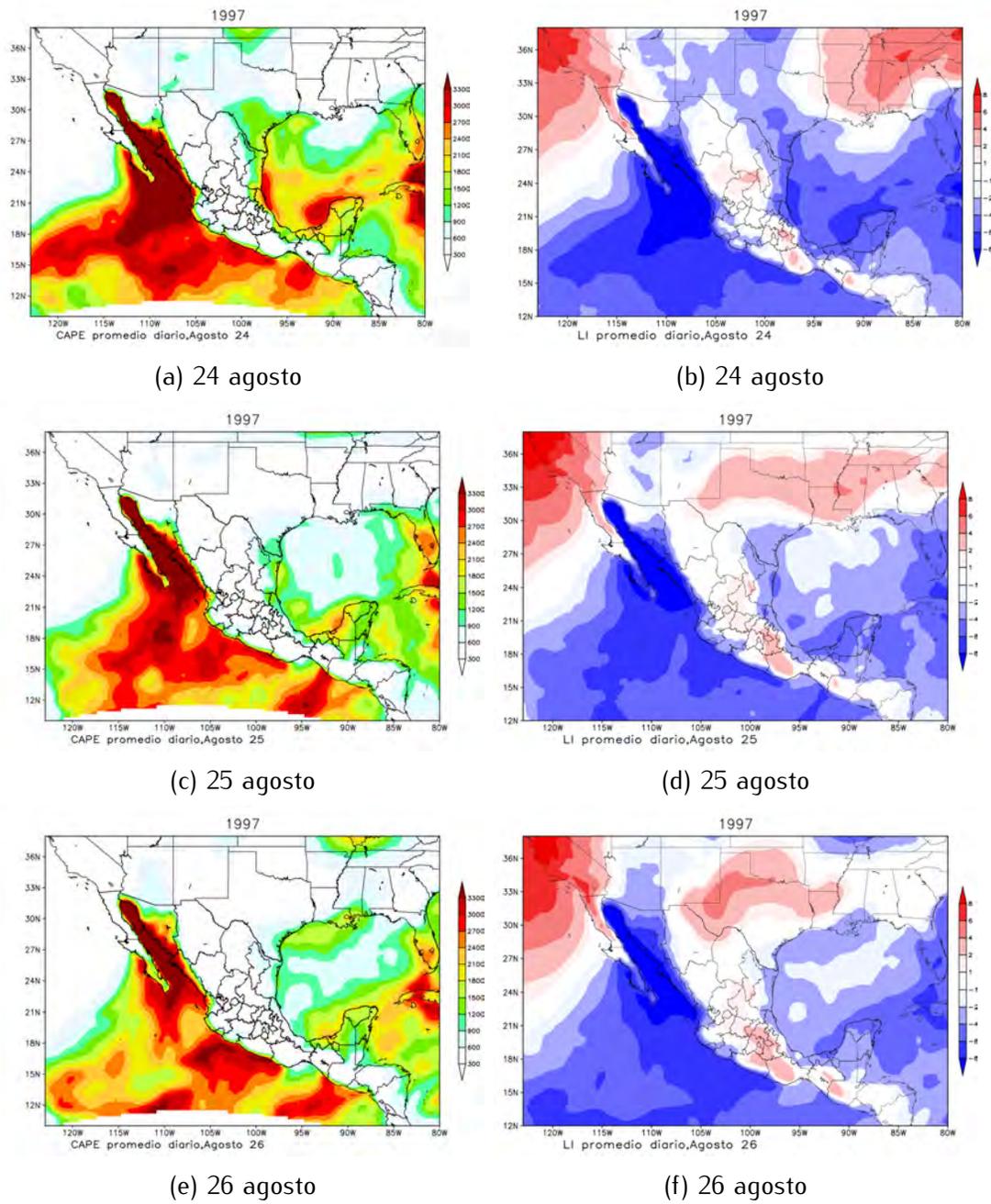


Fig. 3.46: CAPE y LI para el período activo (24 al 1 de septiembre), primeros 3 días.

jet y a la derecha de su entrada son regiones con condiciones favorables para la formación de tiempo severo (Kloth Davies-Jones 1980). También son regiones con cizalladura en la vertical de moderada a fuerte.

Observando el comportamiento del CCNB y el CCNA coinciden que cuando se debilitan y además hay un cambio en la posición del anticiclón tiende a haber una disminución de la precipitación en la región (comparar las figuras 3.37 y 3.47).

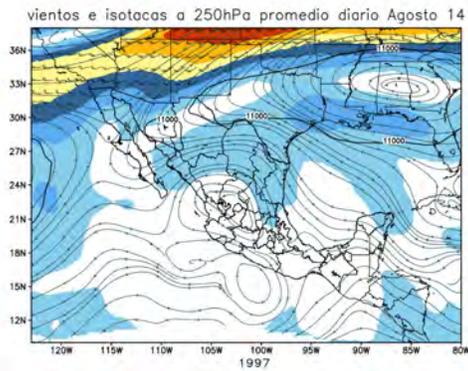
#### 3.9.4 Campos de divergencia, convergencia y viento rotacional

La configuración de vientos anteriormente mencionada implica que en niveles bajos se tenga un campo convergente y en niveles altos divergente. En la figura 3.48 se muestran los campos de viento divergente en 250 y 950 *hPa* para las fechas del período inactivo en presencia del paso de la onda del Este y en período activo.

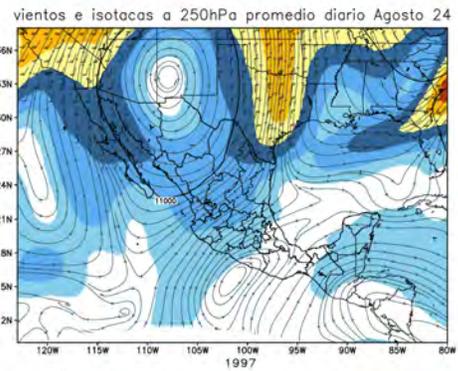
En ambos casos, se observa divergencia en niveles altos. La convergencia en niveles bajos se presenta en la figura 3.49. Para el 14 y 15 de agosto hay un patrón de convergencia para la región del pacífico y del NAM asociada al paso de la onda del este. Para el día 16 ya no se observa tal patrón (se adentra con valores mayores hacia el noreste en los Estados Unidos). Para el 24 y el 25 de agosto, se vuelve a repetir el patrón con valores menores.

Es de esperarse que el efecto de la onda del este se traduzca en reforzar el ascenso vertical y a facilitar la advección de vorticidad positiva (AVP) en niveles medios. Sin embargo aunque no haya fuerte AVP, si existe fuerte advección (dada por el CCNB) en niveles bajos entonces también habrá un ambiente favorable a la formación de tiempo severo (Maddox y Doswell 1982). El campo de viento rotacional a 250 *hPa* se muestra en la figura 3.50.

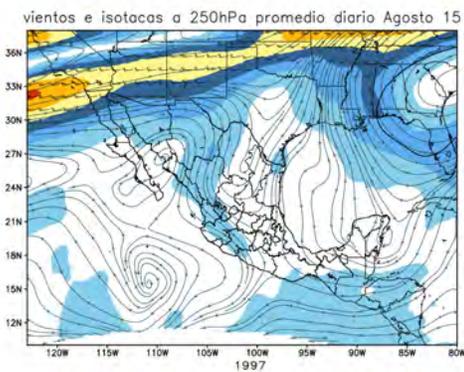
El viento rotacional muestra en general la posición del anticiclón. En el caso del período inactivo, la posición del anticiclón se mueve hacia el este y para el día 16 ya se



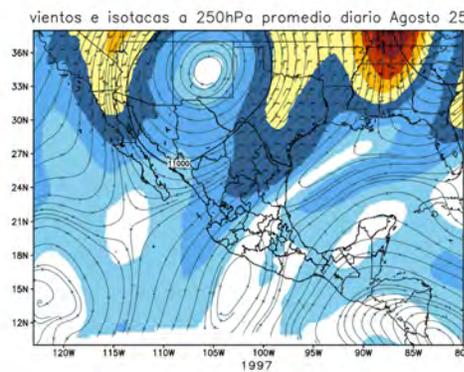
(a) 14 de agosto



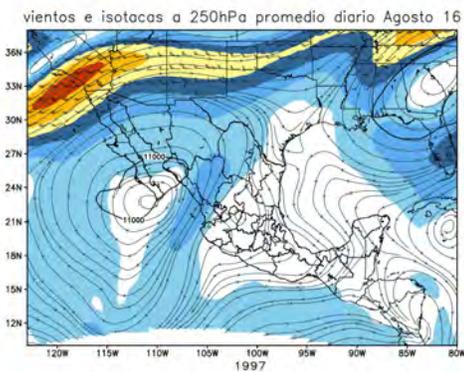
(b) 24 de agosto



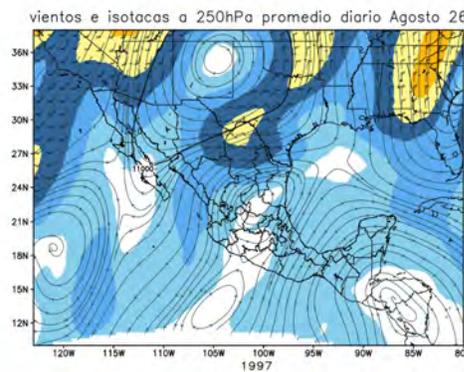
(c) 15 de agosto



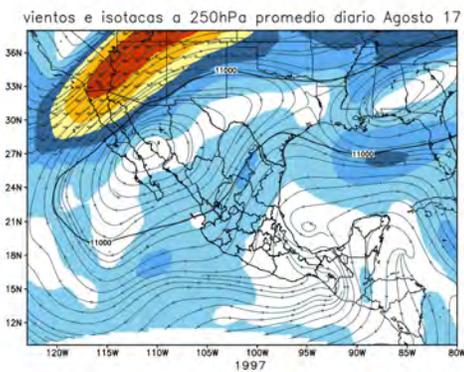
(d) 25 de agosto



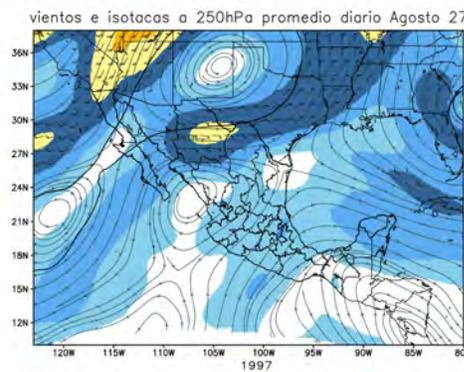
(e) 16 de agosto



(f) 26 de agosto



(g) 17 de agosto



(h) 26 de agosto

Fig. 3.47: Vientos y alturas geopotenciales a 250 hPa. La barra de colores representa isotacas.

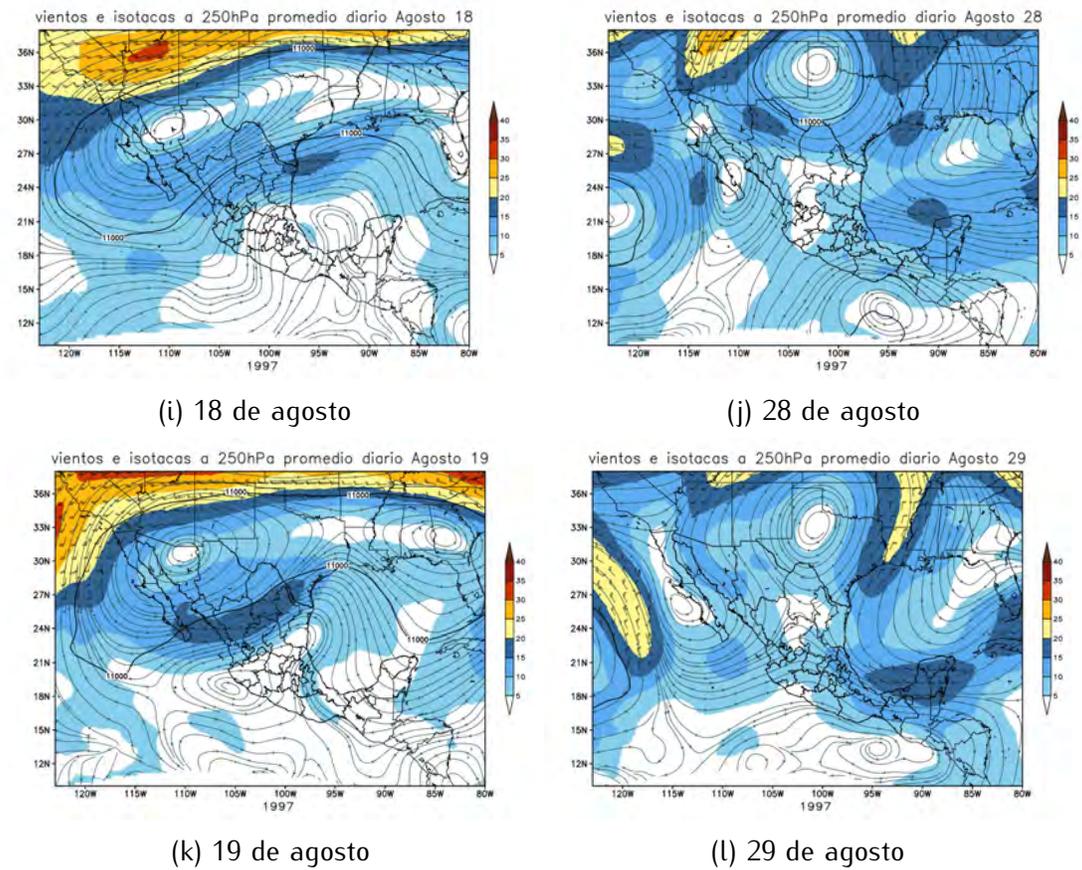


Fig. 3.47: Vientos y alturas geopotenciales a 250  $hPa$ . La barra de colores representa isotacas.

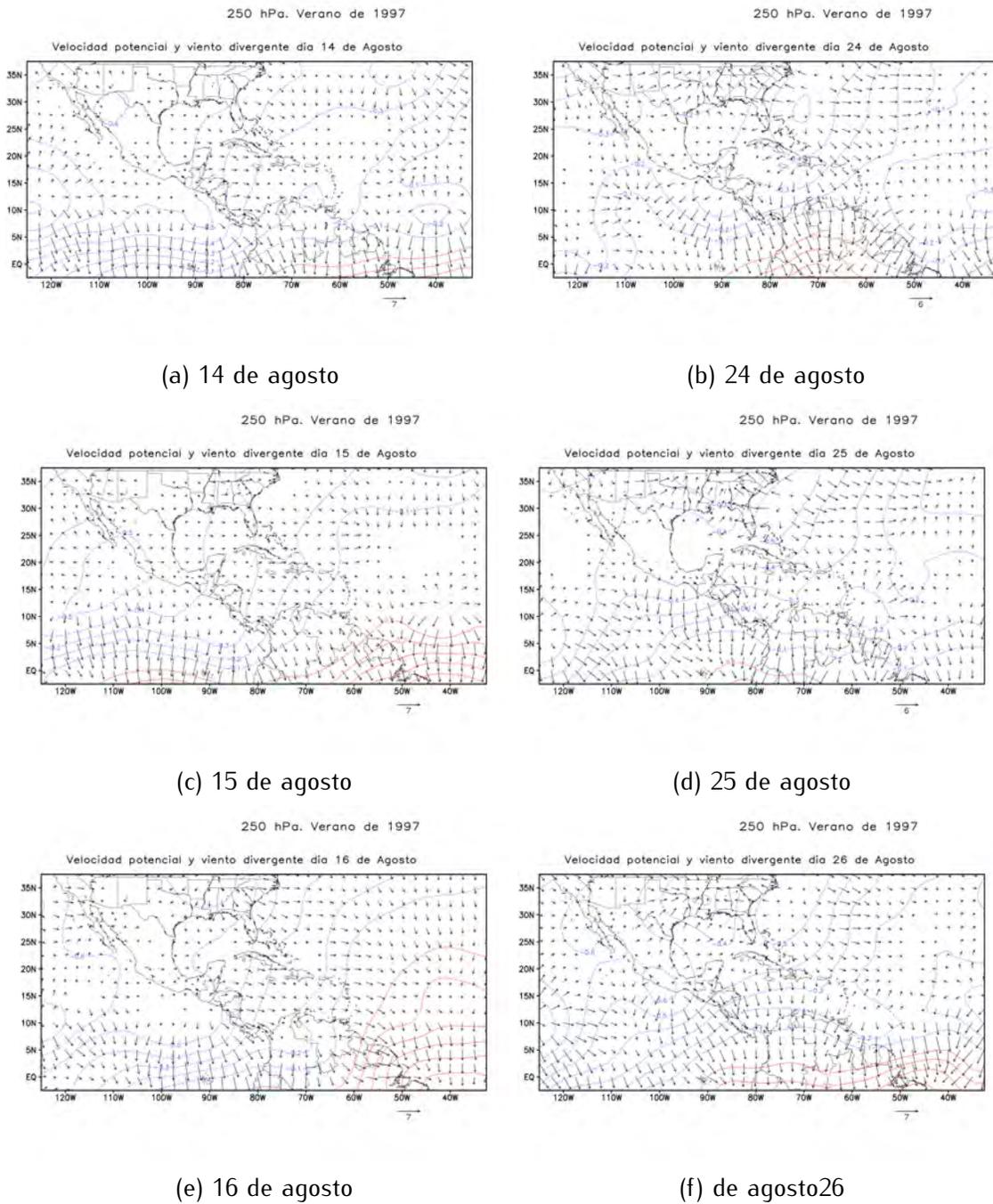


Fig. 3.48: Viento divergente en 250hPa durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).

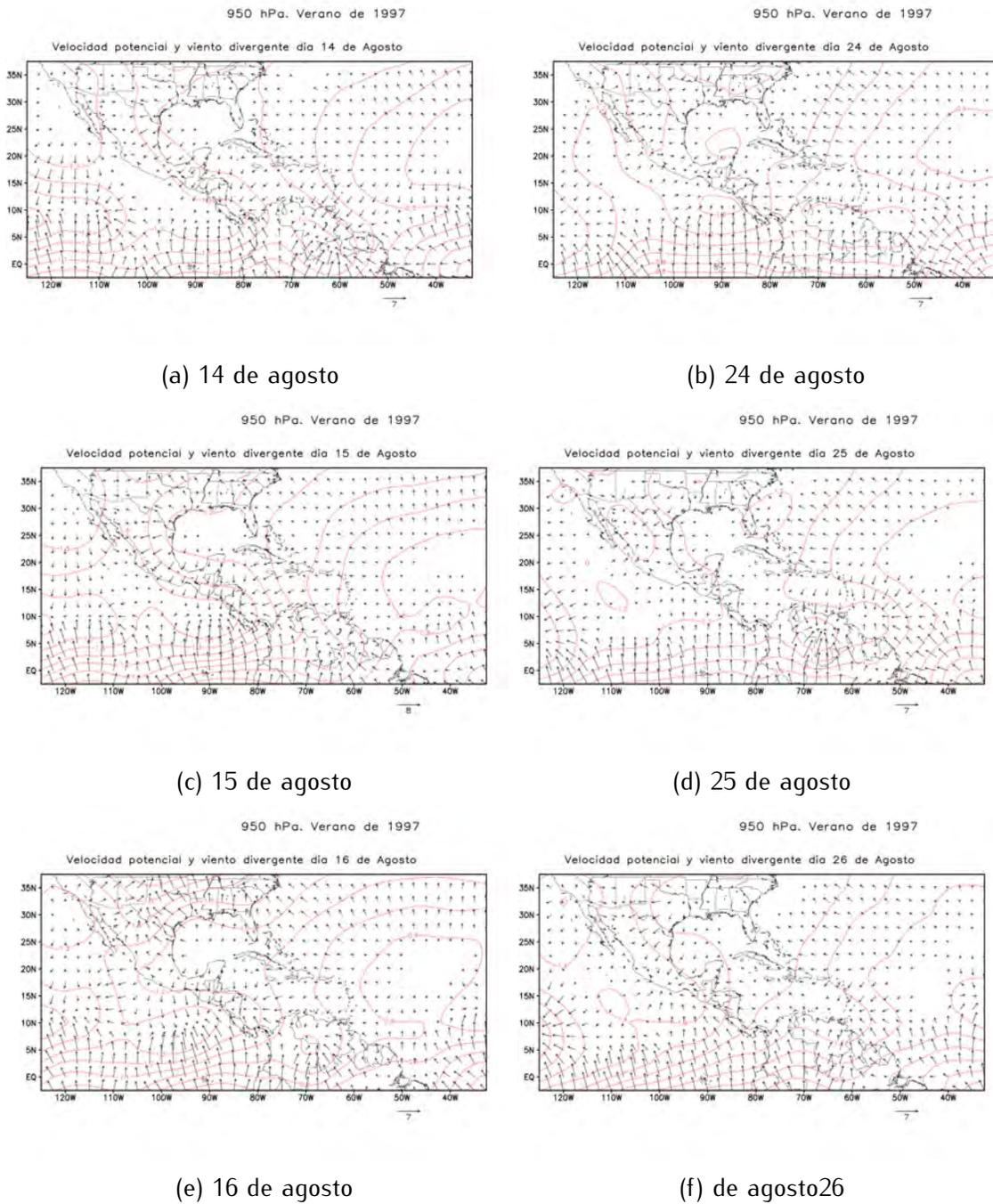


Fig. 3.49: Viento divergente en 950 hPa durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).

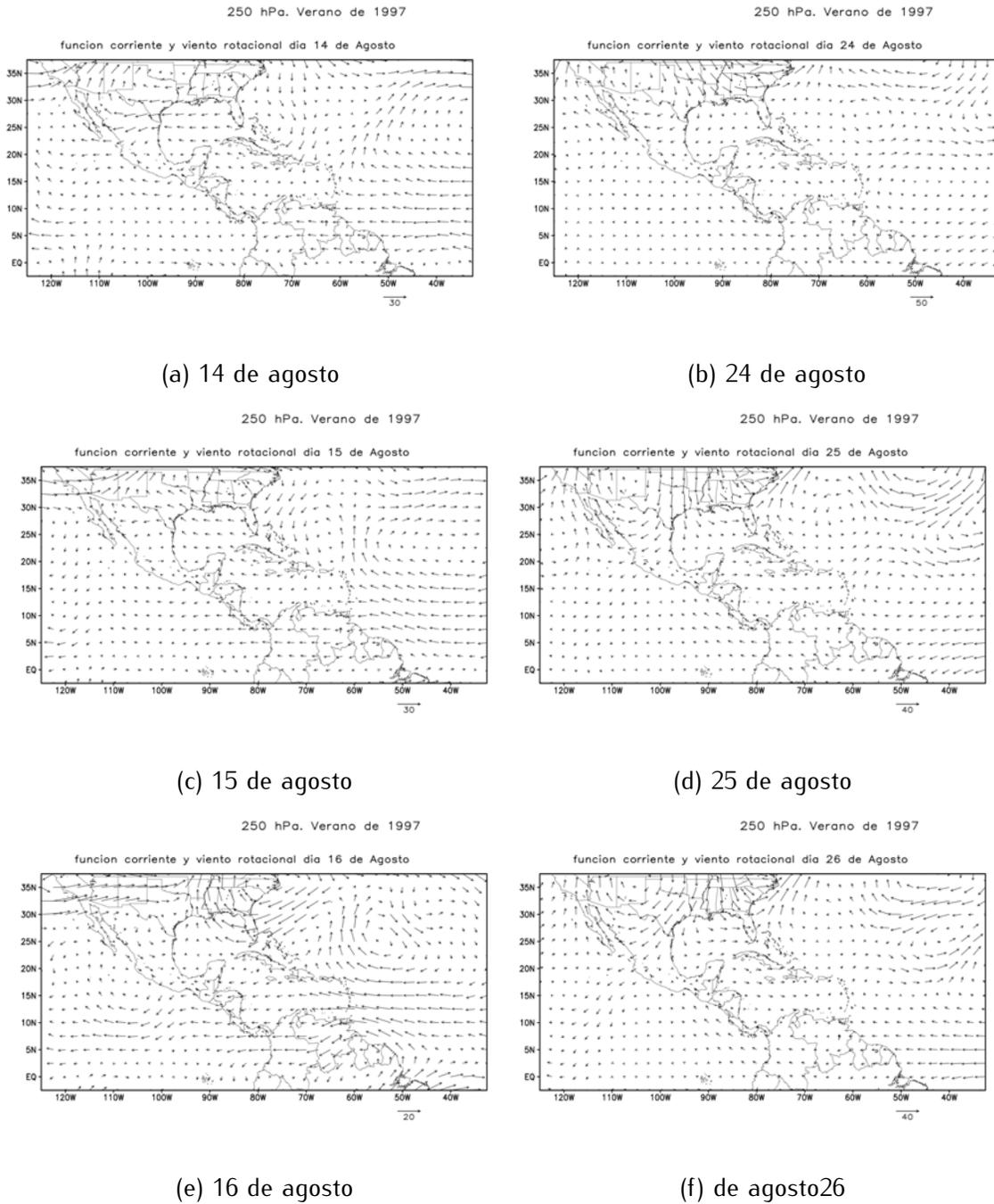


Fig. 3.50: Viento rotacional a 250 hPa, durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).

encuentra muy lejos de la región del NAM (de inicio ya se encuentra muy al este, sobre Texas) llamando la atención la formación de otro anticiclón más al sur con su centro cerca de las costas de Jalisco. Al contrario, durante el período activo el anticiclón se mantiene estacionario con su centro sobre EUA. Esta circulación anticiclónica puede ser asociada a divergencia en niveles altos. Por otro lado, en la figura 3.51 tenemos el viento rotacional a 950 *hPa*.

En dicho campo se observa, en general para los días del período activo una circulación predominantemente del noroeste desde las costas de California hasta cerca de las costas de Jalisco girando anticiclónicamente y en el sur del país predominantemente del este. Para el período activo en ocasiones se observan pequeños giros ciclónicos, también se observa que el viento rotacional al sur de las costas de Jalisco se torna anticiclónico, permitiendo la entrada de humedad. Durante el período inactivo esta circulación no es muy intensa, ya que los vientos rotacionales tienen valores bajos y durante el período activo tampoco es muy intensa en la región del NAM. Webster et al. 1998, muestra en su trabajo unos compuestos de viento rotacional y divergente a 850 *hPa* (figura 16 a del artículo de Webster et al. 1998) en los que muestra que los vientos que atraviesan el ecuador generan una fuerte circulación zonal entre los dos vórtices que sigue a la línea de convergencia (vista con el viento divergente), el vórtice sobre la India es ciclónico.

La situación parece ser una configuración diferente para el caso del NAM ya que, no podemos asociar la convergencia con circulaciones ciclónicas en todos los casos, por lo que debe de existir otro mecanismo que refuerce la convección. Si vemos la circulación del viento rotacional en el este del país vemos que, estos en ocasiones convergen con la SMO por el lado este llevando humedad del Golfo de México y por el oeste del lado del GC y el océano Pacífico entran hasta la SMO, siendo esta la forma en que se tiene la convergencia necesaria en niveles bajos y junto con la CCNB permiten desestabilizar la atmósfera y hacer subir el aire húmedo.

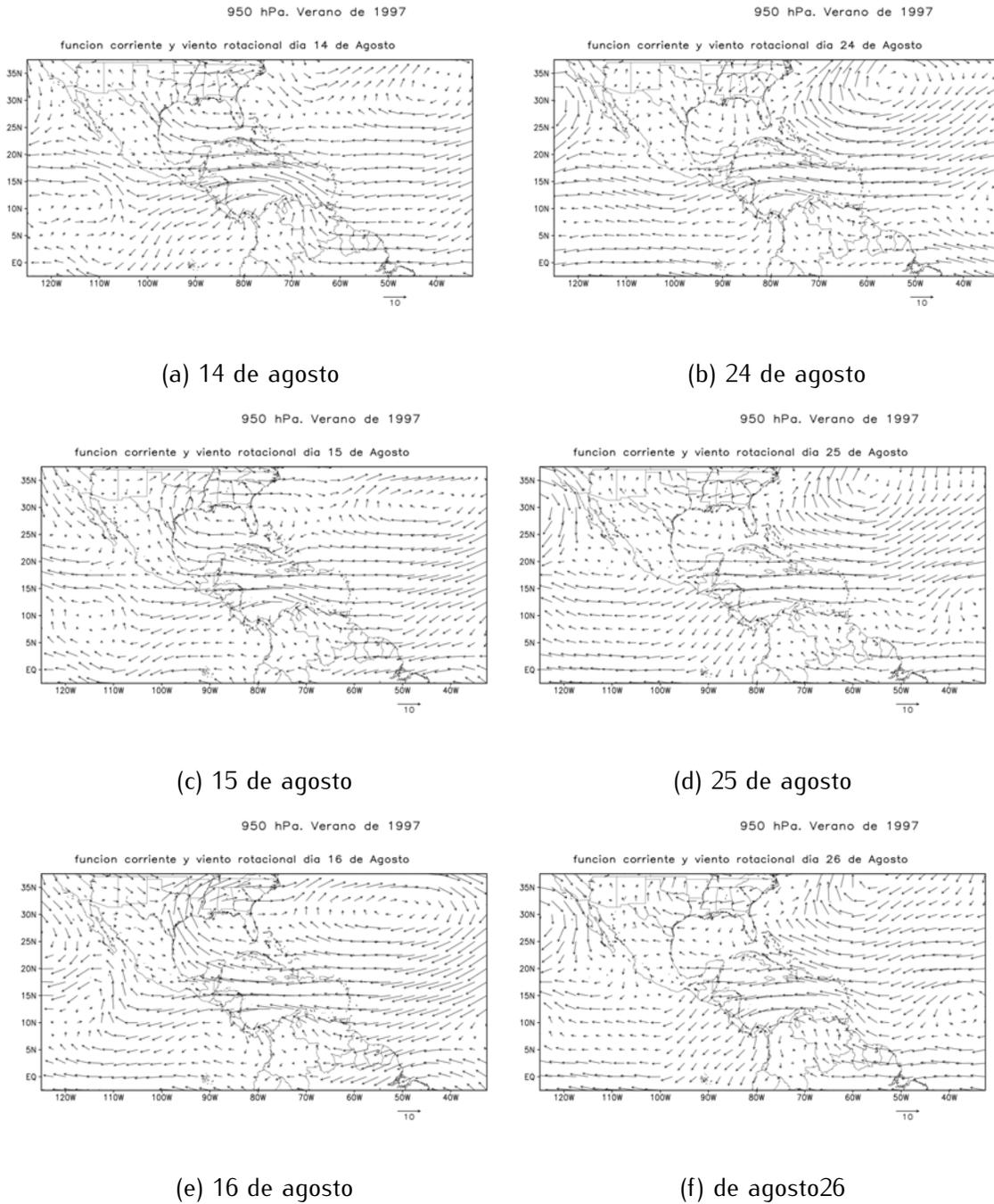


Fig. 3.51: Viento rotacional a 950 hPa. durante el período inactivo (izquierda) y el activo (derecha).

Hay períodos como el día 24 de agosto en donde, a lo largo de casi todo México se presenta una vaguada invertida en  $950 \text{ hPa}$ , cuando esto sucede coincide con lluvias a lo largo de la SMO, sin embargo esta vaguada puede ser efecto de interpolación de los datos de NARR ( $950 \text{ hPa}$  quedaría bajo tierra en gran parte del territorio Nacional). En otros niveles como  $700$  y  $500 \text{ hPa}$ , se observa un patrón con una circulación anticiclónica, el cuál, es más intenso durante el período activo sin embargo, en el nivel de  $700 \text{ hPa}$  se aprecia un incremento en los valores del viento rotacional cuando se da el paso de la onda (día 14) y se aprecia el patrón de vaguada invertida típico de este nivel. En estos casos no se tiene una circulación ciclónica y por tanto la organización de los sistemas convectivos de mesoescala no coincide con el enfoque clásico (vorticidad o advección de vorticidad positiva).

### 3.9.5 Campo de Temperaturas en la región del NAM durante el caso seleccionado

La temperatura a 2 metros se muestra a cada 6 horas para ambos períodos (figura 3.52). La temperatura en los días del período activo es más alta que durante el período inactivo, además se aprecia el contraste de temperaturas entre tierra y océano, en donde en el GC la temperatura alcanza como máximo los  $30^{\circ}\text{C}$  mientras que en tierra a lo largo de la costa Este del GC (en Sinaloa y Sonora) hay partes donde la temperatura puede rebasar los  $40^{\circ}\text{C}$  (figura 3.52 para las 00Z), cobrando importancia los efectos locales como la brisa marítima (generada por este mismo contraste) para meter humedad tierra adentro y después, ser ascendida también con ayuda del forzamiento orográfico y finalmente durante las tardes y noches teniendo tormentas. Cerca de superficie en la región del NAM, esto también nos permite resaltar la importancia del ciclo diurno en la región.

Durante el período inactivo los contrastes de temperatura entre tierra y GC son mucho menores. Conforme avanzamos en el período analizado vemos que dicho contraste incrementa, lo cual podría estar relacionado con poca nubosidad y la falta de lluvias en la región. También, las temperaturas seleccionadas para el período activo son mayores que

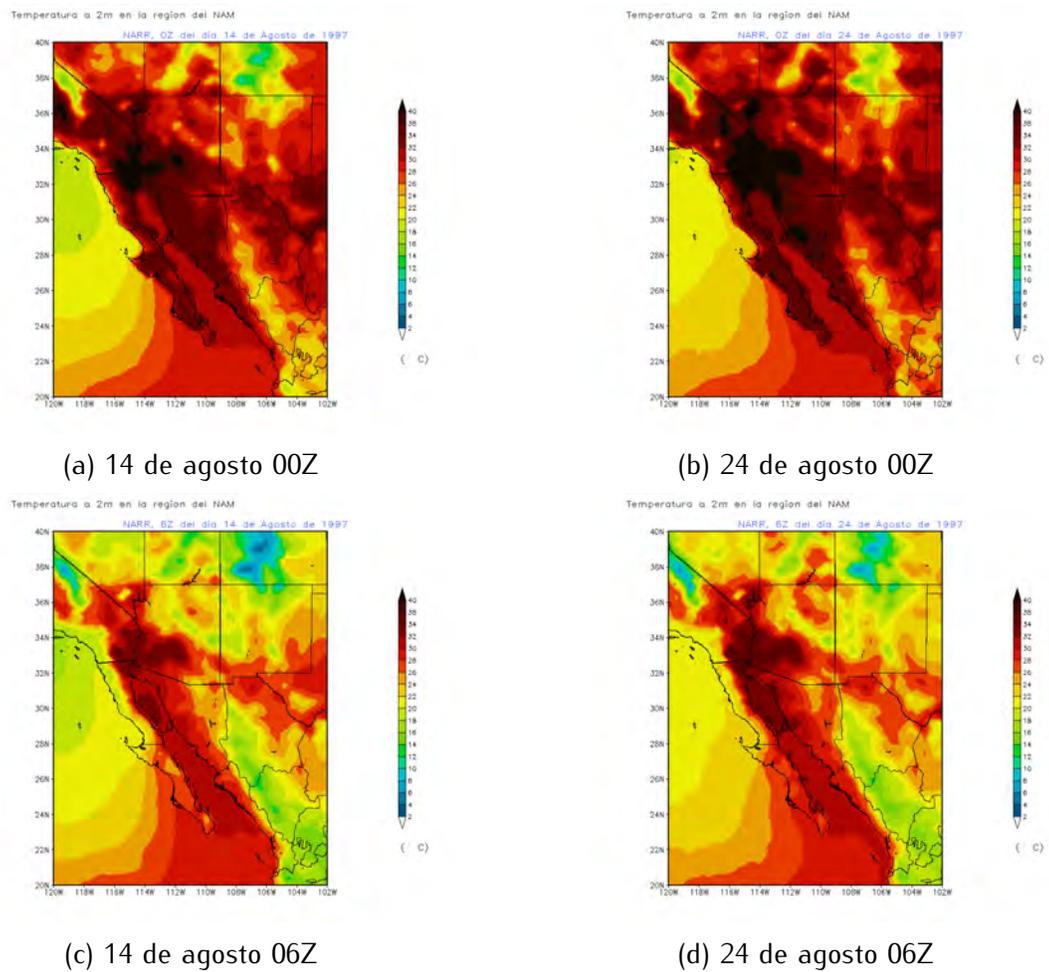
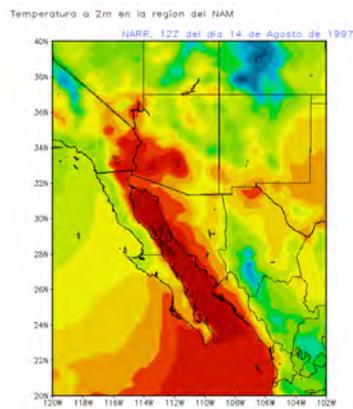
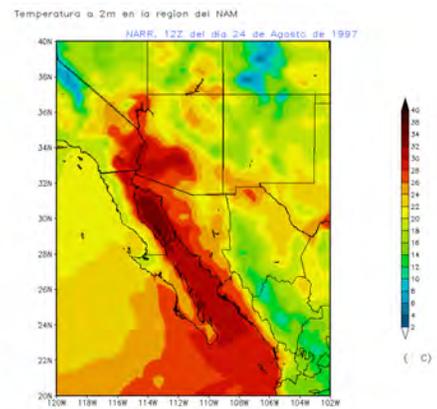


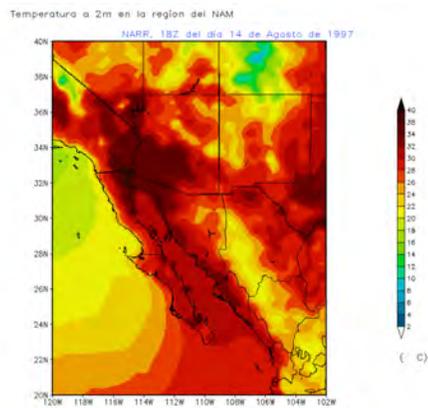
Fig. 3.52: Temperatura a 2 metros cada 6 horas, del día 14 de agosto para el periodo inactivo y del 24 de agosto para el período activo.



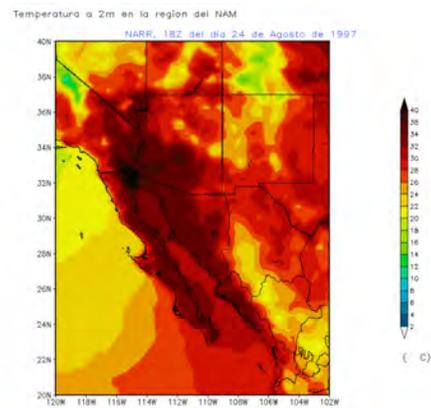
(e) 14 de agosto 12Z



(f) 24 de agosto, 12Z



(g) 14 de agosto 18Z



(h) 24 de agosto, 18Z

Fig. 3.52: Continuación.

en el inactivo en la región Norte del NAM.

El incremento gradual en el contraste de temperatura tierra - océano poco a poco incrementará la fuerza de gradiente de presión relativo al aire más fresco sobre el mar y húmedo con el aire más caliente sobre tierra. Estas diferencias de temperatura son las que dan lugar a que se induzca el cambio en la circulación de los vientos, formando la baja presión térmica en las regiones más calientes y permitiendo el ascenso de aire (convergencia) y para balancear esto, el viento empieza a abrirse paso tierra adentro desde el océano con aire húmedo y relativamente cálido desde la alta presión. En niveles altos sobre la baja habrá divergencia y finalmente subsidencia del lado del alta y se cerrará así la circulación monzónica. Este también es un mecanismo que podría explicar la formación del CCNB y por tanto las incursiones de las surgencias del GC, porque al ver que las horas de calentamiento máximo permiten que durante las tardes la humedad comience a incursionar hacia tierra y hacia las faldas de la SMO al establecerse la circulación térmica, la cual junto con las condiciones sinópticas presentes (figuras 3.44 y 3.47), surge un conjunto de condiciones favorables para la formación de lluvias. Durante la tarde del 24 de agosto hasta entrada la madrugada, de acuerdo a los datos de NARR vemos que se conservan temperaturas relativamente elevadas en la región norte de la península y en la costa de Sonora y Sinaloa y en USA sobre gran parte de Arizona hasta la medianoche (06Z) cuando esta comienza a descender por enfriamiento radiativo. Para estas horas la corriente en chorro queda lo suficientemente establecida y con ella el transporte de humedad tierra adentro.

### 3.9.6 Campo de Convergencia de Flujo de Humedad (MFC).

Parte de los mecanismos descritos coinciden con los resultados de Valdez-Manzanilla y Barradas (2012), en la que de acuerdo a su análisis basado en el año 2004 del NAME encontraron que la mayoría de estos sistemas son fuertemente influenciados por las condi-

ciones sinópticas, en las que, para que se diera la formación de MCS debe de existir en niveles medios un flujo del este (período activo de MCS) y vientos del suroeste (en este mismo nivel) para periodos inactivos de MCS de acuerdo a su clasificación, además mencionan la importancia del ciclo diurno es decir, la SMO y por último sus resultados señalan también poca influencia debido a ciclones tropicales. Estas ideas están en concordancia con lo que aquí se presenta. Otros trabajos como los de Nesbitt et al. (2008) también surgido a raíz de NAME muestran la importancia del ciclo diurno y se propone un esquema de precipitación para la región del NAM que consiste básicamente de pasar de convección somera en las partes altas de la SMO a profunda cerca de las costas y creciendo ocasionalmente de escala a SCMs, también se menciona la importancia de comprender mejor el papel que desempeña la estructura de la capa límite y el transporte de humedad en la topografía. Trabajos más recientes (Rowe et al. 2012) exponen las similitudes en las que ocurre la convección en la SMO con la meseta del Tibet y su posterior posible organización y desarrollo en SCMs así como de la dependencia de la precipitación con la elevación (Rowe et al. 2008, Nesbitt et al. 2008).

El campo de flujo de humedad y su convergencia se muestra en la figura 3.53. Podemos ver que la diferencia entre un período activo y un inactivo en este campo es que uno presenta mayor convergencia en la SMO hasta la región del NAM y un flujo predominante del sur (sureste) y en el caso del período inactivo predomina la divergencia, la divergencia sobre el GC y el flujo de humedad es menor en área y en magnitud y es más zonal y del suroeste. En el día 14 de agosto el patrón de flujo de humedad se vuelve más del sur (penetrando flujo de humedad desde el pacífico y cruzando todo el GC), se presenta convergencia sobre el GC, divergencia sobre la SMO y convergencia al este de la SMO.

Las climatologías de cada 3 horas mostradas en la sección 3.4 muestran los máximos en la convergencia de humedad en la región del NAM para las 00Z (18hrs local) y las 21Z, coincidiendo con las horas de iniciación convectiva de MCS encontrada durante el NAME

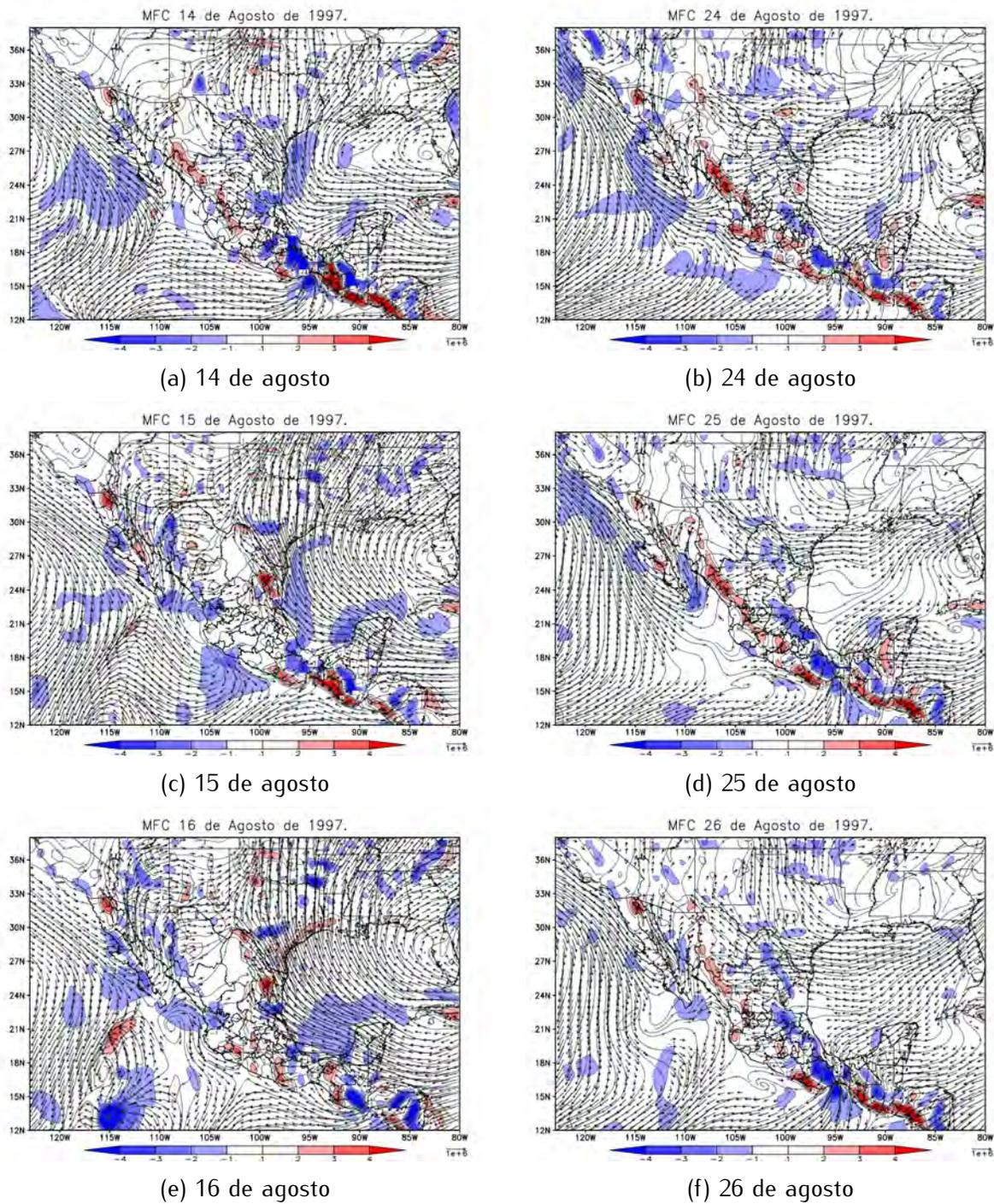
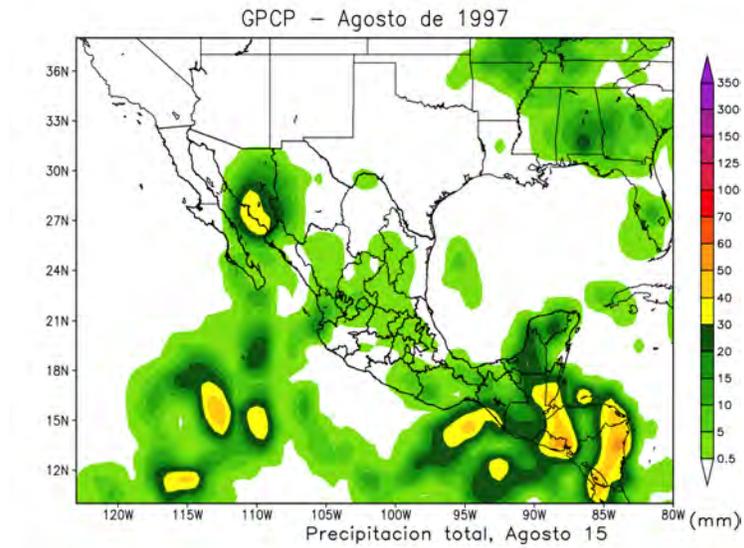
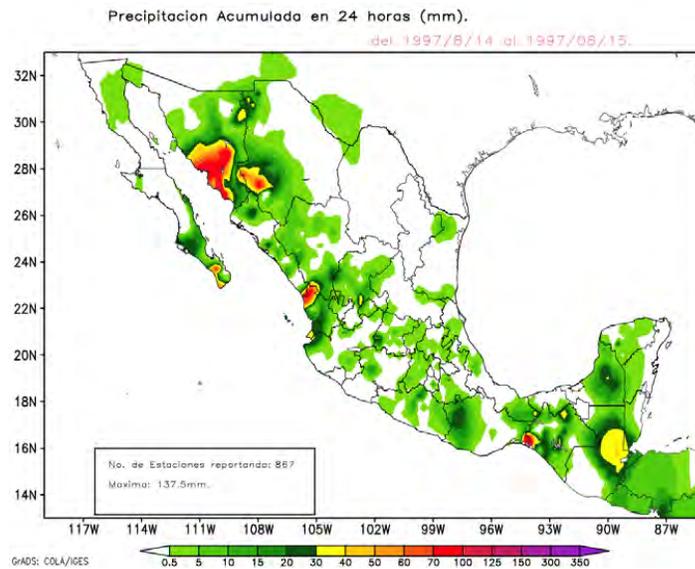


Fig. 3.53: MFC para el período inactivo (día 14 de agosto) a la izquierda y para el activo (el día 24 de agosto) a la derecha.



(a) 15 de agosto, GPCP



(b) 15 de agosto, obs.

Fig. 3.54: Precipitación del día 15 de agosto de GPCP (izquierda) y observada (derecha).

por Valdez-Manzanilla y Barradas (2012) coincidiendo con los autores en la importancia del ciclo diurno en la región del NAM para la formación de lluvia.

### *3.10 Un mecanismo de formación de lluvias para el NAM*

Con los resultados obtenidos a partir del diagnóstico llevado a cabo se intenta proponer un mecanismo conceptual de formación de lluvias durante el período húmedo (verano) del Monzón de Norteamérica. Los resultados de las climatologías y del caso de estudio muestran que además del efecto de los fenómenos transitorios como Huracanes, ondas del Este, TUTTS, etc. estos no se encuentran siempre presentes en la región y su efecto varía de evento en evento. Sin embargo, aun en la ausencia de estos, siguen existiendo eventos de precipitación que pueden llegar a ser intensos (MCSs) y por lo tanto necesarios de entender y explicar cómo es que se forman.

Se propone un mecanismo de la siguiente forma. Las condiciones de escala sinóptica son muy similares a las que se tienen durante la formación de eventos convectivos de mesoescala, la figura 3.55 muestra un esquema ilustrando las condiciones sinópticas en niveles bajos (950 *hPa*) y en niveles altos (250 *hPa*), la corriente en chorro en niveles bajos se intensifica cuando existe un contraste significativo de temperatura entre tierra y océano. En niveles altos, la corriente de chorro cercana a la región e interactuando con el CCNB y un anticiclón bien posicionado y estacionario sobre los EUA y cerca de la frontera con México (centro del anticiclón o vórtice). A su vez, en la vertical puede existir una cizalladura de débil a moderada. En el océano TSMs por encima de los 28°C, CAPE y otros índices de estabilidad como LI con valores altos (muy negativos). Si se toma el viento divergente, veremos que en niveles bajos existirá convergencia y en niveles altos divergencia. También una dorsal en niveles medios con vientos del este para la región del NAM.

Por otra parte, tenemos la circulación monzónica típica formándose: Al iniciar desde un

magnitud de viento. Climatología a Julio 1980–2010

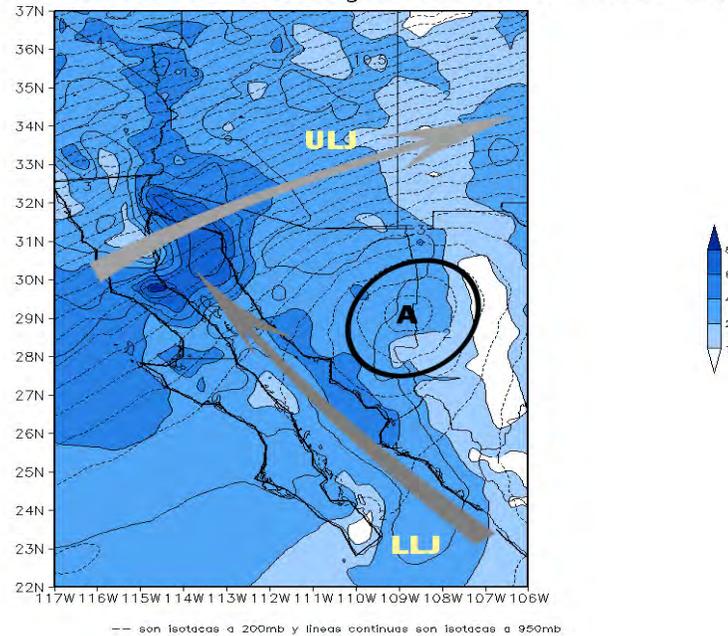


Fig. 3.55: Condiciones sinópticas base ideales para la formación de lluvias en la región del monzón mexicano.

período inactivo, la diferencia de temperatura entre tierra y océano será en promedio de uno o dos grados centígrados, teniendo un contraste térmico débil. Conforme pasan los días el calentamiento en la tierra incrementa de forma más rápida debido a que su capacidad calorífica es mucho menor que la del océano comenzando a crecer el contraste térmico. La baja presión comienza a fortalecerse en tierra e inicia un aumento en los vientos en niveles bajos. Antes de que la circulación en niveles bajos se vuelva totalmente del sureste (surja la CCNB) durante el período inactivo, los vientos se encontrarán más influenciados por la brisa marítima con la humedad acumulada durante el calentamiento matutino en el GC siendo llevada durante la tarde cuando la brisa va de mar a tierra. Dado el levantamiento orográfico del aire húmedo, podrán darse algunas lluvias, permitiendo acumular más humedad tierra adentro. A su vez, la humedad será llevada hasta la SMO, donde podrá comenzar a formar nubes y algunas tormentas y junto con el flujo del este en niveles medios ( $500 hPa$ ) el flujo se torna anticiclónico por lo que la humedad será transportada más hacia el noroeste y a lo

largo de la SMO, de tal forma que se comienza a dar la transición hacia un período activo.

El calentamiento diferencial fortalece el CCNB y comienza a penetrar aún más humedad (esto lo que se le conoce como surgencia del Golfo) y las condiciones sinópticas que prevalecen en la región favorecen a la formación de MCSs los cuales se forman durante la tarde noche y mayormente en las madrugadas, se ha llegado a un período activo. La figura 3.56 muestra un esquema de cómo estas condiciones permiten la convergencia de flujo de humedad en la región durante el día con un flujo proveniente del océano pacífico, del GC y del lado este de la SMO flujo mayormente de niveles medios proveniente del golfo de México y durante la noche un flujo del sureste corriendo casi paralelo a la costa, y adentrándose al suroeste de USA en Arizona, el cual puede ir acompañado de la CCNB y de SCM's (las trayectorias de los SCM's mostrados en Valdez Manzanilla et al 2005 para el mes de agosto).

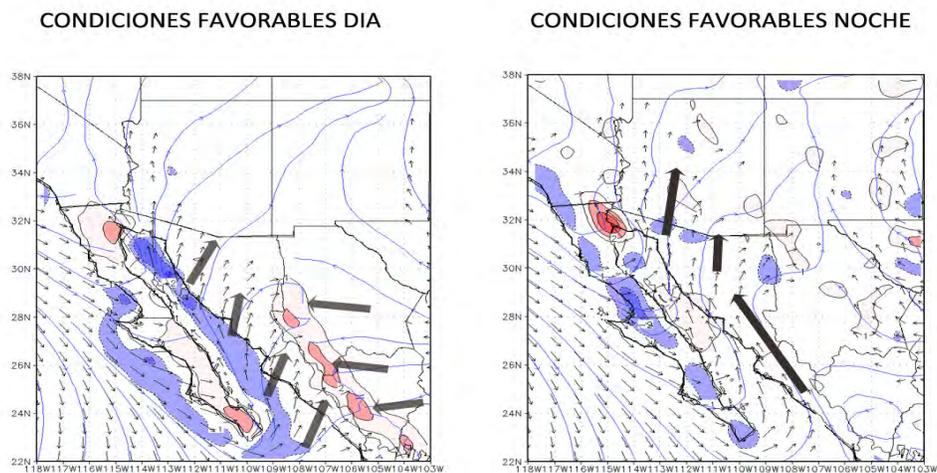


Fig. 3.56: Condiciones favorables para la formación de SCM's en la región del NAM durante el día (izquierda) y la noche (derecha).

Debido a que se ha formado una fuerza de gradiente de presión en niveles altos dirigida

hacia el océano la atmósfera alta responde con divergencia en niveles altos para compensar este gradiente y convergencia por lo tanto en niveles bajos originado por el cambio de dirección de los vientos en el sur del país, pasando de ser del este a girar anticiclónicamente convirtiéndose del sur y adentrándose al GC, mientras del lado del GM los vientos penetran hasta el este de la SMO. EL viento rotacional entonces, debe de mostrar una fuerte circulación meridional. Esto es resultado de que ya se ha originado un contraste térmico significativo entre tierra y océano.

Mientras tanto, con ayuda de la SMO más el efecto del acoplamiento de las corrientes de chorro y el mismo flujo de humedad establecido por el monzón, los sistemas convectivos tienden a organizarse aún más conforme se adentran a tierra sobre Arizona, nuevo México, etc. permitiendo su propagación y la formación de fuertes tormentas eléctricas producto del monzón, siendo así un típico periodo activo del NAM (figura 3.56). Cuando la temperatura baja, el contraste térmico disminuye y por lo tanto también la intensidad del CCNB, a su vez que los índices convectivos se reducen en valor y en área, posiblemente por la precipitación que cae sobre el mar ocasionando una disminución temporal en las TSMs y también producto de la misma cobertura nubosa en la región y por lo tanto, se entra en un período inactivo, a su vez, menos humedad penetrará hacia la SMO ya que el aire se encontrará menos saturado. Esta situación puede cambiar en presencia de un fenómeno transitorio como un huracán, una onda del Este o una TUTT, las cuales sumarán efecto a lo antes mencionado o podrían disparar episodios activos, aunque no en todos los casos (como el caso del día 14 de agosto) ya que en ocasiones podrán ocasionar un efecto no muy grande sobre la región del NAM.

El interruptor que prende y apaga las lluvias depende en gran medida de las diferencias de temperatura y de la brisa marítima.

## 4 Conclusiones

A lo largo de este estudio revisamos trabajos anteriores y se hizo un recuento del conocimiento ganado hasta el momento sobre la dinámica del Monzón mexicano.

Los monzones son circulaciones de gran escala que traen lluvias durante su fase húmeda, y tienen un fuerte impacto sobre las sociedades que de ellos dependen para subsistir. El monzón asiático es un ejemplo importante de este tipo de circulaciones, siendo sin lugar a duda uno de los más estudiados y aún no comprendido en su totalidad. El monzón mexicano no es la excepción, el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos también se encuentra sujeto a un régimen estacional de lluvias en verano con condiciones que lo hacen caer en la categoría de monzón aunque muchos autores no concuerdan en que este lo sea si se toman en cuenta ciertos criterios (Ramage 1971).

El monzón mexicano ha sido estudiado y documentado a lo largo de las últimas décadas y se han elaborado diversas hipótesis para dar una explicación al origen de la humedad que alimenta sus lluvias, surgiendo un debate acerca de cuál es la fuente de mayor importancia, siendo primero la idea de que esta humedad proviene del golfo de México y posteriormente se planteó el origen de esta humedad proveniente del océano Pacífico (niveles bajos) y en tiempos más recientes se habla de que ambos océanos aportan humedad a la región del NAM pero dando mayor importancia al océano Pacífico.

En las siguientes secciones se concluye con base en los resultados obtenidos y los objetivos planteados el estado actual de lo que hasta hoy en día sabemos acerca del monzón mexicano, algunos posibles mecanismos de formación, preguntas que aún no podemos responder acerca de la naturaleza de las lluvias del NAM y el trabajo futuro.

### 4.1 *Los antecedentes del monzón revisados*

La hipótesis que propone que el papel de la humedad en niveles bajos proveniente del pacífico es importante (D93), incluso más que la que juega la humedad proveniente del Golfo de México, se sigue sosteniendo con las bases de datos más modernas como NARR, sin dejar a un lado que la segunda también tiene algún efecto sobre el NAM (en niveles medios).

Al obtener los compuestos de depresión de punto de rocío y vientos, se vió el mismo patrón que obtuvo Douglas. A su vez, al expandir el análisis de D93 a diferentes tiempos se identifica que para todos los tiempos se mantiene una lengua de aire relativamente más húmedo a 700 y 950 *hPa* y con mayor penetración hacia continente en especial para los meses de julio y agosto y con valores máximos durante las horas de la tarde.

Elaborando compuestos de perfiles verticales de humedad y de vientos fue posible observar cómo junto con la inversión de los vientos en la región, se da también un incremento en la humedad (específica) en la región (figura 3.17). Esta humedad se encuentra concentrada principalmente en niveles bajos y el patrón de vientos muestra que en niveles medios se tienen vientos del este, lo que puede permitir un flujo de humedad proveniente del golfo de México.

Los compuestos de viento nos permitieron ver las características básicas que dominan a nivel sinóptico: un anticiclón en niveles altos (200 *hPa*) y en niveles bajos (950 *hPa*) observamos vientos del sureste al sur, cerca de la boca del GC y del suroeste más al norte, adentrándose a tierra. Al hacer un perfil del viento con la altura en un sitio seleccionado en la región, se puede apreciar la estacionalidad de los vientos, dominando la componente meridional durante los meses de verano (julio a septiembre) entre los 925 y los 950 *hPa*. Los compuestos de viento cada 3 horas en superficie muestran un máximo en los vientos entre las 03 y las 09Z coincidiendo con los resultados de algunos estudios que identifican este

máximo a las 09Z (Douglas 1993), dicho máximo de aire es considerado una corriente en chorro de niveles bajos. En niveles altos se observa para todos los tiempos la permanencia del anticiclón y con vientos relativamente fuertes.

Adicional a esto, los resultados de los índices CAPE y LI muestran valores que nos señalan a la región del GC como una zona de inestabilidad atmosférica importante. Esto no significa que todo el tiempo habrá inestabilidad o valores altos de CAPE o LI, tampoco representan por si solos cuáles son los mecanismos que fuerzan a la humedad y el aire en niveles bajos a ser ascendidos, sino que son una medida de qué tan fácil puede suceder esto. Para poder evaluar cuándo valores altos de CAPE y LI significan en verdad convección profunda es necesario también evaluar las condiciones sinópticas presentes en el momento.

Los resultados del campo de convergencia de flujo de humedad horizontal verticalmente integrado por medio de las climatologías basadas en datos de NARR muestran algunas diferencias con resultados previamente obtenidos por otros investigadores, sin embargo, los patrones que son de mayor importancia durante el monzón se han podido mostrar tal y como lo es la brisa marítima. Se observa que en la región de interés el flujo de humedad que se da debido a éstas brisas es de gran importancia y puede llegar a explicar el origen de la humedad de niveles bajos que otros autores han señalado (D93) anteriormente en la región del GC. Los resultados también favorecen la hipótesis de que aparte del GM el Océano Pacífico (y el GC) juega un papel muy importante en el inicio y desarrollo del monzón, siendo incluso el segundo de mayor importancia que el primero. Durante las horas de la noche, se pueden apreciar valores de convergencia (y divergencia) sobre Arizona y un flujo de humedad con valores significativos proveniente del GC. Esto concuerda con las incursiones de humedad conocidas como surgencias de humedad del GC. Y que a menudo pueden llegar a generar tiempo severo en la zona. A su vez, estos resultados indican la importancia que toman los fenómenos transitorios y la variabilidad intraestacional para el NAM y de nuevo sugiriendo el dominio de la dinámica de la atmósfera.

La pregunta hecha por D93 de cómo esta humedad en niveles bajos es elevada en la atmósfera se ha intentado responder estudiando algunos de los mecanismos que han sido reconocidos como posibles forzantes de la convección en la zona del monzón mexicano: TSMs, ondas del este, brisa marítima y forzamientos dados por la dinámica regional. También se ha intentado responder a la pregunta de qué factores de mayor escala y de diferentes frecuencias temporales influyen en su variabilidad año con año.

El conocimiento ganado por medio de los diferentes estudios y esfuerzos ha permitido hacer notar que la variabilidad en las lluvias del monzón mexicano no es simple, es controlada por más de un mecanismo forzante y que hay complejas interacciones entre océano-atmósfera- suelo que aún no han sido desentrañadas.

#### *4.2 TSMs y la variabilidad interanual del NAM*

Hemos visto que la variabilidad interanual del monzón de Norteamérica no es completamente explicada por fenómenos como ENOS. De los resultados obtenidos y los sugeridos por los autores mencionados, el efecto aunque modesto podría traer un monzón débil (fuerte) en el caso del Niño (la Niña). Los patrones resultantes de las anomalías para diferentes años (normales, Niño y Niña) nos dicen que la relación de las TSMs en la variabilidad interanual no es sencilla (el mecanismo forzante de TSM no es lineal o bien no hay una fuerte correlación entre ENOS y TSMs) y deben existir otros mecanismos que afecten al monzón mexicano.

Al existir poca correlación o una relación no muy clara de causa-efecto de las lluvias del NAM con ENOS, queda entonces que para la región del NAM la variabilidad intraestacional y en escalas como el ciclo diurno de los patrones atmosféricos de escala sinóptica podrían ser de mayor importancia para la formación de lluvias del NAM, no dejando de lado la importancia local que desempeñan las temperaturas altas de las TSMs en la región. Estas ideas coinciden con los hallazgos de Kim et al. 2004, quienes por medio de

un experimento con el modelo MAS (Mesoscale Atmospheric Model) (Soong y Kim 1996) encontraron que los impactos de las TSMs del GC se encuentran confinados a la circulación de mesoescala en la región pero jugando un papel importante en el ciclo hidrológico de la región, también muestran la importancia del papel del ciclo diurno de la brisa marítima y de la importancia de los vientos en niveles bajos en la producción de lluvia.

### 4.3 *La variabilidad intraestacional del NAM*

Los resultados de las pentadas de lluvia en los puntos seleccionados nos muestra que durante la temporada del NAM existen episodios de mucha (poca) lluvia seguida de poca o casi nula (muchas) conocidos como períodos activos e inactivos del monzón similar a como ocurre en el monzón asiático, la simple inspección de tales histogramas muestra que estos períodos llegan a estar separados temporalmente en lapsos de entre 12 y 15 días (figuras 3.17 y 3.18). La variabilidad intraestacional del NAM también ha sido asociada a la oscilación de Madden - Julian (Madden y Julian 1994) MJO por sus siglas en inglés.

Frecuencias temporales menores como el ciclo diurno o de escala sinóptica parecen cobrar importancia en la región debido a la fuerte dependencia del NAM a la orografía y otros factores locales. Por tal motivo se profundizó en la variabilidad intraestacional, dejando de lado los efectos de otros mecanismos ya conocidos como MJO, los CTs, para dar paso a estudiar el impacto de las ondas del este. Además de esto se analizaron las condiciones sinópticas que prevalecieron en la región a fin de tratar de determinar las condiciones ideales que puedan llegar a generar sistemas convectivos de mesoescala como los MCCs. Además, los SCM's podrían ser un modo de variabilidad para los periodos activos e inactivos del monzón, siendo modulados por los patrones y perturbaciones de escala sinóptica.

Se han llevado a cabo estudios sobre la variabilidad intraestacional del monzón asiático y de cómo la oscilación intraestacional (ISO por sus siglas en inglés) modula a las perturbaciones de escala sinóptica (Ondas propagándose hacia el oeste) en una primera aprox-

imación (David M. Lawrence 1999) por lo que, un estudio más detallado acerca de los procesos que modulan los períodos activos e inactivos en el NAM parece necesario.

#### *4.4 Casos de estudio y mecanismos forzantes*

Con los resultados obtenidos del análisis de las TSMs podemos concordar con los autores en que el papel de las TSMs (la alberca de agua caliente) juegan un papel importante al calentar las aguas que suministran humedad en niveles bajos, sin embargo no parece ser lo suficientemente fuerte como para ser el mecanismo forzante principal para hacer ascender esta humedad i.e. la relación TSM - OLR no sigue el comportamiento Clausius - Clapeyron, por lo tanto la convección profunda depende además de la alberca de agua caliente de algún otro factor para desestabilizar la atmósfera.

Motivados por los resultados se planteó un caso de estudio. El caso de estudio nos permitió analizar posibles efectos de otros mecanismos forzantes: las ondas del este.

Para el período de estudio seleccionado se observó que con el paso de la onda si hubo forma de incursionara el flujo de humedad desde la boca del GC pero su efecto no pareció durar lo suficiente como para permitir la alternancia de un período activo a un inactivo. El efecto de las ondas del este en las lluvias del NAM no es continuo y su efecto consiste en introducir más humedad a la región desde el pacífico.

Las condiciones sinópticas, en especial los patrones de viento en niveles bajos y altos junto con otros campos analizados parecen propiciar un ambiente dinámicamente favorable para la formación de sistemas convectivos de mesoescala, ya que las corrientes en chorro sirven para transportar humedad en niveles bajos y se les ha asociado con la actividad convectiva profunda, por lo que al acoplarse estas dos corrientes, o bien como variante, la divergencia que el anticiclón puede generar y una CCNB transportando aire húmedo desde el océano Pacífico y Golfo de California en niveles bajos, generará inestabilidad y dicha humedad podría ascender en la atmósfera. Esto nos llevó a pensar en que gran parte de la

variabilidad de las lluvias del monzón puede estar relacionada con esta configuración.

Debido a esto se planteó un mecanismo forzante puramente dinámico dependiente de las características de la región. Las condiciones sinópticas asociadas a frecuencias temporales mayores a 1/24 horas y menores que 1/10 días (de días a semanas, es decir usando un filtro pasabandas en el campo de vientos y OLR) no parecen ser la causa (o la única causa) de los períodos activos e inactivos. Sin embargo perturban a la atmósfera de tal manera que facilitan el transporte de humedad en niveles bajos desde el pacífico hacia la región del monzón.

Las condiciones sinópticas sin embargo, cuando no filtramos datos parecen indicar que la activación e inactivación de la precipitación en la región del NAM podría asociarse en ocasiones con fenómenos de mesoescala como los SCM's y los CCMs y en mayor medida asociarse con condiciones locales como las descritas en el mecanismo de formación de lluvia del NAM. Lo que nos lleva a sugerir que las lluvias del NAM se encuentran fuertemente influenciadas por la dinámica de mesoescala en una primera instancia y en segunda instancia por las condiciones sinópticas dominantes. El papel del ciclo diurno y la brisa marítima forzada por la orografía añaden gran complejidad a la forma en que atmósfera, océano y tierra interactúan y son de gran importancia para la formación y sustento de este tipo de sistemas convectivos y por ende en el NAM.

A mayor escala temporal (Semanas a meses) el cambio en la circulación de los vientos permite el acceso de humedad a la región del NAM, el cual luego por medio de fenómenos transitorios o el ciclo diurno es aprovechado junto con las condiciones orográficas para iniciar las lluvias del NAM, esto es muy notable en los campos de MFC.

Los resultados de este caso de estudio y del esquema conceptual propuesto se sustentan únicamente en la utilización de datos de reanálisis y datos de estaciones para comparar lluvia observada con el campo interpolado de GPCP, mostrando buena concordancia, lo que como una primera aproximación es un indicio de la posible utilidad de este mecanismo

propuesto, sin embargo se requiere de más estudios por ejemplo por medio de modelación para poder comprobarlo. También es deseable poder hacer la comprobación por medio de datos observados y mediciones en sitio probablemente provenientes de experimentos como el experimento del transecto de GPS Meteorológico del Monzón esto por el momento queda fuera del alcance de los objetivos esta tesis de maestría.

Con base en los resultados del caso de estudio y las climatologías obtenidas concluimos que más de un mecanismo forzante puede llegar a tomar parte en lograr desestabilizar la atmósfera lo suficiente como para permitir que la humedad en niveles bajos disponible en la región sea levantada, tampoco hay evidencia suficiente para confirmar la dominancia de alguno de estos.

#### *4.5 Preguntas sin responder*

Sin duda aún con todo el conocimiento ganado sigue habiendo muchas preguntas por responder. A continuación se presenta una lista de algunas interrogantes que aún siguen sin responderse y que también motivan a continuar investigando el NAM.

##### 4.5.1 La interacción ENOS con las lluvias del NAM

El papel de ENOS en las lluvias del monzón como regulador de la variabilidad interanual sigue siendo inconcluso y requiere de más investigaciones ya que su interacción en la región del NAM no es directa.

##### 4.5.2 La variabilidad del NAM

La variabilidad intraestacional del NAM no parece ser sencilla y parece estar regulada en diferentes escalas de tiempo. Gran parte de esta parece estar influenciada por los SCM's y las condiciones sinópticas que dominan en la región, sin embargo parecen existir otros mecanismos de mayor escala que a su vez pueden regular a estos, ¿De qué forma se

relacionan? Los períodos activos e inactivos del NAM ¿Cómo son regulados? A escalas interanual, decadal o incluso mayores (pensando en el contexto de un cambio climático), aún no hay una respuesta clara de cómo mecanismos forzantes como las TSMs interactúan con el NAM. Podría explorarse la variación de la alberca de agua caliente en el GC si se toma el concepto de alberca dinámica de agua caliente (Hoyos y Webster, 2010) en el cuál se considera que el umbral que define las regiones donde se puede dar convección profunda ( $TSM > 27^{\circ}C$ ) también varía conforme se calienta el globo, esto a fin de comprender como cambios o incrementos en las TSMs pueden afectar la variabilidad de las lluvias de NAM en dichas escalas temporales.

#### 4.5.3 El mecanismo que regula la CCNB

¿La formación de la corriente de chorro en niveles bajos será resultado de los contrastes de temperatura entre el mar y la tierra o es simplemente una condición orográfica? Este efecto sobre la región del NAM podría explicar en parte la formación o el reforzamiento del CCNB del Golfo de California y ser también reforzado por el incremento del contraste de temperatura entre tierra y mar.

#### 4.5.4 Fenómenos transitorios

¿Cuál es el aporte neto de los fenómenos transitorios y bajo qué condiciones refuerzan a la circulación monzónica? En el presente estudio se ha podido corroborar que más de un mecanismo forzante puede tener efecto positivo sobre las lluvias del NAM, esto puede ocurrir en compañía de algún otro mecanismo. Por lo que el aporte neto no siempre será constante y de ahí que no se pueda determinar cuál es el más importante.

#### 4.5.5 Casos de estudio

¿Es suficiente un caso de estudio para determinar un mecanismo conceptual? Probablemente sea necesario comparar lo que ocurre en otros años para poder generalizar las ideas aquí plasmadas y de preferencia hacerlo con el refuerzo de datos observados e imágenes de satélite además de también generar simulaciones con modelos numéricos.

#### 4.5.6 Datos de reanálisis y modelos numéricos

¿Los datos de reanálisis reproducen de forma adecuada el monzón? Al parecer NARR hace un buen trabajo con los campos de viento pero en cuanto al campo de lluvias no parece dar una buena respuesta, esto puede ser ocasionado por falta de datos de observaciones incorporados al sistema de asimilación de datos de NARR y por las diferencias en las densidades de las estaciones mexicanas y las estadounidenses utilizadas para asimilar el campo de precipitación las cuales se comentaron durante el capítulo 2. El uso de los datos de NARR puede complementarse con otras bases de datos como la de GPCP y junto con datos observados podemos lograr estudiar de forma más completa las características fundamentales del NAM, es decir, junto con todas estas herramientas podemos obtener climatologías para el ciclo diario, mensual, estacional, etc. Permittiéndonos identificar mecanismos dinámicos básicos y obtener pistas sobre cómo algunos fenómenos transitorios interactúan con el NAM.

Para poder obtener mejores resultados de los modelos numéricos y por ende de bases de datos como la de NARR ó GPCP se deben de incorporar más datos de observaciones e incrementar la red de estaciones en el noroeste de la república mexicana para poder incorporarlos al proceso de asimilación lo cuál no se limita a estaciones convencionales sino también a la incorporación de datos de radar y satélite. Posteriormente tratar de encontrar parametrizaciones más adecuadas para la región, una topografía mas fina y un

uso de suelo actualizado podrían resultar en la obtención de patrones atmosféricos como el del NAM más realistas.

El uso del estado del arte actual permite hacer inferencias respecto a los mecanismos dinámicos que interactúan con el NAM sin embargo, dista aún de ser perfecto.

#### 4.5.7 Otros mecanismos forzantes y su explicación física

Debido a la latitud en la que nos encontramos y a las condiciones sinópticas presentes en la atmosfera, podemos pensar en que el mecanismo que gobierna las lluvias en la región del NAM ¿Se encuentra en una combinación de inestabilidades barotrópica o baroclínica? O ¿ninguna de las anteriores? Esto de entrada, agrega complejidad al problema y es de esperarse ya que debido a su posición latitudinal en que la región central del NAM, se encuentra bajo la influencia de fenómenos de naturaleza tropical por el sur y por el norte en interacción con sistemas de latitudes medias como los frentes fríos.

### 4.6 *Trabajo futuro*

Mucha investigación se ha desarrollado en torno al Monzón de Norteamérica. Durante años se ha generado un amplio conocimiento acerca de los procesos físicos que están involucrados durante la estación de lluvias del monzón, obteniendo valiosos resultados que han marcado el camino que hay que seguir si queremos llegar a desentrañar todos los mecanismos físicos y su lugar en el NAM. Se han llevado a cabo una gran cantidad de estudios, campañas de medición y modelación numérica, sin embargo el camino continúa y aún es necesario seguir si deseamos lograr comprender la física detrás de esta circulación de gran escala y poder al final mejorar los pronósticos tanto estacionales como de corto plazo para esta región y que en última instancia permitirán a la población que depende de estas aguas para sus actividades cotidianas y su misma subsistencia beneficiarse de este conocimiento.

Una de las áreas de mayor oportunidad que arroja esta tesis es la semejanza de los períodos activos e inactivos en el NAM con los de su contraparte del monzón asiático, por lo que un estudio más detallado y avanzado es necesario para ganar más conocimiento sobre los mecanismos reguladores de estos períodos.

Es además importante continuar con la inspección del mecanismo de formación de lluvias. Los resultados del experimento El transecto de GPS Meteorológico del Monzón (Adams et al. 2014), llevado a cabo del 15 de junio al 15 de septiembre de 2013 el cual contó con una campaña de mediciones intensivas en puntos estratégicos para caracterizar el comportamiento y distribución de vapor de agua y el rol de sus flujos en la SMO, mejorar los pronósticos numéricos operativos agregando el agua precipitable a la asimilación de datos y ampliar los esfuerzos y colaboraciones entre EUA y México en lo que respecta a ciencias atmosféricas y meteorología. Dicho estudio podrá dar grandes frutos en cuanto a la formación de los SCMs. También es importante estudiar la fase seca (invierno) del monzón la cual no fue desarrollada durante este estudio. Posiblemente tendremos más respuestas acerca de los mecanismos que dominan la región del NAM y tal vez pueda servir para comprobar los resultados y propuestas desarrollados a lo largo de este estudio.



## Bibliografía

- [1] Adams, David K. and Andrew C. Comrie (1997) "The North American Monsoon," *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **78**, pp. 2198–2213.
- [2] Adams, David K., C. Minjarez, Yolande Serra, Arturo Quintanar, L. Alatorre, A. Granados, E. Vázquez, and J Braun (2014) "Mexican GPS Tracks Convection From North American Monsoon," *EOS*, Vol. **95**, pp. 61–68.
- [3] Adams, Jennifer L. and David J. Stensrud (2007) "Impact of Tropical Easterly Waves on the North American Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. **20**, pp. 1219–1238.
- [4] Alduchov, Oleg A. and Robert E. Eskridge (1996) "Improved Magnus Form Approximation of Saturation Vapor Pressure," *Journal of Applied Meteorology*, Vol. **35**, pp. 601–609.
- [5] Banacos, Peter C. and David M. Schultz (2005) "The Use of Moisture Flux Convergence in Forecasting Convective Initiation: Historical and Operational Perspectives," *Weather and Forecasting*, Vol. **20**, pp. 351–366.
- [6] Becker, Andreas, Udo Schneider, Peter Finger, Anja Meyer-Chistoffer, Bruno Rudolf, and Markus Ziese (2013) "A description of the global land-surface precipitation data products of the Global Precipitation Climatology Centre with sample applications including centennial (trend) analysis from 1901 ũ present," *Earth System Science Data*, Vol. **5**, pp. 71–99, URL: <http://www.earth-syst-sci-data.net/5/71/2013/>.

- 
- [7] Becker, Emily J. and Ernesto hugo Berbery (2008) "The Diurnal Cycle of Precipitation over the North American Monsoon Region during the NAME 2004 Field Campaign," *Journal of Climate*, Vol. 21, pp. 771–787.
- [8] Berbery, Ernesto Hugo (2000) "Mesoscale Moisture Analysis of the North American Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. 14, pp. 121–137.
- [9] Bieda, III. Stephen W., Casey C. Kahn-Thornbrugh, David K Adams, Michael A. Crimmins, Christopher L. Castro, Lee A. Byerle, John J. Brost, and Andrew C. Comrie (2013) "The North American Monsoon System."
- [10] Bolvin, David T., Robert F. Adler, George J. Huffman, Eric J. Nelkin, and Jani P. Poutainen (2009) "Comparison of GPCP Monthly and Daily Precipitation Estimates with High-LatitudeGauge Observations," *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 48, pp. 1843–1857.
- [11] Brewer, A. M. and K. J. Gaston (2003) "The geographical range structure of the holly leaf-miner. II. Demographic rates," *Journal of Animal Ecology*, Vol. 72(1), pp. 82–93.
- [12] Bryson, R. A. and W. P. Lowrey (1955) "Synoptic climatology of the Arizona summer precipitation singularity," *Bulletin of American Meteorological society*, Vol. 36, pp. 329–339.
- [13] Bukovsky, Melissa S. and David J. Karoly (2006) "A Brief Evaluation of Precipitation from the North American Regional Reanalysis," *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 8, pp. 837–846.
- [14] Carleton, Andrew M. and Paul J. Weser (1990) "Mechanisms of Interannual Variability of the Southwest United States Summer Rainfall Maximum," *Journal of Climate*, Vol. 3, pp. 999–1015.

- [15] Castro, Chirstopher L., Robert A. Pielke Sr., and J. D. Adegoke (2007) "Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model climatology (1950-2002)," *Journal of Climate*, Vol. **20**, pp. 89-110.
- [16] Castro, Christopher L., Thomas B. McKee, and Roger A. Pielke Sr. (2001) "The Relationship of the North American Monsoon to Tropical and North Pacific Sea Surface Temperatures as Revealed by Observational Analyses," *Journal of Climate*, Vol. **14**, pp. 4449-4473.
- [17] Chen, J. M., W.M. ju, J. Cihlar, D. Price, J. Liu, W. J. Chen, J. J. Pan, A. Black, and A. Barr (2003) "Spatial distribution of carbon sources and sinks in Canada's forests," *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, Vol. **55(2)**, pp. 622-641.
- [18] Chou, Chia, Jien-Yi Tu, and Jia-Yuh Yu (2003) "Interannual Variability of the Western North Pacific Summer Monsoon: Differences between ENSO and Non-ENSO Years," *Journal of Climate*, Vol. **16**, pp. 2275-2287.
- [19] Cook, B. I. and R. Seager (2012) "The Response of the North American Monsoon to Increased Greenhouse Gas Forcing," *Journal of Geophysical Research*, Vol. **118**, pp. 1-10.
- [20] Cotton, William R. and Richard A. Anthes (1989) *Storm and Cloud Dynamics*: Academic Press Inc, pp.883pp.
- [21] Dee, D. P., S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda et al. (2011) "The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system," . *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. **137 issue 656**, pp. 553-597.

- 
- [22] Doswell, III. Charles A. and David M. Schultz (2006) "On the Use of Indices and Parameters in Forecasting Severe Storms," *E-Journal of Severe Storms Meteorology*, Vol. 1, pp. 1–14.
- [23] Douglas, Arthur V. and Philip J. Engleheart (2007) "A Climatological Perspective of Transient Synoptic Features during NAME 2004," *Journal of Climate*, Vol. 20, pp. 1947–1954.
- [24] Douglas, Michael W. (1995) "The Summertime Low-Level Jet over the Gulf of California," *Monthly Weather Review*, Vol. 123, pp. 2334–2347.
- [25] Douglas, Michael W., Robert A. Maddox, Kenneth Howard, and Sergio Reyes (1993) "The Mexican Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. 6, pp. 1665–1677.
- [26] Douglas, Michael W., Arturo Valdez-Manzanilla, and Rafael Garcia Cueto (1998) "Diurnal ariation and Horizontal Extent of the Low-Level Jet over the Northern Gulf of California," *Monthly Weather Review*, Vol. 126, pp. 2017–2025.
- [27] Englehart, Phillip J. and Arthur V. Douglas (2001) "The Role of Eastern North Pacific Tropical Storms in Rainfall Climatology of Western Mexico," *International Journal of Climatology*, Vol. 21, pp. 1357–1370.
- [28] ——— (2006) "Defining Intraseasonal Rainfall Variability within the North American Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. 19, pp. 4243–4253.
- [29] Fasullo, John and Peter J. Webster (1999) "Atmospheric and Surface Variations during Westerly Wind Bursts in the Tropical Western Pacific," *Q. J. R.Meteorol. Soc*, Vol. 126, pp. 899–924.
- [30] Fawbush, E. J. and Robert Miller (1951) "An empirical method of forecasting tornado Development," *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 32, pp. 1–9.

- [31] Feng, X., M. Bosilovich, P. Houser, and J.-D. Chern (2012) "Impact of Land Surface Conditions on 204 North American Monsoon in GCM Experiments," *Journal of Geophysical research*, Vol. **118**, pp. 1–13.
- [32] Finch, Zachary O. and Richard H. Johnson (2010) "Observational Analysis of an Upper-Level Inverted Trough during the 2004 North American Monsoon Experiment," *Monthly Weather Review*, Vol. **138**, pp. 3540–3555.
- [33] Fuller, Ryan D. and David J. Stensrud (2000) "The Relationship between Tropical Easterly Waves and Surges over the Gulf of California during the North American Monsoon," *Monthly Weather Review*, Vol. **128**, pp. 2983–2989.
- [34] Galway, Joseph G. (1956) "The lifted index as a predictor of latent instability," *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **37**, pp. 528–529.
- [35] Graham, N. E. and T. P. Barnett (1987) "Sea Surface Temperature, Surface Wind Divergence, and Convection Over Tropical Oceans," *Science*, Vol. **238**, pp. 657–659.
- [36] Gray, William M. (1968) "Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms," *Monthly Weather Review*, Vol. **96(10)**, pp. 669–700.
- [37] Gutzler, David S. (2004) "An Index of Interannual Precipitation Variability in the Core of the North American Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. **17**, pp. 4473–4480.
- [38] Hadley, G. (1735) "Concerning the cause of the general trade winds," *phil Trans., Roy Soc. London*, Vol. **39**, pp. 58–62.
- [39] Hales, Jr. John E. (1972) "Surges of Maritime Tropical air Northward over the Gulf of California," *Monthly Weather Review*, Vol. **100**, pp. 298–306.
- [40] ——— (1974) "Southwestern United States Summer Monsoon Source- Gulf of Mexico or Pacific Ocean?" *Journal of Applied Meteorology*, Vol. **13**, pp. 331–342.

- 
- [41] Halley, E. (1686) "An historical account of the trade winds and the monsoons, observable in the seas between and near the tropicks, with an attempt to assign a physical cause of the sea winds," *phil Trans., Roy Soc. London*, Vol. **16**, pp. 153–168.
- [42] Higgins, R. W. et al. (2006) "The NAME 2004 Field Campaign and Modeling Strategy," *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **87**, pp. 79–94.
- [43] Higgins, R. W., Y. Chen, and A. V. Douglas (1999) "Interannual Variability of the North American Warm Season Precipitation Regime," *Journal of Climate*, Vol. **12**, pp. 653–680.
- [44] Higgins, R. W. and D. Gochis (2007) "Synthesis of results from the North American Monsoon Experiment (NAME) process study," *Journal of Climate*, Vol. **20**, pp. 1601–1607.
- [45] Higgins, R. W. and W. Shi (2000) "Dominant Factors Responsible for Interannual Variability of the Summer Monsoon in the Southwestern United States," *Journal of Climate*, Vol. **13**, pp. 759–776.
- [46] Higgins, R. W., W. Shi, and C. Hain (2004) "Relationships Between Gulf of California Moisture Surges and Precipitation in the Southwestern United States."
- [47] Higgins, R. W., Y. Yao, and X. L. Wang (1997) "Influence of the North American Monsoon System on the U.S. Summer Precipitation Regime," *Journal of Climate*, Vol. **10**, pp. 2600–2621.
- [48] Houze, Robert A. (2004) "Mesoscale Convective Systems," *Reviews of Geophysics*, Vol. **42**, p. 43pp.
- [49] Hoyos, Carlos D. and Peter J. Webster (2007) "The Role of Intraseasonal Variability

- in the Nature of Asian Monsoon Precipitation," *Journal of Climate*, Vol. 20, pp. 4402–4424.
- [50] Hoyos, Carlos and Peter J. Webster (2010) "Tropical Ocean Warm Pool in a Warming Climate."
- [51] Huffman, G.J., R.F. Adler, M. Morrissey, D.T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B McGavock, and J. Susskind (2001) "Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multi-Satellite Observations," *J. Hydrometeor.*, Vol. 2, pp. 36–50.
- [52] Ill., Stephen W. Bieda, Christopher L. Castro, Steven L. Mullen, Andrew C. Comrie, and Erick Pytlak (2009) "The Relationship of Transient Upper-Level Troughs to Variability of the North American Monsoon System," *Journal of Climate*, Vol. 22, pp. 4213–4227.
- [53] J., Lang T., D. A. Ahijevych, S. W. Nesbitt, R. H. Carbone, S. A. Rutledge, and R. Cifelli (2007) "Radar-observed Characteristics of Precipitating Systems During NAME 2004," *J. Climate*, Vol. 20, pp. 1713–1733.
- [54] Jiang, Xingwen and Jianping Li (2011) "Influence of the annual cycle of sea surface temperature on the monsoon onset," *Journal of Geophysical research*, Vol. 116, p. 14pp.
- [55] Johnson, Richard D., Paul E. Ciesielski, Brian D. McNoldy, Peter J. Rogers, and Richard K. Taft (2007) "Multiscale Variability of the Flow during the North American Monsoon Experiment," *Journal of Climate*, Vol. 20, pp. 1628–1648.
- [56] Joyce, Robert J., John E. Janowiak, Phillip A. Arkin, and Pingping Xie (2004) "CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution," *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 5, pp. 487–503.

- [57] Jáuregui, E. (2003) "Climatology of Landfalling Hurricanes and Tropical Storms in Mexico," *Atmósfera*, Vol. **16**, pp. 193–204.
- [58] Kanamitsu, Masao, Wesley Ebisuzaki, Jack Woollen, Shi-Keng Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002) "NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2)," *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **83**, pp. 1631–1643.
- [59] Kiladis, George N., Chris D. Thorncroft, and Nicholas M. J. Hall (2006) "Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves Part I: Observations," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. **63**, pp. 2212–2230.
- [60] Kim, Jinwon, Jongyoun Kim, John Farra, and John O. Roads (2004) "The Effects of the Gulf of California SSTs on Warm-Season Rainfall in the Southwestern United States and Northwestern Mexico: A Regional Model Study," *Journal of Climate*, Vol. **18**, pp. 4970–4992.
- [61] Kloth, Carolyn M. and Robert Davies-Jones (1980) "The Relationship of the Jet Stream to Tornado Occurrence," *NOAA technical Memorandum ERL NSSL*, Vol. **88**, p. 68pp.
- [62] Krishnamurthi, T. N. (1971) "Tropical East-West Circulations During the North American Summer," *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. **28**, pp. 1342–1347.
- [63] Kuhn, K. G., D. H. Campbell-Lendrum, B. Armstrong, and C. R. Davies (2003) "Malaria in Britain: past, present, and future," *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, Vol. **100(17)**, pp. 9997–10 001.
- [64] Ladwig, William C. and David J. Stensrud (2008) "Relationship Between Easterly Waves and Precipitation during the North American Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. **22**, pp. 258–271.

- [65] Larson, Joshua, Yaping Zhou, and R. Wayne Higgins (2005) "Characteristics of Land-falling tropical Cyclones in the United States and Mexico: Climatology and Interannual Variability," *Journal of Climate*, Vol. **18**, pp. 1247–1262.
- [66] Lau, K.-M., H.-T. Wu, and S. Bony (1996) "The Role of Large-Scale Atmospheric Circulation in the Relationship between Tropical Convection and Sea Surface Temperature," *Journal of Climate*, Vol. **10**, pp. 381–392.
- [67] Lawrence, David M. (1999) "Intraseasonal Variability of the South Asian Monsoon," *Universidad de Colorado, programa de Ciencias Atmosféricas y del Océano. Colorado U.S.A.*, p. 195pp.
- [68] Lawrence, Mark G. (2004) "The Relationship Between Relative Humidity and the Dewpoint Temperature in Moist Air," *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **86**, pp. 225–233.
- [69] Lawrence, Miles B. (1998) "Eastern North Pacific Hurricane Season of 1997," *Monthly Weather Review*, Vol. **27**, pp. 2440–2454.
- [70] Liebmann, B. and C. A. Smith (1996) "Description of a Complete (Interpolated Outgoing Longwave Radiation dataset," *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. **77**, pp. 1275–1277.
- [71] Lin, Yuh-Lang (2007) *Mesoscale Dynamics*: Cambridge, pp. **609**.
- [72] Lorenz, David J. and Dennis L. Hartman (2006) "The Effect of the MJO on the North American Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. **19**, pp. 333–343.
- [73] Madden, Roland A. and Paul R. Julian (1971) "Description of a 40–50 day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific," *Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. **28**, pp. 702–708.

- [74] ——— (1994) "Observations of the 40–50-Day Tropical Oscillation—A Review," *Monthly Weather Review*, Vol. 122, pp. 814–837.
- [75] Maddox, Robert A. (1980) "Mesoscale Convective Complexes," *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 61, pp. 1374–1387.
- [76] ——— (1983) "Large Scale Meteorological Conditions Associated with Midlatitude, Mesoscale Convective Complexes," *Monthly Weather Review*, Vol. 111, pp. 1475–1493.
- [77] Maddox, Robert A. and Charles A. Doswell III (1982) "An Examination of Jet Stream Configurations, 500 mb Vorticity Advection and Low Level Thermal Advection Patterns During Extended Periods of Intense Convection," *Monthly Weather review*, Vol. 110, pp. 184–197.
- [78] Means, L. L. (195) "A Study of the Mean Southerly Wind Maxima in Low Level Associated with a Period of Summer Precipitation in the middle West," *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 35, pp. 166–170.
- [79] Messinger, Fedor, Geoff Dimego, Eugenia Kalnay, Kenneth Mitchell, Perry C. Shafran, Wesley Ebisuzaki, Dusan Jovic, Jack Woollen, Eric Rogers, Ernesto H. Berbery, Michael B. Ek, Yu Fan, Robert Grumbine, Wayne Higgins, Hong Li, Ying Lin, Geoff Mankin, David Parrish, and Wei Shi (2006) "North American Regional Reanalysis," *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 87, pp. 343–360.
- [80] Mitchell, D. L. and T. J. Brown (1996) "The role of the Eastern Pacific warm pool in the Mexican Monsoon," in *Preprints, Eighth Conf. on Air-Sea Interaction and Conf. on the Global Ocean-Atmosphere-Land System (GOALS)*, pp. 352–355, Amer. Meteor. Soc, Atlanta, GA.
- [81] Mitchell, Timothy D. and Phillip D. Jones (2005) "An improved method of constructing

- a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids," *International Journal of Climatology*, Vol. 25, pp. 693–712.
- [82] Mo, K. C., E. Rogers, W. Ebizusaki, R. W. Higgins, J. Woolen, and M. L. Carrera (2007) "Influence of the North American Monsoon Experiment (NAME) 2004 Enhanced Soundings on NCEP Operational Analyses," *Journal of Climate*, Vol. 20, pp. 1821–1842.
- [83] Mo, K. C., J.-K. Schemm, H. Huang, and R. W. Higgins (2005) "Impact of model resolution on the prediction of summer precipitation over the United States and Mexico," *Journal of Climate*, Vol. 18, pp. 3910–3927.
- [84] Nesbitt, Stephen W., David J. Gochis, and Timothy J. Lang (2008) "The Diurnal Cycle of Clouds and Precipitation along the Sierra Madre Occidental Observed during NAME-2004: Implications for Warm Season Precipitation Estimation in Complex Terrain," *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 9, pp. 728–743.
- [85] Newman, Andrew and Richard H. Johnson (2012) "Mechanisms for Precipitation Enhancement in a North American Monsoon Upper-Tropospheric Trough," *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 9, pp. 1775–1792.
- [86] Newton, C. W., Robert C. Miller, E. R. Fosse, D. R. Booker, and P. McManamon (1978) "Severe Thunderstorms: Their Nature and their Effects on Society," *Interdisciplinary Science Review*, Vol. 3, pp. 71–85.
- [87] Palmen, E. (1948) "On the Formation and Structure of Tropical Hurricanes," *Geophysica*, Vol. 3, pp. 26–38.
- [88] Palmén, Erik and Eero O. Holopainen (1962) "Divergence, Vertical Velocity and Conversion Between Potential and Kinetic Energy in a Extratropical Disturbance," *Geophysica*, Vol. 8, pp. 89–113.

- [89] Pytlak, Erick, Melissa Goering, and Adam Bennett (2005) "Upper Tropospheric Troughs and their Interaction with the North American Monsoon."
- [90] R. Damiani et al. (2008) "The Cumulus Photogrammetric, in Situ, and Doppler Observations Experiment of 2006," *Bulletin American Meteorological Society*, Vol. **89**, pp. 57–73.
- [91] Rajeevan, M., Sulochana Gadgil, and Jyoti Bhate (2010) "Active and Break Spells of the Indian Summer Monsoon," *Journal of Earth System Science*, Vol. **11:3**, pp. 229–247.
- [92] Ramage, C. S. (1971) *Monsoon Meteorology*, p. 295 pp: Academic Press.
- [93] Ramanadham, R., P. Visweswara Rao, and J. K. Patnaik (1973) "Break in the Indian summer Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. **104**, pp. 635–647.
- [94] Rasmuson, E. (1967) "Atmospheric Water Vapor Transport and the Water Balance of North America," *Monthly Weather Review*, Vol. **95**, pp. 403–426.
- [95] Reitan, Clayton H. (1957) "The Role of Precipitable Water Vapor in Arizona's Summer Rains," Tech Report on the Meteorology and Climatology of Arid Regions **Num. 2**, Inst. Of Atmospheric Physics, The University of Arizona.
- [96] Reyes, Sergio, Michael W. Douglas, and Robert Maddox (1994) "El Monzón del Suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP)," *Atmósfera*, Vol. **7**, pp. 117–137.
- [97] Reyes, Sergio and Mejía-Trejo (1991) "Tropical perturbations in the Eastern Pacific and the Precipitation field over North-Western Mexico in relation to the ENSO phenomenon," *International Journal of Climatology*, Vol. **11**, pp. 515–528.

- [98] Ritchie, Elizabeth A., Kimberly M. Wood, David S. Gutzler, and Sarah White (2011) "The Influence of Eastern Pacific Tropical Cyclone Remnants on the Southwestern United States," *Monthly Weather Review*, Vol. 139, pp. 192–210.
- [99] Ropelewski, Chester F., David Gutzler, R. W. Higgins, and C. R. Mechoso (2005) "The American Monsoon Systems," *The Global monsoon system : research and forecast : report of the International Committee of the Third International Workshop on Monsoons (IWM-III) 2-6 November 2004, Hangzhou, China*, pp. 11–22.
- [100] Rowe, Angela K., Steven A. Rutledge, and Timothy J. Lang (2012) "Investigation of Microphysical Processes Occurring in Isolated Convection during NAME," *Monthly Weather Review*, Vol. 139, pp. 424–443.
- [101] Rowe, Angela K., Steven A. Rutledge, Timothy J. Lang, Paul E. Ciesielski, and Steven M. Saleeby (2008) "Elevation-Dependent Trends in Precipitation Observed during NAME," *Monthly Weather Review*, Vol. 136, pp. 4962–4979.
- [102] Schiffer, Nicole J. and Steven W. Nesbitt (2012) "Flow, Moisture, and Thermodynamic Variability Associated with Gulf of California Surges within the North American Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. 25, pp. 4220–4241.
- [103] Schmitz, Jeffrey and Steven L. Mullen (1996) "Water Vapor Transport Associated with the Summertime North American Monsoon as Depicted by ECMWF analyses," *Journal of Climate*, Vol. 9, pp. 1621–1634.
- [104] Sellers, William D. and Richard H. Hill (1974) *Arizona Climate*, p. 616: University of Arizona Press.
- [105] Serra, Yolande L., George N. Kiladis, and Kevin I. Hodges (2010) "Tracking and Mean Structure of Easterly Waves over the Intra-Americas Sea," *Journal of Climate*, Vol. 23, pp. 4824–4840.

- [106] Shukla, J. and D. A. Paolina (1983) "The Southern Oscillation and Long Range Forecasting of the Summer Monsoon Rainfall over India," *Monthly Weather Review*, Vol. **111**, pp. 1830–1837.
- [107] Soong, S. and J. Kim (1996) "Simulation of a heavy precipitation event in California," *Climate Change*, Vol. **32**, pp. 55–77.
- [108] Stensrud, David J. (1996) "Importance of Low-Level Jets to CLimate: A Review," *Journal of Climate*, Vol. **9**, pp. 1698–1711.
- [109] ——— (1997) "Surges over the Gulf of California during the Mexican Monsoon," *Monthly Weather Review*, Vol. **125**, pp. 417–437.
- [110] Stensrud, David J., Robert L. Gall, Steven L. Mullen, and Kenneth W. Howard (1995) "Model Climatology of the Mexican Monsoon," *Journal of Climate*, Vol. **8**, pp. 1775–1794.
- [111] Torrence, C. and Peter J. Webster (1998) "The annual cycle of persistence in the El Nino-Southern Oscillation," *Q. J. R. Meteorol. Soc*, Vol. **Vol. 124**, pp. 1985–2004.
- [112] Uccellini, Louis W. and Donald R. Johnson (1979) "The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms," *Monthly Weather Review*, Vol. **107**, pp. 682–703.
- [113] Ueda, Hiroaki (2005) "Air-sea Coupled Process Involved in Stepwise Seasonal Evolution of the Asian Summer Monsoon," *Geographical Review of Japan*, Vol. **78**, pp. 825–841.
- [114] Valdez-Manzanilla, Arturo and V. L. Barradas Miranda (2012) "Mesoscale Convective Systems During NAME," *Atmósfera*, Vol. **25,2**, pp. 155–170.

- [115] Valdez-Manzanilla, Arturo, Miguel Cortéz Vázquez, and Juan José Pastrana Francisco (2005) "An Exploratory Study of Mesoscale Convective Systems in Mexico," *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía UNAM*, Vol. Núm 56, pp. 26–42.
- [116] Webster, Peter J. (1987) *The Variable and Interactive Monsoon*: J. Wiley Co., (Eds., Fein and Stephens), pp.269–330.
- [117] ——— (1994) "The Role of hydrological Processes in Ocean–Atmosphere Interactions," *Reviews of Geophysics*, Vol. 32,4, pp. 427–476.
- [118] Webster, Peter J. and J. Fasullo (2003) "Monsoon Dynamical Theory," *Elsevier Science*, pp. 1370–1386.
- [119] Webster, Peter J., Victor O. Magaña, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Thomas, M. Yanai, and T. Yasunari (1998) "Monsoons: Processes, Predictability and Prospects for Prediction," *Q. J. R. Meteorol. Soc*, Vol. 108, pp. 14,451–14,510.
- [120] Wu, R. and B. Wang (2000) "Interannual Variability of Summer Monsoon Onset over the Western North Pacific and the Underlying Processes," *Journal of Climate*, Vol. 13, pp. 2483–2501.
- [121] Xie, P. and P. A. Arkin (1996) "Analyses of Global Monthly Precipitation Using Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Predictions," *J. Climate*, Vol. 9, pp. 840 –858.
- [122] ——— (1997) "Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates and Numerical Model Outputs," *Bulletin of American Meteorological Society*, Vol. 78, pp. 2539–2558.

- [123] Zehnder, Joseph A. (2004) "Dynamic Mechanisms of the Gulf Surge," *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109.