



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

PRECIPITACIÓN CONVECTIVA Y AGUA PRECIPITABLE DEL EXPERIMENTO
DEL TRANSECTO GPS DEL MONZÓN DE NORTEAMÉRICA 2013

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
OMAR RAMOS PÉREZ

DIRECTOR DE TESIS
DR. DAVID K. ADAMS
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

MÉXICO, D. F., ENERO 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

PRECIPITACIÓN CONVECTIVA Y AGUA PRECIPITABLE DEL
EXPERIMENTO DEL TRANSECTO GPS
DEL MONZÓN DE NORTEAMÉRICA 2013

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA

OMAR RAMOS PÉREZ

DIRECTOR DE TESIS
DR. DAVID K. ADAMS
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

MÉXICO, D. F., ENERO 2016

Agradecimientos

Me gustaría agradecer primero a Dr. David K. Adams, quien me guió en todo el proceso de esta investigación. Pero sobre todo porque desde el inicio me apoyo y dedico tiempo para resolver todas las dudas relacionadas con este trabajo, aparte de los conocimientos compartidos, la paciencia y el impulso para la culminación de esta etapa académica.

También, quiero agradecer a los miembros del jurado: Dr. Christopher Castro, Dr. Carlos Manuel Minjarez-Sosa, Dr. Arturo Quintanar y Dr. Víctor Mendoza Castro primero por haber leído la tesis y por que sus comentarios han ayudado a pulir esta investigación.

A Dr. Carlos Ochoa quien con su increíble talento en NCL fue posible la realización de los diagramas Hovmöller.

Agradezco al Posgrado en Ciencias de la Tierra, al Centro de Ciencias de la Atmósfera. En especial a la UNAM por apoyar el proyecto PAPIIT IA101913, el cual, fue base de este estudio.

A mi familia, amigos (Alejandro, Rafael, Gilberto, Martín, Martha, Jaime y Andrea), compañeros de la clase de Modelación Meteorológica de Mesoescala y a todas las personas que han compartido su tiempo conmigo.

A Lic. Higelcel por la ayuda con la instalación de los diferentes softwares utilizados en este trabajo.

A CONACYT y al Centro de Ciencias de la Atmósfera por la beca otorgada para terminar mis estudios.

Índice general

Agradecimientos.....	III
Índice general.....	IV
Lista de Figuras.....	VI
Lista de tablas.....	IX
Resumen.....	X
Introducción.....	1
1.1 Definición de monzón.....	3
1.2 Área de Estudio.....	6
1.3 Monzón de Norteamérica.....	6
1.4 Área geográfica del Monzón de Norteamérica.....	8
1.5 Flujo de aire durante el Monzón de Norteamérica.....	9
1.6 Debate sobre la fuente de humedad del Monzón de Norteamérica.....	10
1.7 Experimento del Monzón de Norteamérica (NAME): Resumen de los Resultados Relevantes para esta Tesis.....	11
1.8 Estudios resultantes de las observaciones del NAME.....	13
1.8.1 Ciclo Diurno de Precipitación influenciado por la Topografía.....	14
1.8.2 Ciclo diurno de Convección.....	15
1.8.3 Sistema Convectivo de Mesoescala (MCS).....	16
1.8.4 Estructura vertical de convección.....	17
1.8.5. Variabilidad intraestacional de precipitación en MCS.....	18
1.9 Pronóstico del Monzón de Norteamérica mediante modelos numéricos.....	19
1.10 Motivación de la Tesis.....	20
1.11 Objetivos de la Tesis.....	22
Métodos y Datos.....	26
2.1 Datos.....	26
2.2 Técnicas para medir el Vapor de Agua.....	28
2.3 Metodología.....	34
2.3.1 Análisis de compuesto.....	34
2.3.2 Clasificación de eventos convectivos.....	34

2.3.3 Tiempo de la transición de convección somera a profunda.....	36
2.3.4 Identificación de MCS.....	38
2.3.5 Estimación de la velocidad de propagación de MCS.....	42
Resultados.....	44
3.1 Ciclo diario de precipitación.....	44
3.2 Ciclo diario de Agua Precipitable.....	49
3.2.1 Ciclo diario de AP de acuerdo a días convectivos y no convectivos.....	54
3.3 Transición estacional de AP.....	62
3.4 Transición convección somera a profunda.....	68
3.4 Propagación de MCS.....	74
4. Conclusiones.....	83
5. Trabajo a futuro.....	86
6. Bibliografía.....	87

Lista de Figuras

Figura 1.1: Porcentaje de la precipitación total anual en la región del NAM que cae durante julio, agosto y septiembre	3
Figura 1.2: Regiones monzonales de acuerdo con la definición de Ramage (1971)	4
Figura 1.3: Circulación monzonal	5
Figura 1.4: Zona de estudio.....	6
Figura 1.5: Mapa de la precipitación total durante julio-agosto en el noroeste de México	7
Figura 1.6: Mapa orográfico de la región del NAM	8
Figura 1.7: Patrón del flujo a 500 mb en la región del NAM	9
Figura 1.8: Zonas de estudio (1, 2 y 3) durante el experimento del NAME	11
Figura 1.9: Instrumentación del experimento del NAME	12
Figura 1:10 Red de radares, pluviómetros, perfiladores del viento y sitios de radiosondeo durante el experimento del NAME	14
Figura 1.11: Esquema de una sección en corte transversal en dirección vertical de un MCS	16
Figura 1.12: Sitios de observación del experimento Transecto de GPS Meteorológico del Monzón 2013	22
Figura 1.13: Actividad eléctrica durante un MCS	25
Figura 2.1: Esquemática del atraso que experimenta la señal del GPS debido a la Ionosfera y Tropósfera	31
Figura 2.2: Ubicación de GPS durante el experimento del NAME	33

Figura 2.3: Ejemplo de un evento convectivo ocurrido entre el 15 y 16 de Julio.....	35
Figura 2.4: Ejemplo de un MCS propagándose hacia el GC durante la tarde del 5 de julio a la madrugada del 6 de julio (BASC-ONVS).....	39
Figura 2.5: Ejemplo de un MCS propagándose hacia el GC durante la tarde del 12 de julio a la madrugada del 13 de julio.....	40
Figura 3.1: Esquema de los mecanismos diurnos observados a lo largo de la SMO.....	44
Figura 3.2: Perfil topográfico del transecto 1 del sitio de estudio.....	45
Figura 3.3: Ciclo diurno de la precipitación en las 10 estaciones GPS del experimento de 2013.....	48
Figura 3.4: Ciclo diurno de AP en las 10 estaciones GPS del experimento de 2013.....	52
Figura 3.5: Ciclo diurno de AP tomando en cuenta cuando únicamente ocurren días convectivos en las 9 estaciones GPS del experimento de 2013.....	56
Figura 3.6: Ciclo diurno de AP cuando ocurren <i>días no convectivos (color azul)</i> versus <i>días convectivos (color rojo)</i> en las 10 estaciones GPS del experimento de 2013.....	58
Figura 3.7: Ejemplo de series de tiempo de AP promedio (línea roja), TTN (línea azul) y rayos (barras) considerando todo el periodo del experimento de 2013 (~92 días).	60
Figura 3.8: Fechas del inicio del Monzón en la costa oeste de México, Arizona y Nuevo México.....	63
Figura 3.9: Ciclo diurno de AP, inicio (color azul) versus final (color rojo) del NAM.....	66
Figura 3.10: Serie de tiempo de eventos convectivos en las estaciones que conforman el transecto 1.....	71
Figura 3.11: Serie de tiempo de TTN (línea negra), derivadas de tiempo de AP (línea roja) y derivadas de tiempo de TTN (línea azul) de los sitios GPS del transecto 1.....	73
Figura 3.12: Características en superficie de una piscina fría durante el 2 de julio en el transecto BASC-ONVS.....	76

Figura 3.13: Características en superficie de una piscina fría durante el 8 de septiembre en el transecto BGTO-MOCH.....	76
Figura 3.14: Ejemplo del calculo del delta del tiempo de una piscina fría ocurrida entre la noche del 1 de julio y el inicio del 2 de julio.....	77
Figura 3.15: Sondeo promedio de 10 casos de MCS en el transecto BASC-ONVS.....	79
Figura 3.16: Sondeo promedio de 17 casos de MCS en el transecto BGTO-MOCH.....	80
Figura 3.17: Promedio (banda de latitud 28.30° - 29.06°N y 10 eventos) del ciclo diurno de TTN durante MCS propagándose de BASC-ONVS.....	81
Figura 3.18: Promedio (banda de latitud 25.21° - 26.04°N y 17 eventos) del ciclo diurno de TTN durante MCS propagándose de BASC-ONVS.....	81

Lista de tablas

Tabla 1.1: Teorías transición de convección somera a profunda.....	23
Tabla 2.1: Coordenadas geográficas de las estaciones del experimento de 2013.....	27
Tabla 2.2: MCS en los transectos de BASC-ONVS y de BGTO-MOCH, durante el NAM de 2013.....	41
Tabla 3.1: Agrupación de las estaciones GPS y meteorológicas que conforman el experimento de 2013.....	45
Tabla 3.2: Clasificación de días convectivos.....	54
Tabla 3.3: Pendientes de AP y CCT en los 3 casos: climatológico, días convectivos y días no convectivos.....	61
Tabla 3.4: Pendiente AP y TTN durante el Inicio vs Final del NAM, caso climatológico.....	66
Tabla 3.5: Clasificación de eventos convectivos en las estaciones que conforman el Transecto 1.....	68
Tabla 3.6: Velocidad de diferentes eventos de piscinas frías en la región de BASC-ONVS... ..	78
Tabla 3.7: Velocidad de diferentes eventos de piscinas frías en la región de BGTO-MOCH.. ..	78

Resumen

La variabilidad temporal y espacial del vapor de agua en los trópicos es importante para determinar cuando y en donde convección atmosférica profunda ocurre. Es por ello que se requiere de mediciones in-situ del vapor de agua y la técnica de GPS ofrece una resolución temporal adecuada (5 minutos) para estudiar dicha interacción, pero desafortunadamente en México hay pocas observaciones, especialmente, en el noroeste de México una región en donde las lluvias de verano dependen del Monzón de Norteamérica y el experimento de 2013, que consistió en 10 receptores GPS ubicados en Transectos que cruzan la Sierra Madre Occidental (SMO) y a lo largo de la costa de Sonora y Sinaloa, el cual ha ayudado al entendimiento del ciclo diurno del Vapor de Agua Precipitable (AP) y de los procesos convectivos.

El ciclo diurno de AP nos ayuda a determinar la ocurrencia de convergencia de vapor de agua en los niveles bajos de la atmósfera, y los resultados muestran que en los sitios donde ocurre la mayor convergencia es a los pies de la sierra (BGTO y ONVS), lo cual, solo se había inferido a partir de composites de campos de divergencia. Es importante resaltar que poco se conocía acerca de lo que sucede en sitios altos de la SMO (BASC y MULT) y ahí la convergencia empieza a aumentar a partir de las 12:00 p.m. alcanzando su máximo en la tarde (~6 p.m.), esta región de convergencia puede ligarse al desarrollo de convección somera que se ha observado con radar. Mientras que en la llanura costera (MOCH, KINO y PSCO) la convergencia es más notoria durante la madrugada y las primeras horas de la mañana, la cual se puede asociar a una circulación de brisa de tierra y/o flujos de salida de Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCS) que provienen de la SMO. Mientras que en los sitios al lado este de la cima de la sierra (CUAH y CHIH) no se observa un máximo lo que indica que la convergencia de humedad no es perturbada por algún mecanismo importante (brisa de mar, MCS, etc.).

Con respecto a los procesos convectivos, la medición de $(d AP/dt)$ ayudo a evaluar la intensidad convectiva, concluyendo que en el lado oriental de la SMO: sitios de la costa son los de menor intensidad, seguidos por sitios altos y siendo los pies de la sierra los de mayor intensidad, lo cuál, confirma lo documentando en estudios basados en radar y satélite, donde, mencionan que convección somera ocurre en los sitios altos de la SMO, la cual se va intensificando conforme se dirige hacia el Golfo de California.

Es importante resaltar que por primera vez se utilizo la escala de tiempo de convergencia de vapor de agua como una métrica para caracterizar la evolución temporal de convección profunda en una región de topografía compleja, obteniendo un tiempo aproximado de 5 horas muy similar a lo que ocurre en otras regiones tropicales (Manaos, Brasil) donde se ha reportado un lapso de 4 horas en la transición de convección somera a profunda, lo que nos indica que es un escala particularmente robusta que no es afectada por: la intensidad convectiva, la cantidad de vapor de agua, la región geográfica, etc.

La ubicación de una estación a otra (~ 50 -75 km) ayudo a confirmar que las piscinas frías generadas por MCS, no son un mecanismo que favorezca la organización de convección pues encontramos velocidades promedio de 15.6 y 18 m/s para el transecto BASC-ONVS y BGTO-MOCH, respectivamente mucho mayor a lo encontrado en otro estudio (7 m/s). Al analizar diferentes casos de MCS en dichos Transectos mediante diagrama Hovmöller se confirmo una hipótesis planteada en otra región tropical (costa oeste de Colombia), en la cual, la organización de convección observada en sitios cercanos a la costa se debe a la propagación de ondas de gravedad (~15 m/s) ya que los resultados obtenidos fueron una velocidad de propagación de 12 m/s y 14m/s para el Transecto BASC-ONVS y BGTO-MOCH, respectivamente.

CAPÍTULO 1

Introducción

El comienzo de la estación húmeda en México se anuncia con la llegada de las primeras lluvias a fines de mayo en el sur del país. Al mediados de junio, las lluvias avanzan rápidamente hacia el norte por la Sierra Madre Occidental (SMO) afectando principalmente los estados de Sinaloa, Durango y Chihuahua; al mismo tiempo disminuyen en los estados del noreste, como Nuevo León y Tamaulipas. A finales de junio, las lluvias llegan al noroeste de México (Sonora) y durante las primeras semanas de julio al suroeste de los Estados Unidos (Douglas et al. 1993, Stensrud et al. 1995; Adams and Comrie 1997; Higgins et al. 1999).

Durante el verano el incremento más abrupto en la precipitación se puede apreciar especialmente en la región del noroeste de México, ya que ahí ocurre una transición de un mes seco (junio) a un mes lluvioso (julio), la cual, es una característica del fenómeno climático conocido como el Monzón de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés; Adams and Comrie 1997). Dicho fenómeno es crítico tanto para la región antes mencionada como para el suroeste de los Estados Unidos en donde contribuye del 40-50% de la precipitación anual, mientras que en otros lugares del noroeste de México aporta más del 70% (Figura 1.1; Douglas et al. 1993).

El entendimiento del desarrollo y la organización de convección en terreno complejo tanto para la región del NAM como para otros lugares del mundo, es un problema cuando se trata de avanzar en el entendimiento y en la representación de la distribución de precipitación, particularmente, mediante estudios de modelación numérica desde pequeña escala hasta modelos globales (Gutzler et al. 2005; Mapes et al. 2013; Houze et al. 1981). Especialmente cuando se carecen de observaciones meteorológicas.

Este último ha sido uno de los factores que han caracterizado las regiones afectadas por el NAM, sobre todo el noroeste de México y lo cual presenta serios desafíos para los estudios científicos, inicialización y validación de simulaciones numéricas del clima y tiempo. Por este motivo se han llevado a cabo varios experimentos: en 1990 el proyecto conjunto del “Transporte Atmosférico de Vapor de Agua y su relación con el campo de precipitación de verano en el desierto SONoreense” (TRAVASON) y el “Proyecto del Área Suroeste del Monzón” (SWAP, por sus siglas en inglés; Reyes et al. 1994), en 2004 el Experimento del Monzón de Norteamérica (NAME, por sus siglas en inglés; Higgins et al. 2006; Higgins 2003) y en 2006 Fotogrametría Cumulus, Observaciones In-situ y Doppler (CuPIDO, por sus siglas en inglés; Damiani et al. 2008; Zehnder et al. 2006).

TRAVASON/SWAP fue un esfuerzo binacional (México/EEUU) para investigar sistemas convectivos de mesoescala y los mecanismos de escala sinóptica que controlan el flujo de humedad durante el NAM. NAME ha sido el experimento más completo en las últimas décadas y se llevó a cabo con el fin de comprender mejor los procesos meteorológicos del NAM (Higgins et al. 2007). Entre los objetivos principales de este, se encontraban: (1) entender el ciclo diario de precipitación como función de la topografía de la SMO, (2) entender la iniciación, formación y propagación de los sistemas convectivos como función del ambiente termodinámico y de dinámica a gran escala y (3) los procesos de microfísica de nubes y su relación con la topografía (Higgins and Gochis 2007, Nesbitt et al. 2008, Pereira 2008, Rowe et al. 2011, 2012). Más detalles sobre los resultados del NAME serán descritos en las secciones 1.7 y 1.8. Finalmente, el experimento CuPIDO se enfocó en estudiar las condiciones termodinámicas durante eventos convectivos en el sur de Arizona con el fin de entender el ciclo de vida de convección sobre terreno elevado (Damiani et al. 2008; Zehnder et al. 2006).

Es muy importante resaltar que las condiciones termodinámicas y en particular el vapor de agua de la tropósfera en lo más alto de la SMO, nunca han sido caracterizadas en ninguno de estos experimentos e inclusive fue uno de los aspectos que quedaron pendientes en el estudio meteorológico más importante en las últimas décadas el NAME detalles de dicho experimento serán descritos en la sección 1.7. Este hecho ha limitado la comprensión

científica del inicio de la convección, su organización y propagación a partir de lo alto de la SMO. Estas lagunas de datos fueron una de las principales motivaciones para llevar a cabo el Experimento del Transecto GPS del NAM en 2013, además de ser innovador, proporciona información única para caracterizar la evolución de vapor de agua y la convección profunda en todas las zonas topográficas (Adams y Quintanar 2013b; Adams et al. 2014, Serra et al. 2015).

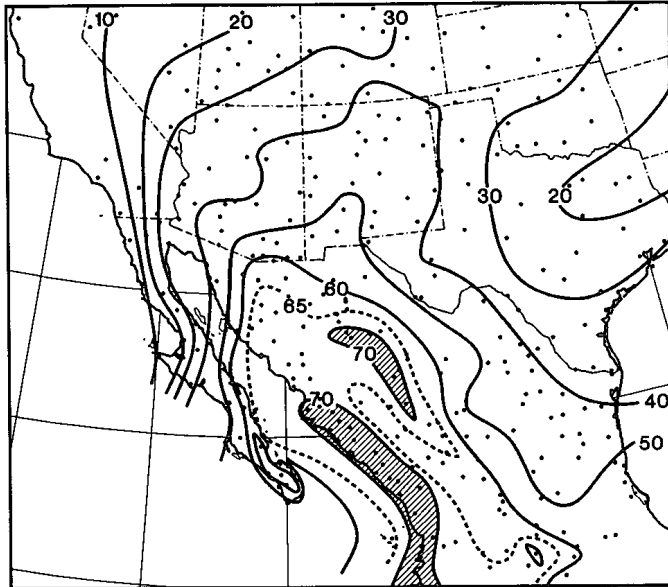


Figura 1.1: Porcentaje de la precipitación total anual en la región del NAM que cae durante julio, agosto y septiembre. Áreas mayor al 70% están sombreadas. Los puntos indican las estaciones usadas en el análisis. (Fuente: Douglas et al. 1993)

1.1 Definición de monzón

La palabra monzón se deriva del vocablo árabe “mausin” que significa estación y se aplicó por primera vez al cambio estacional de los vientos que ocurren en el Mar Árabe (<http://glossary.ametsoc.org/wiki/Monsoon>).

Una definición clásica es la propuesta por Ramage (1971), misma, que se basa en los siguientes criterios en superficie:

- a) La dirección predominante del viento cambia al menos 120° entre enero y julio, el resultado es un viento que se dirige del océano al continente.

- b) La frecuencia promedio de la dirección predominante del viento en enero y julio es mayor al 40%.
- c) La velocidad del viento en promedio es > 3 m/s, ya sea en enero o julio.
- d) Ocurre al menos una alternancia entre circulación ciclónica y anticiclónica cada dos años, ya sea en enero o julio en un rectángulo de 5° de latitud y de longitud.

De acuerdo con los criterios anteriores únicamente en los continentes de Asia, Australia y África ocurre un monzón (Figura 1.2). Siendo el monzón de la India el que cumple con lo propuesto por Ramage (1971), sin embargo una definición menos estricta y usada con mayor frecuencia se basa únicamente en:

1. Una inversión en el viento entre la estación de verano e invierno.
2. La estación de verano debe ser muy húmeda, mientras que la estación de invierno debe ser muy seca.

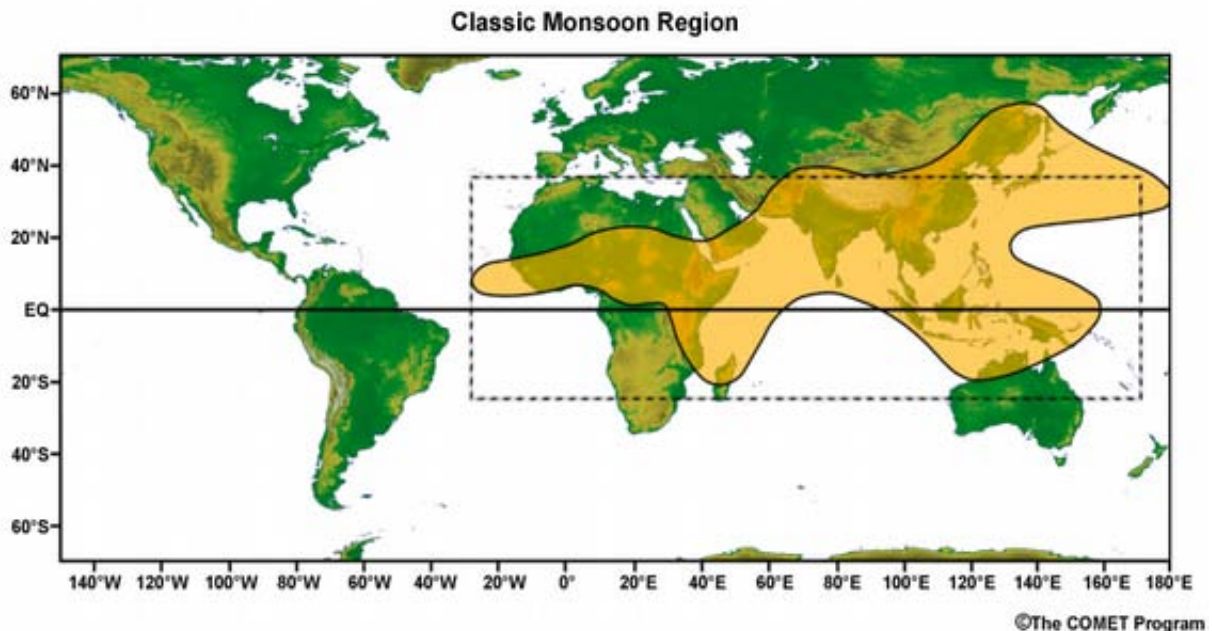


Figura 1.2: Regiones monzonales de acuerdo con la definición de Ramage (1971). (Fuente: Introduction to Tropical Meteorology 2nd Edition. Autor: Dr. Arlene Laing, Lead. The COMET Program and National Center for Atmospheric Research, http://www.goes-r.gov/users/comet/tropical/textbook_2nd_edition/index.htm)

Usando la última definición, algunas áreas del continente de América también puede catalogarse como una región monzonal, especialmente la región de Norteamérica (noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos) sin olvidar a Sudamérica (Vera et al. 2006).

Reyes (2002) define una circulación monzónica como una brisa de mar gigante por lo que los mecanismos que generan esta última pueden aplicarse a la primera, solo que en este caso las escalas de tiempo y espacio son mucho más grandes (Figura 1.3). Básicamente el contraste térmico entre el continente y el océano es el principal mecanismo generador. Esta diferencia ocurre porque el océano y el continente absorben el calor de forma diferente y esto debido principalmente a su capacidad calorífica, ya que el primero tiene una alta capacidad calorífica en comparación con el último.

Durante los meses más cálidos en el hemisferio norte (verano) esencialmente llega la misma radiación solar tanto a la superficie continental como a la del océano, pero el primero reacciona más rápido al calentamiento solar debido a su baja capacidad calorífica. Por lo consiguiente, la temperatura de la superficie continental es relativamente mayor en comparación con la de los océanos, lo cual, genera una zona de baja presión en la primera y una de alta presión en los últimos; ocasionando que el aire en superficie se dirija del océano al continente. Durante el invierno se presentan condiciones contrarias, es decir, la superficie de los continentes será relativamente fría comparada con la de los océanos, por lo que los primeros desarrollan condiciones de alta presión, mientras que los últimos se caracterizan por bajas presiones generando una advección de aire en superficie del continente al océano.

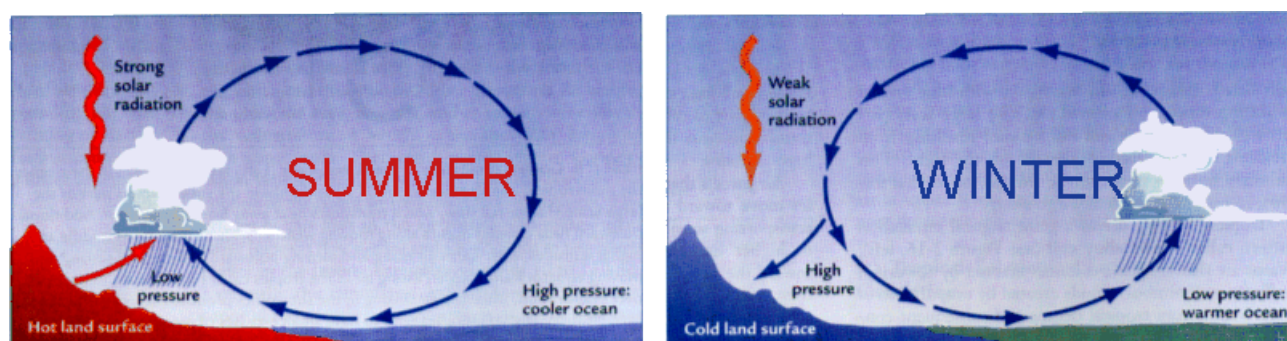


Figura 1.3: Circulación monzonal. (Fuente: <http://www.geo.arizona.edu/Antevs/ecol438/monsoon.gif>)

1.2 Área de Estudio

Está delimitada por las siguientes coordenadas geográficas 105°-115°W, 25°-32°N (Figura 1.4). Fue seleccionada debido a que forma parte de la región central del Monzón (descrita a continuación) además de ser parte del Experimento Transecto GPS del Monzón de Norteamérica en 2013 (Adams et al. 2015b). En dicha figura se puede observar la topografía de la región en la que destaca la SMO, la cual, influye de manera importante en el ciclo diario de la precipitación monzonal (Gochis et al. 2003, 2004; Lang et al. 2007).

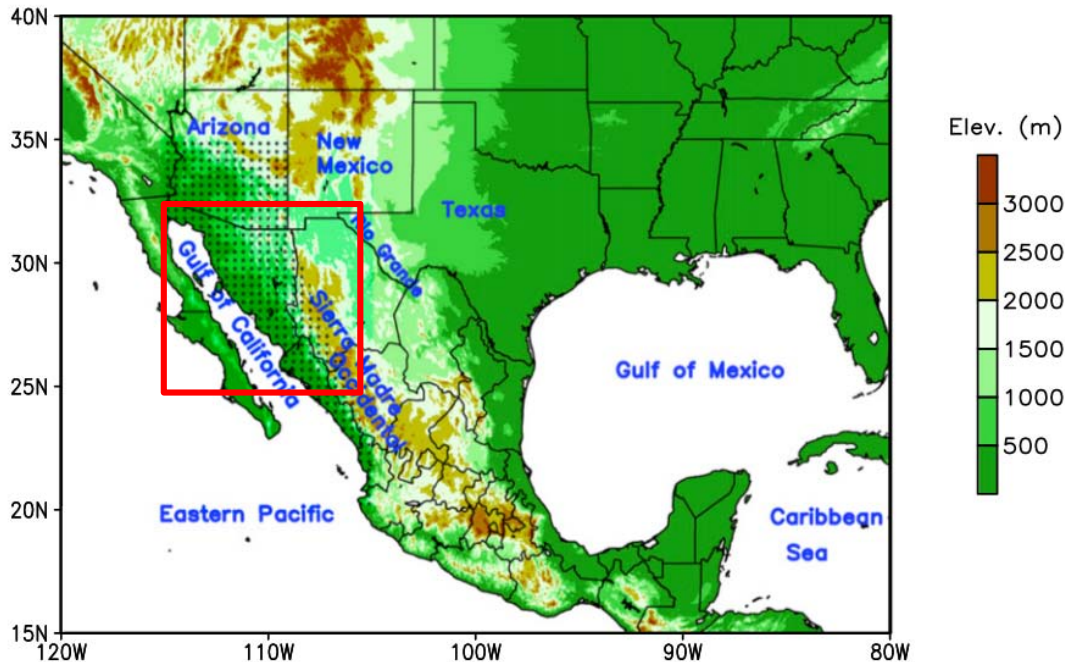


Figura 1.4: Zona de estudio del experimento de 2013 (Recuadro rojo). Región del NAM (área punteada). (Fuente: Hu and Dominguez 2015)

1.3 Monzón de Norteamérica

Una de las características de la circulación del verano en el suroeste de Norteamérica es un aumento en la lluvia, pues ocurre una transición de un mes de junio (seco) a un mes de julio (lluvioso) y perdura hasta mediados de septiembre cuando un régimen más seco de vientos del oeste se restablece en la región (Bryson and Lowry 1955; Bryson and Hare 1974; Adams and Comrie 1997).

Algunas áreas del noroeste de México, especialmente a lo largo de las laderas occidentales de la SMO, reciben entre el 60% al 80% de su precipitación anual durante los meses del monzón (Douglas et al. 1993). Datos de pluviómetros y estimaciones satelitales indican acumulaciones en la lluvia de hasta 600 mm en algunas partes de la SMO durante los meses de julio-agosto (Figura 1.5), la zona sur de Sinaloa y la región oriental de Durango son las áreas en donde se registran los valores máximos entre 450-600 mm (Negri et al. 1993; Gochis et al. 2007).

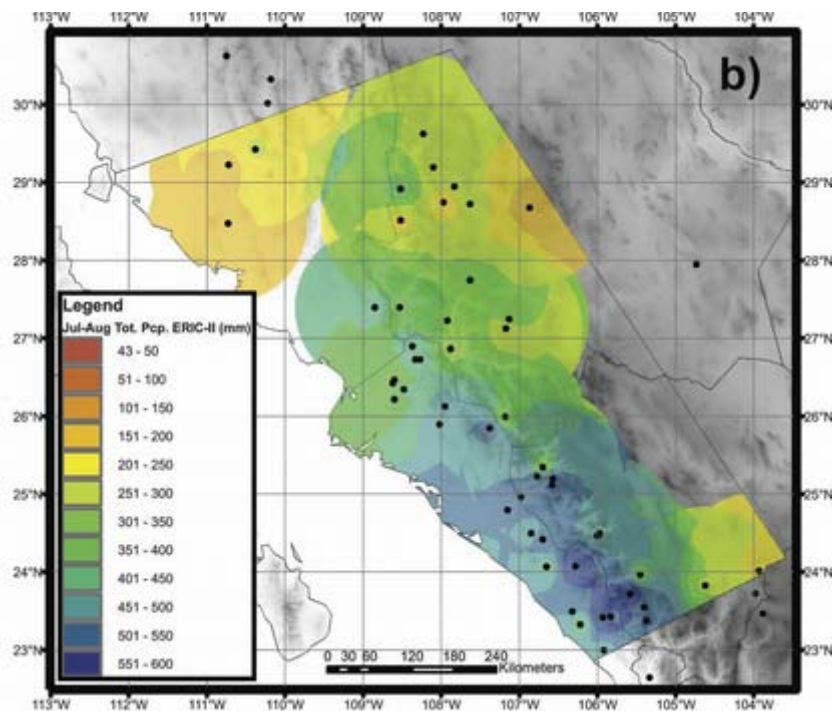
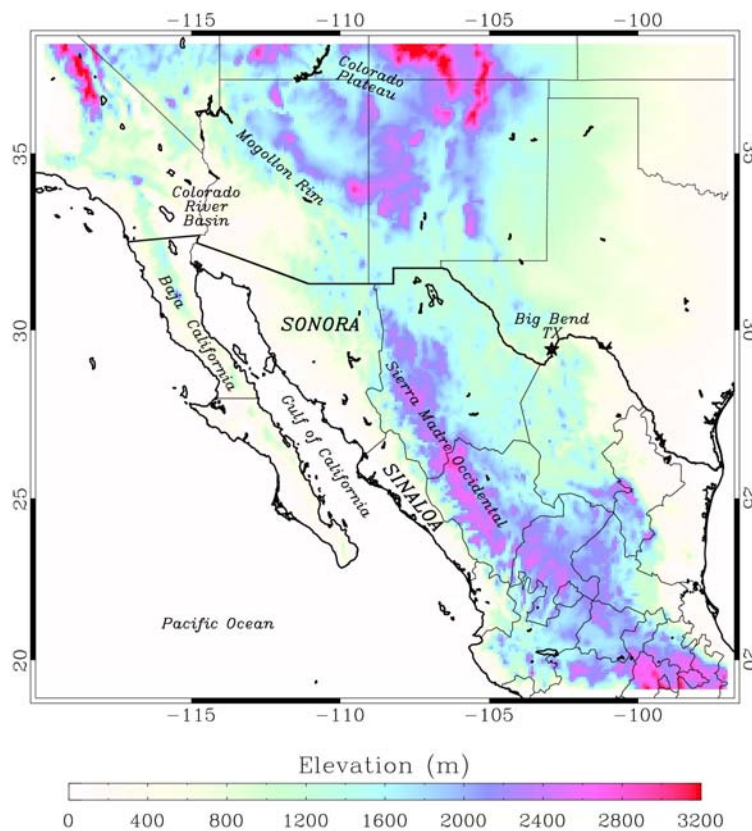


Figura 1.5: Mapa de la precipitación total durante julio-agosto en el noroeste de México, estimada de la base de datos del Extractor Rápido de Información Climatológica (ERIC II¹). Los puntos indican las estaciones climatológicas. (Fuente: Gochis et al. 2007)

1 Es un software que contiene los datos del CLICOM (Clima Computarizado), es decir, son los datos recopilados en las estaciones climáticas tradicionales del SMN (Servicio Meteorológico Nacional). Fuente: (<https://www.imta.gob.mx/productos/software/eric-iii-version-3-2-extractor-rapido-de-informacion-climatolo-detail>)

1.4 Área geográfica del Monzón de Norteamérica

Geográficamente el NAM es una región ubicada entre las latitudes de 20-35°N y las longitudes de 100°-115°W, en donde la topografía local es dominada por la SMO (Douglas et al. 1993; Barlow et al. 1998). Dicha cadena montañosa influye de manera importante en el ciclo diario de la precipitación, en dicha región, durante el NAM (Gochis et al. 2003, 2004; Lang et al. 2007). Sin embargo, el monzón puede llegar a afectar regiones como: Nuevo México, Arizona, el sur de Colorado y de Utah al igual que el este de California (Figura 1.6 (Douglas et al. 1993; Hawkins et al. 2002; Lo and Clark 2002)). En ciertas ocasiones llega a producir tormentas severas en las regiones bajas del desierto de Sonora (Adams and Comrie 1997).



Sin embargo varios investigadores (Houghton 1979; Tang and Reiter 1984) han definido la región del NAM como una área mucho más grande, la cual, cubre las grandes llanuras² de América del Norte.

Figura 1.6: Mapa orográfico de la región del NAM. Contornos de colores representan la altitud sobre el nivel del mar.

² Alta y amplia meseta que se extiende al este de las Montañas Rocosas, en el continente americano, y cubre el estado mexicano de Coahuila, los estadounidenses de Nuevo México, Texas, Oklahoma, Colorado, Kansas, Nebraska, Wyoming, Montana, Dakota del Sur y Dakota del Norte. En Canadá, se extienden por las provincias canadienses de Alberta, Saskatchewan y Manitoba.

(Fuente: Wikipedia http://es.wikipedia.org/wiki/Grandes_Llanuras)

1.5 Flujo de aire durante el Monzón de Norteamérica

Durante el mes de mayo, sobre las regiones del sur de Arizona, Nuevo México y el norte de México; el flujo de los vientos en altura se caracteriza por dirigirse de oeste a este así como por la ubicación de una dorsal subtropical a 500 mb en el suroeste de México. En junio dicha dorsal subtropical se ubica en el noroeste de México (Figura 1.7a) lo que causa condiciones calurosas y secas en dicha región, las cuales, pronto desencadenan el inicio del NAM. Mientras que en julio la dorsal subtropical a 500mb normalmente migra hacia el norte, con su centro ubicado en el oeste de Texas y Nuevo México (Figura 1.7b). Lo que causa, especialmente, en el noroeste de México un cambio en la dirección del flujo en niveles medios de la tropósfera del oeste al este. Dicho movimiento al norte de la alta subtropical permite el flujo de aire húmedo del Océano Pacífico Este y del Golfo de California hacia tierra, generando un aumento abrupto en la humedad y en la actividad de tormentas en el noroeste de México y el sur de Arizona (Adams and Comrie 1997). Varios estudios han mostrado que un desplazamiento de la dorsal subtropical más hacia el norte de su localización promedio, está también asociado a un monzón más húmedo en el suroeste de los Estados Unidos. Mientras que en los años cuando la dorsal se mantiene en una posición más al sur, el transporte de humedad tropical se inhibe (Carleton 1986; Carleton et al 1990; Adams and Comrie 1997; Comrie and Glen 1998; Ellis and Hawkins 2001; Hawkins et al 2002).

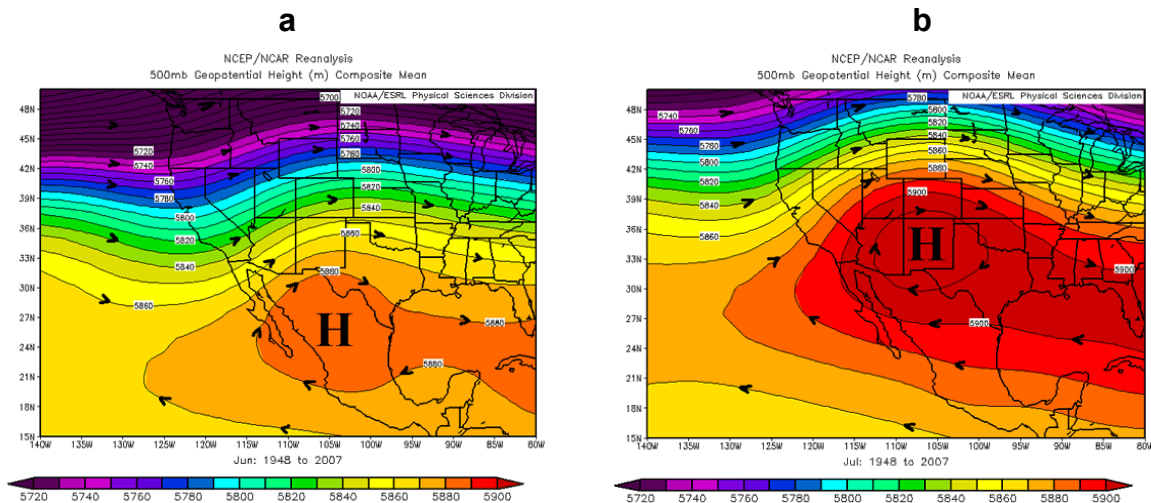


Figura 1.7: Patrón del flujo a 500 mb en la región del NAM.

(Fuente: http://www.wrh.noaa.gov/twc/monsoon/monsoon_NA.php)

1.6 Debate sobre la fuente de humedad del Monzón de Norteamérica

Durante las últimas décadas se ha debatido sobre la fuente de humedad del NAM, es decir, la importancia del Golfo de México, el Golfo de California (GC) y el Océano Pacífico Tropical Este (Bryson and Lowry 1955; Reitan 1957; Rasmusson 1967; Hales 1972; Brenner 1974; Mullen et al. 1998). Reitan (1957) mostró que la mayor cantidad de agua precipitable durante el NAM se encuentran por debajo de 800 mb. Considerando la topografía local, especialmente la SMO, parece poco probable que la humedad del Golfo de México sea la fuente a niveles bajos (< 800 mb). Además, Rasmusson (1967) encontró en Arizona un flujo importante de humedad proveniente del GC. El consenso actual es que la humedad de nivel medio y bajo proviene del Océano Pacífico Tropical Este y del GC, mientras que la humedad en la troposfera alta (700 mb a 200 mb) proviene del Golfo de México (Hales 1974; Brenner 1974; Mitchell 1976; Carleton 1985, 1986; Carleton et al. 1990; Harrington et al. 1992; Watson et al. 1994; Stensrud et al. 1995; Schmitz and Mullen 1996; Adams and Comrie 1997; Wright et al. 2001; Bosilovich et al. 2003).

A la fecha nuevas teorías respecto a la fuente de humedad monzonal han emergido, por ejemplo, Hu and Dominguez (2015) empleando isótopos y un modelo analítico muestran que la recirculación de la humedad en la parte continental también puede ser una fuente importante de humedad para la región monzonal ya que contribuye aproximadamente con el 40% de la humedad total. Así mismo encontraron que la aportación e importancia de las fuentes de humedad del continente va cambiando conforme el NAM se desarrolla, es decir, durante la etapa inicial son importantes las contribuciones del suroeste de México y posteriormente en la fase madura las del noroeste de México y del Suroeste de Estados Unidos.

Tomando en cuenta la nueva infraestructura permanente de GPS meteorológico (vea Sección 1.10) y la creación de la estación ERNO (Hermosillo, Son.) de la Red Universitaria de Observaciones Atmosféricas (RUOA/UNAM) (Peralta et al. 2015). Adams et al. (2015b) propuso un nuevo experimento para cuantificar la influencia de fuentes locales versus fuentes marítimas en la región monzonal.

1.7 Experimento del Monzón de Norteamérica (NAME): Resumen de los Resultados Relevantes para esta Tesis.

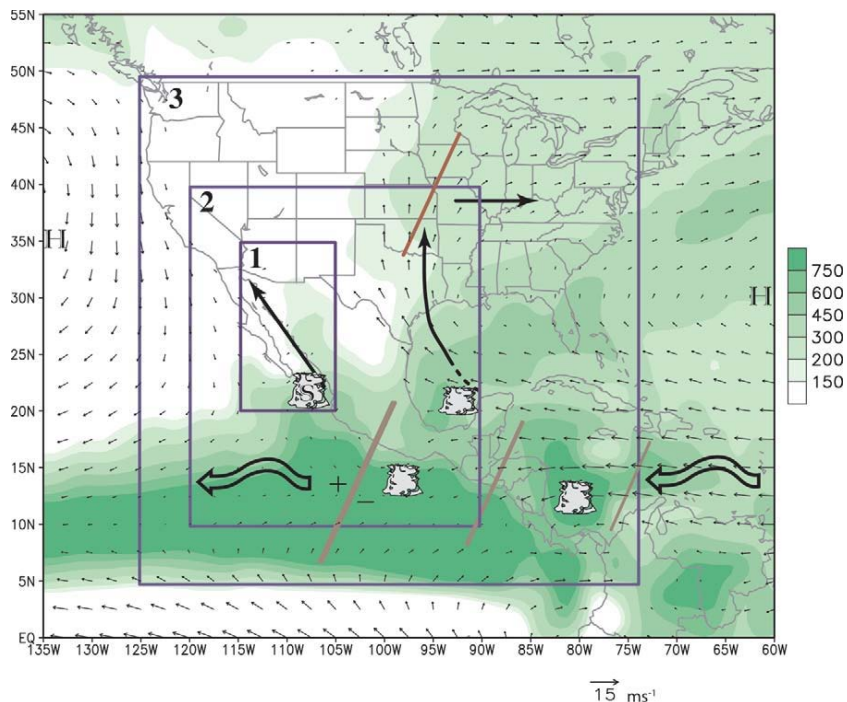
Fue una campaña de campo que se llevó a cabo durante el verano e inicio de otoño de 2004 en el Noroeste de México y el Suroeste de Estados Unidos con la finalidad de entender mejor el NAM, la cual, se realizó en las siguientes zonas (Figura 1.8) (Higgins et al. 2006; Higgins and Gochis 2007):

1. Región central del monzón.
2. Escala regional.
3. Escala continental .

Algunos de sus objetivos fueron mejorar el entendimiento y la simulación de:

- Procesos convectivos en terreno complejo (Zona de estudio 1).
- Variabilidad intraestacional del monzón (Zona de estudio 2).
- Respuesta del monzón a las condiciones oceánicas (Temperatura Superficial del Mar) y continentales (Humedad del suelo) (Zona de estudio 3).
- Evolución y variabilidad del monzón (Zona de estudio 1, 2 y 3).

Figura 1.8: Zonas de estudio (1, 2 y 3) durante el experimento del NAME. (Fuente: Higgins et al. 2006).



En la región central del NAM, el experimento tuvo como meta entender y mejorar la modelación del ciclo diurno de precipitación en terreno complejo, así como cuantificar el error en estimaciones de precipitación por satélites. Los instrumentos utilizados para el NAME fueron: estaciones meteorológicas, radares (4 Radares Doppler (Banda C) SMN (Servicio Meteorológico Nacional) y 1 Radar Doppler-polarimétrico (Banda S)), perfiladores de viento, un barco de investigación, radiosondas, pluviómetros, globos pilotos, así como observaciones por satélite y GPS (Figura 1.9; Higgins et al. 2006). De acuerdo con dicha Figura (1.9) se puede observar que en algunas cumbres de la SMO, especialmente las ubicadas en el estado de Sonora, faltaron mediciones de variables meteorológicas superficiales pero sobre todo de vapor de agua.

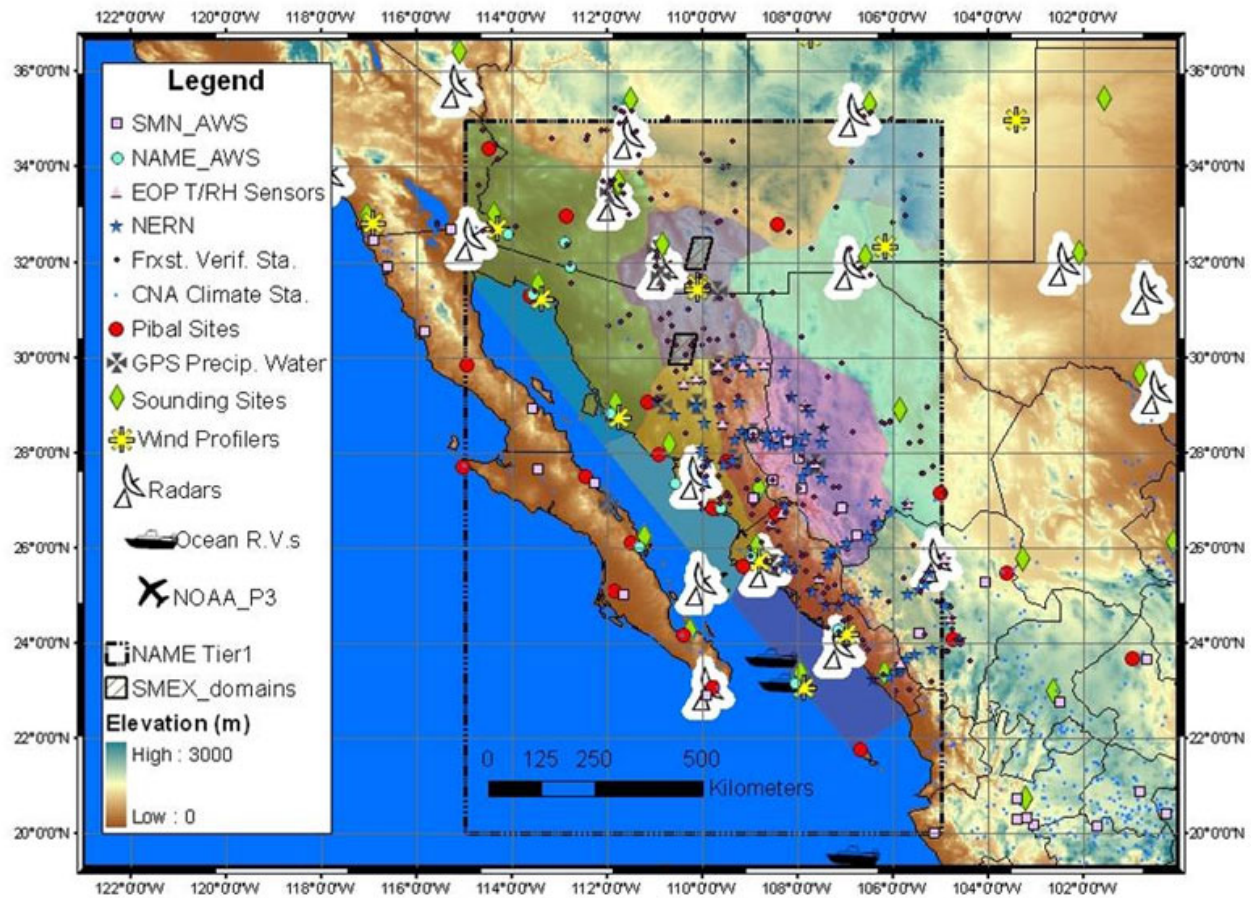


Figura 1.9: Instrumentación del experimento del NAME. (Fuente: Higgins et al. 2006)

1.8 Estudios resultantes de las observaciones del NAME

Aunque el NAME se llevo a cabo durante el verano y el otoño de 2004, la mayor parte de las investigaciones relacionadas con dicho experimento han sido publicadas en años recientes. Son de un interés particular para esta tesis, los temas relacionados con el ciclo diario de la precipitación así como la organización de la convección. A continuación mencionamos las publicaciones relacionadas con dichos temas:

1. Influencia de la topografía en la precipitación. Estudios como Gochis et al. (2003, 2004); Nesbitt et al. (2008); y Rowe et al. (2008) han analizado esta temática. El primero se basó en mediciones de redes de pluviómetros, mientras que los últimos utilizaron datos de radares y satelitales como Misión de Medición de Lluvia Tropical (TRMM, por sus siglas en inglés).
2. Organización de convección. Mediante los datos recopilados por la red de radares del NAME se han publicado trabajos acerca de dicha temática como Pereira (2008), Lang et al. (2010) y Rowe et al. (2011, 2012).

Sin embargo, es importante resaltar que las observaciones durante el NAME no tenían una resolución espacial suficiente para capturar la evolución del vapor de agua, la cuál, modifica el ambiente convectivo a lo largo de la SMO. Además de que las condiciones termodinámicas por los cuales convección inicia en los sitios más altos de la SMO y su organización conforme se dirige hacia el GC no pudieron evaluarse. La afirmación más clara para la necesidad de enfocarse en el ambiente de lugares más altos la hacen Higgins and Gochis (2007):

*Comparativamente, menos progreso se ha hecho en nuestro entendimiento de la evolución durante el día de la capa limite atmosférica y los flujos de humedad **sobre la región de los pies y el terreno alto de la SMO**...mejor documentación de la estructura y variación diurna de la capa limite atmosférica sobre tierra y océano es crítica para mejorar nuestro entendimiento de la iniciación convectiva y de los mecanismos de organización.³*

1.8.1 Ciclo Diurno de Precipitación influenciado por la Topografía

Una de las características más notables del NAM, es la estrecha relación entre el ciclo diurno de la precipitación y la topografía de la región. La comprensión de esta relación fue un factor fundamental para llevar a cabo el experimento del NAME.

La frecuencia y la intensidad de precipitación como una función de la topografía han sido bien identificadas a través de una red de pluviómetros (Figura 1.10), mediante los cuales se ha encontrado que precipitación ocurre primero y con mayor frecuencia en los lugares altos (el numero de eventos empieza a aumentar drásticamente alrededor de las 1200 horas), posteriormente durante la noche (2000-2400 horas) en las laderas occidentales de la SMO la lluvia es menos frecuente pero con mayor intensidad y el ciclo finaliza con precipitación durante la mañana (0600-1000 horas) cerca de la costa del GC (Gochis et al. 2003, 2004).

Es importante resaltar que a pesar de la densa red de pluviómetros instalados durante el experimento del NAME no hubo información en el lado Este de la SMO, especialmente, entre las latitudes de 28-30°N y las longitudes de 106-107°W.

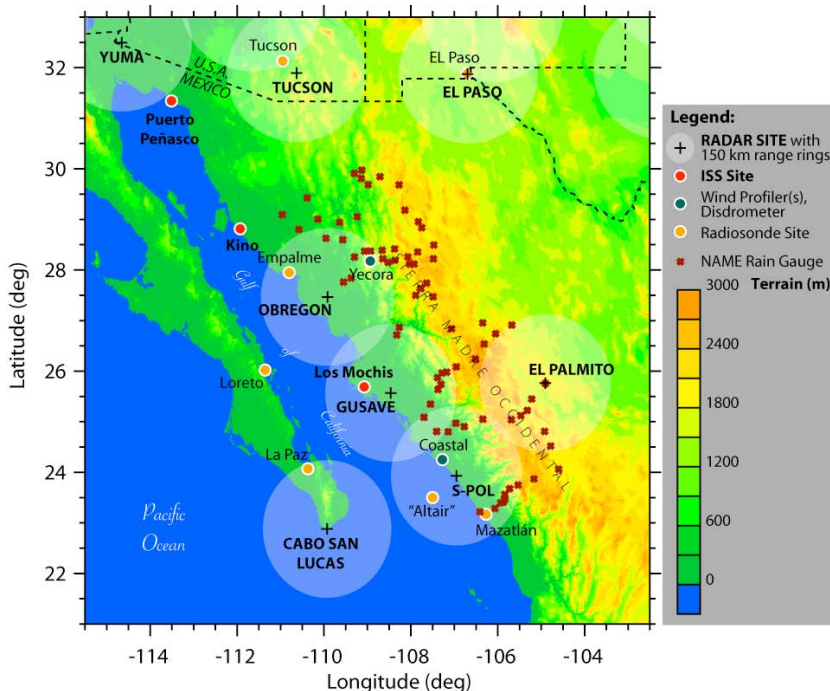


Figura 1.10: Red de radares, pluviómetros, perfiladores del viento y sitios de radiosondeo durante el experimento del NAME (Fuente: http://radarmet.atmos.colostate.edu/name/pubs/Lang-name_mexicocity.ppt)

3 Traducción de un párrafo (Página 1606) del trabajo de Higgins and Gochis (2007).

1.8.2 Ciclo diario de Convección

Mediante los datos recopilados por la red de radares del NAME, especialmente el radar Doppler-polarimétrico (S-Pol) ubicado al noroeste de Mazatlan en la costa del GC (Figura 1.9), se ha documentado el ciclo diario de la actividad convectiva como una función de la topografía (Lang et al. 2007, 2010; Rowe et al. 2008; Nesbitt et al. 2008), de la siguiente manera:

1. Convección inicia temprano por la tarde (1200-1600 horas) típicamente en los sitios más altos de la SMO.
2. Convección más intensa se encuentra en las laderas occidentales de la SMO y disminuye en los sitios más altos durante la tarde y las primeras horas de la noche (1600-2000 horas).
3. Convección durante la noche (2000-0000 horas) ocurre principalmente en las llanuras costeras y el ciclo finaliza temprano en la mañana (0000-0800 horas) en el GC.

Podemos notar que convección en el GC ocurre aproximadamente 12 horas después de que ha iniciado en los sitios altos de la SMO (Lang et al. 2007; Rowe et al. 2008). La gran mayoría de las lluvias intensas que llegan al GC provienen de MCS (descrito a continuación). Si bien con la realización del experimento del NAME se ha avanzado en el entendimiento del ciclo de convección, es decir, en su variabilidad temporal y espacial, comprender las condiciones termodinámicas que favorecen su organización y propagación en dicho ciclo aun es un reto y esto es debido a la falta de mediciones troposféricas, en general, en lo alto de la SMO.

1.8.3 Sistema Convectivo de Mesoescala (MCS)

Se define generalmente como un conjunto organizado de elementos convectivos, cuyo ciclo de vida es mas largo que el de elementos convectivos individuales. Pero la definicion mas utilizada para un MCS es la propuesta por Houze (1993) quien lo define como “ Un sistema de nube que ocurre en coneccion con un conjunto de tormentas y que produce un area de precipitacion continua ~ 100 km en escala horizontal en al menos una direcci3n. Aunque MCS es una clasificaci3n general, esta puede dividirse en clasificaciones mas especificas como squall lines, bow echoes, Complejos Convectivos de Mesoescala (MCC, por sus siglas en ingles; Maddox 1980).

MCS son fen3menos meteorol3gicos que producen importantes cantidades de precipitaci3n, por ejemplo Firtsch et al. (1986) encontraron que dichos sistemas aportan entre el 30-70% de la lluvia durante la estaci3n de verano en la regi3n central de los Estados Unidos. Adem3s se caracterizan por tener regiones tanto de precipitaci3n estratiforme como de lluvia convectiva y sobre todo por las circulaciones que ocurren dentro de dicho sistema (Figura 1.11). Ya que el flujo de entrada ascendente toma la forma de capa de arrastre ascendente en el MCS en respuesta al calentamiento latente (evaporaci3n de gotas) en la regi3n convectiva. Mientras que a nivel medio dicha capa ascendente entra en la regi3n estratiforme del MCS en una direcci3n determinada por el flujo a gran escala y desciende por debajo de la estructura principal en respuesta al enfriamiento adiab3tico en niveles medios (Houze 2004).

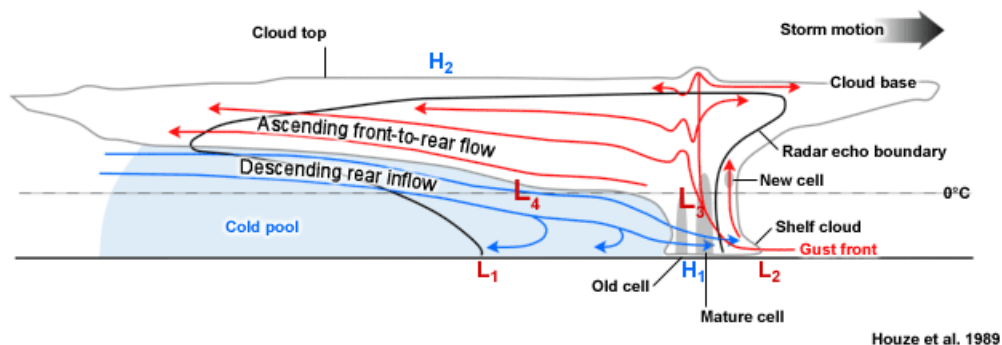


Figura 1.11: Esquema de una secci3n en corte transversal en direcci3n vertical de un MCS adaptado de Houze et al (1989).

(Fuente: http://www.meted.ucar.edu/radar/severe_signatures/navmenu.php?printname=print_mcs.htm)

1.8.4 Estructura vertical de convección

Usando los datos proporcionados por los radares (Radar Doppler (Banda C) y Radar Doppler-polarimétrico (Banda S)) del experimento del NAME, se ha investigado la estructura vertical de la convección como una función del terreno. Rowe et al. (2008) encontraron que generalmente convección tiende a ser somera en sitios altos y con mayor desarrollo vertical en lugares bajos. También se ha encontrado que sobre la llanura costera y hacia el GC aumenta la masa de agua e hielo y por ende hay una mayor intensidad de la lluvia en comparación con el terreno alto (Lang et al. 2010, Rowe et al. 2011). Esto indica que hay una diferencia en la microfísica entre convección en la SMO y convección sobre el GC.

A partir de éstos resultados, se planteó la hipótesis de que convección sobre el GC se basa más en los procesos de colisión-coalescencia en comparación con convección que ocurre en la SMO (Rowe et al. 2011, 2012; Lang et al. 2010).

Un proceso que afecta el crecimiento y la organización de convección a Mesoescala en la región del NAM, es el derretimiento de hielo así como la evaporación de gotas de lluvia en las nubes convectivas de las laderas de la SMO lo cual crea una región de aire relativamente frío “piscina fría”, la cual, se puede propagar pendiente abajo y provocar el inicio de convección a lo largo del frente de propagación. Mientras que para propagarse hacia el GC y durar hasta la mañana siguiente, se requiere condiciones del ambiente idóneas (fuerte cizalladura del viento, ambiente inestable favorable) así como de un flujo de salida convectivo continuo el cual se genera por el derretimiento continuo y la evaporación continua de hielo y gotas de lluvia en los sitios a los pies de la sierra (Rowe et al. 2012).

El fenómeno de piscina fría es una de las tantas teorías (Ver sección 1.10) acerca del mecanismo que ayuda a la organización de convección especialmente cuando hay condición de un forzante dinámico débil, algunos estudios numéricos al respecto son: Tompkins 2001b; Khairoutdinov and Randall 2006. La formación de piscinas frías esta fuertemente ligada con el perfil vertical de humedad mediante el “entrainment”⁴ mientras que su aceleración es

4 Es el mezclado del aire del ambiente con aire organizado preexistente con lo cual el primero llega a ser parte del último, ejemplo entrainment de aire en las nubes. (Fuente: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Entrainment>)

debido al empuje negativo causado por la evaporación que ocurre debajo de la base de la nube (Tompkins 2001a)

1.8.5. Variabilidad intraestacional de precipitación en MCS

Pereira (2008) realizó un estudio acerca de las características de todos los Precipitating Features (PFs)⁵ utilizando los datos de la red de radares instalados durante el NAME. Encontró que solo alrededor del 5% de los PFs fueron Sistemas Convectivos de Mesoescala (MCSs), sin embargo éstos fueron responsables de aproximadamente tres cuartas partes de la precipitación total observada en el área muestreada por la red de radares.

Mediante imágenes de satélite y mapas atmosféricos (Vientos en diferentes niveles de la atmósfera, de divergencia, de vorticidad, etc.) analizó condiciones importantes en el desarrollo y la variabilidad de los MCS, como lo son: termodinámicas tales como: inestabilidad y dinámicas (cizalladura vertical del viento). Encontró que los MCS son más frecuentes cuando la atmósfera es termodinámicamente inestable y cuando hay cizalladura del viento.

Pereira (2008) también analizó las condiciones sinópticas que influyen en el desarrollo de MCS y encontró que la interacción de vaguadas invertidas en altura con el anticiclón en altura asociado con la dorsal del NAM, crean las condiciones más favorables: movimiento ascendente a gran escala y perfiles de cizalladura del viento (Newman and Johnson 2012a). Menciona que para que exista un mejor entendimiento de los MCS en la región del NAM, se requiere llevar a cabo estudios con respecto a: la contribución de la cizalladura del viento o del levantamiento dinámico en el desarrollo de MCS, examinar el mecanismo dinámico a mesoescala que puede contribuir a sistemas de mayor duración. Así mismo resalta la importancia de investigar si es la interacción de la cizalladura del viento con piscinas frías

5 Área continua de 20 km² que tienen una reflectividad mayor o igual a 15 dBZ.

(Weisman and Rotunno 2004), el flujo de nivel medio o bajo con la topografía local (Zehnder et al. 1999), la interacción de ambos procesos o si hay otro mecanismo que genere la cizalladura adecuada para el desarrollo de MCS.

1.9 Pronóstico del Monzón de Norteamérica mediante modelos numéricos

Los modelos de predicción numérica del tiempo han constituido uno de los avances más importantes de la meteorología, ya que con ellos se ha intentado conocer la evolución de las condiciones meteorológicas a corto y largo plazo en una escala local, continental así como a nivel global. Muchos modelos numéricos ya sean de escala regional y/o global han intentado simular el NAM, pero éstos experimentan muchos problemas en su predicción debido al terreno complejo que existe en el noroeste de México y el suroeste de los Estados Unidos (Castro et al. 2007; 2012). Boyle (1998) y Arritt et al. (2000) confirmaron que los GCMs de baja resolución (2.0° - 4.0°) son incapaces de resolver aspectos críticos que influyen en el NAM como: el transporte de humedad en el GC, la influencia de la topografía local en la convección y la precipitación.

Aunado a lo anterior un problema en común de los modelos numéricos es la dificultad en la simulación de la organización de convección somera a profunda (Tompkins 2001b, Khairoutdinov and Randall 2006), especialmente cuando está ocurre en sitios de topografía compleja. Sin embargo Thang (2015) mostró que modelos atmosféricos con una escala de decenas a centenas de kilómetros, la cual permita resolver los procesos convectivos en lugar de representarlos, junto con la parametrización adecuada mejora notablemente la simulación de la organización de convección, especialmente MCS que se desarrollan en la región del NAM (región de topografía compleja). Además este tipo de metodología requiere menos recursos computacionales en comparación con simulaciones a una resolución de un kilómetro o con el uso de súper parametrizaciones.

También en el estudio de Castro et al. (2012) mencionan que una resolución de "decenas de kilómetros" en un modelo numérico es necesaria para representar adecuadamente el NAM. Pero se deben tomar en cuenta dos condiciones. En primer lugar, representar el ciclo diurno de convección forzada orográficamente (Collier and Zhang 2007; Lee et al. 2007). En segundo lugar, la evolución y la posición de la dorsal a niveles medios y altos en la atmósfera, típicamente a 500 mb (Castro et al. 2001).

Además de la cuestión de la resolución de los modelos numéricos, sigue habiendo lagunas en los registros de variables meteorológicas, principalmente, en la región central del NAM (topografía compleja). Así mismo hay pocos datos en niveles altos de la atmósfera en el área del noroeste de México en comparación con el suroeste de los Estados Unidos. Es ésta escasez lo que afecta la inicialización y la validación de los modelos. Por lo tanto abordar ésta problemática sigue siendo una iniciativa de investigación importante hacia mejoras en la simulación del NAM (Xu et al. 2004; Gutzler et al. 2009; Castro et al. 2007; Gebremichael et al. 2007).

1.10 Motivación de la Tesis

Algunos estudios en el que mencionan aspectos que quedaron pendientes después de llevarse a cabo campañas de campo importantes, son:

Higgins et al. (2003) mencionan los retos a futuro después de efectuarse programas como: los Estudios Panamericanos Climáticos (PACS, por sus siglas en inglés), la Investigación Panamericana VARIabilidad y Predictibilidad Climática (CLIVAR, por sus siglas en inglés) de los Estados Unidos y el programa CLIVAR/ Variabilidad de los Sistemas de Monzón Americanos (VAMOS, por sus siglas en inglés). En los que destacan, estudios con respecto a la circulación en niveles bajos y a los patrones de la precipitación.

Higgins and Gochis (2007) mencionan que después de llevarse a cabo el experimento de NAME en 2004, faltan estudios acerca de las contribuciones al ciclo diurno de precipitación de los MCS y líneas de convección organizadas así como también documentar la frecuencia de ocurrencia de los sistemas que generan lluvia. Es importante resaltar que en dicho estudio también enfatizan que se ha avanzado muy poco en el estudio de los flujos de humedad en los pies y en las cumbres de la SMO.

Algo en lo que concuerdan la mayoría de los estudios arriba mencionados, particularmente los del NAME, es la necesidad de conocer con mejor detalle las condiciones termodinámicas que favorecen el inicio de convección en los sitios más altos de la SMO y su organización en MCS en las laderas occidentales de ésta cadena montañosa durante su trayecto hacia el GC. Esto se debe a que el terreno accidentado de esta región dificulta llevar a cabo mediciones in situ de variables meteorológicas en superficie y en la troposfera media. Una manera de mitigar esta falta de conocimiento es llevando a cabo campañas observacionales como lo fue el experimento: *Transecto de GPS Meteorológico del Monzón 2013*, el cual, fue un punto de partida para la creación de sitios de observación permanentes como lo es: TLALOCNet un proyecto nacional, en el cual, participaron centros de investigación nacionales e internacionales, algunas de las estaciones de dicho proyecto se instalaron en la SMO en sitios cercanos a los sitios GPS del experimento de 2013 y sus datos están disponibles en tiempo real gracias a la NOAA/ESRL (Fuente: Artículo web TLALOCNet Projects UNAVCO <https://www.unavco.org/projects/major-projects/tlalocnet/tlalocnet.html>).

Los datos que se recopilaron de las 10 estaciones GPS y meteorológicas durante el Transecto GPS ayudaran a complementar los estudios del ciclo diurno de precipitación porque proporcionan registros de lluvia con gran frecuencia en tiempo (cada minuto) en los sitios altos del Este de la SMO, entre las latitudes de 29°-30°N y las longitudes de 106°-107°W. También se cuenta con observaciones de alta frecuencia temporal (cada minuto) de todas las variables meteorológicas en los sitios más altos de la SMO, mediante las cuales podemos conocer un poco más acerca de las condiciones atmosféricas que

favorecen el inicio de convección. Una importante contribución del experimento es el registro frecuente de la columna de vapor de agua (cada 5 minutos) en terreno complejo (SMO) cuyo estudio nos proporcionara una idea de la influencia de este gas atmosférico en procesos convectivos (transición de convección somera a profunda) Figura 1.12.

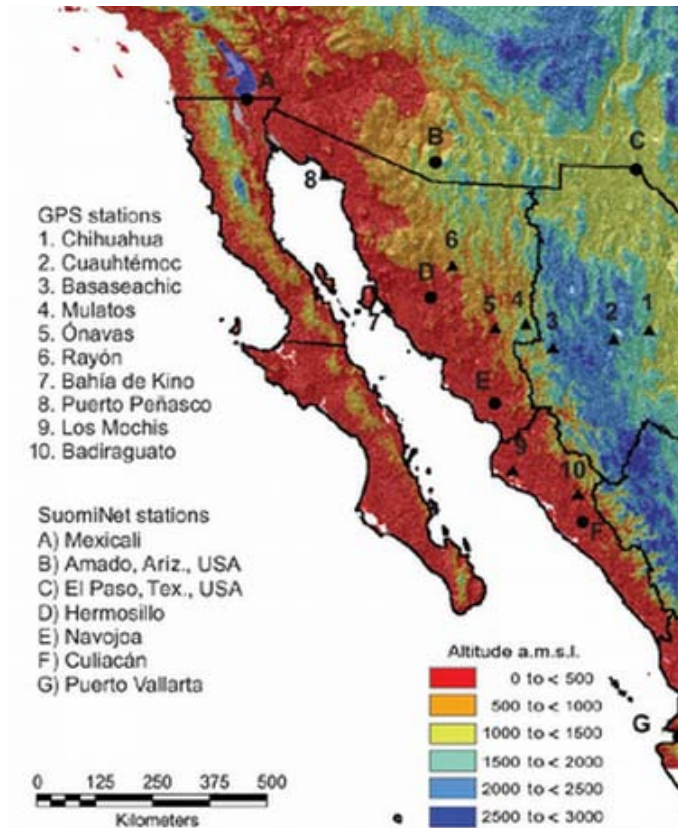


Figura 1.12: Sitios de observación del experimento Transecto de GPS Meteorológico del Monzón 2013. Fuente: (Adams et al. 2014)

1.11 Objetivos de la Tesis

Considerando lo que se mencionó con anterioridad y los aspectos que quedaron pendientes después de llevarse a cabo una importante campaña observacional (NAME) (termodinámicos y organización de convección en terreno complejo), se propone examinar:

1. Ciclo diurno. Analizamos el aspecto climatológico tanto de la precipitación como del Vapor de Agua Precipitable (AP), en cada una de las estaciones del experimento, las cuales cubrieron distintas regiones topográficas (cumbre de las montañas, pie de la montaña, costas, altiplano).

2. Transición estacional. Con la finalidad de conocer la variabilidad de AP⁶ (y la intensidad de convección) de acuerdo a la evolución a del NAM, se analizaran los primeros 15 días de julio y los últimos 15 días de septiembre, para los Transectos ONVS a CUAH, y BGTO a MOCH.

La medición del cambio temporal de AP ($d AP/ dt$) ayudará a evaluar la intensidad de la convección y a estimar el tiempo de transición de convección somera a profunda, esta última es una temática de gran importancia en meteorología observacional y de predicción numérica, en la cuál, recientemente se han desarrollado teorías acerca del mecanismo que genera dicha transición principalmente en la región del Trópico continental (Tabla 1.1). Para lograr lo anterior se propuso el siguiente objetivo:

3. Estudiar el tiempo de la transición de convección somera a profunda en las estaciones que conformaron el experimento de 2013, independientemente del mecanismo generador de dicha transición, mediante la determinación de la escala de tiempo de la convergencia de vapor de agua (Adams et al. 2013a).

Tabla 1.1: Teorías transición de convección somera a profunda

Mecanismo	Autores
Formación de piscinas frías	Kuang and Bretherton 2006; Khairoutdinov and Randall 2006; Schlemmer and Hohenegger 2014.
Humedecimiento de la atmósfera libre por nubes Cumulus Congestus	Waite and Khouider 2010

6 Es el vapor de agua atmosférico total contenido en una columna vertical de área unitaria abarcando dos niveles específicos de presión atmosférica, expresada comúnmente en términos de la altura que se obtendría si se condensara totalmente el vapor de agua.

(Fuente: http://glossary.ametsoc.org/wiki/Precipitable_water)

Incremento del inestabilidad con respecto a nubes convectivas	Wu et al. 2009
Forzamiento dinámico, movimientos verticales a gran-escala y convergencia de vapor de agua	Hohenegger and Stevens 2013
Humidificación en la troposfera-media	Zehnder et al . 2006

Es importante resaltar que la mayoría de los estudios antes mencionados se basan en resultados obtenidos mediante simulaciones numéricas y sobre regiones idealizadas sin topografía exceptuando el estudio de Zehnder et al. 2006, el cual, utiliza datos observacionales (Fotogrametría Digital de Nubes) y analiza una pequeña área del NAM, en la cual, se favorece la transición de convección somera a profunda (Montañas Santa Catalina, norte de Tucson, Arizona). Este último fue uno de los primeros estudios observacionales en donde se trató de inferir los mecanismos físicos de dicha transición en una región de compleja topografía.

En el último objetivo se estudiaran MCS y esto debido a que aportan mucha de la precipitación en el noroeste de México, principalmente, durante los meses del monzón (Lang et al. 2007; Valdes and Barradas 2012). MCS tienen una vida de hasta un día y pueden propagarse por más de 200 kilómetros; estas tormentas se caracterizan por intensas lluvias, granizo, relámpagos y ráfagas violentas (Figura 1.13). Dada su importancia para la lluvia acumulada y los daños que pueden causar, es de interés general conocer a detalle la evolución de los MCS, para lo cual se requiere conocer detalladamente el comportamiento del vapor de agua en la atmósfera. Por ello se planteo el siguiente objetivo:

4. Estudiar el papel que juegan las piscinas frías en la evolución y propagación de MCS.



Figura 1.13: Actividad eléctrica durante un MCS.(Fuente: Adams y Quintanar 2013b)

De acuerdo con los objetivos mencionados con anterioridad, la presente Tesis no solo ayudará a un mejor entendimiento de las condiciones termodinámicas y de la troposfera media en sitios a gran altitud de la SMO, su importancia también radica en ser uno de los primeros trabajos en México referente a la investigación meteorológica con tecnología GPS, en particular, la aplicación de AP en la determinación del ciclo diurno convectivo por elevación y de acuerdo a la etapa de desarrollo del NAM (inicio vs final) al igual que la escala de la transición de convección somera a profunda. La zona de estudio, datos recopilados, técnicas para la medición del vapor de agua, metodología, resultados, discusión, trabajo a futuro y conclusiones componen el resto de la Tesis.

CAPITULO 2

Métodos y Datos

En este capítulo, se describen los datos que se recopilaron durante el experimento de 2013, las diversas técnicas empleadas para la medición del vapor de agua haciendo un énfasis en la técnica basada en tecnología GPS así como cada una de las metodologías utilizadas para alcanzar los objetivos planteados en el capítulo anterior.

2.1 Datos

Durante el experimento que se llevo a cabo en el verano de 2013 (mediados de junio a mediados de septiembre) se instalaron 10 estaciones GPS y meteorológicas (Ver Figura 1.10 y coordenadas en Tabla 2.1), las cuales, fueron distribuidas en los siguientes transectos:

1. Bahía de Kino a la ciudad de Chihuahua.
2. A lo largo de las llanuras costeras del Golfo de California, de Los Mochis a Puerto Peñasco.
3. De Badiraguato a Los Mochis.

El transecto 1 aporta la información con respecto a la evolución del vapor de agua y actividad convectiva, cubriendo toda la complejidad topográfica de la región. Mientras que los datos registrados en el transecto 2, a lo largo de la llanura costera, son de gran utilidad para estudiar la propagación de humedad en niveles bajos de la atmósfera, conocida como “gulf surges” (Hales 1972, 1974; Stensrud et al. 1997; Rogers and Johnson 2007; Newman and Johnson 2012b). Y finalmente, los datos del transecto 3 proporciona la transición del vapor de agua de los pies de montaña de la SMO a la costa, es decir, una zona de fuerte gradiente en precipitación.

Todos los sitios experimentales contaron con el registro de variables meteorológicas de superficie, incluyendo: presión atmosférica, temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento y precipitación con una frecuencia de 1 minuto. Los valores de AP fueron calculados con una frecuencia de cada 5 minutos, utilizando el software Sistema de Posicionamiento Inferido por GNSS (GIPSY, por sus siglas en inglés) del Jet Propulsion Laboratory (NASA) (<https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/>). Es importante resaltar que este procesamiento de datos GPS se llevó a cabo dentro del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, lo que convierte a la UNAM en una de las pocas instituciones a nivel mundial con esta capacidad.

Tabla 2.1: Coordenadas geográficas de las estaciones del experimento de 2013

Estación	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Altitud (msnm)
CHIH (Chihuahua, Chih.)	28.622	106.100	1458
CUAH (Cuauhtémoc, Chih.)	28.407	106.892	2052
BASC (Basaseachic, Chih.)	28.203	108.209	2017
MULT (Mulatos, Son.)	28.635	108.759	1523
ONVS (Onavas, Son.)	28.460	109.528	178
KINO (Bahía de Kino, Son.)	28.814	111.928	3
BGTO (Badiraguato, Sin.)	25.362	107.551	210
MOCH (Los Mochis, Sin.)	25.781	109.026	11
PSCO (Puerto Peñasco, Son)	31.300	-113.548	5
RAYN (Rayon, Son.)	29.741	-110.536	609

Como punto de comparación, los datos de la estación MULT fueron también procesados en tiempo real (cada 30 minutos) por la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica/Laboratorio de Investigación del Sistema Tierra (NOAA/ESRL por sus siglas en inglés) en tiempo real en una resolución temporal de 30 minuto, empleando el software GPS Analysis at MIT (GAMIT, por sus siglas en inglés). Su documentación se puede encontrar en <http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>.

Para identificar la ocurrencia y evolución de convección profunda se utilizaron otras fuentes de datos, en especial, temperatura de brillo del Canal 4 Infrarrojo (10.7 micrómetros) del satélite GOES 13/14 de la NOAA a cada 15 minutos y con una resolución espacial de 4 km x 4 km, siguiendo la metodología (tasa de crecimiento de convección) del estudio de Adams et al. (2013a, 2015a), la cual, se describirá mas adelante en la sección 2.4.2. Datos de relámpagos se obtuvieron de Vaisala Global Lightning Dataset (GLD360) fueron también utilizados para verificar la ocurrencia e intensidad de convección inferidas con los datos de GOES (Holle and Murphy 2015).

2.2 Técnicas para medir el Vapor de Agua

La cantidad y distribución de vapor de agua en la atmósfera, varían ampliamente y conocer la distribución de este gas atmosférico es clave para la comprensión del clima y la meteorología. Es por ello que mucha investigación se ha enfocado en la compleja relación entre la variabilidad del vapor de agua y convección profunda especialmente en los trópicos, donde domina la convección profunda. Una revisión de la literatura sobre convección profunda y su relación con vapor de agua puede encontrarse en Sherwood et al. (2010).

Como el análisis principal de esta tesis se enfoca en el agua precipitable y su relación con convección profunda usando la técnica GPS, cabe revisar brevemente las distintas técnicas que existen para estudiar el vapor de agua atmosférico. Cada una de estas técnicas tiene sus ventajas y sus debilidades:

1) Radiosondas. Registran perfiles meteorológicos de temperatura, vapor de agua y vientos. Pero siendo costoso, solo se lanzan dos veces al día, una frecuencia temporal deficiente para monitorear la variación de vapor de agua durante el ciclo de vida de convección.

2) Radiómetros terrestres pasivos⁷ de microondas. Pueden utilizarse para medir el vapor de agua con una resolución temporal de segundos y a pesar de que tienen la ventaja de utilizarse en todo tipo de tiempo meteorológico, su estimación de perfiles de vapor de agua deterioran en condiciones de precipitación. Además de requerir datos de la emisividad de la superficie a estudiar, los cuales deben ser de muchos años y de buena calidad que permitan inicializar adecuadamente los algoritmos de inversión para el vapor de agua (Guldner and Spankuch 1999).

3) Mediciones Infrarrojo satelital. Son de alta resolución espacial (unidades a decenas de kilómetros) y temporal (diaria) pero no funcionan cuando hay nubes ya que éstas emiten radiación infrarroja, afectando la estimación del vapor de agua.

4) Radiómetros de microondas satelitales. Tienen la ventaja de funcionar en todas las condiciones meteorológicas, aunque su paso por algún sitio es poco frecuente (semanal). Sin embargo, se requiere conocer la emisividad de la superficie sobre la cual se realiza la estimación de vapor de agua. Por consiguiente, su estimativa es menos confiable en terreno complejo.

La técnica GPS para medir la concentración de vapor de agua atmosférico se basa en el tiempo en que tarda la señal entre el satélite y el receptor, la cuál, es afectada por la cantidad de vapor de agua –más vapor presente más largo será el tiempo de retraso de la señal Figura 2.1. Esto es una consecuencia del índice no unitario de la refracción del aire (Hopfield 1971; Smith and Weintraub 1953).

Durante las ultimas décadas, se han mostrado las ventajas que ofrece la técnica de GPS en la medición del vapor de agua como un costo relativamente bajo en comparación con las demás técnicas, la instalación en cualquier tipo de terreno pero sobre todo una alta frecuencia (~ 5 minutos) así como mediciones del vapor de agua que no se ven afectadas por nubes o precipitación (cualquier tipo de clima) y con una precisión de $\pm 1-2$ mm en comparación con radiosondeos y radiómetros (Bevis et al. 1992; Rocken et al. 1993; Duan et al. 1996; Wolfe and Gutman 2000; Sapucci et al. 2007).

⁷ Detectan la radiación natural emitida o reflejada por el objeto o el área circundante que está siendo observada. (Fuente: <https://es.wikipedia.org/wiki/Teledetecci%C3%B3n>)

A continuación se presenta la metodología para estimar el Vapor de Agua Precipitable a partir de un receptor GPS y de datos meteorológicos, especialmente de presión atmosférica y de temperatura, del lugar de estudio. Primero a partir del índice de refracción el retraso debido a la atmósfera se puede calcular si se tienen la presión atmosférica y la temperatura en el sitio, mientras que el retraso debido al vapor de agua atmosférico (agua precipitable) puede ser simplemente relacionado con el retraso total, como se hizo en Duan et al. (1996):

$$Z_t = Z_h + Z_w \quad (1)$$

Donde:

Z_t = Retraso total.

Z_h = Retraso "hidrostático" debido a la composición de la atmósfera.

Z_w = Retraso "húmedo" debido al momento dipolar del vapor de agua.

Una ecuación aproximada para el retraso hidrostático es:

$$Z_h = \frac{(77.6 \times 10^{-6}) \times R \times P_s}{g_0}$$

Donde:

R = Constante de la ley de gas ideal para el aire seco.

g_0 = Aceleración de la gravedad.

P_s = Presión superficial (milibares).

Si conocemos el retraso húmedo, la presión y la temperatura observada en la cercanía (decenas de metro) de la estación GPS, entonces el Agua Precipitable (AP) puede calcularse. Para efectuar este cálculo, se puede emplear la siguiente fórmula que relaciona AP con el retraso húmedo (Bevis et al. 1994; Rocken et al. 1995) :

$$PW = \Pi \times Z_w$$

Donde:

Π = Constante adimensional, la cual tiene un valor empirico de ~ 0.15 .

Sin embargo un valor mas preciso esta dado por la siguiente ecuación (Bevis et al. 1992):

$$\Pi = \frac{10^5}{461 \times \left(\left(\frac{3.776 \times 10^5}{T_m} \right) + 17.0 \right)}$$

Donde:

T_m = Temperatura promedio integrada en una columna atmosférica, la cual, puede calcularse mediante la siguiente formula como en Davis et al. 1985:

$$T_m = \frac{\int (e / T) dz}{\int (e / T^2) dz}$$

Donde:

e = Presión parcial del vapor de agua.
 T = Temperatura absoluta.

Una buena aproximación para T_m ha sido dada por Yuan et al. (1993) y es:

$$T_m = 70.2 + 0.72 \times T_s$$

Donde:

T_s = Temperatura en la superficie.

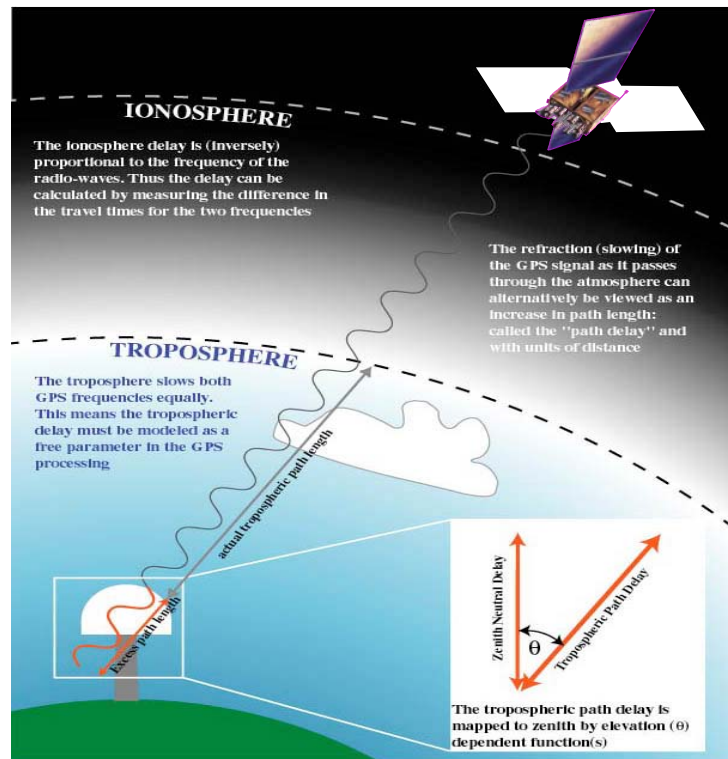


Figura 2.1: Esquema del atraso que experimenta la señal del GPS debido a la Ionosfera y Tropósfera

Fuente: NOAA/ESRL

Una técnica relacionada con la técnica GPS, es la técnica de GPS radio-ocultación (GPS-RO). En este caso, el atraso de la señal no está entre el satélite GPS y la superficie terrestre, sino entre el satélite GPS y una serie de satélites en baja órbita. De esta forma, GPS-RO proporciona perfiles de vapor de agua en todas las condiciones. Su limitante, sin embargo, es que las mediciones son poco frecuentes y la estimación de vapor de agua dentro de la capa límite tiende a tener errores mayores.

De acuerdo con las técnicas antes mencionadas, GPS es la única que ofrece una estimación de agua precipitable a muy alta resolución temporal (~5 minutos) en todas las condiciones atmosféricas. Además, Adams et al. (2011b) demostró que la infraestructura necesaria para calcular AP con GPS es mucho menor que para fines geodésicos, lo cual implica una reducción enorme en costo facilitando su expansión. Con esta capacidad, es posible analizar la evolución de convección profunda, desde la fase de transición somera a profunda hasta la organización de sistema convectivos a la mesoescala. Por ejemplo, Adams et al. (2013a) utilizaron datos de múltiples años de una sola estación en la Amazonia para deducir una escala de tiempo de convergencia de vapor de agua asociada con la transición de convección somera a profunda. Esto ha proporcionado a la comunidad una valiosa métrica para verificar modelación numérica que siempre ha tenido dificultades con replicar el ciclo diurno y dicha transición.

El uso de GPS en transectos y redes, amplía la densidad espacial y permite explorar la evolución temporal y también espacial de convección. Las redes de GPS ya se han utilizado en muchos países alrededor del mundo para estimar el vapor de agua en la columna atmosférica (AP, por sus siglas en inglés). En años recientes se han llevado a cabo estudios con respecto a procesos que determinan la evolución de convección en regiones continentales tropicales, como la Amazonia. Por ejemplo, el estudio realizado por Adams et al. (2011a, 2015a) utilizaron redes de GPS para estimar advección de vapor de agua, propagación de eventos convectivos y la evolución del ciclo diurno de agua precipitable en la Amazonia central.

El experimento Transecto de GPS Meteorológico del Monzón 2013 no fue el primer intento de usar meteorología GPS para examinar fenómenos del Monzón de Norteamérica. Durante el experimento de NAME, una red que consistió de 9 receptores GPS meteorológicos, de los cuales, 6 se ubicaron entre las latitudes de 27°N-30°N, la mayoría de éstos principalmente en las laderas occidentales de la SMO y solo dos se instalaron en sitios elevados: NAM1/YESX (Yecora, Son.) > 1500 msnm y el otro NAM2 (Creel, Chih.) > 2300 msnm (Figura 2.2). Es importante resaltar que este último falló desde el comienzo del NAME, otro motivo por el cual no existieron datos de vapor de agua en lo más alto de la SMO. Mientras que el resto de las estaciones GPS se localizaron entre la frontera de México y Estados Unidos (Kursinski et al. 2008). En su análisis, Kursinski et al. (2008) demostraron la utilidad de redes de GPS para analizar la interacción entre la escala sinóptica y periodos convectivos y no-convectivos. El experimento Transecto de GPS Meteorológico del Monzón 2013 puede verse como una extensión de este primer intento, pero con un enfoque a convección a la mesoescala tanto como un enfoque a las condiciones termodinámicas de lo alto de la SMO.

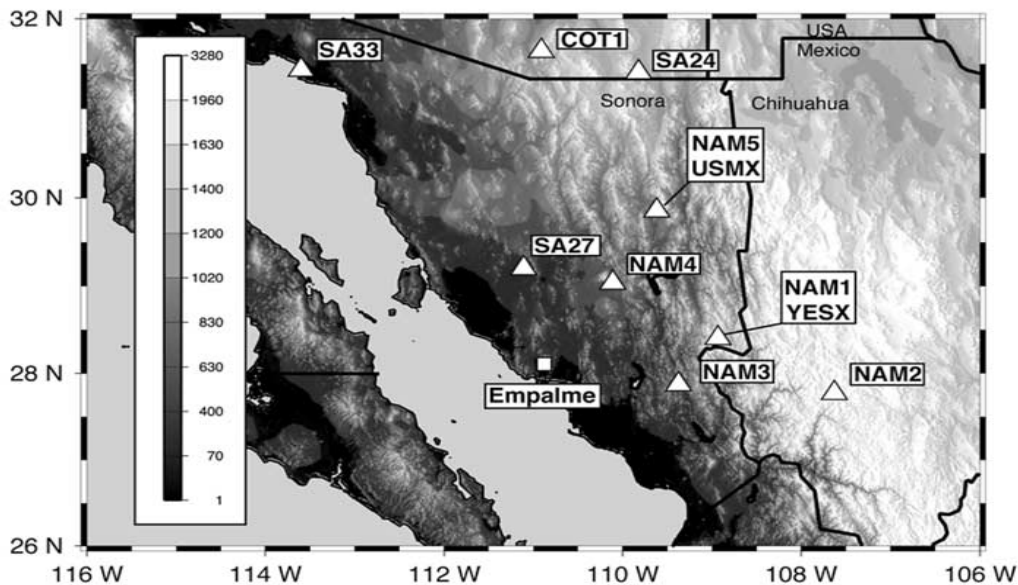


Figura 2.2: Ubicación de GPS durante el experimento del NAME indicados por los triángulos. El sitio de Empalme era de radiosondeos y se indica por un cuadrado. (Fuente: Kursinski et al. 2008)

2.3 Metodología

2.3.1 Análisis de compuesto

Es simplemente un promedio de los datos conforme a un criterio en particular, en este caso para estudiar el ciclo diurno de precipitación durante el NAM, utilizamos la frecuencia de las lluvias reportadas sin importar la intensidad siguiendo estudios previos del NAME que evalúan la ocurrencia de lluvias en el ciclo diurno (Nesbitt and Zipser 2003; Gochis et al. 2004). La frecuencia de la precipitación se obtuvo mediante la frecuencia de reportes de precipitación en un intervalo de un minuto, durante el periodo de aproximadamente el 15 de junio – 15 de septiembre de 2013 en las estaciones que conforman el transecto 1. Mientras que para el análisis de la variación diurna de AP se realizaron varios análisis de compuesto considerando tres casos: primero, todo el periodo experimental (~92 días), el segundo solo días catalogados como convectivos (ver criterios en la sección 3.2.1) y el tercero los días que no entraron en la categoría de convectivos.

2.3.2 Clasificación de eventos convectivos

Para identificar un evento convectivo dentro del periodo del experimento, nos basamos en criterios similares a los utilizados en Adams et al. (2013a, 2015a):

1. Una caída en picada de Temperatura del Tope de la Nube (TTN) de al menos 50 K en menos de 4 horas, con un valor máximo y mínimo de TTN mayor a 280 °K y menor a 235 K, respectivamente (Ver triangulos de color verde en la Figura 2.3).
2. Un aumento rápido de Agua Precipitable (AP) a un valor máximo, mismo que ocurre dentro de aproximadamente 2 horas de la mínima en TTN.
3. Precipitación y/o rayos ocurriendo en los lapsos de tiempo de los criterios 1 y 2.

En la siguiente Figura (2.3), se puede observar un ejemplo de un evento convectivo que cumple con estos criterios.

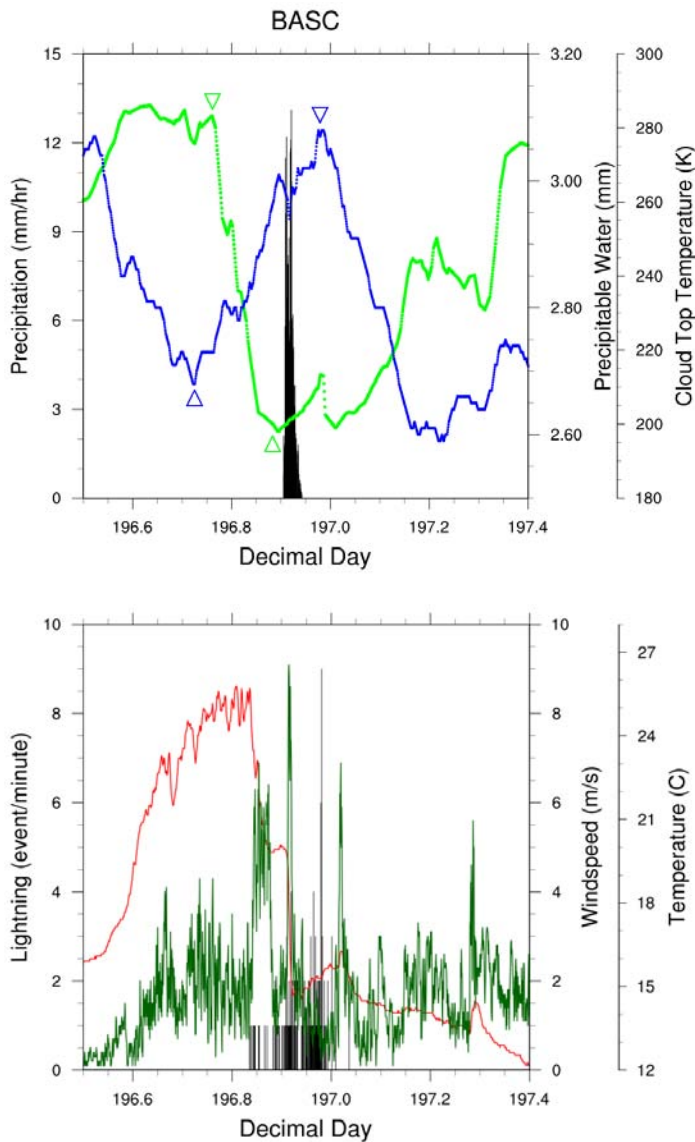


Figura 2.3: Ejemplo de un evento convectivo ocurrido entre el 15 y 16 de Julio, (196 y 197 en día decimal), respectivamente. El panel superior contiene AP (línea azul) versus TTN (línea verde) y la intensidad de precipitación (barras negras); mientras que en el panel inferior se observan datos meteorológicos en superficie: velocidad del viento (línea verde), temperatura (línea roja) y rayos⁸/minuto (barras). Los triángulos verde y azul representan los criterios 1 y 2, respectivamente, para identificar un evento convectivo.

8 Los rayos fueron de la Base de Datos Global de Rayos (GLD360, por sus siglas en inglés) de Vaisala (Mas información: Ronald L. Holle, Vaisala Inc.)

5 – Precipitación.

Al dividir IWV por la densidad del agua líquida, ρ_w , expresamos este término como PWV:

$$PWV = \frac{1}{\rho_w} \int q \frac{dp}{g} = \frac{IWV}{\rho_w} \quad (2)$$

Las siguientes variables contenidas tanto en la ecuación (1) como en (2), representan:

p = Presión.

g = Gravedad.

q = Humedad específica.

q_c = Fase condensada del vapor de agua (líquido e hielo) por unidad de aire húmedo.

\vec{V} = Vector horizontal del viento

\int = Integral sobre la columna atmosférica.

De acuerdo con Adams et al. (2013a), en una escala espacial de 10 km y con condiciones de nubosidad, la evaporación local es mucho menor en comparación con el término de convergencia, es decir, $E \ll \nabla \cdot \int q \vec{V} \frac{dp}{g}$. Esto se debe a que una vez desarrollada la nube, la radiación que llega a la superficie es muy débil para generar cantidades importantes de evaporación en tanto que la convergencia de vapor de agua domina. Además como la transición de convección somera a profunda comienza antes de la ocurrencia de precipitaciones intensas podemos ignorar el término de precipitación, P , por lo tanto la tasa temporal del cambio del PWV está determinado por la convergencia de vapor de agua y por la generación de agua en la nube convectiva, $\frac{\partial}{\partial t} \int q_c \frac{dp}{g}$. También demostraron que la derivada temporal correspondiente al término de nube es más pequeña en comparación

con la de IWV, es decir, $\frac{\partial}{\partial t} \int q_c \frac{dp}{g} \ll \frac{\partial}{\partial t} (IWV)$. Ya que encontraron que al desarrollarse la nube, es decir, al ocurrir un decaimiento en la temperatura del tope de la nube uno esperaría que $\frac{\partial}{\partial t} (IWV)$ disminuyera, lo cual no observaron. Por lo tanto la tasa temporal del cambio de PWV es una estimativa de la convergencia de vapor de agua en una columna.

$$\left| \frac{\partial}{\partial t} (PWV) \right| \sim \left| \nabla \cdot \frac{1}{\rho_w} \int q \vec{V} \frac{dp}{g} \right| \quad (3)$$

En este sentido, la evolución temporal de AP derivado de GPS puede proporcionar una medida útil de las escalas de tiempo de la convergencia de vapor de agua, lo cual es una gran ventaja sobre otras técnicas porque el afecto de nubes o de lluvia es mínimo.

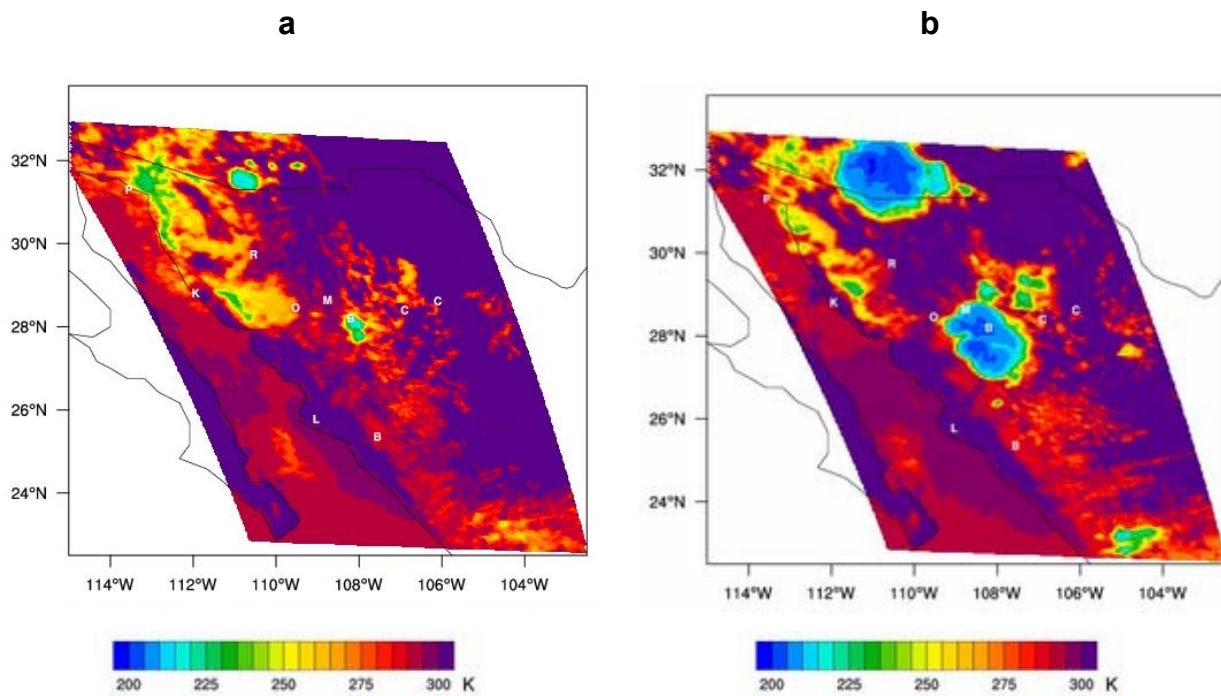
2.3.4 Identificación de MCS

Para analizar la evolución y propagación de MCS, utilizamos los datos de temperatura de brillo del Canal 4 Infrarrojo (10.7 micrómetros) del satélite GOES 13 con una resolución espacial de 4 km x 4 km y temporal de cada 15 minutos, para analizar principalmente MCS transversales a la SMO, específicamente de la estación BASC a MULT y de BGTO a MOCH. Debido a que la Temperatura de Tope de Nube (TTN, por sus siglas en ingles) es a menudo usada como una métrica para convección profunda, ya que valores más bajos de TTN implican un tope de nube más alto en comparación con temperaturas más altas, es decir, un tope de nube cálido (Arkin and Meisner 1987).

El método para definir la propagación de un MCS fue de manera cualitativa, es decir, mediante una inspección visual de las imágenes de TTN, datos de precipitación y de rayos. Para calificar como evento de MCS, primero se debe observar una región nublosa con valores de TTN menor a 240 K en la cumbre de la SMO especialmente cerca o sobre la estación de BASC (Figura 2.4a). Posteriormente conforme dicha área nublosa vaya

creciendo y se dirija hacia el GC es indispensable que primero pase por la estación de MULT (Figura 2.4b) y después por la estación de ONVS (Figura 2.4c). En el caso del transecto de BGTO a MOCH, primero se debe observar el paso de una región con valores de TTN menor a 240 K por BGTO (Figura 2.5b), después conforme crezca y se dirija hacia el GC debe pasar por MOCH (Figura 2.5c). Dichas áreas de TTN deben coincidir con criterios como: que su longitud horizontal sea mayor a 100 km y que contenga al menos 16 km² de área convectiva, es decir, un área de 16 km² de TTN < 220 K (Figura 2.5 d) con la finalidad de que cumplan con la definición de MCS establecida en Houze (1993, capítulo 9)[ver Maddox 1980, Houze et al. 2004 para una revisión mas detalla con respecto a MCS].

Figura 2.4: Ejemplo de un MCS propagándose hacia el GC durante la tarde del 5 de julio a la madrugada del 6 de julio (BASC-ONVS). El inciso a) 0645 p.m. del 5 de julio , b) 0845 p.m. del 5 de julio , c) 1015 p.m. del 5 de julio y d) 0015 a.m. del 6 de julio. Las letras en mayúscula representan la ubicación de las estaciones.



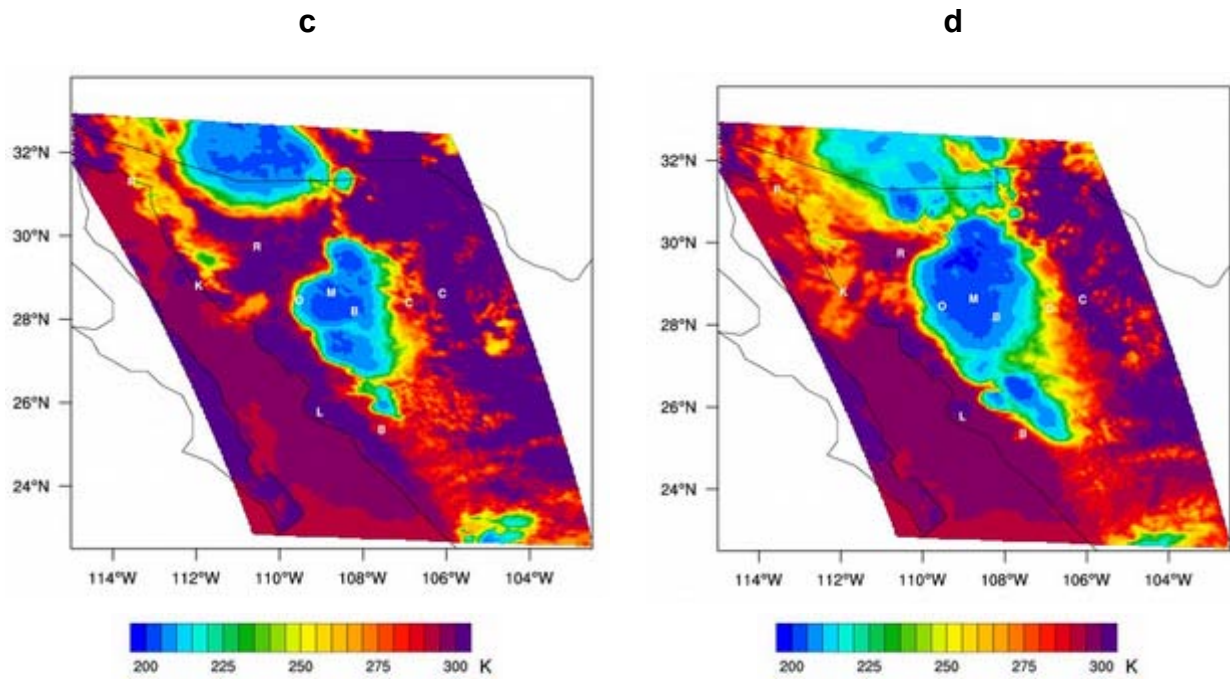
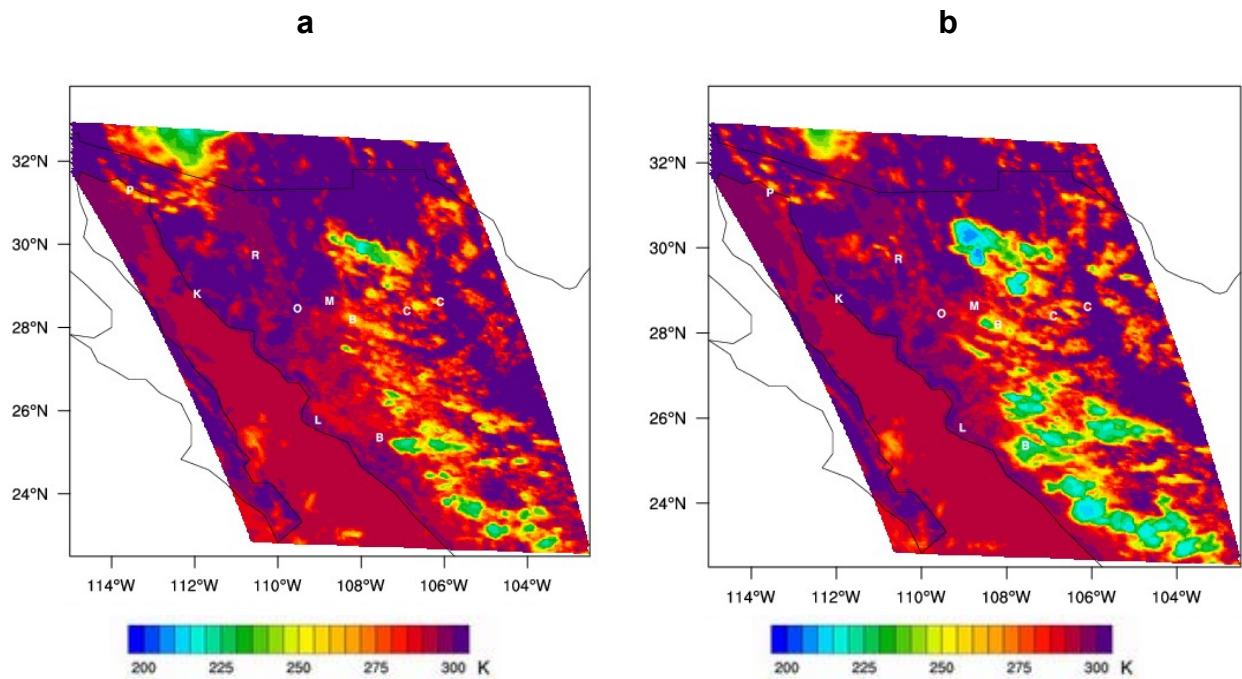
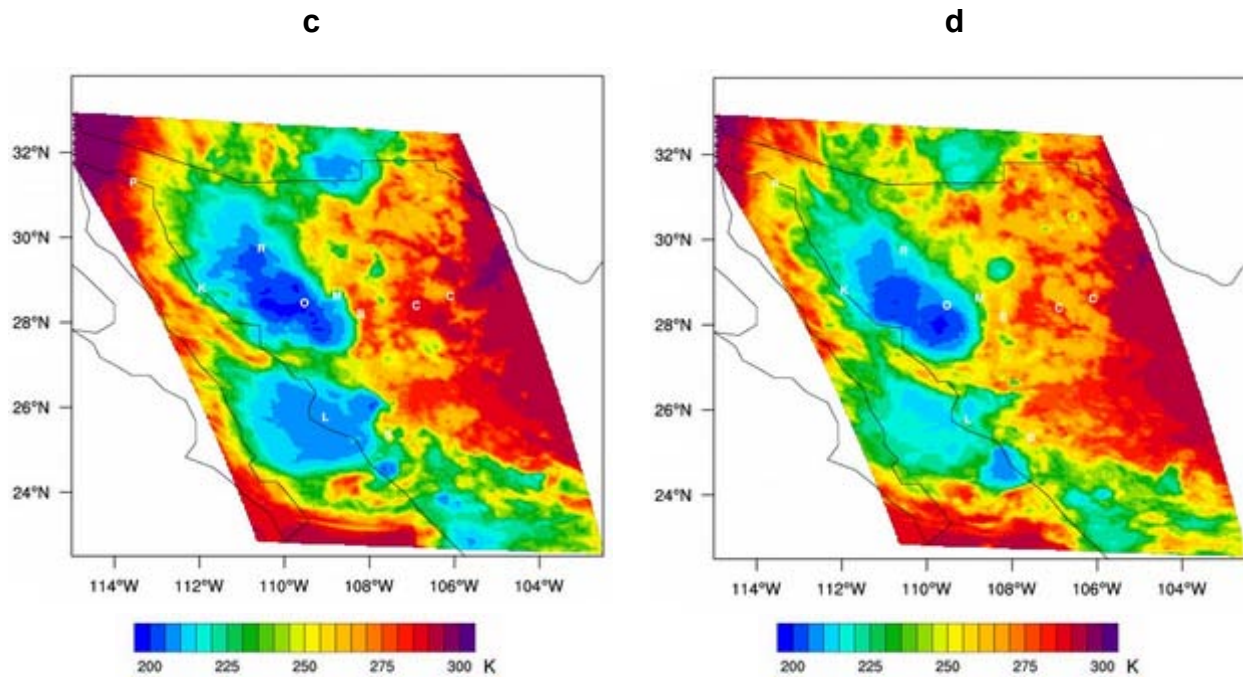


Figura 2.5: Ejemplo de un MCS propagándose hacia el GC durante la tarde del 12 de julio a la madrugada del 13 de julio. El inciso a) 0745 p.m. del 12 de julio , b) 0845 p.m. del 5 de julio , c) 0402 a.m. del 13 de julio y d) 0515 a.m. del 13 de julio.





Los casos de MCS propagándose hacia el GC tanto en el transecto BASC-ONVS y de BGTO-MOCH fueron los siguientes (Tabla 2.2):

Tabla 2.2: MCS en los Transectos de BASC-ONVS y de BGTO-MOCH, durante el NAM de 2013 (Día Decimal _ Hora y Minuto (UTC) basados en las imágenes de GOES).

BASC-ONVS		BGTO-MOCH	
Inicio	Final	Inicio	Final
182_1602	183_1232	193_0102	193_2332
186_1832	187_1232	194_0102	194_2332
189_1832	191_1232	197_0102	198_2332
193_1832	194_1232	212_0102	212_2332
196_1832	197_1232	213_0102	213_2332
210_1832	211_1232	215_0102	215_2332
215_1832	216_1232	216_0102	216_2332

225_1832	226_1232	224_0102	224_2332
227_1832	228_1232	225_0102	225_2332
243_1832	244_1232	231_0102	231_2332
		232_0102	232_2332
		242_0102	242_2332
		243_0102	243_2332
		248_0102	248_2332
		249_0102	249_2332
		250_0102	250_2332
		251_0102	251_2332
10		17	

2.3.5 Estimación de la velocidad de propagación de MCS

Para identificar el posible papel que juega “piscinas frías” o corrientes de densidad en la evolución y propagación de MCS, se investigaron: (1) condiciones de superficie para identificar piscinas frías; (2) los radiosondeos lanzados en Chihuahua, 2 veces al día (6 a.m. y 6 p.m.) y (3) diagramas de Hovmöller para identificar la velocidad de propagación de los eventos MCS.

La identificación de piscinas frías incluye observar la evolución temporal de temperatura, vientos y precipitación con respecto a la propagación de los MCS, ya que las corrientes descendentes que producen perturbaciones en la densidad atmosférica superficial tienen una señal muy particular e identificable (Adams et al. 2013a). Específicamente, la piscina fría se observa con un rápido descenso en la temperatura superficial y con un aumento en la velocidad del viento (3–13°C y 6-10 m/s, respectivamente ambos suelen ocurrir en un lapso de ~30 minutos; Provod et al. 2015). Las observaciones de los vientos asociados con corrientes descendentes en el Transecto tenían valores menores de 5 m/s.

Los radiosondeos (CHIH) se emplearon para estimar los vientos a altura (700mb a 500mb) para determinar la velocidad de advección o “steering level wind”. Promedios sobre los días con MCS (10 días en el caso BASC-ONVS y 17 casos BGTO-MOCH) fueron calculados usando los dos sondeos (0Z y 12Z UTC) más representativos del horario del comienzo y propagación del MCS.

Finalmente, se empleó el diagrama Hovmöller, el cual es una técnica de uso muy común para determinar desplazamientos zonales de procesos atmosféricos, aunque en sus inicios (1940) se usó para deducir la fase de propagación de vaguadas o “troughs” y dorsales o “ridges” (Fraedrich and Lutz 1987). Consiste en generar contornos de la variable de interés (temperatura, precipitación, viento, densidad o concentraciones en el océano o atmósfera) en tiempo y en espacio. Típicamente los ejes del diagrama Hovmöller son: longitud o latitud (eje x) y el tiempo (eje y). En esta ocasión fue un diagrama Hovmöller de TTN con respecto a tiempo y una media sobre una banda latitudinal (28.30°-29.06°N y 25.21°-26.04°N para el transecto BASC-ONVS y BGTO-MOCH, respectivamente). El software utilizado para ello fue el Lenguaje de Comandos de NCAR (NCL, por sus siglas en inglés). Para estimar la velocidad de propagación, estimamos el pendiente de longitud versus tiempo expresado como:

$$v = \frac{\Delta d}{\Delta t}$$

Donde:

v = Velocidad (m/s)

Δd = Distancia recorrida (m)

Δt = Intervalo de tiempo (s)

La comparación de la velocidad de las piscinas frías, la advección de los vientos a altitudes medias y la velocidad de propagación estimada con el diagrama Hovmöller ayudara a inferir cual es el factor dominante en la propagación de los MCS.

CAPÍTULO 3

Resultados

3.1 Ciclo diario de precipitación

El patrón del ciclo diario de precipitación sobre la región central del NAM es conceptualizado en el estudio de Nesbitt et al. (2008). Alrededor de las 11 LT, precipitación ligera inicia sobre las cimas de la SMO. Durante la tarde (15 LT), la precipitación se intensifica y se mueve hacia los pies de montaña, mientras que a lo largo de la costa, la lluvia ocurre como resultado de una brisa de mar.

En los días cuando hay organización de convección, los MCS se forman y se van propagando sobre los planicies alrededor de las 19 LT. Cerca de la 1 LT, los MCS se encuentran sobre las costas (Figura 3.1).

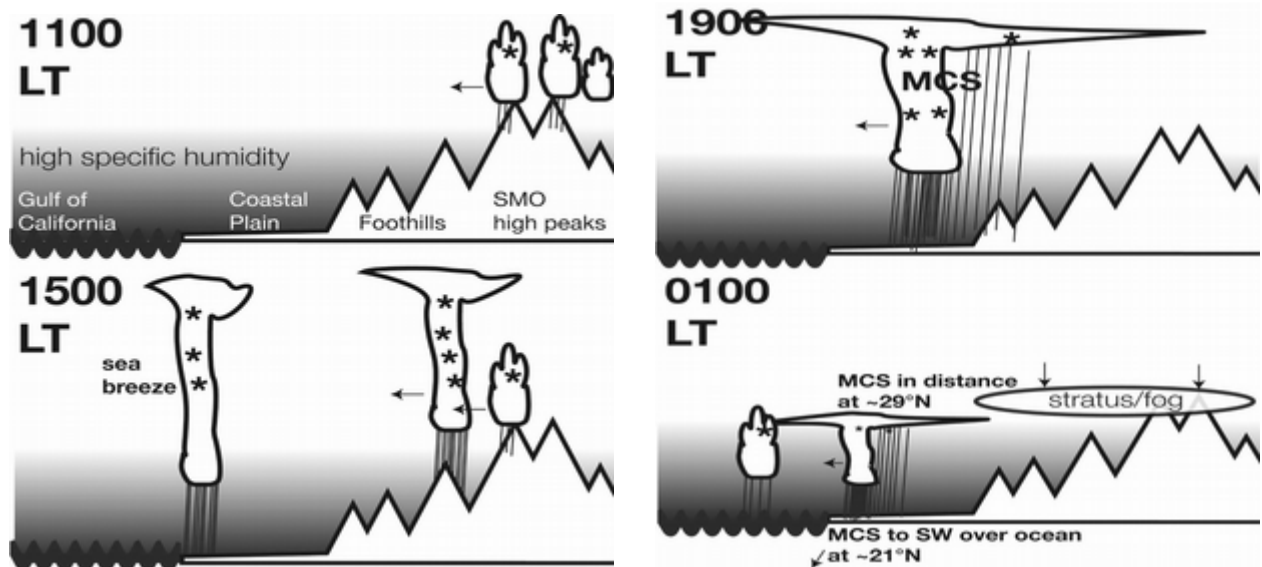


Figura 3.1: Esquema de los mecanismos diarios observados a lo largo de la SMO. El Tipo de nube indica la altura relativa alcanzada por las nubes, el sombreado indica contrastes específicos de humedad, asteriscos (*) indican los procesos microfísicos de fase mixta, y la densidad de las rayas verticales indica las ubicaciones y las intensidades relativas de la precipitación. (Fuente: Nesbitt et al. 2008)

Tomando en cuenta los estudios del NAME, las estaciones que conforman el experimento pueden catalogarse de acuerdo a su elevación (Figura 3.2) en 4 categorías (Ver Tabla 3.1) con la finalidad de poder observar la influencia de la topografía (SMO) en el ciclo diurno de precipitación desde una nueva perspectiva.

Tabla 3.1: Agrupación de las estaciones GPS y meteorológicas que conforman el experimento de 2013 de acuerdo con su altitud.

Categoría	Estación GPS y meteorológica
Cumbre	Basaseachic y Mulatos
Lado Este de la SMO	Cuauhtémoc y Chihuahua
Pies de montaña	Onavas y Badiraguato
Llanura costera	Mochis, Kino y Puerto Peñasco.

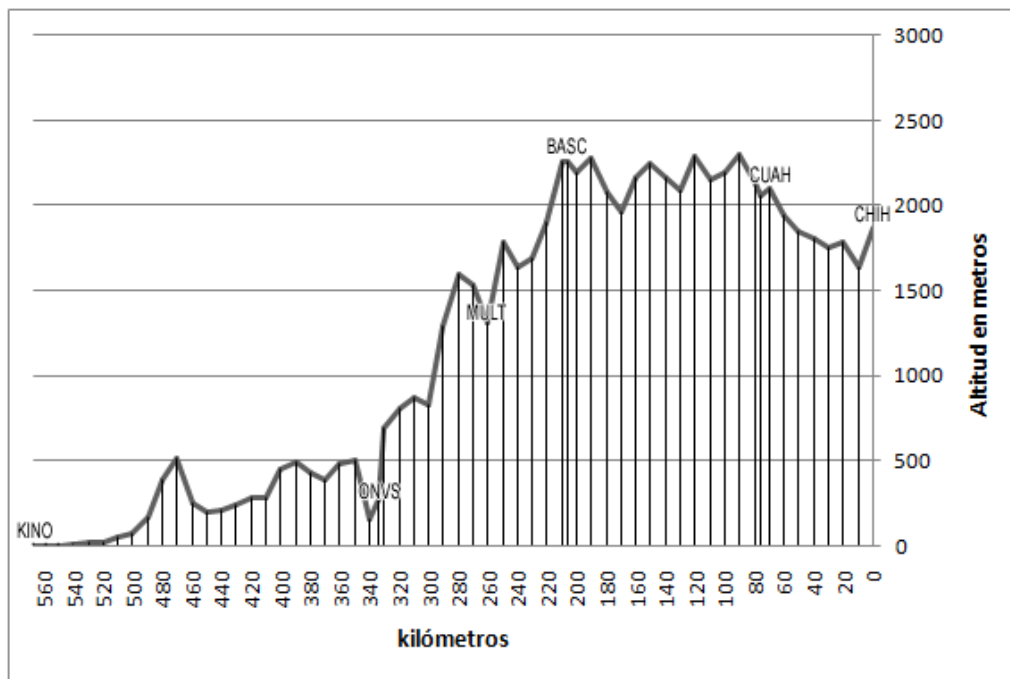
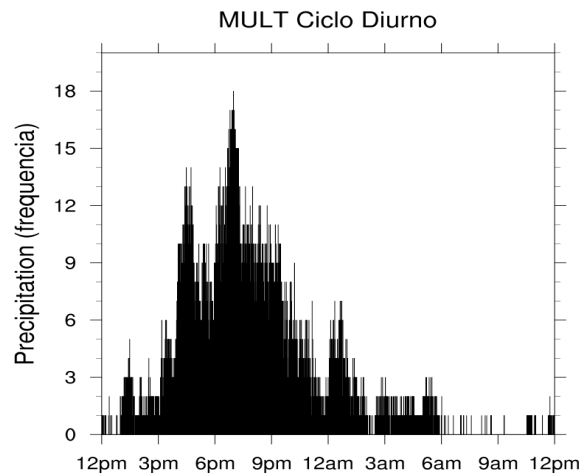
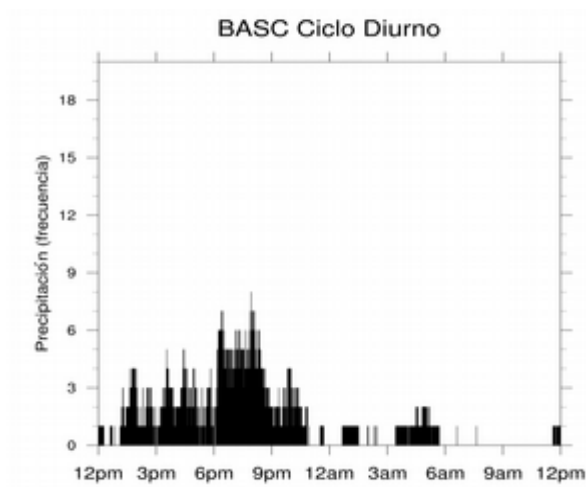


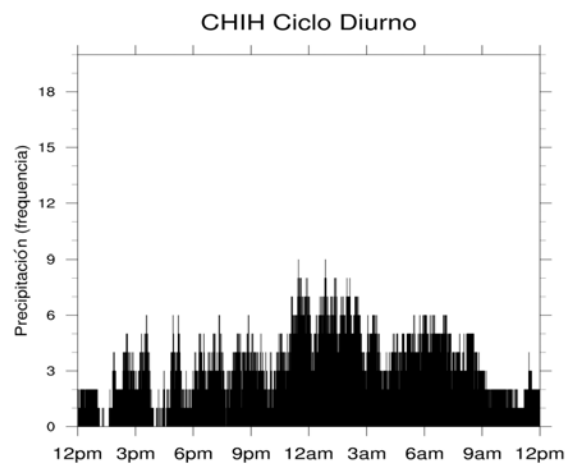
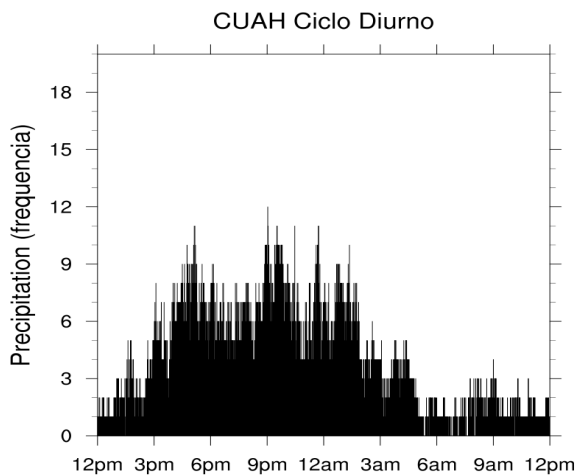
Figura 3.2: Perfil topográfico del transecto 1 del sitio de estudio. (Fuente: Unidad de Informática para las Ciencias Atmosféricas y Ambientales (UNIATMOS) del Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM))

En la Figura 3.3, se puede observar el ciclo diurno de la frecuencia de lluvia considerando todos los días del experimento, es decir, el número de veces que ocurre un evento de precipitación, el cual se definió como un valor de lluvia ≥ 0.1 mm, durante un minuto. Se usó la frecuencia en lugar de la intensidad promedio ya que proporciona un señal mas clara de la ocurrencia de lluvia en el ciclo diurno (Gochis et al. 2004). Estos nuevos datos del Experimento nos permiten verificar los resultados del NAME, y especialmente, investigar el ciclo diurno en el lado Este de la SMO donde no hubo datos durante el NAME.

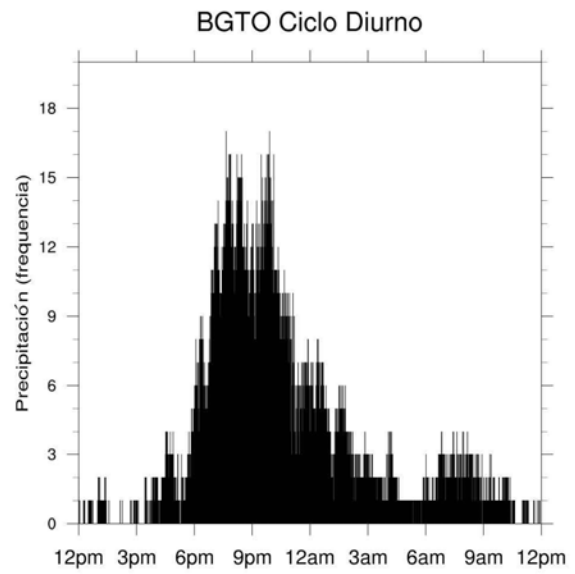
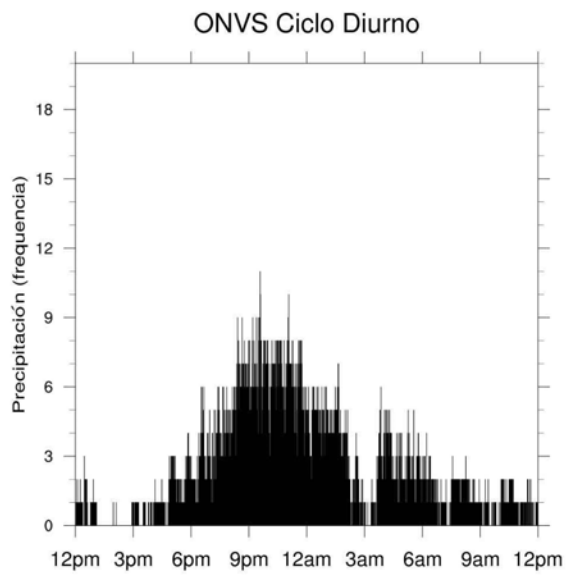
a



b



c



d

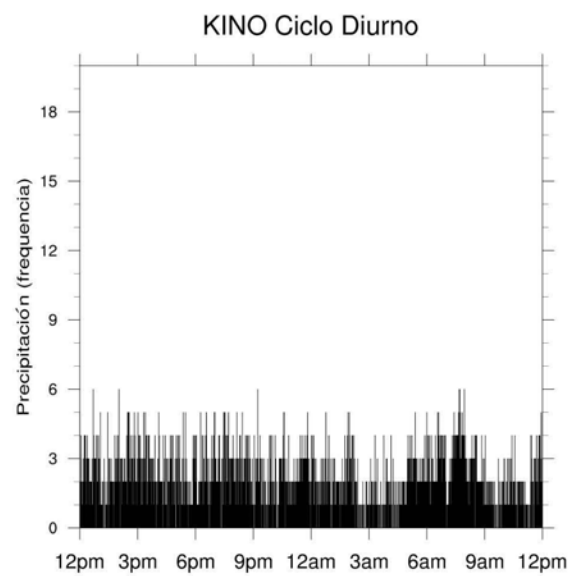
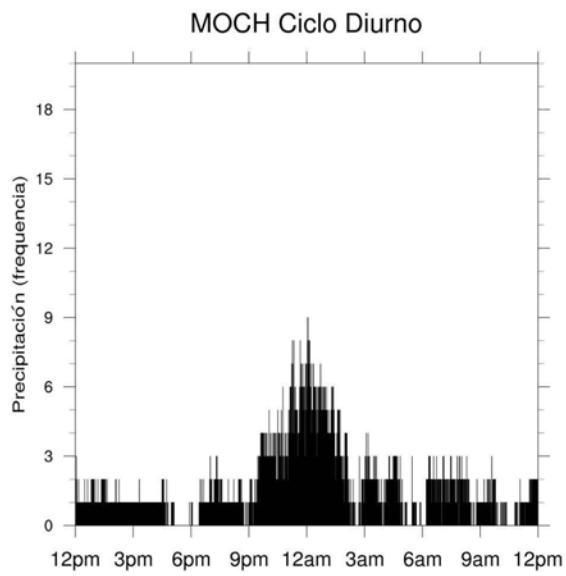
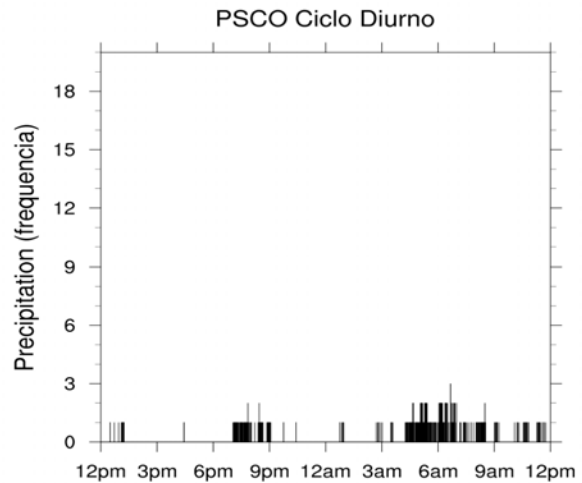


Figura 3.3: Ciclo diario de la precipitación en las 10 estaciones GPS del experimento de 2013. a) Cumbre, b) Lado Este, c) Pies de montaña y d) Llanura costera. Todos los plots contienen frecuencia de la lluvia (barras).



De acuerdo con la Figura 3.3 se observa que la lluvia es más frecuente en los sitios altos (BASC y MULT) así como en los pies de la SMO (BGTO) y menos frecuente en sitios de poca elevación (KINO, MOCH Y PSCO), un comportamiento similar a lo ya establecido en estudios referentes al ciclo diario de la lluvia (Gochis et al. 2003, 2004, 2007; Nesbitt et al. 2008; Rowe et al. 2008). En el caso de BASC, falló el sensor de precipitación después de 3 semanas. Sin embargo, creemos que esta distribución en tiempo de la precipitación es representativa. Es importante resaltar que por primera vez se lleva cabo un estudio del ciclo diario de la lluvia en el lado este de la SMO (CUAH y CHIH), especialmente en la banda latitudinal de 28°-29°N, en donde se observa una disminución en la frecuencia de lluvia y la ocurrencia de eventos de precipitación durante la madrugada en comparación con el lado oeste de la SMO (BASC y MULT). Las estaciones de la cumbre y los pies de la montaña experimentan una distribución con un máximo en la frecuencia cerca de las 7 pm (MULT) y las 10 pm (ONVS). También comparando ONVS y BGTO se ve claramente que la frecuencia de precipitación es mayor hacia el sur, región que es más afectada por el monzón.

Primero, este experimento difiere de los resultados del NAME en que la frecuencia de precipitación en la cumbre y los pies ocurre horas más tarde. No se ve mucha precipitación antes de las 3 pm, mientras que los trabajos de Gochis et al. (2003, 2004, 2007), Nesbitt et al. (2008) y Rowe et al. (2008) concluyeron que las lluvias en lo alto de la SMO empezaban alrededor del mediodía (vea Figura 3.3a). Es importante resaltar que el

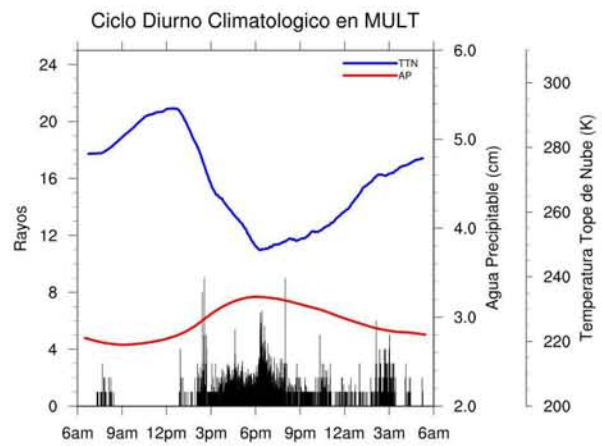
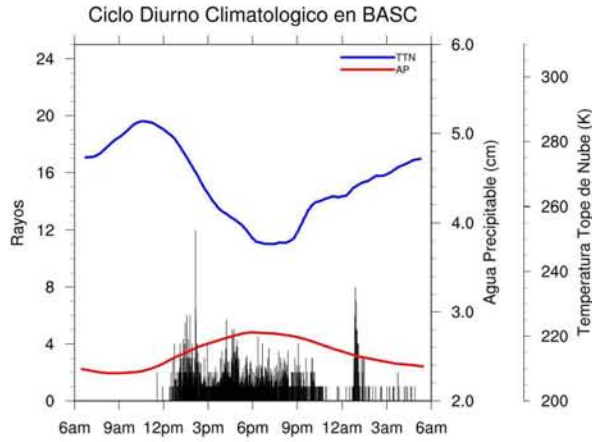
experimento de NAME y del Transecto GPS en 2013 se llevaron a cabo en años completamente distintos pues el primero fue 2004 y el último en 2013, lo cual, podría en parte explicar dichas discrepancias ya que el NAM presenta una variabilidad temporal que van desde escalas intraestacional, interanual hasta interdecadal (Carleton 1990; Adams and Comrie 1997; Castro et al 2001; Berbery 2001; Grantz et al. 2006). Por lo tanto la razón para esta discrepancia no es obvia y sería difícil explicar sin una serie de datos superficiales de más de una temporada. Segundo, dada esta distribución de frecuencia de precipitación, indica que los mecanismos que la generan son diferentes con respecto a los dos lados de la SMO. El pico de las distribuciones es menos pronunciada en CUAH y CHIH, lo que sugiere que la ocurrencia de eventos convectivos no está tan ligada a algo fijo como la topografía, sino más bien a la variabilidad en forzantes dinámicos de escala meso o sinóptica.

3.2 Ciclo diurno de Agua Precipitable

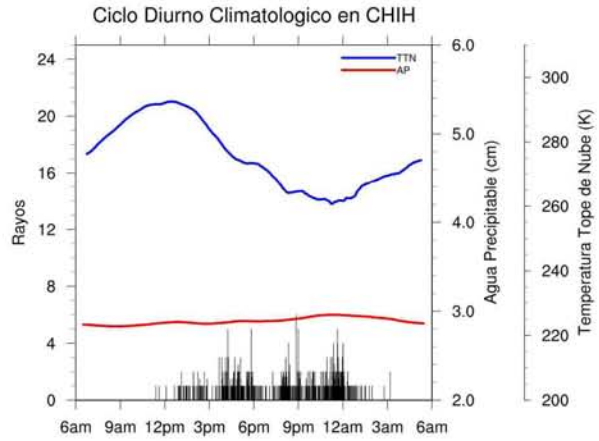
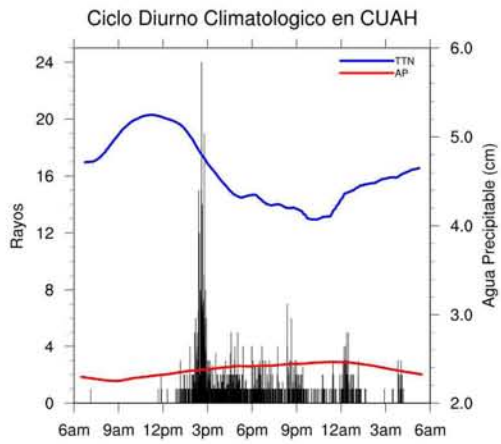
La variación diurna del vapor de agua está relacionada con procesos tales como variaciones diurnas en convección húmeda y precipitación (Dai et al. 1999) y en la convergencia del viento de la baja atmósfera (Dai and Deser 1999). Debido a su importancia, se decidió realizar un análisis del ciclo diurno de Agua Precipitable (AP). En este análisis, la ocurrencia de convección profunda se basa en rayos del GLD360, no en la frecuencia de precipitación. Esto se debe a dos razones. Primero, como se ha mencionado en la sección anterior, el sensor de precipitación de BASC falló después del 16 de julio. Segundo, y más importante, el radio de cobertura del GPS (~10 km) implica que se mide la convergencia de vapor de agua asociada con convección profunda a mayor escala y la precipitación puntual puede no ser representativa de la intensidad convectiva. En la siguiente Figura (3.4) se puede observar la variabilidad diurna de AP de cada estación, considerando todo el periodo del experimento de 2013.

Con base en la Figura 3.4, se nota que el aumento en AP coincide con el crecimiento de las nubes convectivas en las estaciones de la cumbre o los pies de la montaña.

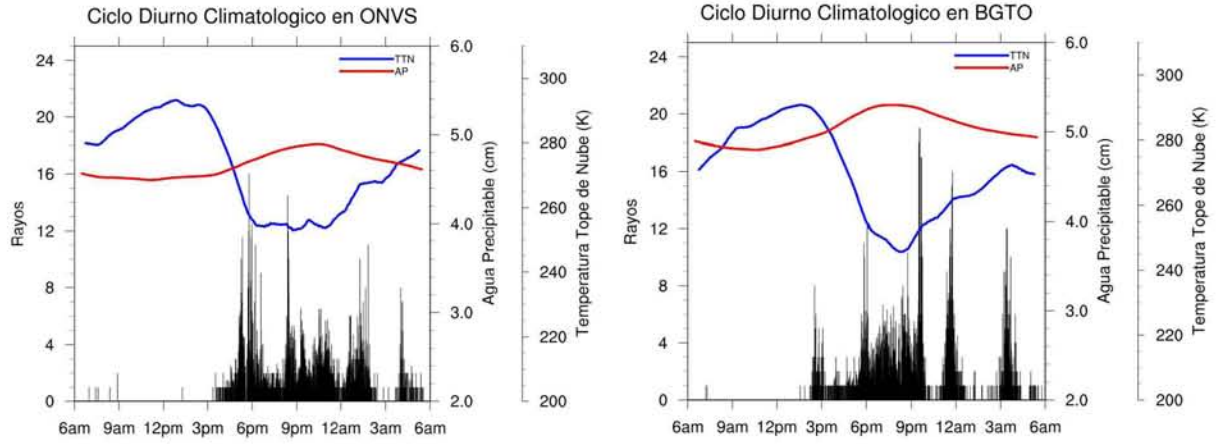
a



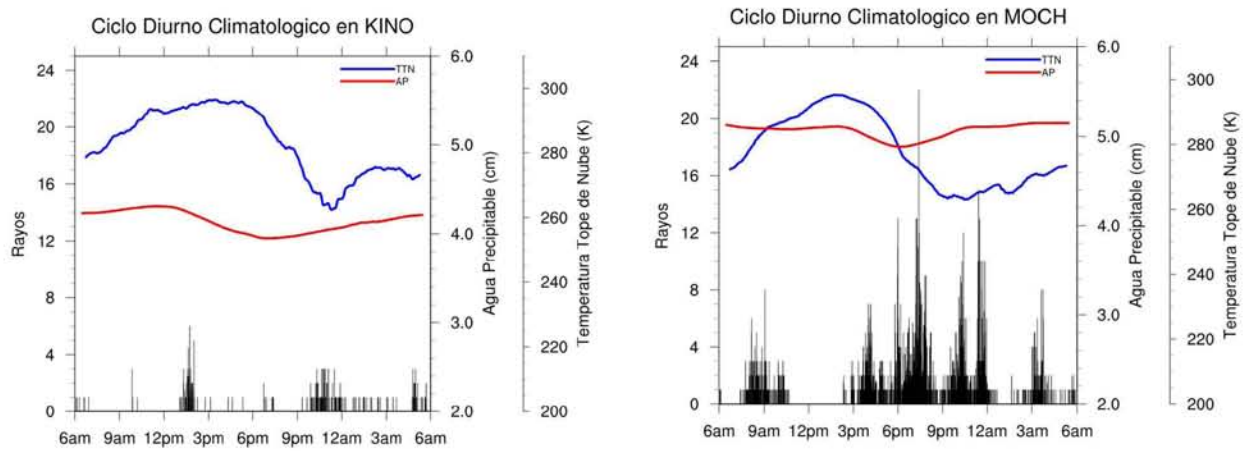
b



c



d



d

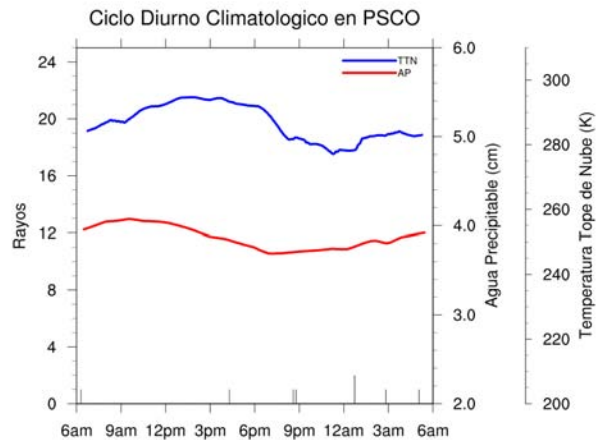


Figura 3.4: Ciclo diario de AP en las 10 estaciones GPS del experimento de 2013. a) Cumbre, b) Lado Este, c) Pies de montaña y d) Llanura costera. Todos los plots contienen: Agua Precipitable (línea roja) versus Temperatura del Tope de la Nube (línea azul) y Rayos (barras).

En particular, en BASC, MULT, ONVS y BGTO el rápido aumento en rayos se ve con el aumento en la pendiente de AP; i.e. la máxima convergencia de vapor de agua ocurre aproximadamente a las 1 o 2 pm (BASC, MULT) y 3 a 4 pm (ONVS, BGTO). También, el comportamiento de la pendiente en la TTN (Temperatura del Tope de Nube) es consistente con la convergencia de vapor de agua y convección profunda. En el caso del lado este (CHIH y CUAH), el ciclo diario de AP tiene un comportamiento similar en cuanto a la pendiente, sin embargo, es mucho más débil de lo que se ve en el lado oeste (BASC y MULT) de la SMO. Esto se refleja también, en la pendiente negativa de la TTN la cual es menos intensa. En la zona costera, (MOCH, KINO y PSCO), el comportamiento del ciclo diario en AP y su relación con convección profunda es completamente distinto de las zonas de la SMO y del lado este. El aumento en la pendiente no solo es débil, sino que comienza pasando las 6 pm.

En las estaciones KINO y PSCO que quedan a más de 200 km del comienzo de la SMO, convección profunda es mucho menos frecuente comparada con MOCH, a 50 km de los pies de la SMO. Esto se refleja en la ocurrencia de rayos, típicamente de medianoche en adelante para KINO y PSCO. En MOCH, la influencia de convección en los pies de la montaña (cerca de BGTO) juega un papel fundamental en determinar cuando ocurre la

9 La palabra climatológico no quiere decir climatología en el uso más común, es decir, el comportamiento de muchos años, sino el comportamiento "promedio" del periodo que duró el experimento de 2013 (92 días).

convección, tal vez a través de las piscinas frías, ondas de gravedad o sencillamente por advección de los vientos, lo que se explorará en la sección 3.4. Comparando BGTO y MOCH se observa una similitud en la ocurrencia de rayos, sin embargo, la pendiente de la AP alrededor de las 8 pm es muy suave en MOCH. Esto indica, todo siendo igual, que la columna atmosférica ya está muy cerca de saturación y por eso se requiere menos convergencia para producir convección profunda.

La variabilidad diurna de AP en el lado este de la SMO (CUAH,CHIH) difiere bastante de las estaciones de la cumbre, por ejemplo BASC. Notamos que el valor máximo en AP ocurre en la madrugada (~1200 am). Sin embargo, la actividad convectiva está distribuida entre las 3 pm y las 2 am. Esto implica que, por lo menos en promedio, en el lado este ocurre una convergencia de vapor de agua muy débil. Una posible explicación de este comportamiento puede ser que la circulación montaña-planicie es muy débil en el lado este debido a la pendiente menos fuerte entre CHIH y BASC, por ejemplo. También, por lo general, hay menos humedad disponible en la planicie. En secciones 3.2.1 y 3.2.2, se comparan directamente los días convectivos y no-convectivos para poder confirmar esta especulación.

Resumiendo el ciclo diurno de AP, las zonas de convergencia están a su máximo valor sobre la cumbre de la SMO alrededor de las 2 a 3 pm. Esto difiere de Johnson et al. (2010), quienes emplearon datos de reanálisis del NAME y encontraron una zona de convergencia superficial en la cumbre a las 12 pm que se mueve al este de la SMO alrededor de las 6 pm. Es importante notar que Johnson et al. (2010) reconocieron que la falta de datos del lado este de la SMO ponían en duda sus resultados. Nuestros resultados de la cumbre y lado este de la SMO confirman que sus datos no son adecuados. En los sitios de poca elevación (llanura costera), el ciclo diurno está fuera de fase con la SMO experimentando divergencia de vapor de agua entre 12 pm y 6 pm. Sin embargo, el ciclo diurno se ve modulado dependiendo de la distancia entre la estación y la SMO. La frecuente convección en la SMO cerca de BGTO modula el ciclo diurno de MOCH, intensificando la convergencia entre las 6 pm y 9 pm. En la sección que sigue se divide el ciclo diurno en días convectivos y no convectivos, para explorar la relación entre convergencia de vapor de agua (la pendiente de AP con tiempo) y la topografía.

3.2.1 Ciclo diurno de AP de acuerdo a días convectivos y no convectivos.

Debido a que el vapor de agua es esencial para la actividad convectiva y la convergencia de vapor de agua intensifica la actividad convectiva en general (Iwasaki 2004), se analiza la variabilidad diurna de AP pero ahora considerando únicamente aquellos días del experimento de 2013, en donde, la actividad convectiva es intensa (Días convectivos). Se utilizaron los siguientes criterios para catalogar un día como convectivo:

1. Frecuencia de rayos > 10 en día.
2. $\Delta TTN > 50$, es decir, la diferencia entre el valor máximo (< 280K) y mínimo (< 235 K) de TTN en un día es mayor a 50K.

De acuerdo con los criterios mencionados arriba, se catalogaron los siguientes días como convectivos en cada una de las estaciones que conformaron el experimento de 2013, durante el periodo del 15 de junio – 15 de septiembre (92 días) (Tabla 3.2):

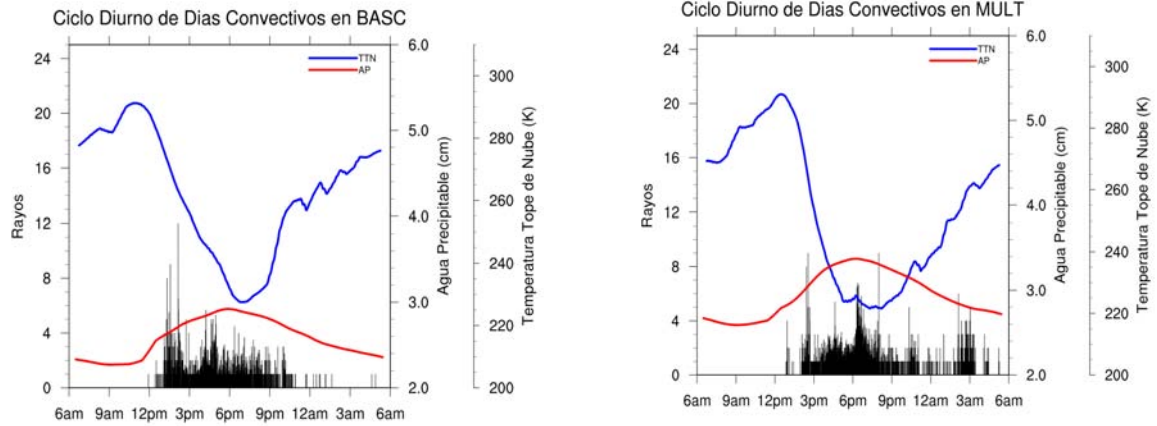
Tabla 3.2: Clasificación de días convectivos

Categoría	Estación	Días convectivos	Días no convectivos
Cumbre	BASC	37	55
	MULT	35	57
Lado este de la SMO	CUAH	11	81
	CHIH	9	83
Pies de montaña	ONVS	19	73
	BGTO	30	62
Llanura costera	MOCH	8	84
	KINO	1	91
	PSCO	0 ¹⁰	92

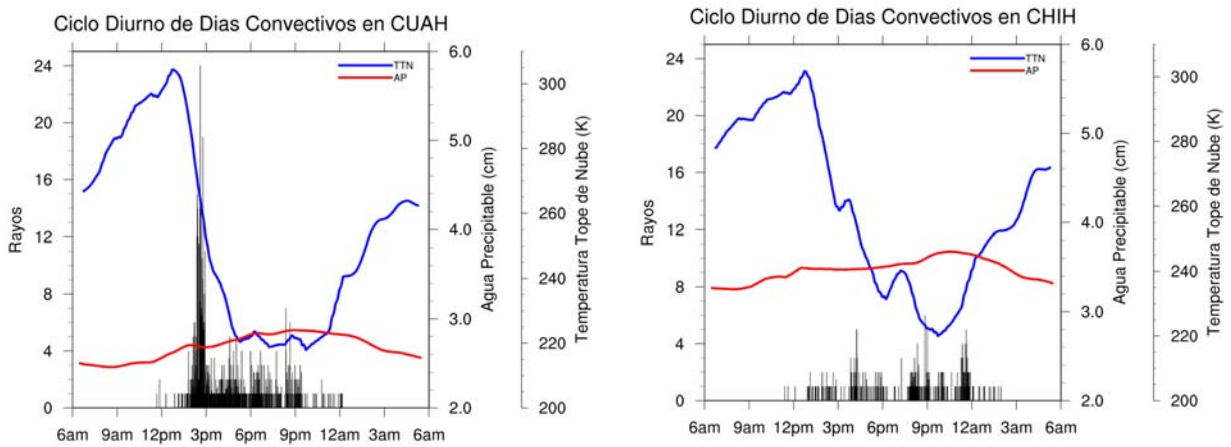
10 No es indicio de que en este sitio no ocurra actividad convectiva sino que ningún día cumple con los criterios impuestos.

En la siguiente Figura (3.5) se puede observar la variabilidad diurna de AP considerando solo aquellos días catalogados como convectivos.

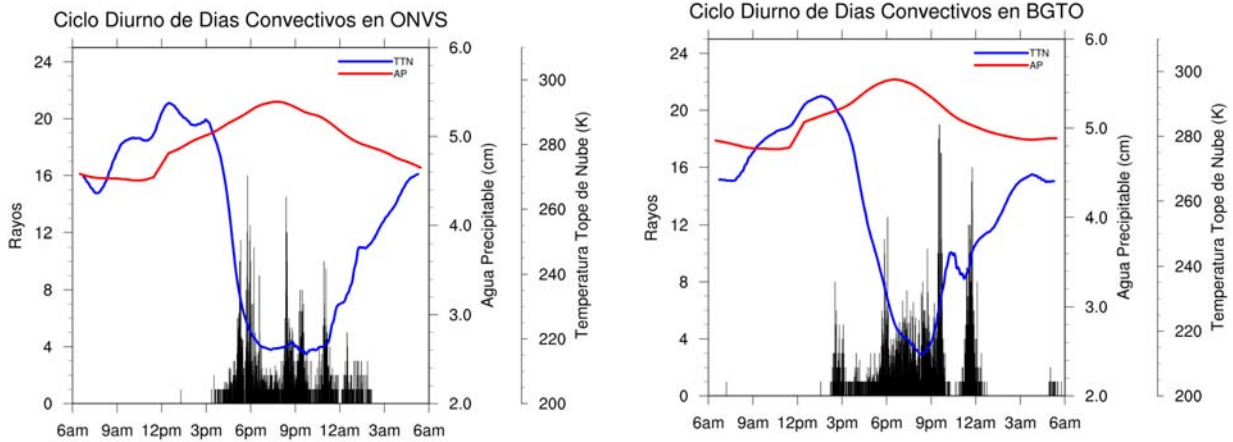
a



b



c



d

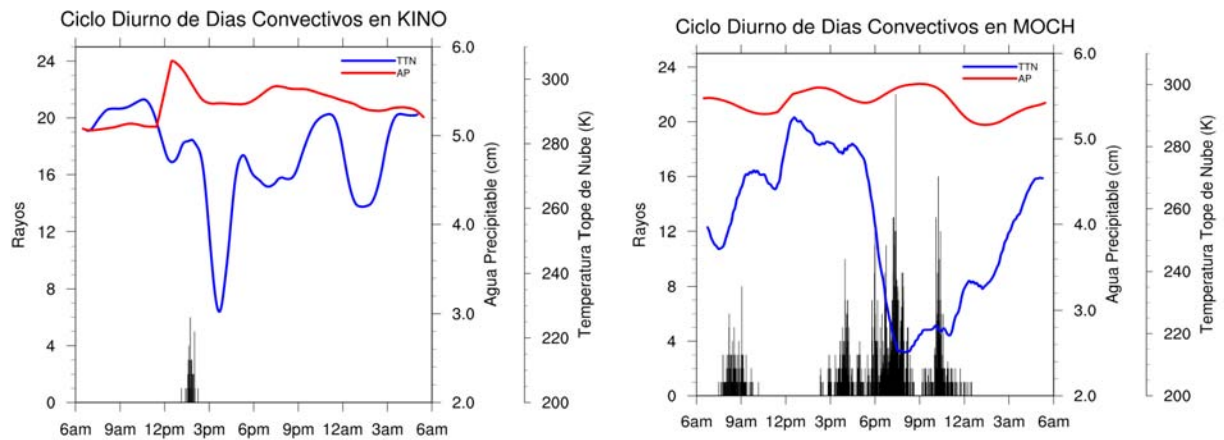
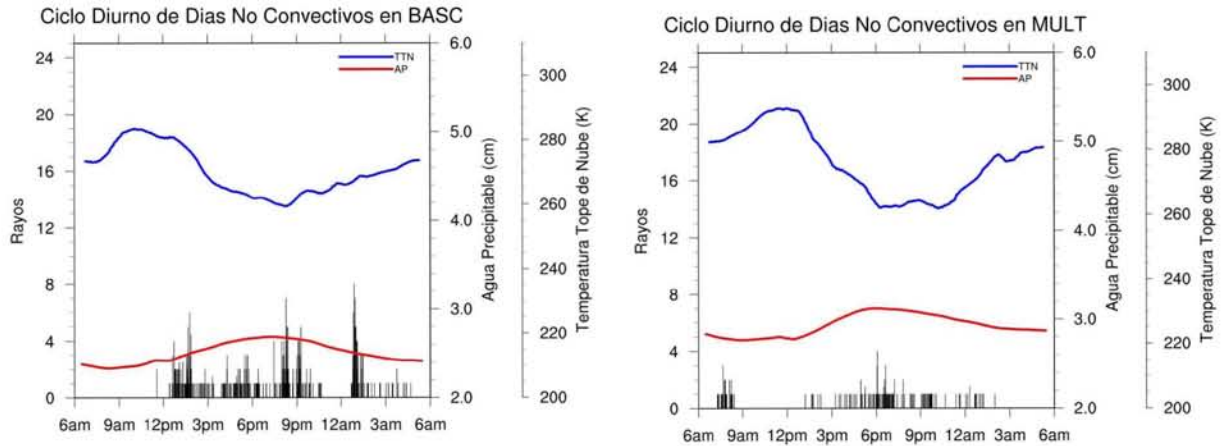


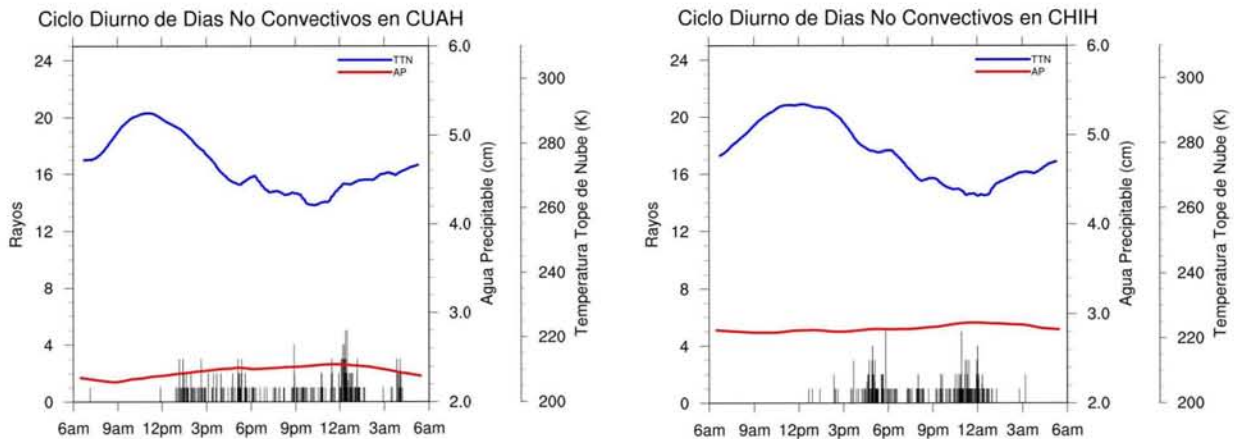
Figura 3.5: Ciclo diurno de AP tomando en cuenta cuando únicamente ocurren días convectivos en las 9 estaciones GPS del experimento de 2013. a) Alto, b) Lado Este, c) Pies de montaña y d) Llanura costera. Todos los plots contienen: Agua Precipitable (línea roja) versus Temperatura del Tope de la Nube (línea azul) y Rayos (barras).

En la siguiente Figura (3.6) se puede observar la variabilidad diurna del AP considerando aquellos días que no fueron catalogados como convectivos versus convectivos, con la finalidad de conocer las diferencias en cuanto a la profundidad de la nube (pendiente negativa de TTN) y especialmente la convergencia de vapor de agua (pendiente positiva de AP).

a



b



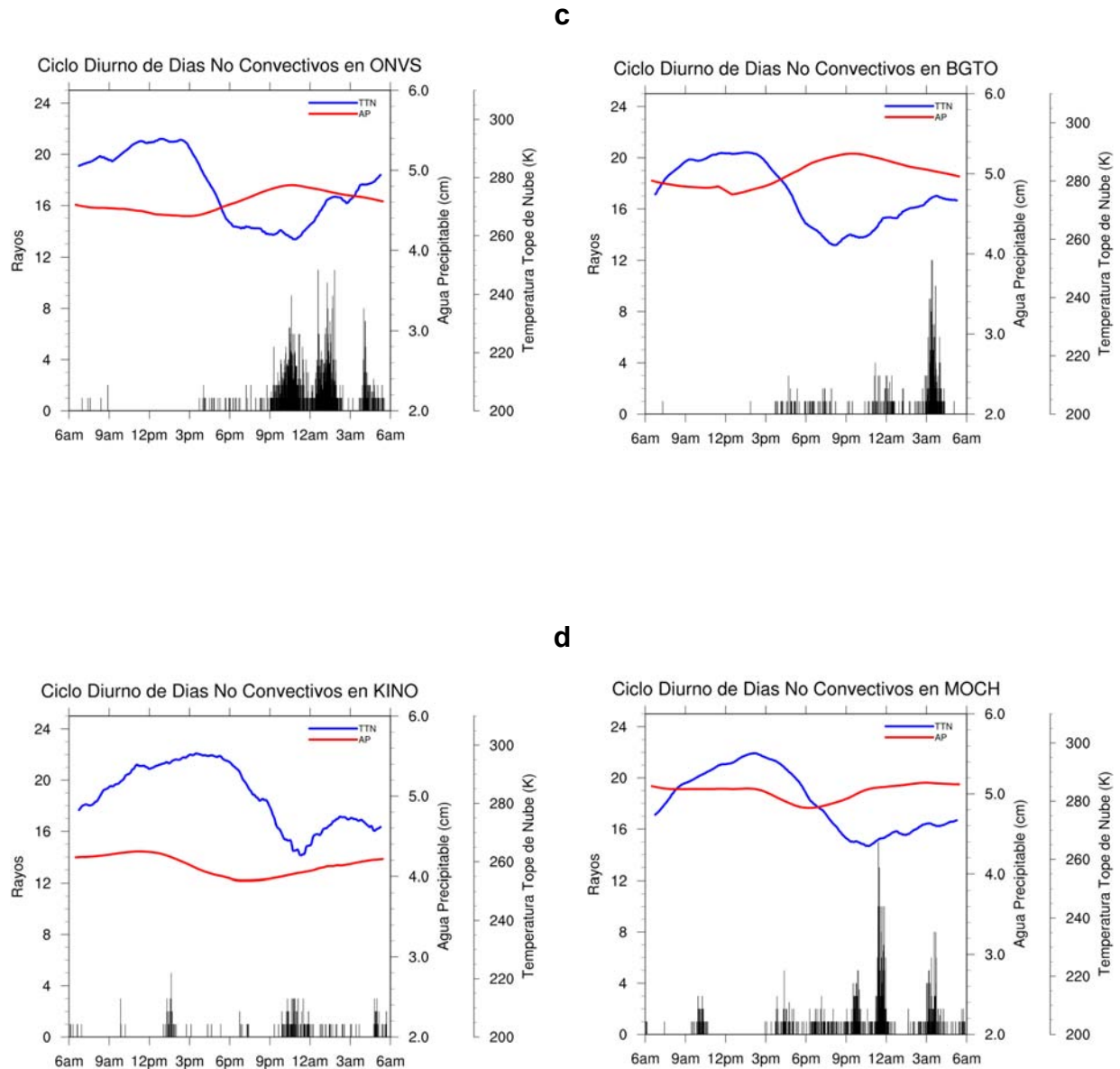


Figura 3.6: Ciclo diurno de AP cuando ocurren *días no convectivos* (color azul) versus *días convectivos* (color rojo) en las 10 estaciones GPS del experimento de 2013. a) Cumbre, b) Lado Este, c) Pies de montaña y d) Llanura costera. Todos los plots contienen: Agua Precipitable (línea sólida) versus Temperatura del Tope de la Nube (línea punteada) y Rayos (barras)¹¹.

¹¹ En esta ocasión la frecuencia de rayos es la correspondiente a días no convectivos, ya que no hay mucha variabilidad temporal en comparación con días convectivos.

Realizando una comparación entre la variabilidad diurna de AP en el caso de días convectivos versus días no convectivos (Figura 3.6). Se puede observar un comportamiento muy similar en sitios de la cumbre en el lado oeste de la SMO (BASC y MULT) en cuestión de evolución temporal y del valor absoluto de AP. Sin embargo, está claro que la pendiente es mucho mayor para días convectivos. Mientras que en sitios a los pies de la sierra (ONVS y BGTO), el máximo de la convergencia de vapor de agua ocurre más tarde en comparación con los de convección profunda más intensa. El inicio de actividad convectiva, interpretada del comportamiento de la TTN en estas estaciones es esencialmente el mismo. Sin embargo, con el rápido crecimiento de las nubes en días convectivos, la convergencia de vapor de agua aumenta rápidamente en comparación con días sin convección y por eso el máximo se encuentra más temprano en estos días.

Los sitios que presentan un comportamiento distinto son los ubicados en la llanura costera (MOCH y KINO), los cuales en el caso de días no convectivos ahora sí se observa un ciclo bien definido con la ocurrencia de un máximo en AP durante la mañana, lo que nos indica la ocurrencia de mecanismos que favorecen la convergencia de humedad en estos sitios. Esto sugiere que conforme nos alejamos más de las cumbres de la SMO, dichos mecanismos deben recorrer mayor distancias y por ende es difícil que convección profunda ocurra con frecuencia (Farfán and Zehnder 1994; Lang et al, 2007, 2010; Nesbitt et al. 2008, Rowe et al. 2012).

No hay que olvidar los sitios que aporta el experimento de 2013, es decir, la región de la ladera oriental de la SMO (CUAH y CHIH) en donde observamos un comportamiento en la variabilidad diurna de AP similar al caso de días convectivos en términos de la evolución temporal. Sin embargo, como se menciona en la sección anterior, los valores de AP son más altos para días convectivos así como la convergencia de vapor de agua. Esto se distingue, por ejemplo, en BASC donde el valor de AP no cambia mucho de días convectivos y no. Este resultado es aun mas notorio en la estación de CHIH, donde se observan valores de AP mucho más altos para los días convectivos. No es de sorprenderse ya que es más fácil liberar inestabilidad condicional sobre zonas elevadas.

Con lo anterior se ha mostrado que la variación de AP a lo largo del día es de gran importancia para estimar la hora más factible para la ocurrencia o no de actividad convectiva y, por ende, la ocurrencia de eventos importantes de precipitación. Pero para conocer si se trata de convección profunda intensa versus convección somera, o la ausencia de la misma, cuantificamos la pendiente de AP $\frac{\Delta PWV}{\Delta t}$ y de TTN $\frac{\Delta CTT}{\Delta t}$, ya que la primera nos dirá cuan fuerte es la convergencia de vapor de agua (Adams et al. 2013a) y la segunda nos dirá cuan profunda es la nube. Para estimar dichas pendientes se identificaron valores máximos y mínimos tanto de AP y TTN así como el tiempo entre dichos valores (Figura 3.7). Se encontró que $\Delta PWV/\Delta t$ son aproximadamente 50% más grandes y que la profundidad de la nube es casi el doble para días convectivos en comparación con el caso climatológico y días no convectivos (Tabla 3.3).

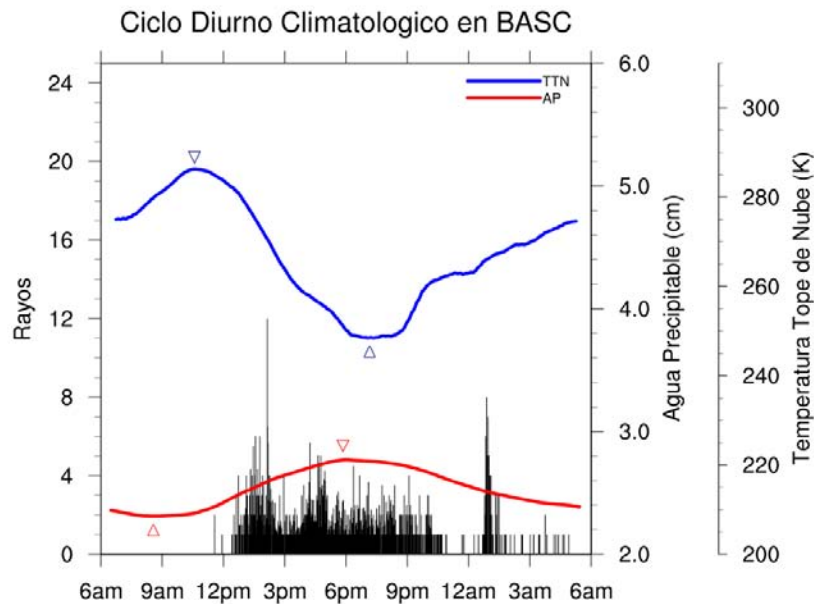


Figura 3.7: Ejemplo de series de tiempo de AP promedio (línea roja), TTN (línea azul) y rayos (barras) considerando todo el periodo del experimento de 2013 (~92 días). Los triángulos representan en intervalo de tiempo para los cuales se calcula la pendiente de AP y de TTN (Ver Tabla 3.3)

Tabla 3.3: Pendientes de AP y CCT en los 3 casos: climatológico, días convectivos y días no convectivos.

Categoría	Estación	Caso de Estudio	$\frac{\Delta PWV}{\Delta t}$	$\frac{\Delta CTT}{\Delta t}$
			$\frac{cm}{hora}$	$\frac{K}{hora}$
Cumbre	BASC	Climatológico ¹²	0.048	-4.549
		Días convectivos	0,075	-8.151
		Días no convectivos	0.033	-2.720
	MULT	Climatológico	0.062	-7,127
		Días convectivos	0,087	-12.315
		Días no convectivos	0.043	-5.281
Lado Este	CUAH	Climatológico	0.009	-3.538
		Días convectivos	0.030	-11.637
		Días no convectivos	0.008	-3.238
	CHIH	Climatológico	0.015	-3.994
		Días convectivos	0.034	-11.694
		Días no convectivos	0.014	-3.428
Pies de montaña	ONVS	Climatológico	0.037	-7.551
		Días convectivos	0.096	-14.548
		Días no convectivos	0.050	-5.543
	BGTO	Climatológico	0.048	-7.182
		Días convectivos	0.086	-13.454
		Días no convectivos	0.055	-5.168
Llanura costera	KINO	Climatológico	0.052	-8.570
		Días convectivos	0.335	-15.574
		Días no convectivos	0.056	-8.077
	MOCH	Climatológico	0.027	-4.874
		Días convectivos	0.150	-13.045
		Días no convectivos	0.036	-4.049

¹² La palabra climatológico no quiere decir climatología en el uso más común, es decir, el comportamiento de muchos años, sino el comportamiento "promedio" del periodo que duro el experimento de 2013 (92 días).

	PSCO	Climatológico	0.040	-3.731
		Días convectivos		
		Días no convectivos	0.040	-3.731

Un comportamiento que se observa independientemente del caso que se este analizando (climatológico, días convectivos y días no convectivos) es el siguiente: conforme nos dirigimos de la cumbre de la SMO al GC hay un incremento en la pendiente de TTN y de AP, es decir, hay un crecimiento en las nubes y una mayor cantidad de humedad en la columna atmosférica, respectivamente. En sitios altos, especialmente BASC, se encuentran las pendientes en AP y TTN más suaves lo que indica que las nubes son más someras y las corrientes ascendentes son más débiles. Algo inusual es lo que sucede en MULT, ya que a pesar de ubicarse en terreno alto su comportamiento tanto en AP y TTN es más parecido a lo que ocurre en los pies de la sierra, ya que al estar más lejos de la cumbre de la SMO hay un poco más de humedad e inestabilidad termodinámica (CAPE), los cuales favorecen el desarrollo de convección un poco más intensa que en sitios más próximos a la cima de la SMO. Mientras que a los pies de la sierra (ONVS y BGTO) se observan pendientes aún más fuertes en comparación con la cumbre, lo que indica que las nubes crecen más rápido y por ende de mayor convergencia de vapor de agua. Finalmente al llegar a sitios de la costa el comportamiento tanto de AP y TTN no es representativo ni tan confiable debido a que pocos eventos fueron catalogados como convectivos (1 y 8 caso(s) convectivo(s) en KINO y MOCH, respectivamente).

3.3 Transición estacional de AP

Fechas típicas de cuando inicia el monzón varían de una región a otra, ya que en el noroeste de México llega a mediados de junio mientras que en Arizona y Nuevo México comienza a mediados de julio (Figura 3.8). Especialmente en la primera región, durante los meses de julio y agosto el NAM llega a su etapa de madurez, desintegrándose durante el mes de septiembre pero por lo general a un ritmo más lento que durante el desarrollo (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/outreach/Report-to-the-Nation-Monsoon_aug04.pdf).

Para evaluar el efecto de la evolución del NAM se decidió comparar los datos de AP durante los primeros quince días de Julio (Comienzo) versus los últimos quince días de agosto (Final) en las estaciones que conformaron el experimento de 2013. Utilizando la *desviación media (diferencia entre cada valor de AP y su promedio)* en lugar del promedio para que todas las estaciones del experimento de 2013 se puedan comparar. En la siguiente Figura (3.9) se puede observar la serie de tiempo de la desviación media de AP así como de TTN durante el comienzo y el final del NAM en el noroeste de México.

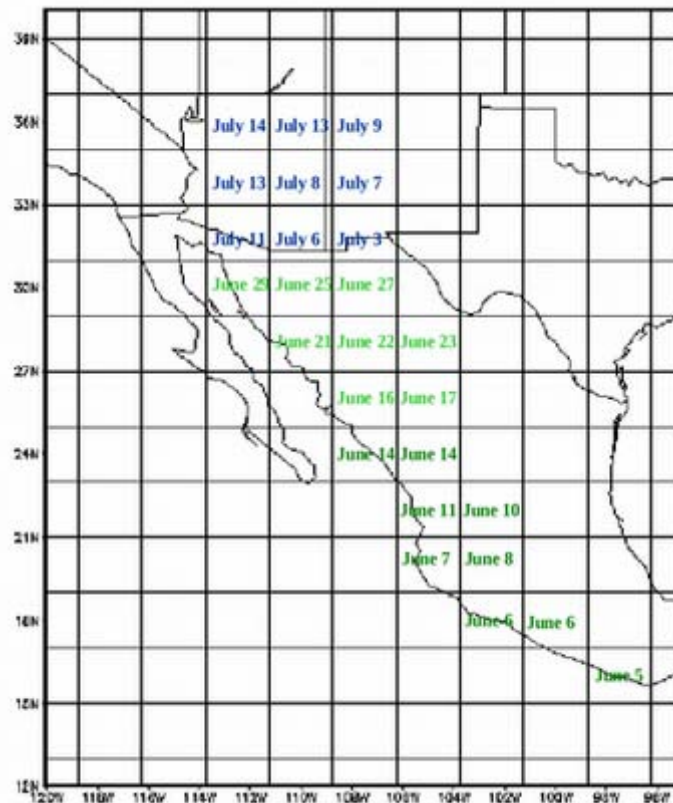
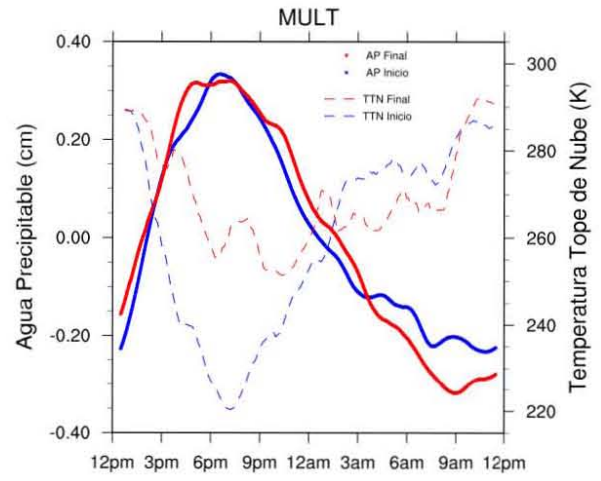
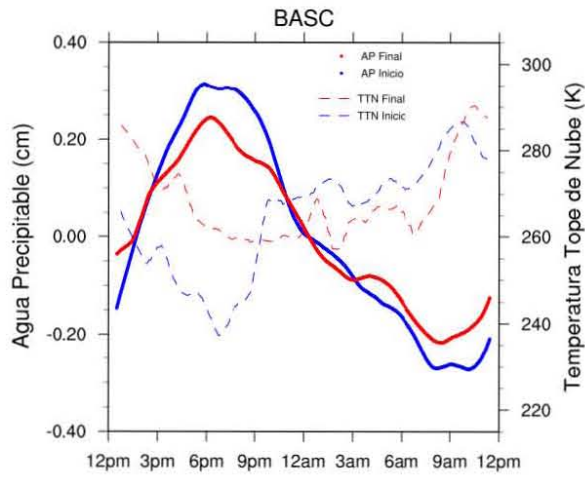
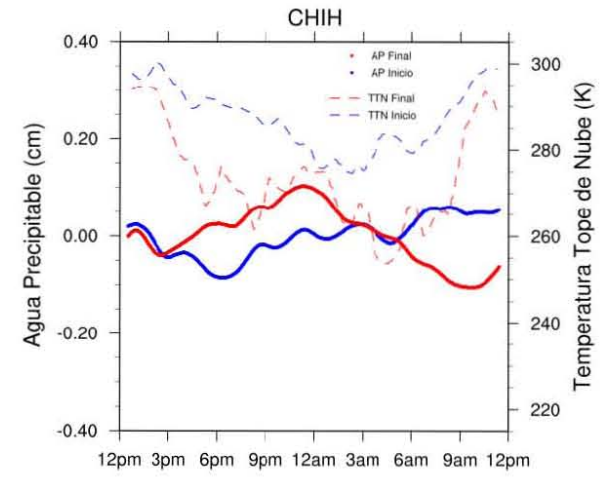
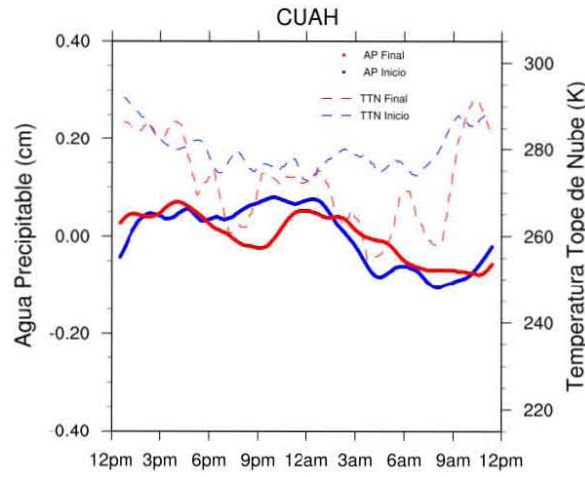


Figura 3.8: Fechas del inicio del Monzón en la costa oeste de México, Arizona y Nuevo México. (Fuente: Vera et al. 2006)

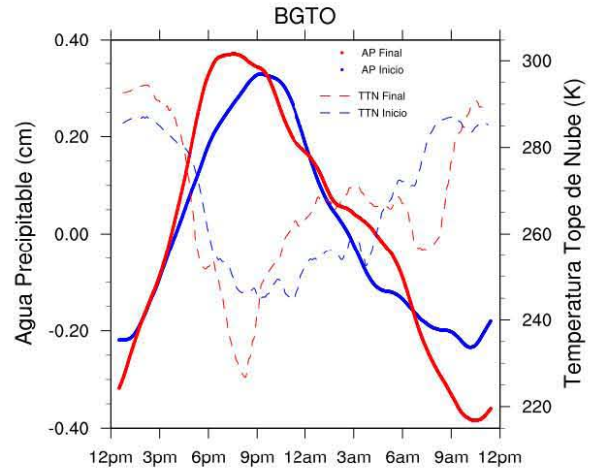
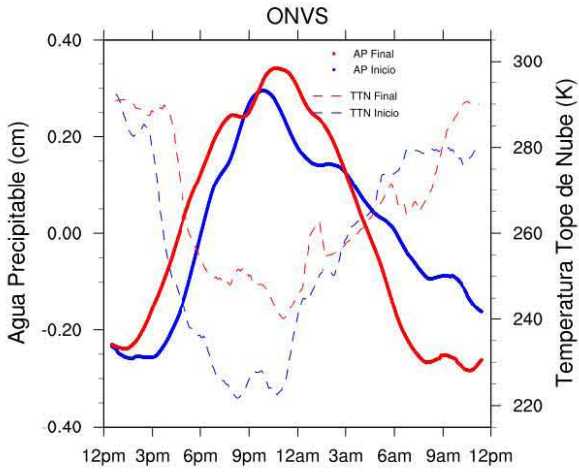
a



b



c



d

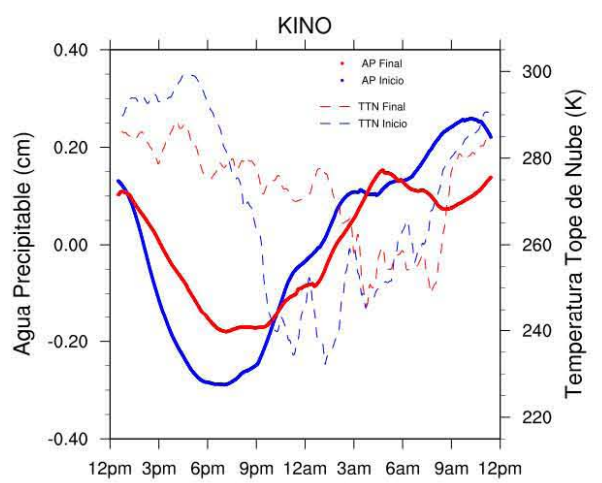
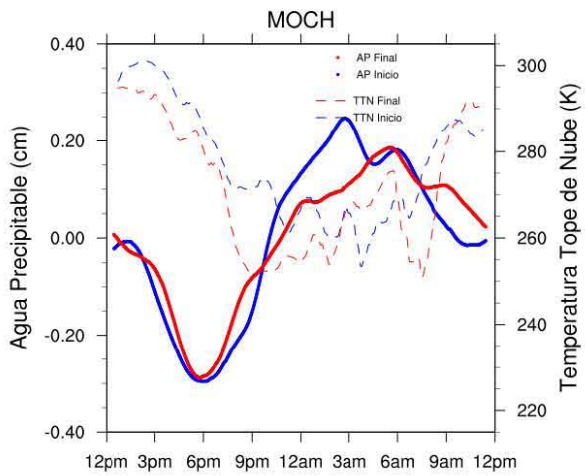


Figura 3.9: Ciclo diario de AP, inicio (color azul) versus final (color rojo) del NAM. a) Cumbre, b) Lado Este, c) Pies de montaña y d) Llanura costera. Todos los plots contienen: AP (línea sólida) versus TTN (línea punteada).

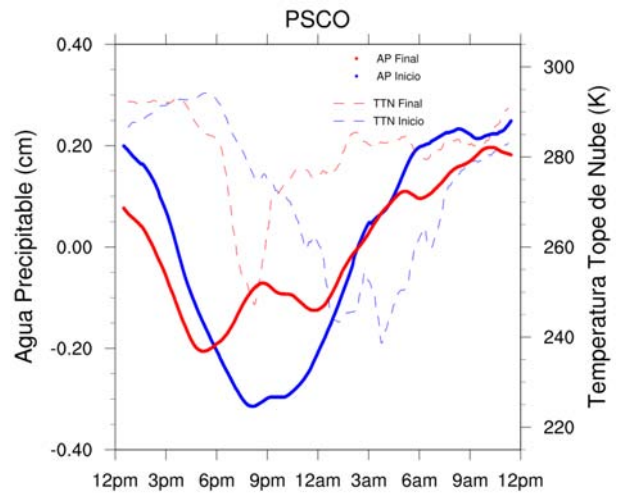


Tabla 3.4: Pendiente AP y TTN durante el Inicio vs Final del NAM, caso climatológico.

CATEGORIA	ESTACION	CATEGORIA DEL NAM	
		INICIO	FINAL
		$\frac{\Delta PWV}{\Delta t}$	$\frac{\Delta PWV}{\Delta t}$
Cumbre	BASC	0.041	0.033
	MULT	0.096	0.040
Lado Este	CHIH	0.012	0.020
	CUAH	0.020	0.009
Pies de montaña	ONVS	0.069	0.052
	BGTO	0.044	0.052
Llanura costera	KINO	0.035	0.020
	MOCH	0.063	0.042
	PSCO	0.024	0.037

De la Tabla anterior (3.4), podemos percatarnos de que sitios como CHIH, BGTO y PSCO, la convergencia de vapor de agua es mayor al acercarse el final del monzón contrario a lo que se esperaría. En el caso de BGTO debido a que se ubica más al sur en comparación con el resto de las estaciones, es el primero en recibir las lluvias monzonales. En CHIH se debe a la cantidad de humedad existente en la zona, ya que en los últimos 15 días de agosto hay más humidificación en comparación con los primeros días de julio debido a que durante el primer periodo el NAM esta en su transición de madurez a decaimiento mientras que en el segundo esta iniciando su etapa de madurez. Finalmente el sitio de PSCO debido a que se ubica más al norte con respecto a los demás sitios, es el ultimo en recibir las primeras lluvias ya que el monzón llega a dicho lugar aproximadamente el 11 de julio (Figura 3.8) por lo que no hay suficientes datos en el periodo considerado como etapa inicial del NAM (1-15 de julio).

Una característica de la evolución estacional del NAM es su efecto en la circulación de la troposfera media, especialmente a 500 mb en donde se observa la emigración hacia el norte de una dorsal conforme transcurre el NAM, la posición de ésta influye en el transporte de humedad a 500 mb y por ende en la intensidad de la convección. En junio dicha dorsal se ubica en el noroeste de México lo que causa condiciones calurosas y secas en dicha región, las cuales, pronto desencadenan el inicio del NAM. Mientras que en julio normalmente migra hacia el norte, con su centro ubicado en el oeste de Texas y Nuevo México lo que causa un cambio en el flujo de oeste a este a niveles medios de la tropósfera, especialmente en el noroeste de México, lo que favorece el flujo de aire húmedo del Pacífico del Este y del GC hacia tierra. Además, la disminución de la subsidencia hace menos estable la atmósfera generando un aumento dramático en la humedad y en la actividad de tormentas en el noroeste de México y el sur de Arizona. Mientras que durante agosto no cambia de ubicación pero continua fortaleciéndose, en promedio, en tanto que al inicio de septiembre la dorsal conforme se dirige nuevamente hacia el sur se va debilitando lo que indica el fin del monzón (Carleton 1986; Carleton et al 1990; Adams and Comrie 1997; Comrie and Glen 1998; Ellis and Hawkins 2001; Hawkins et al 2002). El aumento de las lluvias en julio y agosto tiende a disminuir el gradiente de temperatura entre el GC y la SMO, lo que, todo siendo igual, tendería a disminuir la circulación topográfica. Por eso, se podría esperar una disminución en la intensidad de convección.

3.4 Transición convección somera a profunda

Un problema muy peculiar en meteorología tropical es el entendimiento y la representación en modelos numéricos de la transición de convección somera a profunda (Betts and Jakob 2002; Wu et al. 2009), en el cual, la humedad de la troposfera libre es crítica (Derbyshire et al. 2004). Muchos esfuerzos se han enfocado en los mecanismos que controlan la transición somera a profunda, debido a su pobre representación en los diferentes esquemas de los modelos numéricos (Betts and Jakob 2002, Khairoutdinov and Randall 2006; Waite and Khouider 2010; Wu et al. 2009; Hohenegger and Stevens 2013) como se ha notado en la Tabla 1. Estos estudios y su gran mayoría son de modelación y por ello se requiere de estudios observacionales para ayudar a documentar esta transición. Empleando meteorología GPS, se ha desarrollado una métrica para caracterizar la evolución de convección somera a profunda, con datos recopilados por dicha técnica en regiones continentales tropicales y está es la escala de tiempo de convergencia de vapor de agua (Adams et al. 2013a, 2015a). Una región que ha recibido especial atención en los últimos años es Amazonia, Brasil. En donde Adams et al. (2013a) determinaron por primera vez una escala de tiempo de convergencia de vapor de 4 horas indicativa de la transición de convección somera-profunda que ocurren en sitios continentales tropicales. Con la finalidad de conocer si dicha escala temporal es característica de la actividad convectiva que ocurre en cualquier lugar tropical, se decidió examinar dicha métrica en el noroeste de México, región con topografía compleja en comparación con la Amazonia. Para lo cual, se analizaron las escalas temporales de convección mediante una climatología de eventos de convección profunda en las estaciones que cruzan la SMO (Tabla 3.5, ver criterios en la sección 2.3.2) replicando la metodología utilizada en el estudio de Adams et al. (2013a).

Tabla 3.5: Clasificación de eventos convectivos en las estaciones que conforman el transecto 1.

ESTACIONES	NÚMERO DE EVENTOS	
	CONVECTIVOS	NO CONVECTIVOS
CHIHUAHUA	13	50
CUAUHTEMOC	17	46

BASASEACHIC	29	34
MULATOS	44	19
ONAVAS	34	29
KINO	14	49

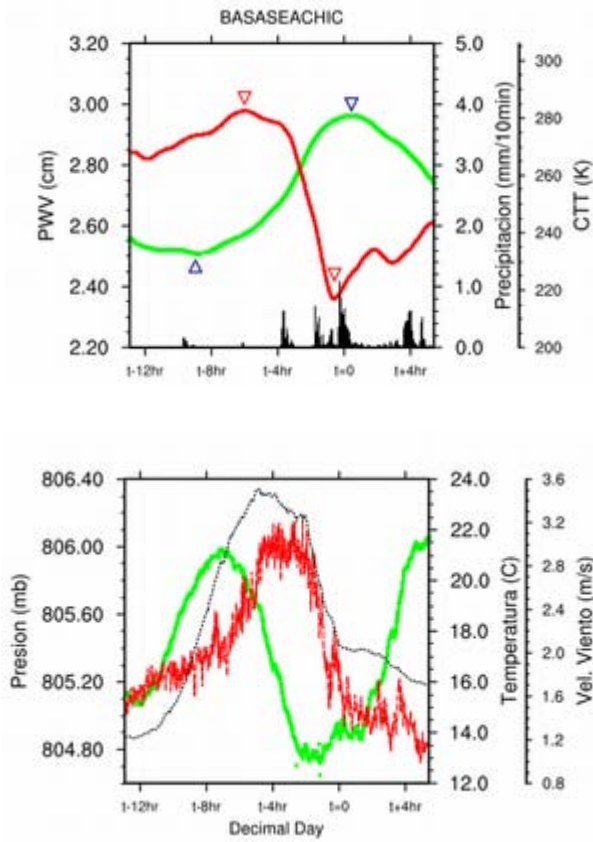
Para calcular la escala temporal tanto de AP y TTN (Figura 3.10), se requiere de establecer claramente los criterios para ello y los mismos son los siguientes:

1. Escala temporal de AP (métrica de la intensidad de convección). Es la diferencia entre el valor máximo y mínimo de AP, el primero es el dato más alto a partir del cual hay un descenso continuo mientras que el segundo es el dato más pequeño a partir del cual comienza un ascenso continuo hasta coincidir con el máximo.
2. Escala temporal de TTN (métrica de cuan rápido crece la nube). Es la diferencia entre el valor máximo y mínimo de AP, el primero lo definimos como el dato más alto a partir del cual empieza una caída continua en tanto que el segundo es el dato más pequeño de dicha caída.

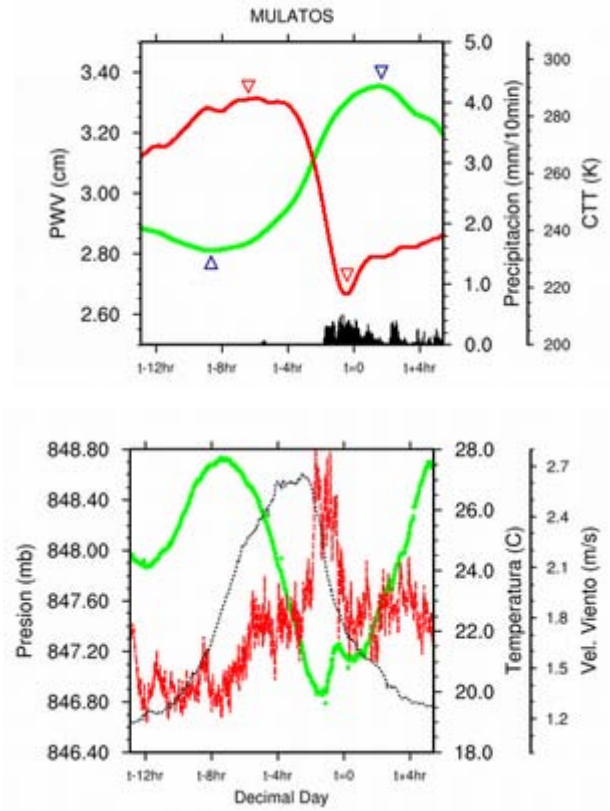
El compuesto de cada una de las estaciones que conforman el transecto 1 revela dos escalas de tiempo:

1. Un ascenso continuo en AP del orden de 8 horas que aumenta rápidamente a partir de t-4 horas.
2. Un descenso muy rápido en TTN, de aproximadamente 4 horas.

a

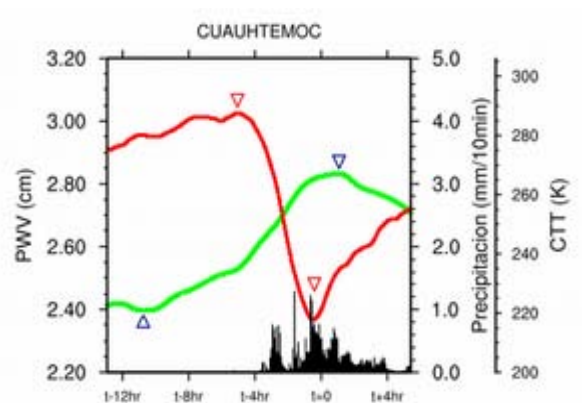
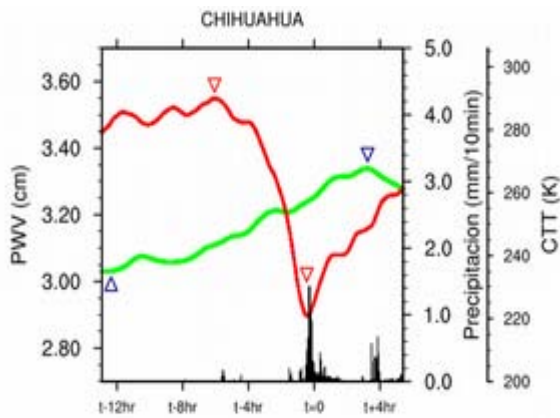


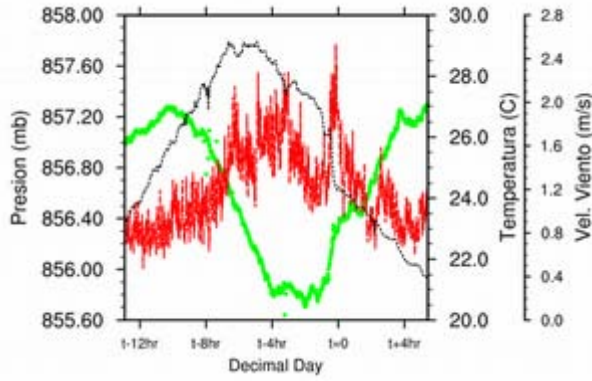
29 eventos convectivos



44 eventos convectivos

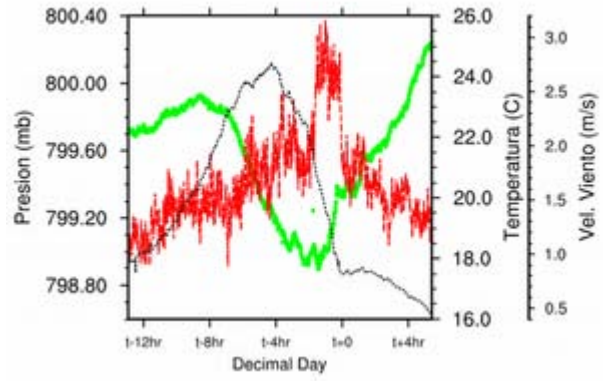
b





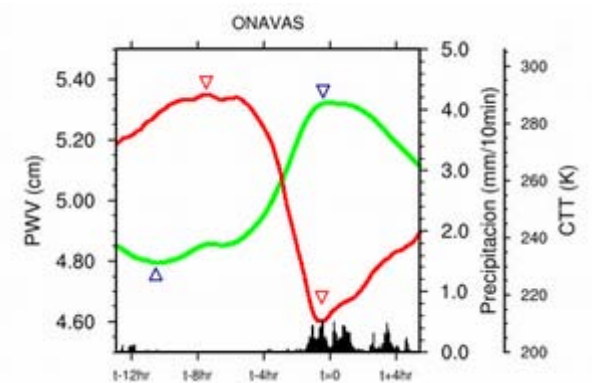
13 eventos convectivos

c

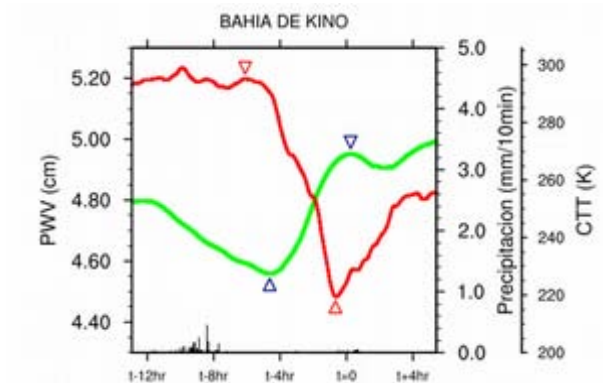


17 eventos convectivos

d



34 eventos convectivos



14 eventos convectivos

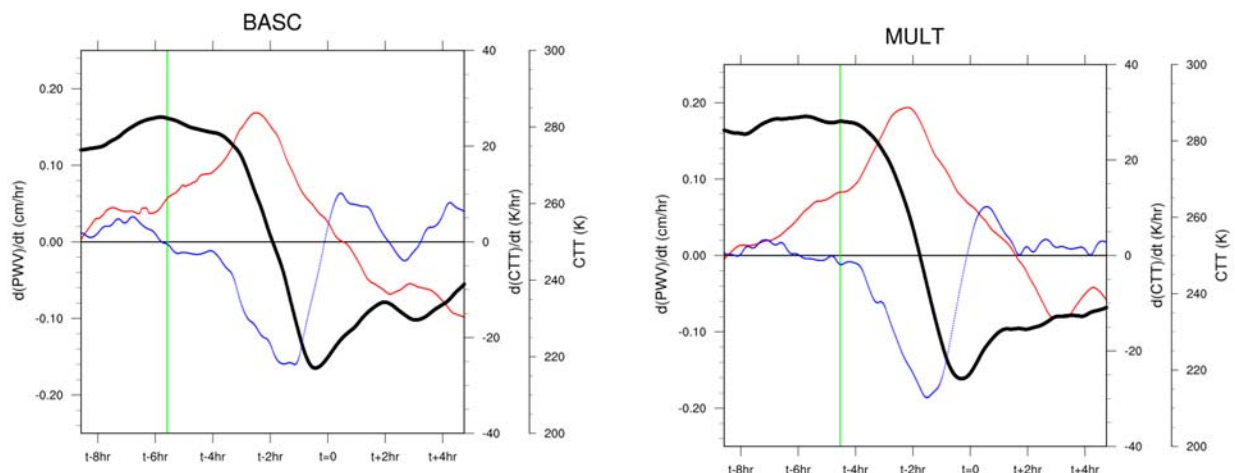
Figura 3.10: Serie de tiempo de eventos convectivos en las estaciones que conforman el transecto 1. El panel superior contiene AP (línea verde), TTN (línea roja), y precipitación (barras de color negro). El panel inferior contiene datos meteorológicos en superficie; presión atmosférica (línea verde), temperatura (línea negra) y velocidad del viento (línea roja). a) Cumbre, b) Lado Este, c) Pies de montaña y d) Llanura costera.

Con respecto a la escala de tiempo de AP, podemos observar una fuerte influencia del ciclo diurno. Debido a que la escala temporal correspondiente a la transición de convección somera a profunda puede ser sensible al perfil vertical del vapor de agua, a la estabilidad atmosférica al igual que a otros forzamientos externos. Se decidió definir de manera más rigurosa dicha escala temporal, para lo cual nos basamos en el criterio utilizado en Adams et al. (2013a), el cual, es el siguiente:

1. Localizar el valor máximo de TTN, a partir del cual, comiencen únicamente valores positivos de $\frac{\partial}{\partial t}(PWV)$ y valores negativos de $\frac{\partial}{\partial t}(CTT)$, los cuales, leguen hasta $t = 0$.

En la Figura (3.11), se pueden observar las gráficas de $\frac{\partial}{\partial t}(PWV)$ versus $\frac{\partial}{\partial t}(CTT)$ de acuerdo con el criterio antes mencionado, el tiempo a partir del cual ocurre la transición de convección somera a profunda esta indicada por una línea vertical de color verde.

a



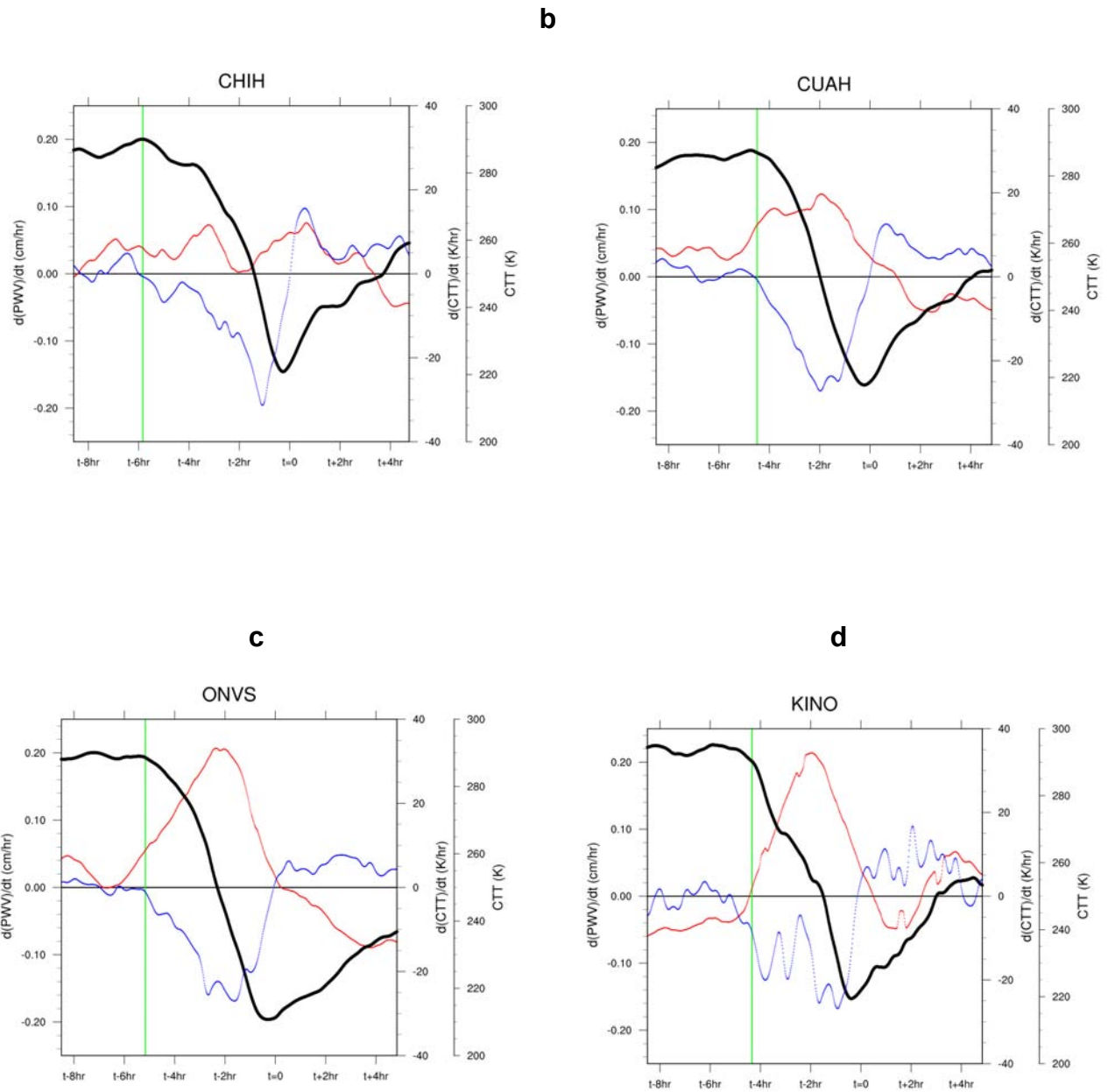


Figura 3.11: Serie de tiempo de TTN (línea negra), derivadas de tiempo de AP (línea roja) y derivadas de tiempo de TTN (línea azul) de los sitios GPS del transecto 1. La línea de color verde representa el inicio de la transición de convección somera a profunda. a) Cumbre, b) Lado Este, c) Pies de montaña y d) Llanura costera.

Podemos observar que hay dos escalas de tiempo de muy parecidas en la transición de convección somera-profunda una de ~ 5 horas (CHIH, BASC y ONVS) y otra escala de tiempo es de ~ 4 horas (CUAH, MULT, KINO), que son básicamente la misma. Así que, en términos generales, se puede concluir que la métrica de 4 horas característica de la transición de convección somera-profunda en la región continental tropical de Amazonia es robusta y por lo tanto una métrica útil que los modelos numéricos tanto de alta resolución como globales deberían replicar (Adams et al. 2013a). A pesar de que la topografía local sea muy diferente, ya que en un sitio completamente distinto como lo es el noroeste de México se observa una escala muy similar. La cuestión de por qué sería consistente sigue sin responderse. Por qué la caída, o sea, el crecimiento de nubes de cumulus a cumulonimbus se representa con una escala de convergencia de vapor de 4 horas en regímenes muy diferentes no es obvio. Claramente, se necesitan más datos en el noroeste de México para comprobar lo que sugieren estos resultados. En el caso de Adams et al. (2013) fueron más de 300 eventos proporcionando estadísticas muy confiables. En un trabajo futuro, se hará un análisis más detallado considerando: el tiempo de día de la ocurrencia de convección, intensidad de la convección, su organización, y características ambientales.

3.4 Propagación de MCS

Lang et al. (2007) al analizar la variabilidad espacial y temporal de la precipitación local durante el NAM, con base en la red de radares del NAME, encontraron varios regímenes: el primero (régimen A) se caracteriza por un movimiento transversal a la SMO, el segundo (régimen B) por una trayectoria a lo largo de la costa del GC, es decir, paralelo a la SMO, y el último régimen (AB) es cuando ocurren de manera simultánea los dos anteriores. Mediante el uso de diagramas Hovmöller estimaron la velocidad de fase aproximada durante la ocurrencia de dichos regímenes y encontraron velocidades de ~ 7 m/s, ~ 10 m/s y $\sim 3-5$ m/s durante el régimen A, B y AB, respectivamente. Y mencionan que dichas velocidades de propagación se deben a la ocurrencia de piscinas frías débiles y someras.

Posteriormente Rowe et al. (2012) analizaron casos de convección organizada encontrando que convección en la SMO durante la tarde contiene mayor cantidad de masa de hielo en comparación con elevaciones más bajas y algunas veces durante su trayectoria hacia el GC. El derretimiento del hielo junto con el flujo descendente característico de MCS crea una zona de aire frío (piscina fría o cold pool) la cual se propaga pendiente abajo de la SMO e impulsa el desarrollo de nueva convección a lo largo del frente de propagación. Sin embargo, también se han propuesto mecanismos más elaborados, como ondas de gravedad (Mapes et al. 2003).

Gracias a la configuración espacial de las estaciones BASC-ONVS así como de BGTO-MOCH, colocadas a ~50 - 70 km a través de la SMO, MCS y sus piscinas frías pueden ser estudiadas. Para identificar el posible papel que juega las mismas en la evolución y propagación de MCS, se investigaron tres situaciones: (1) condiciones de superficie para identificar piscinas frías; (2) los radiosondeos lanzados en Chihuahua, 2 veces al día y (3) diagramas de Hovmöller para identificar la velocidad de propagación de los eventos MCS. Con respecto al primer caso las variables meteorológicas superficiales que nos pueden ayudar a identificar la existencia de una piscina fría, son: disminución en la temperatura del ambiente así como aumento en la velocidad del viento, 3–13°C y 6-10 m/s, respectivamente y ambos suelen ocurrir en un lapso de ~30 minutos (Provod et al. 2015). Un ejemplo de la ocurrencia de una piscina fría tanto en el transecto BASC-ONVS y BGTO-MOCH, se puede observar en la Figura (3.12) y (3.13), respectivamente. En donde se observan las características de TTN (una caída repentina es indicio del desarrollo de una nube), la precipitación (mecanismo importante para la formación de una piscina fría) y en especial las condiciones de superficie (asociadas con las corrientes descendentes generadas por lluvia y evaporación de la misma por debajo de la nube) que distinguen a una piscina fría.

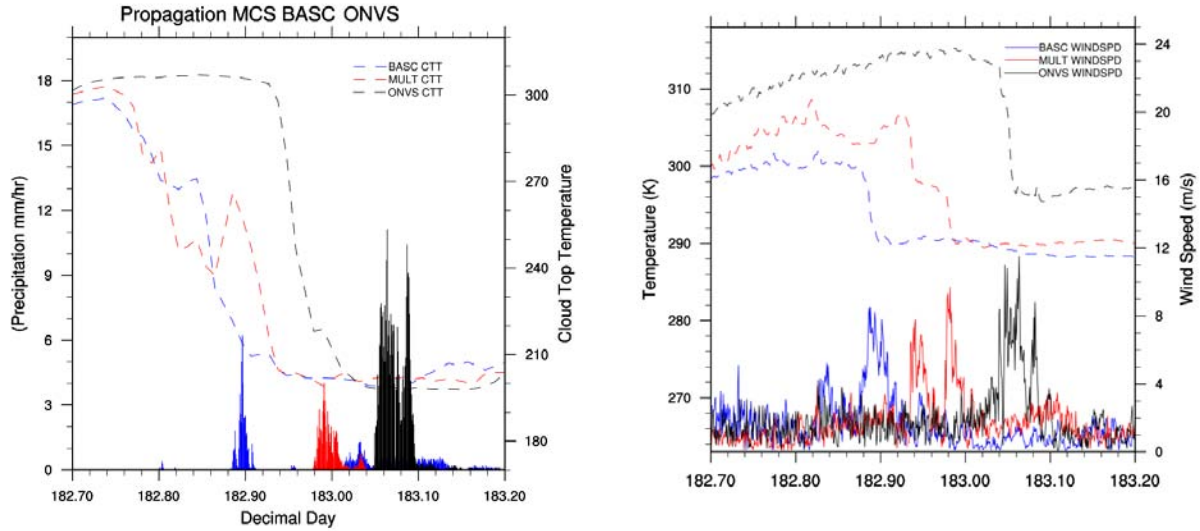


Figura 3.12: Características en superficie de una piscina fría durante el 2 de julio en el transecto BASC-ONVS (color azul, rojo y negro, respectivamente). El panel izquierdo contiene: TTN (líneas punteadas) y precipitación (barras). El panel inferior contiene datos meteorológicos superficiales: temperatura (líneas punteadas) y viento (líneas solidas).

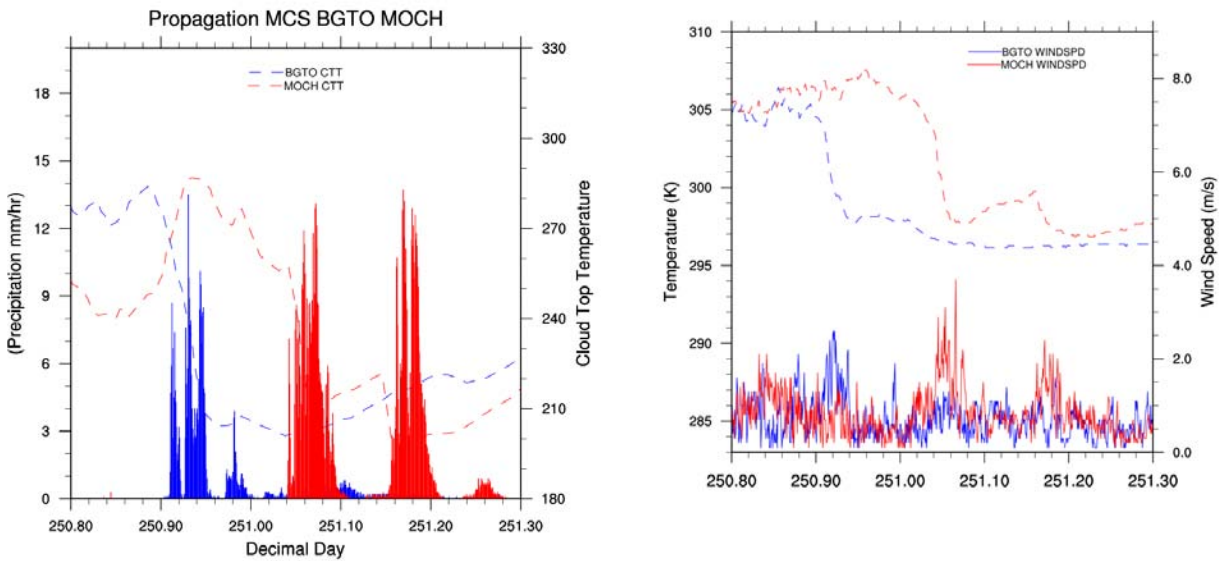


Figura 3.13: Características en superficie de una piscina fría durante el 8 de septiembre en el transecto BGTO-MOCH. El panel superior contiene: TTN (líneas punteadas) y rayos (barras). El panel inferior contiene datos meteorológicos superficiales: temperatura (líneas punteadas) y viento (líneas solidas).

Para estimar la velocidad de propagación de cada una de las piscinas frías asociadas con los MCS identificados en la sección 2.3.4, usamos la formula utilizada de la mecánica clásica ($v = \frac{\Delta d}{\Delta t}$), en donde Δd , es simplemente la distancia entre las estaciones involucradas mientras que Δt , es el lapso de tiempo entre valores de TTN ~240 K a partir del cual comienza un decaimiento continuo de dicha variable entre una estación a otra (Figura 3.14) se decidió TTN ya que es un indicativo robusto del desarrollo de una nube, la cual, al generar precipitación desencadenaría un incremento en el viento y una disminución en la temperatura ambiente mediante corrientes descendentes. La formula anterior se aplico a los transectos de BASC-ONVS (Tabla 3.6) y de BGTO-MOCH (Tabla 3.7).

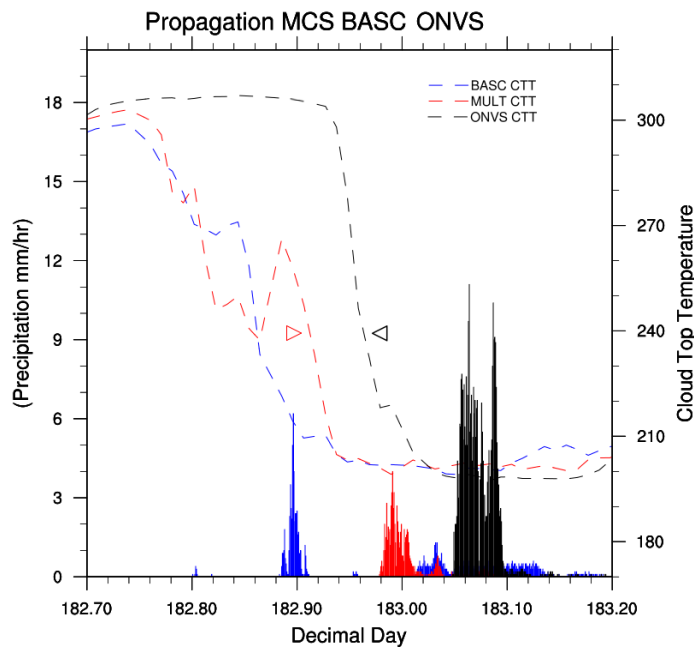


Figura 3.14: Ejemplo del calculo del delta del tiempo de una piscina fría ocurrida entre la noche del 1 de julio (182.70) y el inicio del 2 de julio (183.10) en este caso para el transecto BASC-ONVS (color azul y negro, respectivamente). Los triángulos representan el tiempo con el cual se determino la velocidad de propagación (Ver Tabla 3.6 y 3.7).

Tabla 3.6: Velocidad de diferentes eventos de piscinas frías en la región de **BASC-ONVS**

Día juliano	Tiempo TTN_MAX BASC	Tiempo TTN_MAX ONVS	Tiempo (Segundos)	Distancia (m) BASC-ONVS	Velocidad m/s
182	182.73959	182.84380	9003	149500.38	17
186	186.67709	186.86110	15898		9
190	190.63541	190.80209	14401		10
193	193.71880	193.81250	8096		18
196	196.76041	196.84030	6902		22
210	210.73959	210.90620	14395		10
215	215.71880	215.83330	9893		15
225	225.91670	225.86459	4502		33
226	226.73959	226.91670	15302		10
243	243.67709	243.82291	12599		12

Tabla 3.7: Velocidad de diferentes eventos de piscinas frías en la región de **BGTO-MOCH**

Día juliano	Tiempo TTN_MAX BGTO	Tiempo TTN_MAX MOCH	Tiempo (Segundos)	Distancia (m) BGTO-MOCH	Velocidad m/s
193	193.76041	193.89580	11698	154 903.44	13
194	194.93750	195.16670	19803		8
197	197.79170	197.90280	9599		16
212	212.85420	212.86459	898		173
213	213.89580	214.01041	9902		16
215	215.90620	216.04170	11707		13
216	216.90620	217.03120	10800		14
224	224.94791	224.96880	1804		86
225	225.81250	225.93401	10498		15
231	231.98959	232.03120	3595		43
232	232.79170	232.89580	8994		17
242	242.83330	242.90620	6298		25
243	243.9792	244.11459	11698		13
248	248.86110	249.10420	21003		7
249	249.79170	249.93750	12597		12
250	250.88541	250.93401	4199		37
251	251.95490	252.10420	12890		12

De acuerdo con los datos de las Tablas 3.6 y 3.7, sin considerar los valores máximos y mínimos, obtenemos velocidades promedio de 15.6 m/s y 18 m/s para MULT-ONVS y BGTO-MOCH, respectivamente, velocidades muy rápidas para la hipótesis de que la propagación de piscinas frías es responsable de la organización de convección en la ladera oeste de la SMO como lo propone Lang et al. (2007). También, es aparente en las imágenes de los eventos que la lluvia ocurre casi simultáneamente con la caída de TTN en la estación cuesta abajo. Por lo que podemos concluir que dicha organización se debe a otros mecanismos que probablemente no sean piscina frías. Otras dos posibles explicaciones para la propagación gradual de MCS hacia el GC son: 1) los vientos dominantes y 2) el desarrollo de convección lejos de la cima de la SMO donde se generan ondas de gravedad que se propagan hacia el oeste (e.j., Mapes et al. 2003). Para evaluar el primer mecanismo, se determinó la velocidad de advección o “steering level wind” entre 700 y 500 mb de la atmósfera, mediante el promedio de los radiosondeos lanzados a las 0 y 12 UTC en Chihuahua sobre los días con MCS (10 días en el caso BASC-ONVS y 17 casos BGTO-MOCH; Ver Figura 3.15 y 3.16, respectivamente).

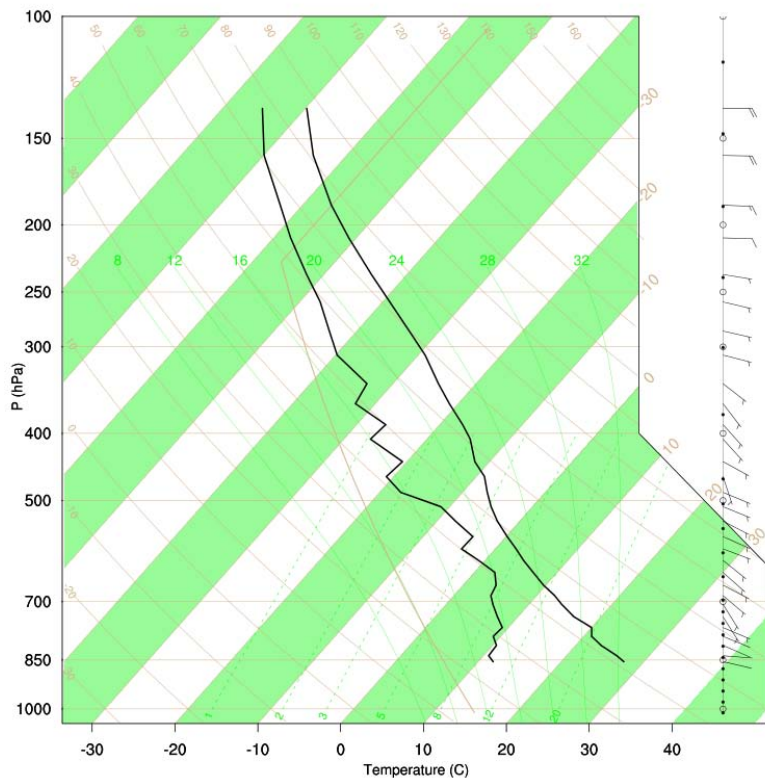
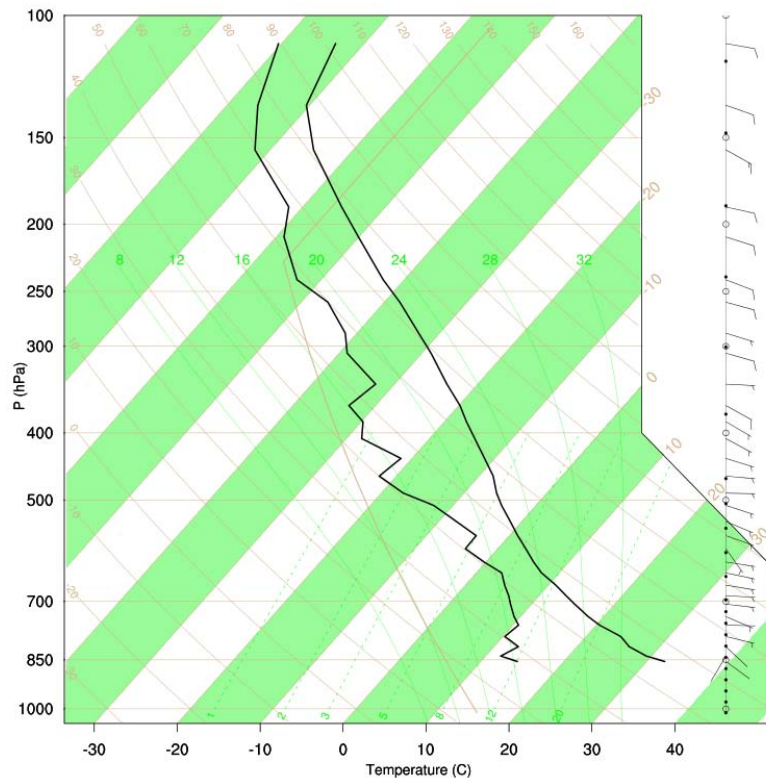


Figura 3.15: Sondeo promedio de 10 casos de MCS en el transecto BASC-ONVS.

Figura 3.16: Sondeo promedio de 17 casos de MCS en el transecto BGTO-MOCH.



De acuerdo con las Figuras 3.15 y 3.16, se puede observar que los vientos en promedio son demasiado débiles (menores a 5 m/s), especialmente, entre 700 y 500 mb. Lo cual implica que la propagación de MCS no es por advección tampoco.

Para determinar si el mecanismo en el que se basa la segunda hipótesis (propagación de ondas de gravedad) es el dominante en la propagación de MCS tanto en la región de BASC-ONVS como en BGTO-MOCH. Similar a lo propuesto en otras regiones costeras tropicales, específicamente en la costa oeste de Colombia en donde convección diurna se propaga hacia el Océano Pacífico desde la cumbre de los Andes. Mapes et al. (2003) al examinar las simulaciones numéricas encontraron variaciones diurnas en las anomalías de temperatura a 800 h-Pa, con un comportamiento similar a una onda de gravedad con una velocidad de propagación de aproximadamente 15 m/s y por lo tanto propusieron que dicho mecanismo juega un rol importante en la organización de sistemas de convección lejos de la

costa. Se decidió crear en NCL dos diagramas Hovmöller correspondientes a los casos en los que se observa un MCS propagándose desde la cima de la SMO hacia el GC en los Transectos mencionados anteriormente (Ver Tabla 2.2 en sección 2.3.4).

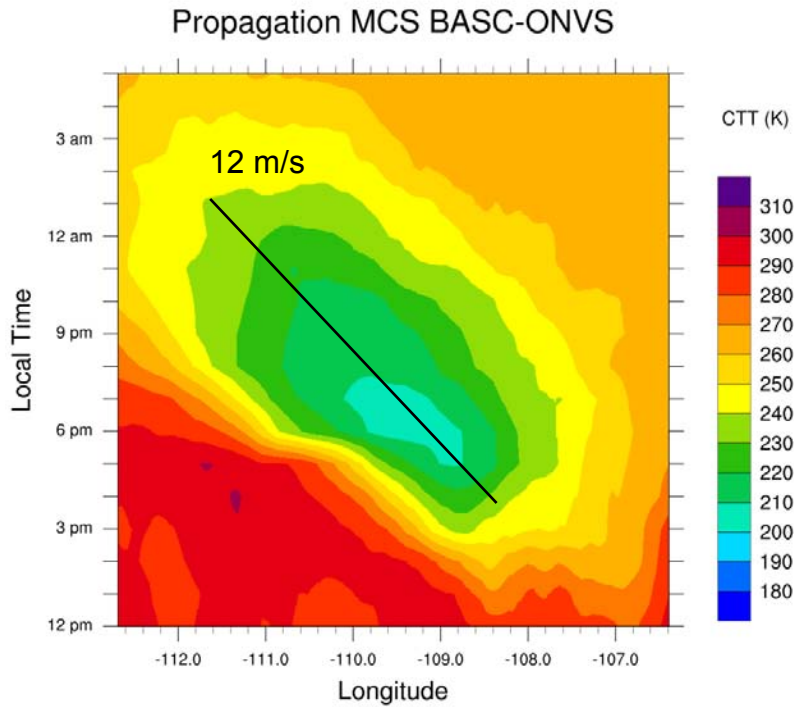
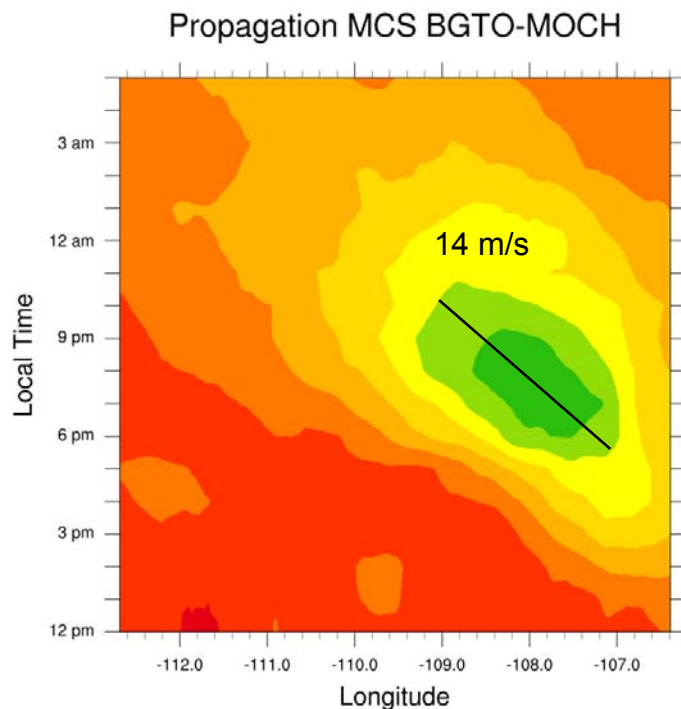


Figura 3.17: Promedio (banda de latitud 28.30° - 29.06° N y **10 eventos**) del ciclo diario de TTN durante MCS propagándose de **BASC-ONVS**. La línea negra es la que se utilizó para calcular la velocidad de fase.

Figura 3.18: Promedio (banda de latitud 25.21° - 26.04° N y de **17 eventos**) del ciclo diario de TTN durante MCS propagándose de **BGTO-MOCH**. La línea negra es la que se utilizó para calcular la velocidad de fase.



Con dichos diagramas se estimo la velocidad de desplazamiento de los MCS (Figura 3.17 y 3.18). Encontrando velocidades de propagación de 12 y 14 m/s en los Transectos de BASC-ONVS y BGTO-MOCH, respectivamente, muy similares al valor promedio con el que se propaga una onda de gravedad. Pero es importante aclarar que el proceso por el cual ocurre dicha onda atmosférica no es tan obvio y claramente se requieren de sondeos atmosféricos, especialmente, en los sitios más altos de la SMO.

Por lo tanto de acuerdo a lo expuesto a lo largo de esta sección podemos concluir que de los tres factores analizados: piscinas frías, advección por viento a altitudes medias y ondas de gravedad (inferidas de la velocidad de propagación de MCS), el último es el factor dominante y el que mejor explica la organización de convección conforme se desplaza de la SMO hacia el GC.

4. Conclusiones

Mediante los datos recopilados durante el experimento de 2013, el cual consistió de 10 GPS y estaciones meteorológicas, se documentaron varias características de la variabilidad diurna de precipitación y AP resaltando los siguientes hallazgos:

El ciclo diurno de la frecuencia de precipitación es consistente con estudios basados en datos recopilados mediante pluviómetros (Gochis et al. 2003; 2004; 2007) y/o radares (Lang et al. 2007; Rowe et al. 2008, Nesbitt et al. 2008) durante el experimento de NAME en 2004. Dicho ciclo muestra una dependencia con la topografía de la región, ya que precipitación suele ocurrir con mayor frecuencia en los sitios altos (BASC y MULT) de la SMO mientras que en sitios de poca elevación el número de casos de lluvia es poco frecuente (KINO, MOCH y PSCO). Es importante resaltar el aporte en la variabilidad diurna de la precipitación son los sitios altos del lado Este de la SMO (CUAH y CHIH), principalmente en la banda latitudinal de 28°-29° N, región que faltó por estudiar durante el experimento de NAME y en donde se puede concluir que los mecanismos que generan precipitación son menos frecuentes y suelen ocurrir horas más tarde (madrugada) en comparación con sitios altos del lado Oeste de la SMO, situación, que se había deducido mediante modelos numéricos (Fawcett et al. 2010) y con pluviómetros ubicados en latitudes más al sur (Gochis et al. 2004). Donde difiere este estudio de los anteriores es que las lluvias en lo alto suelen ocurrir antes de lo se observó en los estudios del NAME. Con la cantidad de años de datos disponibles, este hecho es difícil explicar.

La variabilidad diurna de AP es muy importante en esta región ya que nos indica la ocurrencia de convergencia de vapor de agua en niveles bajos de la atmósfera. Una característica a lo largo de todo el periodo del experimento es la ocurrencia de convergencia más intensa en promedio en los sitios altos de la SMO, especialmente en los del lado occidental (BASC y MULT), registrando un máximo alrededor de las 6:00 p.m. En estos lugares la convección es más regular durante el NAM en comparación con el resto de las elevaciones (llanura costera, pies y lado Este de la SMO). Mientras que el análisis de AP durante los días en los que ocurrieron actividad convectiva importante, resalta que los sitios

donde la convergencia de vapor de agua es más intensa son: los de la llanura costera (KINO y MOCH) durante el fin de la mañana (~12 p.m.), seguido por los pies de la sierra (ONVS y BGTO) al inicio de la noche (~8 p.m.), después sitios altos del lado oeste de la SMO (~ 6 p.m.) y finalmente los sitios altos del lado oriental de la SMO (~ 10 p.m.). Esto ocurre horas después de lo que se había inferido de modelos numéricos (Berbery 2001) donde encontraron una máxima en la convergencia de flujo de humedad por la tarde (~ 5 p.m.) a lo largo de las laderas occidentales de la SMO mientras que en la noche (~ 11 p.m.) a lo largo de la costa. Esto resalta la versatilidad de Meteorología GPS, especialmente en terreno complejo.

En cuanto a la variabilidad intraestacional de AP únicamente tres de los 10 sitios presentan un comportamiento distinto a lo que se esperaría con el transcurso del NAM, es decir solo CHIH, BGTO y PSCO hay un aumento en la convergencia del vapor de agua (pendiente mas fuerte de AP) durante los últimos 15 días de agosto (periodo que en este caso se considera la etapa final del monzón). En el caso de BGTO y PSCO influye su ubicación con respecto a los demás sitios pues el primero al ubicarse más al sur es el primero en recibir las lluvias monzonales; mientras que en el segundo al ubicarse mas al norte es el último en recibir las primeras lluvias ya que el monzón llega a dicho lugar aproximadamente el 11 de julio a PSCO por lo que no hay suficientes datos en el periodo considerado como etapa inicial del NAM (1-15 de julio). Mientras que en CHIH influye la cantidad de humedad existente en la zona, ya que en los últimos 15 días de agosto hay más humidificación en comparación con los primeros días de julio debido a que durante el primer periodo el NAM está en su transición de madurez a decaimiento mientras que en el segundo esta iniciando su etapa de madurez.

Mientras que la variación temporal de vapor de agua ($d AP/ dt$) es una novedosa métrica para evaluar la intensidad convección, en donde resalta que la convección es más somera en los sitios altos tanto del lado Este y Oeste a la cima de la SMO en comparación con elevaciones más bajas y con la llanura costera, situación ya conocida mediante estudios de radar y satélites en la región del NAM (Nesbitt et al. 2008; Rowe et al. 2008). Lo novedoso es la comparación de la intensidad de convección entre los sitios altos del lado oriental (CUAH y

CHIH) y occidental (BASC y MULT) de la SMO. Los resultados indican que en los primeros la actividad convectiva es más débil que los segundos indicio de que la circulación atmosférica cercana a la superficie es más débil en el lado Este en comparación con el lado oeste.

Además, los datos del vapor de agua mediante la técnica de GPS han sido utilizados en otra región continental tropical (Manaos) para crear una métrica, escala temporal de la convergencia de vapor de agua, con la finalidad de caracterizar la evolución temporal de convección profunda. Los resultados indican una escala temporal en promedio de 5 horas en la convergencia de vapor de agua asociada con la transición de convección somera a profunda no muy lejana de lo encontrado en Manaos (4 horas). Esto nos lleva a inferir que dicha escala temporal es una métrica robusta, especialmente en sitios con topografía variada. Sería interesante calcular la escala temporal de la convergencia de vapor de agua en regiones urbanizadas como el Valle de México.

La ubicación entre las estaciones de BASC-ONVS así como de BGTO-MOCH (50-70 km) ayudaron a resolver si piscinas frías generadas por MCS, es un mecanismo para la organización de convección a lo largo de las laderas occidentales (Lang et al. 2007; Rowe et al. 2012). Piscinas frías se pueden identificar de acuerdo a ciertas señales en variables meteorológicas superficiales (disminución en la temperatura entre 3 - 13°C, incremento en la velocidad del viento en promedio de 6 - 10 m/s; Provod et al. 2015) y las velocidades promedio encontradas fueron de 15.6 m/s y 18 m/s para el transecto BASC-ONVS y BGTO-MOCH, respectivamente. Dichas velocidades son muy altas para la propagación de una piscina fría por lo que se puede concluir que ésta no es el mecanismo más viable para la organización de convección a lo largo de la ladera occidental de la SMO.

Finalmente mediante el análisis de diagramas Hovmöller considerando los casos en los que se observa una formación y propagación de MCS a lo largo de BASC-ONVS (10 casos) y BGTO-MOCH (17 casos), se puede obtener su velocidad de propagación promedio y con ello evaluar la hipótesis propuesta en la organización de convección en una región tropical (costa oeste de Colombia) debido a la propagación de ondas de gravedad (Mapes et al.

2003). Las velocidades que se obtuvieron fueron de: 12 m/s y 14 m/s para el transecto BASC-ONVS y BGTO-MOCH, respectivamente, muy similares a lo encontrado en el estudio de Mapes et al. 2013 (15 m/s) con lo que podemos concluir que la propagación de ondas de gravedad hacia el GoC de convección organizada en las laderas occidentales de la SMO es un mecanismo factible para dicha organización.

5. Trabajo a futuro

Un análisis más detallado de la escala temporal de la transición de convección somera a profunda considerando: el tiempo de día de la ocurrencia de convección, intensidad de la convección, su organización y características ambientales.

Desarrollar técnicas de asimilación de los datos del agua precipitable derivado de la red de sensores de GPS en un modelo atmosférico regional.

Evaluar la sensibilidad de modelos atmosféricos regionales a los datos de agua precipitable en la predicción de precipitación de verano en México.

Evaluar los resultados del ciclo diurno de precipitación con respecto a una climatología.

6. Bibliografía

Adams, D. K., and A. C. Comrie, 1997: The North American monsoon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2197–2213.

Adams, D. K., Fernandes, R. M. S., Kursinski, E. R., Maia, J. M., Sapucci, L. F., Machado, L. A. T., Vitorello, I., Monico, J. F. G., Holub, K. L., Gutman, S. I., Filizola, N. and Bennett, R. A., 2011a: A dense GNSS meteorological network for observing deep convection in the Amazon. *Atmosph. Sci. Lett.*, **12**, 207–212. doi:10.1002/asl.312

Adams, D. K., R. M. S. Fernandes, and J. M. F. Maia, 2011b: GNSS precipitable water vapor from an Amazonian rain forest flux tower. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **28**, 1192–1198.

Adams, D. K., S. I. Gutman, K. L. Holub, and D. S. Pereira, 2013a: GNSS Observations of Deep Convective Time scales in the Amazon. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2818–2823, doi:10.1002/grl.50573

Adams, D. K., y Quintanar, A., 2013b: El Monzón del Noroeste de México Visto a través de Tecnología GPS, *Info-Atmósfera*, **Boletín 2**. 1-16.

Adams, D. K., Minjarez, C., Serra, Y., Quintanar, A., Alatorre, L., Granados, A., Vazquez, E., Braun, J., 2014: Mexican GPS track North American monsoon convection. *EOS Trans.* 95, 61-62

Adams, D.K., R. Fernandes, K. Holub, S. Gutman, H. Barbosa, L. Machado, A. Calheiros, R. Bennett, R. Kursinski, L. Sapucci, C. DeMets, G. Chagas, A. Arellano, N. Filizola, A. Amorim, R. Araujo, L. Assuncao, G. Cirino, T. Pauliquevis, B. Portela, A. Sa, J. Sousa, and L. Tanaka, 2015a: The Amazon Dense GNSS Meteorological Network: A New Approach for Examining Water Vapor and Deep Convection Interactions in the Tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **95** doi:10.1175/BAMS-D-13-00171.1, (in press).

Adams, D. K., A. Quintanar and C. Lizárraga, 2015b: The Third Annual Regional Meteorology and Climatology Meeting of Northwestern Mexico; The North American Monsoon: Models vs. Observations EOS Trans. (Submitted)

Anthes, R. A., Bernhardt, P. A., Chen, Y., Cucurull, L., Dymond, K. F., Ector, D., Healy, S. B., Ho, S. P., Hunt, D. C., Kuo, Y.-H., Liu, H., Manning, K., McCormick, C., Meehan, T. K., Randel, W. J., Rocken, C., Schreiner, W. S., Sokolovskiy, S.V., Syndergaard, S., Thompson, D. C., Trenberth, K. E., Wee, T. K., Yen, N. L., and Zeng, Z., 2008: The COSMIC/FORMOSAT-3 Mission-Early results. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 313–333.

Arkin, P. A., and B. N. Meisner, 1987: The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84, *Monthly Weather Review*, **115**, 51-74.

Arritt, R.W., D.C. Goerling, and C.J. Anderson, 2000: The North American monsoon system in the Hadley Centre coupled ocean- atmosphere GCM. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 565-568.

Barlow, M., S. Nigam, and E. H. Berbery, 1998: Evolution of the North American Monsoon System. *J. Climate*, **11**, 2238–2257.

Betts, A. K., and C. Jakob, 2002: Study of diurnal cycle of convective precipitation over Amazonia using a single column model. *J. Geophys. Res.*, **107**(D23), 4732.

Berbery, E. H., 2001: Mesoscale moisture analysis of the North American monsoon. *J. Climate*, **14**, 121–137

Bevis, M., S. Businger, T. A. Herring, C. Rocken, R. A. Anthes, and R. H. Ware, 1992: GPS meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J. Geophys. Res.*, **97** (D14), 15787–15801.

Bevis, M., S. Businger, S. Chiswell, T. A. Herring, R. A. Anthes, C. Rocken, and R. H. Ware, 1994: GPS meteorology: Mapping zenith wet delays onto precipitable water, *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 379–386.

Boyle, J. S., 1998: Evaluation of the annual cycle of precipitation over the United States in GCMs: AMIP simulations, *J. Climate*, **11**, 1041-1055.

Bosilovich, M. G., Y. C. Sud, S. D. Schubert, and G. K. Walker, 2003: Numerical simulation of the large-scale North American monsoon water sources. *J. Geophys. Res.*, **108**, 8614.

Brenner, I. S., 1974: A surge of maritime tropical air—Gulf of California to the southwestern United States. *Monthly Weather Review*, **102**, 375–389.

Bryson, R., and W. P. Lowry, 1955: Synoptic climatology of the Arizona summer precipitation singularity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **36**, 329–339.

Bryson, R.A., and Hare, R.K., 1974. The climate of North America. In: Bryson, R.A., Hare, R.K. (Eds.), *Climates of North America (World survey of climatology, volume 11)*. Elsevier, New York, pp. 1–47

Carleton, A. M., 1985: Synoptic and satellite aspects of the southwestern U.S. “monsoon.” *J. Climatol.*, **5**, 389–402. doi:10.1002/joc.3370050406

Carleton, A. M., 1986: Synoptic-dynamic character of “bursts” and “breaks” in the southwest U.S. Summer precipitation singularity. *J. Climatol.*, **6**, 605–623.

Carleton, A. M., D. A. Carpenter, and P. J. Weber, 1990: Mechanisms of interannual variability of the southwest United States summer rainfall maximum. *J. Climate*, **3**, 999–1015.

Castro, C. L., T. B. McKee, and R. A. Pielke Sr., 2001: The relationship of the North American monsoon to tropical and North Pacific sea surface temperatures as revealed by observational analyses. *J. Climate*, **14**, 4449–4473.

Castro, C. L., R. A. Pielke Sr., Jimmy O. Adegoke, Siegfried D. Schubert, and Phillip J. Pegion, 2007: Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part II: Model Climate Variability. *J. Climate*, **20**, 3866–3887. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4212.1>

Castro, C. L., H. Chang, F. Domiguez, C. Carrillo, J Schemm, and H.H. Juang, 2012: Can a regional climate model improve the ability to forecast the North American Monsoon?, *J. Climate*, **25**, 8212–8237, doi:<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00441.1>.

Collier, J. C., and G. J. Zhang, 2007: Effects of increased horizontal resolution on simulation of the North American monsoon in the NCAR CAM3: An evaluation based on surface, satellite, and reanalysis data. *J. Climate*, **20**, 1843–1861.

Comrie A.C., and E.C. Glen, 1998: Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the southwest United States and northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. *Climate Res.*, **10**, 201–215.

Dai, A., F. Giorgi, and K. E. Trenberth, 1999: Observed and model-simulated precipitation diurnal cycle over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6377 – 6402.

Dai, A., and C. Deser, 1999: Diurnal and semidiurnal variations in global surface wind and divergence fields. *J. Geophys. Res.*, **104**, 31,109-31,125.

Damiani R., B. Geerts, J. Demko, S. Haimov, J. French, J. Zehnder, A. Razdan, J. Hu, J. Petti, M. Leuthold, and G. S. Poulos, 2008: The Cumulus, Photogrammetric, In Situ, and Doppler Observations Experiment of 2006. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **89**, 57–73.

Davis, J. L., T. A. Herring, I. I. Shapiro, A. E. Rogers, and G. Elgered, 1985: Geodesy by radio interferometry: Effects of atmospheric modeling errors on estimates of baseline length, *Radio Sci.*, **20**, 1593-1607,

Derbyshire, S. H., I. Beau, P. Bechtold, J.-Y. Grandpeix, J.-M. Piriou, J.-L. Redelsperger, and P. M. Soares, 2004: Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3055–3080

Douglas, M., R. Maddox, K. Howard, and S. Reyes, 1993: The Mexican Monsoon. *J. Climate*, **6**, 1665–1677.

Duan, J., M. Bevis, P. Fang, Y. Bock, S. Chiswell, S. Businger, C. Rocken, F. Solheim, T. van Hove, R. Ware, S. McClusky, T.A. Herring, and R.W. King, 1996: GPS meteorology: Direct estimation of the absolute value of precipitable water. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 830-838, DOI: [10.1175/1520-0450\(1996\)035<0830:GMDEOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035<0830:GMDEOT>2.0.CO;2).

Ellis, A. W., and T. W. Hawkins, 2001: An apparent atmospheric teleconnection between snow cover and the North American monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2653-2656.

Farfan Molina, L. M. and J. A. Zehnder, 1994: Moving and stationary mesoscale convective systems over Northwest Mexico during the Southwest area monsoon project. *Weather and Forecasting*. **9**, 630-639

Fawcett, P. J., J. R. Stalker, and D. S. Gutzler, 2002: Multistage moisture transport into the interior of northern Mexico during the North American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 2094.

Fraedrich, K. and Lutz, M., 1987: A modified time-longitude diagram applied to 500 mb heights along 50° north and south. *Tellus A*, **39A**: 25–32.

Gebremichael, M., Vivoni, E.R., Watts, C.J., Reodriguez, J.C., 2007. Submesoscale spatiotemporal variability of North American monsoon rainfall over complex terrain. *J. Climate*, **20**, 1751-1773. <http://dx.doi.org/10.1175/JCL14093.1>.

Gochis, D. J., W. Shuttleworth, and Z. Yang, 2003: Hydrometeorological response of the modeled North American monsoon to convective parameterization. *J. Hydrometeor.*, **4**, 235–250.

Gochis, D. J., A. Jimenez, C. J. Watts, J. Garatuza-Payan, and W. J. Shuttleworth, 2004: Analysis of 2002 and 2003 Warm-Season Precipitation from the North American Monsoon Experiment Event Rain Gauge Network. *Monthly Weather Review*, **132**, 2938–2953.

Gochis, D. J., C. J. Watts, J. Garatuza-Payan, and J. Cesar-Rodriguez, 2007: Spatial and Temporal Patterns of Precipitation Intensity as Observed by the NAME Event Rain Gauge Network from 2002 to 2004. *J. Climate*, **20**, 1734–1750.

Guldner, J., and Spankuch, D., 1999: Results of year-round remotely sensed integrated water vapor by ground-based microwave radiometry. *Journal of Applied Meteorology*, **38**, 981–988.

Gutzler, D. S., L. N. Long, J. Schemm, S. Baidya Roy, M. Bosilovich, J. C. Collier, M. Kanamitsu, P. Kelly, D. Lawrence, M.-I. Lee, R. Lobato Sánchez, B. Mapes, K. Mo, A. Nunes, E. A. Ritchie, J. Roads, S. Schubert, H. Wei, and G. J. Zhang, 2009: Simulations of the 2004 North American monsoon: NAMAP2. *J. Climate*, **22**, 6716–6740.

Hales, J. E., 1972: Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. *Monthly Weather Review*, **100**, 298–306.

Hales, J. E., 1974: The southwestern United States summer monsoon source—Gulf of Mexico or Pacific Ocean? *Journal of Applied Meteorology*, **13**, 331–342.

Harrington, J. A., Jr., R. Cerveny, and R. Balling Jr., 1992: Impact of the Southern Oscillation on the North American Southwest Monsoon. *Phys. Geogr.*, **13**, 318–330.

Hawkins TW, Ellis AW, Skindlov JA and Reigle D., 2002. Intra-annual analysis of the North American snow cover-monsoon teleconnection: Seasonal forecasting utility. *J. Climate*, **15**, 1743–1753.

Higgins, R. W., Y. Chen, and A. V. Douglas, 1999: Interannual variability of the North American warm season precipitation regime. *J. Climate*, **12**, 653-680.

Higgins, R. W., A. Douglas, A. Hahmann, E. Hugo Berbery, D. Gutzler, J. Shuttleworth, D. Stensrud, J. Amador, R. Carbone, M. Cortez, M. Douglas, R. Lobato, J. Meitin, C. Ropelewski, J. Schemm, S. Siegfried, C. Zhang., 2003: Progress in Pan American CLIVAR Research: The North American Monsoon System. *Atmósfera*, **16(1)**, 29-65.

Higgins, R. W., D. Ahijevych, J. Amador, A. Barros, E.H. Berbery, E. Caetano, R.E. Carbone, P. Ciesielski, R. Cifelli, M. Cortez-Vazquez, A. Douglas, M. Douglas, G. Emmanuel, C. Fairall, D.J. Gochis, D. Gutzler, T. Jackson, R. Johnson, C. King, T.J. Lang, M.-I. Lee, D. Lettenmaier, R. Lobato, V. Magana, J. Meitin, K. Mo, S. Nesbitt, F. Ocampo-Torres, E. Pytlak, P. Rogers, S.A. Rutledge, J. Schemm, S. Schubert, A. White, C. Williams, A. Wood, R. Zamora, and C. Zhjang, 2006: The NAME 2004 field campaign and modeling strategy. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 79–94.

Higgins, R. W., and Gochis, D. J., 2007: Synthesis of Results from the North American Monsoon Experiment (NAME) Process Study. *J. Climate*, **20**, 1601-1607.

Higgins, R. W., 2003: Overview of the North American Monsoon Experiment (NAME). Preprints, *Symp. on Observing and Understanding the Variability of Water in Weather and Climate*, Long Beach, CA, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, 4.2

Hohenegger, C., and B. Stevens, 2013: Preconditioning deep convection with cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 448–464.

Hopfield, H. S., 1971: Tropospheric effect on electromagnetically measured range, prediction from surface weather data. *Radio Sci.*, **6**, 357–367, doi:10.1029/95JB03048.

Houghton, J. G., 1979: A model for orographic precipitation in the north-central Great Basin. *Monthly Weather Review*. **107**, 1462–1475.

Houze, R. A., 1993: Cloud Dynamics. *Academic Press*, San Diego, 334 pp.

Houze, R. A., 2004: Mesoscale convective systems, *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, doi:10.1029/2004RG000150.

Hu H. and Dominguez F., 2015: Evaluation of Oceanic and Terrestrial Sources of Moisture for the North American Monsoon Using Numerical Models and Precipitation Stable Isotopes. *J. Hydrometeor*, **16**, 19–35. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-14-0073.1>

Iwasaki, H., 2004: Diurnal variation with dual maxima of precipitable water and convective activity in summer season around Mt. Tanigawa in the north Kanto District, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 805–816

Janowiak, J. E. and P. Xie, 2003: A Global-Scale Examination of Monsoon-Related Precipitation. *J. Climate*, **16**, 4121-4133.

Johnson, R. H., P. E. Cielinski, T. S. L'Ecuyer, and A. J. Newman, 2010: Diurnal cycle of convection during the 2004 North American Monsoon Experiment. *J. Climate*, **23**, 1060–1078.

Khairoutdinov, M. and D. Randall, 2006: High-Resolution Simulation of Shallow-to-Deep Convection Transition over Land. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 3421-3436.

Kuang, Z. and C. S. Bretherton, 2006: A mass-flux scheme view of a high-resolution simulation of a transition from shallow to deep cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1895–1909

Kursinski, E.R., R. A. Bennett, D. Gochis, S. I. Gutman, K. L. Holub, R. Mastaler, C. Minjarez Sosa, I. Minjarez Sosa, and T. van Hove, 2008: Water vapor and surface observations in northwestern Mexico during the 2004 NAME Enhanced Observing Period. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L03815, doi:10.1029/2007GL031404.

Lang, T. J., D. A. Ahijevych, S. W. Nesbitt, R. E. Carbone, S. A. Rutledge, and R. Cifelli, 2007: Radar-observed characteristics of precipitating systems during NAME 2004. *J. Climate*, **20**, 1713–1733.

Lang, T. J., S. A. Rutledge, and R. Cifelli, 2010: Polarimetric radar observations of convection in northwestern Mexico during the North American Monsoon Experiment. *J. Hydrometeor.*, **11**, 1345–1357.

Lee, M.-I., S. Schubert, M. Suarez, I. Held, A. Kumar, T. Bell, J. Schemm, N. Lau, J. Ploshay, H. Kim, and H. Yoo 2007: Sensitivity to horizontal resolution in the AGCM simulations of warm-season diurnal cycle of precipitation over the United States and Northern Mexico. *J. Climate*, **20**, 1862–1881.

Lo F, Clark MP. 2002: Relationships between spring snow mass and summer precipitation in the southwestern United States associated with the North American monsoon system. *J. Climate*, **15**, 1378-1385.

Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374 –1387.

Mapes, B., T. T. Warner, and M. Xu, 2003: Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part III: Diurnal gravity waves and nocturnal convection offshore. *Monthly Weather Review*. **131**, 830–844.

Mitchell, V. L., 1976: The regionalization of climate in the western United States. *Journal of Applied Meteorology*, **15**, 920–927.

Mullen, S. L., J. T. Schmitz, and N. O. Renno, 1998: Intraseasonal variability of the summer monsoon over southeast Arizona. *Monthly Weather Review*. **126**, 3016–3035.

Negri, A. J., R. F. Adler, R. A. Maddox, K. W. Howard, and P. R. Keehn, 1993: A regional rainfall climatology over México and the southwest United States derived from passive microwave and geosynchronous infrared data. *J. Climate*, **6**, 2144–2161.

Nesbitt, S. W., and E. J. Zipser, 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*, **16**, 1456–1475.

Nesbitt, S. W., D. J. Gochis, and T. 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. *J. Hydrometeor.*, **9**, 728–743.

Newman, A.J., and R.H. Johnson, 2012a: Mechanisms for Precipitation Enhancement in a North American Monsoon Upper-Tropospheric Trough. *J. Atmos. Sci.* **69**, 1775–1792.

Newman, A.J., and R.H. Johnson, 2012b: Simulation of a North American monsoon Gulf surge event and comparison to observations. *Monthly Weather Review*, **140**, 2534–2554.

Peralta, O., D. K. Adams, T. Castro, M. Grutter, and A. Varela, 2015: The University Network of Atmospheric Observatories, Mexico, *EOS Trans.*, (Accepted).

Pereira, L. G., 2008: Characteristics and organization of precipitating features during NAME 2004 and their relationship to environmental conditions. *Ph.D. dissertation, Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO*, 229 pp.

Provod M., Marsham JH., Parker D., and Birch C., 2015: A characterization of cold pools in the West African Sahel. *Monthly Weather Review*. (In Press)

Ramage C., 1971: Monsoon Meteorology. International Geophysics Series, vol. 15. *San Diego, CA: Academic Press*.

Rasmusson, E. M., 1967: Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part 1. Characteristics of the water vapor flux field. *Monthly Weather Review*. **95**, 403–427.

Reitan, C. H., 1957: The role of precipitable water vapor in Arizona's summer rains. Tech. Rep. on the Meteorology and Climatology of Arid Regions 2, *The Institute of Atmospheric Physics, The University of Arizona, Tucson*, 19 pp. [Available from The Institute of Atmospheric Physics, The University of Arizona, Tucson, AZ 85721.]

Reyes, S., M. Douglas, and R. Maddox, 1994: El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera*, **7**, 117– 137.

Reyes Coca, S., 2002: Introducción a meteorología. *Universidad Autónoma de Baja California*. 1-428. (PA: CEOFZ20021)

Rocken, C., T. Van Hove, J. Johnson, F. Solheim, R. Ware, M. Bevis, S. Businger, S. Chiswell, 1995: GPS Storm—GPS Sensing of atmospheric water vapor for meteorology, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 468–478.

Rogers, P. J., and R. H. Johnson, 2007: Analysis of the 13–14 July gulf surge event during the 2004 North American Monsoon Experiment. *Monthly Weather Review*. **135**, 3098–3117.

Rowe, A. K., S. A. Rutledge, T. J. Lang, P. E. Ciesielski, and S. M. Saleeby, 2008: Elevation-dependent trends in precipitation observed during NAME. *Monthly Weather Review*. **136**, 4962–4979.

Rowe, A. K., S. A. Rutledge, and T. J. Lang, 2011: Investigation of microphysical processes occurring in isolated convection during NAME. *Monthly Weather Review*. **139**, 424–443.

Rowe, A. K., S. A. Rutledge, and T. J. Lang, 2012: Investigation of microphysical processes occurring in organized convection during NAME. *Monthly Weather Review*. **140**, 2168–2187.

Sapucci, L. F., L. A. T. Machado, J. F. G. Monico, and A. Plana-Fattori, 2007: Intercomparison of integrated water vapor estimates from multisensors in the Amazonian region. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1880–1894.

Schlemmer, L. and C. Hohenegger, 2014: The formation of wider and deeper clouds as a result of cold-pool dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2842–2858

Schmitz, T. J., and S. L. Mullen, 1996: Water vapor transport associated with the summertime North American monsoon as depicted by ECMWF analyses. *J. Climate*, **9**, 1621–1633.

Serra, Y., D. Adams, C. Minjares-Sosa, C. Castro, J. Moker, A. Arellano, A. Quintanar, L. Alatorre, A. Granados, E. Vazquez, K. Holub, and C. DeMets, 2015: The North American Monsoon GPS Transect Experiment 2013. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* (Submitted)

Sherwood, S. C., R. Roca, T. M. Weckwerth, and N. G. Andronova, 2010: Tropospheric water vapor, convection, and climate, *Rev. Geophys.*, **48**, RG2001.

Smith, E. K. J., and S. Weintraub, 1953: The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*. **50**, 39-41.

Stensrud, D. J., R. Gall, S. Mullen, and K. Howard, 1995: Model climatology of the Mexican monsoon. *J. Climate*, **8**, 1775– 1794.

Tang, M., and E. R. Reiter, 1984: Plateau monsoons of the Northern Hemisphere: A comparison between North America and Tibet. *Monthly Weather Review*. **112**, 617–637.

Manh L. T., 2015: Severe weather during the North American Monsoon and its response to rapid urbanization and a changing global climate within the context of High Resolution Regional Atmospheric Modeling, *Ph.D. dissertation, Atmospheric Science, University of Arizona*. 186 pp.

Tompkins, A. M., 2001a: Organization of tropical convection in low vertical shears: The role of water vapour. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 529-545.

Tompkins A. M., 2001b. Organization of tropical convection in low vertical wind shears: The role of cold pools. *J. Atmos. Sci.*, **58**: 1650–1672.

Vera C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C. R. Mechoso, J. Noguez-Paegle, P. L. Silva Dias, and C. Zhang, 2006: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, **19**, 4977–5000.

Valdés Manzanilla A. and V. L. Barradas, 2012: Mesoscale convective systems during NAME. *Atmósfera*, **22**, 155-170.

Waite, M. L. and B. Khouider, 2010: The deepening of tropical convection by congestus preconditioning. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 2601–2615.

- Watson, A. W., R. Holle, and R. E. Lopez, 1994: Cloud-to-ground lightning and upper-air patterns during bursts and breaks in the southwest monsoon. *Monthly Weather Review*. **122**, 1726–1739.
- Weisman, M. L., and R. Rotunno, 2004: “A theory for strong long-lived squall lines” revisited. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 361–382.
- Wolfe, D. E., and S. I. Gutman, 2000: Developing an operational, surface-based, GPS, water vapor observing system for NOAA: Network design and results. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 426–440.
- Wright, W. E., A. Long, A. C. Comrie, S. W. Leavitt, T. Cavazos, and C. Eastoe, 2001: Monsoonal moisture sources revealed using temperature, precipitation, and precipitation stable isotope timeseries. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 787–790.
- Wu, C.-M., B. Stevens, and A. Arakawa, 2009: What controls the transition from shallow to deep convection? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1793–1806.
- Xu, J., X. Gao, J. Shuttleworth, S. Sorooshian, and E. Small, 2004: Model climatology of the North American monsoon onset period during 1980-2001. *J. Climate*, **17**, 3892—3906.
- Yuan, L., R. A. Anthes, R. H. Ware, C. Rocken, W. D. Bonner, M. Bevis, and S. Businger, 1993: Sensing climate change using the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, **98**, 14,925–14,937
- Zehnder, J. A., M. Powell, and D. L. Ropp, 1999: The interaction of easterly waves, orography, and the intertropical convergence zone in the genesis of eastern Pacific tropical cyclones. *Monthly Weather Review*. **127**, 1566-1585.

Zehnder, J. A., L. Zhang, D. Hansford, A. Radzan, N. Selover, and C. M. Brown, 2006: Using digital cloud photogrammetry to characterize the onset and transition from shallow to deep convection over orography. *Monthly Weather Review*. **134**, 2527–2546