



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Modelación numérica de eventos convectivos y
comparación con observaciones satelitales en la región
central de México**

Tesis que presenta

Selene García Ruiz

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. José Noel Carbajal Pérez

San Luis Potosí, S.L.P., 13 de octubre de 2017



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Modelación numérica de eventos convectivos y comparación con observaciones satelitales en la región central de México**” presentada para obtener el Grado de Maestro(a) en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Selene García Ruiz** y aprobada el **29 de septiembre de dos mil diecisiete** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Noel Carbajal Pérez

Director/Codirectores de la tesis

Dra. Cintia Karin Carbajal Henken

Miembro del Comité Tutorial

Dr. Luis Felipe Pineda Martínez

Miembro del Comité Tutorial

Dr. José Tuxpan Vargas

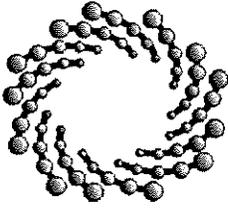
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Noel Carbajal Pérez

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (712874) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 029 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 13 días del mes de octubre del año 2017, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Luis Felipe Pineda Martínez	Presidente	UAZ
Dr. José Tuxpan Vargas	Secretario	IPICYT
Dr. José Noel Carbajal Pérez	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Selene García Ruíz

sobre la Tesis intitulada:

Modelación numérica de eventos convectivos y comparación con observaciones satelitales en la región central de México

que se desarrolló bajo la dirección de

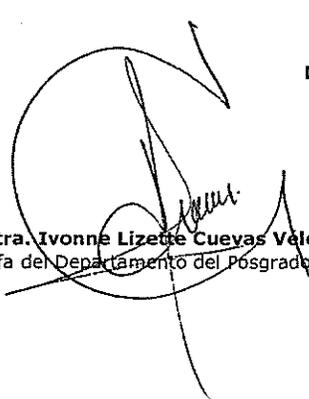
Dr. José Noel Carbajal Pérez

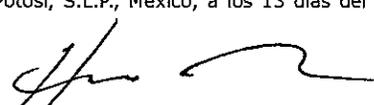
El Jurado, después de deliberar, determinó

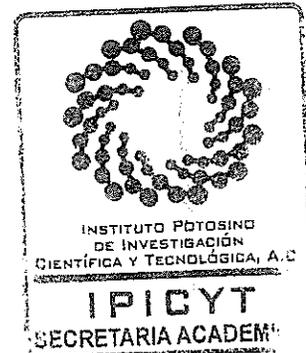
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 13:00 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 13 días del mes de octubre de 2017.


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Pósgrado


Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico



Dedicado a mi familia

Agradecimiento especial

Un especial agradecimiento al **Instituto para las Ciencias Espaciales de la Universidad Libre de Berlín, Alemania** (Institut für Weltraumwissenschaften, Freie Universitaet Berlin) por permitir el inicio de una importante colaboración con la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT) a través del presente trabajo. Al profesor a cargo del Instituto para las Ciencias Espaciales el Dr. Jürgen Fischer y a su grupo de investigación por abrirme las puertas de su Instituto para realizar una estancia que permitió llevar a cabo gran parte de ésta tesis de Maestría.

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por otorgarme la beca para realizar mis estudios de maestría así como la beca que me permitió realizar mi estancia de investigación en la Universidad Libre de Berlín, Alemania.

A mi director de tesis, el Dr. Noel Carbajal, por guiarme en cada paso, por sus invaluable aportaciones, por todo el conocimiento transmitido, por su gran paciencia y en especial por compartir conmigo sus anécdotas y lecciones de vida que me han enseñado tanto o más como sus consejos académicos.

A mis compañeros de maestría, que me acompañaron y alentaron durante la realización del presente trabajo. A mis amigos Diego y Edder, por su apoyo y comprensión durante la realización de esta investigación.

A Cintia (Institut für Weltraumwissenschaften, Freie Universitaet Berlin), por su paciencia, disponibilidad y generosidad para compartir su experiencia y amplio conocimiento que permitió llevar a cabo esta investigación. Por abrirme las puertas de su hogar, por acogerme y guiarme durante mi estancia en Berlín, por hacer mi tiempo allá mucho más ameno y divertido, por su amistad.

A Ángel, por compartir conmigo alegrías y tristezas en este camino, por confiar en mí y alentarme siempre a seguir, por recordarme el rumbo y no dejarme perder de vista lo realmente importante, por ser mi ejemplo y motivación a cada paso. Por hacerme reír todo el tiempo. Por su paciencia, cariño y sus palabras de aliento, por acompañarme en cada locura y soportar a mi lado los peores momentos.

Finalmente quiero agradecer a mi familia, por apoyarme en cada momento y estar siempre a mi lado. En especial a mis padres, Elena y Gerardo, por ser mí ejemplo de lucha y de superación. Por apoyarme incondicionalmente en todos los sentidos, por escucharme con paciencia y aconsejarme con su gran sabiduría. Sin su apoyo incondicional no hubiera sido posible finalizar esta investigación. A mis hermanos, Gerardo y Cristian, por expresar a su manera su apoyo, por sus comentarios, sus ideas, por aconsejarme y acompañarme en el camino. A mis sobrinos Azul y Daniel que con sus risas e inocencia, alegraron cada uno de los días.

Contenido

Constancia de la aprobación de la tesis	II
Créditos institucionales	III
Acta de examen	IV
Dedicatorias	V
Agradecimientos	VI
Contenido	VIII
Lista de tablas	XI
Lista de figuras	XII
Resumen	XVII
Abstract	XVIII
Capítulo 1. Introducción	1
1.2 Convección y Tormentas Convectivas	4
1.3 Rol de las nubes en el balance de radiación global	5
1.4 Proceso de formación de una nube	6
1.5 Clasificación de nubes	7
1.6 La orografía y la formación de nubes	9
1.7 Estudios de procesos convectivos a través de modelación numérica	12
1.8 El estudio de sistemas convectivos a través de imágenes satelitales	15
1.9 Un modelo matemático de la convección atmosférica y estabilidad	19
1.10 Principales objetivos	25
Capítulo 2. Zona de Estudio	27
2.1 Ubicación	28
2.2 Topografía	31
2.2.1 Sierra de Álvarez	31
2.2.2 Sierra de San Miguelito	32
2.3 Geología	34
2.3.1 Sierra de Álvarez	34
2.3.2 Sierra de San Miguelito	34
2.4 Vegetación	36
2.4.1 Sierra de Álvarez	36
2.4.2 Sierra de San Miguelito	37

2.5 Edafología	38
2.5.1 Sierra de Álvarez	38
2.5.2 Sierra de San Miguelito	38
2.6 Clima	39
2.6.1 Sierra de Álvarez	39
2.6.2 Sierra de San Miguelito	40
Capítulo 3. Metodología	42
3.1 Modelación Numérica	43
3.1.1 Descripción del Modelo WRF	43
3.1.2 Parametrización utilizada	45
3.2 Observaciones de satélites meteorológicos	48
3.2.1 Propiedades de las nubes de observaciones satelitales	49
3.2.2 ABI-GOES	54
3.2.3 MODIS-Terra y MODIS-Aqua	55
3.3 Estadísticas satelitales	57
3.4 Comparación entre resultados del modelo y los productos satelitales de nubes	59
3.4.1 Diferencias entre salida del modelo WRF y mediciones satelitales de productos de nubes	59
3.4.2 Desarrollo e implementación de programa para convertir salida del WRF en productos de nubes satelitales	59
3.4.3 Elección de caso de estudio	65
Capítulo 4. Resultados	66
4.1 Resultados de la Modelación Numérica con el WRF	66
4.1.1 Tormenta 1. Desplazamiento de un sistema convectivo (2 de Noviembre de 2013)	67
a) Análisis Dominio D3	70
b) Análisis Dominio D2	80
4.1.2 Tormenta 2. Proceso convectivo y generación de tornado en la zona de estudio. 8 de Junio de 2016.	87
4.1.2.1 Análisis de sistemas convectivos de baja intensidad relacionados a la topografía previos a la tormenta del 8 de Junio de 2016.	88
a) Convección nocturna en las Sierras	88
b) Convección en las primeras horas de la tarde	89
4.1.2.2 Análisis del sistema convectivo detonador de la tormenta y el tornado	90
4.2 Distribución espacial y variación estacional de eventos convectivos de observaciones satelitales	98
4.2.1 Análisis Dominio D1, temporada seca del año	98
4.2.2 Análisis Dominio D1, temporada húmeda	100

4.2.3 Análisis Dominio D2, temporada húmeda	102
4.3 Evolución Temporal de los Sistemas Convectivos en la Zona de Estudio	103
Capítulo 5. Discusión	109
5.1 Formación de tormentas	109
5.2 Ondas gravitacionales inducidas por la orografía	117
5.3 Distribución de eventos convectivos y su relación con la topografía	122
5.4 Comparativa entre WRF, GOES y MODIS	125
Capítulo 6. Conclusiones	130
Referencias	133
Anexos	145
Anexo A	145
Desviación Estándar Temporada seca Dominio D1.	145
Desviación Estándar Temporada húmeda Dominio D1	146
Desviación Estándar Temporada húmeda Dominio D2	147
Anexo B	148
Fotografías de nubes convectivas en la zona de estudio	148

Lista de Tablas

Tabla 3.1. Resolución espacial y tamaño de malla de los dominios utilizados en las modelaciones del WRF.	59
Tabla 3.2. Principales propiedades de las nubes obtenidas a través de sensores satelitales	64
Tabla 3.3. Coordenadas extremas Dominio 1 y Dominio 2	71

Lista de Figuras

Figura 1.1 Esquema de convección por calentamiento de la superficie. (Marshall et al., 2016).	3
Figura 1.2. Esquema de convección superficial en un fluido provocada por calentamiento de la superficie o enfriamiento. (Marshall et al., 2016).	4
Figura 1.3. Modelo de parcela de aire. Formación de una nube.	7
Figura 1.4. Clasificación de nubes por altura.	8
Figura 1.5. Concentración de eventos convectivos respecto a la topografía y su relación con el ciclo diurno (Giovannettone et al., 2008).	11
Figura 1.6. Imagen satelital de sistemas convectivos. Tomada el 25 de Junio de 2016 por un miembro de la tripulación de la Estación Internacional Espacial (ISS).	16
Figura 1.7. Ejemplo de Productos Satelitales de Nubes del sensor MODIS de la plataforma Aqua. a) Fracción de nube (0-1), b) Espesor Óptico de la Nube (0-60). 8 de Junio de 2016.	17
Figura 2.1. Mapa de Elevación de México.	27
Figura 2.2. Imagen GOES 13 VIS 8/06/2013. Sistemas Convectivos en México.	28
Figura 2.3. Mapa de ubicación del área de estudio. Elaboración Propia.	29
Figura 2.4. Sistemas convectivos en la zona de estudio.	30
Figura 2.5. Mapa de elevación de la zona de estudio. Elaboración propia.	31
Figura 2.6. Mapa de elevación de la Sierra de Álvarez, la Sierra de San Miguelito y los Valles de San Luis Potosí y Río Verde. Elaboración propia.	32
Figura 2.7. Mapa de pendientes en la zona de estudio. Elaboración propia.	33
Figura 2.8. Mapa geológico simplificado del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito y columna geológica (Tristán-González et al., 2009).	35
Figura 2.9. Mapa de Uso de Suelo y Vegetación. INEGI 2013.	37
Figura 2.10. Unidades Climáticas. (INEGI 2013).	40
Figura 2.11. Humedad del suelo (INEGI 2013).	41
Figura 3.1. Infraestructura de Software del WRF (Shamarock, 2008).	44
Figura 3.2. Diagrama de Flujo del WRF (Shamarock, 2008).	45
Figura 3.3. Interacción de los esquemas de microfísica, radiación, superficie, capa límite planetaria y parametrización cumulus en el WRF (tomado de Dudhia 2014).	47

Figura 3.4. Clasificación de nubes del ISCCP en términos de Presión al Tope de la Nube y espesor óptico de la nube (Rossow y Schiffer, 1999).	53
Figura 3.5. Modelo gráfico/conceptual del algoritmo utilizado para el cálculo del Cloud Water Path (CWP).	61
Figura 3.6. Modelo gráfico/conceptual del algoritmo utilizado para el cálculo de CWC, CTP, CTT y CTH.	64
Figura 4.1. Mapa de ubicación de las tormentas. S1: 11 de Noviembre de 2013 y S2: 08 de Junio de 2016.	67
Figura 4.2. Carta Sinóptica de superficie del 02 Noviembre de 2013 a las 12:00 UTC. Fuente: Centro de Análisis y Pronósticos Meteorológicos Aeronáuticos (CAPMA).	68
Figura 4.3. a) Humedad Relativa (%), vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Antes de la Tormenta. Hora Local 20:00.	69
Figura 4.4. Dominio 1. a) Humedad Relativa (%), vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Durante la Tormenta. Hora local 1:00.	70
Figura 4.5. Imagen interpretada con los principales sistemas meteorológicos del 2 de noviembre de 2013. Imagen proporcionada por el Centro Nacional de Previsión del Tiempo del SMN.	71
Figura 4.6. Dominio D3. Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) y vectores de viento. Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	72
Figura 4.7. Dominio D3. Temperatura (°C), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	74
Figura 4.8. Anomalías de precipitación a nivel nacional de noviembre (barras azules), media móvil de cinco años (línea roja). Reporte del Clima en México Noviembre 2013.	75
Figura 4.9. Dominio D3. Precipitación Explícita (mm). Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	76
Figura 4.10. Inundaciones y deslaves en la Ciudad de San Luis Potosí	77
Figura 4.11. Dominio D3. Elevación del Terreno (m), vectores de viento. Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	78
Figura 4.12. Dominio D3. Velocidad del viento en su componente Vertical Z (m/s) con línea de corte, corte transversal de humedad y corte transversal de velocidad del viento en su componente vertical Z (m/s) Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	80

Figura 4.13. Dominio D2. Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) y vectores de viento. Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	81
Figura 4.14. Dominio D2. Temperatura (°C), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	82
Figura 4.15. Dominio D2. Humedad Relativa (%), vectores de viento. Fig. a) 12:30 hrs., Fig. b) 12:45 hrs., Fig. c) 1:00 hrs., Fig. d) 1:15 hrs.	83
Figura 4.16. Dominio D2. Elevación del Terreno (m), vectores de viento. a) 12:30 hrs., b) 12:45 hrs., c) 1:00 hrs., d) 1:15 hrs.	84
Figura 4.17. a) Elevación del terreno, b) Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) con vectores de viento, c) Humedad Relativa (%) con vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa) y vectores de viento. Hora Local 12:30.	85
Figura 4.18. Imágenes de los efectos de la tormenta en Villa de Arista (P1).	86
Figura 4.19. Mapa topográfico con la ubicación de la tormenta 2. 8 de Junio de 2016.	87
Figura 4.20. a) Componente vertical del viento (m/s). b) Elevación (m) con vectores de viento y c) Corte transversal de humedad relativa (%). Convección sobre la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito. 8 de Junio de 2016, 12:45 UTC.	88
Figura 4.21. a) Componente vertical del viento (m/s). b) Elevación (m) con vectores de viento y c) Corte transversal de humedad relativa (%). Convección sobre la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito. 8 de Junio de 2016, 18:15 UTC.	89
Figura 4.22. Carta Sinóptica de superficie. Tormenta 2. 8 de Junio de 2016. 21:00 UTC.	90
Figura 4.23. Componente vertical del viento (m/s). 8 de Junio de 2016, a) 21:30 UTC b) 21:45 UTC c) 22:00 UTC d) 22:15 UTC.	92
Figura 4.24. a) Componente vertical del viento (m/s) calculado con el WRF. b) CWP (g/m ²) calculado con datos de GOES. 21:30 UTC, 8 de Junio de 2016.	93
Figura 4.25. Dominio D2. Cortes transversales de: humedad relativa (%) y velocidad del viento en su componente vertical Z (m/s). a) 21:30 UTC b) 21:45 UTC c) 22:00 UTC d) 22:15 UTC.	95
Figura 4.26. Temperatura (°C) y Velocidad Vertical del Viento (m/s) en la zona aproximada de ocurrencia del tornado.	96
Figura 4.27. Zonas afectadas por el tornado del 8 de Junio de 2016 en Villa de Zaragoza.	97
Figura 4.28. Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada seca (Diciembre, Enero y Febrero). 16:00-21:00 UTC. a) Promedio de CF (0-	99

1), b) Promedio de CWP (100-300g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (800-4000).

Figura 4.29. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.34km) CWP (13-22g/m²), c) Número Total de casos convectivos (4-7). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez. 100

Figura 4.30. Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra) Dominio D1, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (800-4000). 101

Figura 4.31. Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra) Dominio D2, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (100-600). 103

Figura 4.32. Estadísticas de MODIS (Aqua) Dominio D2, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-19:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (escala logarítmica). 105

Figura 4.33. Estadísticas de MODIS (Aqua) Dominio D2, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-19:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (escala logarítmica). 106

Figura 4.34. Estadísticas de GOES Dominio D2, año 2013, temporada húmeda. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Promedio de CTT (K). 107

Figura 5.1. Precipitaciones extraordinarias en las inmediaciones de la Sierra de Álvarez para los años 1955 y 1995. 111

Figura 5.2. a) Elevación del terreno, b) Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) con vectores de viento, c) Humedad Relativa (%) con vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa) y vectores de viento. Entrada del sistema convectivo a la zona de estudio. 6:30 UTC. Dominio D2. 113

Figura 5.3. a) Velocidad Vertical del Viento (m/s) b) Temperatura (°C) c) Precipitación (mm). 2 de Noviembre de 2013. 1) 6:30 UTC, 2) 6:45 UTC, 3) 7:00 UTC, 4)7:15 UTC, 5)7:30 UTC. 115

Figura 5.4. a) Velocidad vertical del viento (m/s) de WRF y b) CWP (g/m²) de GOES. Dominio D2. 8 de Junio de 2016, 21:30 UTC. 116

Figura 5.5. Relación entre tasa de precipitación y CWP. (Lazri y Ameer, 2016) 117

Figura 5.6. Ondas de gravedad orográficas. 118

Figura 5.7. a) Velocidad vertical del viento (m/s), b) Elevación del terreno (m) y c) Temperatura (°C). 13/03/2011. 16:10 UTC. 119

Figura 5.8. a) Velocidad vertical del viento (m/s), b) Elevación del terreno (m) y c) Temperatura (°C). 15/03/2011. 4:40 UTC.	121
Figura 5.9. a) Elevación del terreno (m) y vectores de viento, b) Número total de casos convectivos (16:00-21:00 UTC).	123
Figura 5.10. a) Elevación del terreno (m), b) Número total de casos convectivos, 16:00-21:00 UTC y c) Mapa de Pendientes.	124
Figura 5.11. Imagen MODIS 17:40 UTC.	126
Figura 5.12. CWP obtenido de: a) WRF (17:45 UTC), b) GOES (17:45 UTC) y c) MODIS (17:40 UTC).	127
Figura 5.13. CWP obtenido de: a) WRF (16:45 UTC), b) GOES (17:45 UTC).	127
Figura 5.13. CTH obtenido de: a) WRF (17:45 UTC), b) GOES (17:45 UTC) y c) MODIS (17:40 UTC).	128
Anexos	
Anexo A	
Figura A1. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada seca (Diciembre, Enero y Febrero). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.16km) CWP (10-19.2g/m ²), c) Número Total de casos convectivos (3-7). Punto:Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.	145
Figura A2. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.34km) CWP (13-22g/m ²), c) Número Total de casos convectivos (4-7). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.	146
Figura A3. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D2 temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.16km) CWP (13.6-20g/m ²), c) Número Total de casos convectivos (2.5-7.5). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.	147
Anexo B	
Figura B1. Imágenes de la Sierra de Álvarez del evento convectivo del 8 de Junio de 2016.	148
Figura B2. 21 de Julio de 2017.	149
Figura B3. 6 de Agosto de 2017.	149
Figura B4. 27 de Septiembre de 2017	150
Figura B5. 25 de Septiembre de 2017	151

Resumen

PALABRAS CLAVE: Tormentas, convección, orografía compleja, imágenes satelitales, modelación.

El presente trabajo tiene como objetivo realizar un análisis de los procesos de convección forzada generadores de nubes de tormenta como las cumulonimbos a través de técnicas de percepción remota y modelación numérica. El área de estudio comprende la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito ubicadas en la Zona Media del estado de San Luis Potosí. Estas sierras tienen gran importancia en la dinámica atmosférica regional debido al efecto topográfico que genera procesos convectivos forzados. Para la modelación numérica se utiliza el Weather Research and Forecasting Model (WRF) en la modalidad Advanced Research WRF (ARW). Se describe la modelación numérica de dos casos de estudio de gran intensidad; el desplazamiento de un sistema convectivo el 2 de Noviembre de 2013 y una tormenta con presencia de tornado el 8 de Junio de 2016 obteniendo valiosa información sobre su formación y evolución. Se usan productos de nubes de la serie de satélites Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES) como *Cloud Water Path (CWP)*, *Cloud Top Pressure (CTP)*, *Cloud Cover (CC)*, *Cloud Top Temperature (CTT)* y *Cloud Top Height (CTH)* con una resolución temporal de 15 minutos para analizar el ciclo convectivo y la evolución temporal de la tormenta del 9 de Junio de 2013. Con el objetivo de analizar tendencias climáticas y variaciones estacionales en la región, se utilizaron 10 años de datos de los satélites Terra y Aqua de su instrumento Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) que van de 2007 a 2016. Se desarrolló un programa para comparar los datos obtenidos de la modelación numérica y los productos de nubes obtenidos de GOES y MODIS. Se identifican agrupamientos de nubes convectivas así como las principales causas de la ubicación espacial de dichos agrupamientos. Este trabajo, que combina la modelación numérica e información satelital para el estudio de procesos convectivos, sienta un precedente en México. Los resultados obtenidos con ambos métodos concuerdan aceptablemente.

Abstract

KEYWORDS: Storms, convection, complex orography, satellite data, numerical simulation.

The present work has as objective to perform an analysis of the processes of forced convection generators of storm clouds like the cumulusnimbus through techniques of remote sensing and numerical modeling. The study area includes the Sierra de Álvarez and the Sierra de San Miguelito located in the Middle Zone of the state of San Luis Potosí. These sierras have great importance in the regional atmospheric dynamics due to the topographic effect that generates forced convective processes. For numerical modeling the Weather Research and Forecasting Model (WRF) is used in the Advanced Research WRF (ARW) mode. We describe the numerical modeling of two case studies of high intensity; the displacement of a convective system on November 2, 2013 and a storm with tornado presence on June 8, 2016 obtaining valuable information about its formation and evolution. Cloud products from the Geostationary Operational Environmental Satellites (GOES) series such as Cloud Water Path (CWP), Cloud Top Pressure (CTP), Cloud Cover (CC), Cloud Top Temperature (CTT) and Cloud Top Height (CTH) with a 15 minute time resolution are used to analyze the convective cycle and the temporal evolution of the storm of June 9, 2013. In order to analyze climate trends and seasonal variations in the region, 10 years of MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) data were also used, from 2007 to 2016 from both Terra and Aqua platforms. A program was developed to compare data obtained from numerical modeling and cloud products from GOES and MODIS. Convective cloud hotspots are identified as well as the main causes of the spatial location of these hotspots. This work, which combines numerical modeling and satellite information for the study of convective processes, sets a precedent in Mexico. The results obtained with both methods agree acceptably.

Capítulo 1

Introducción

A pesar de los muchos avances tecnológicos, en la actualidad sigue siendo compleja la tarea del estudio del estado del tiempo atmosférico en nuestro planeta. En México, realizar un buen pronóstico meteorológico es a menudo muy complejo debido a las variaciones de mesoescala inducidas por la diversa topografía que se extiende a lo largo de todo el país (Pineda, 2005).

1.1 Convección

Un factor fundamental que determina el estado del tiempo atmosférico es la formación de nubes que modulan la radiación solar, regulan la temperatura y pueden causar la precipitación de agua, granizo y nieve. Un fenómeno esencial para la formación de nubes es la convección atmosférica, es decir, el flujo vertical de aire húmedo o seco. En la convección positiva el aire sube y puede conducir a la formación de nubes dependiendo de la concentración de vapor de agua. En la convección negativa el aire desciende y es normalmente seco. La convección puede ser generada principalmente en las siguientes formas; por convergencia de masas de aire que obligan al aire a subir, por efectos orográficos donde las masas de aire son forzadas a subir y por calentamiento de la superficie terrestre por radiación solar que calienta el aire en sus inmediaciones y el aire caliente tiende a subir. El tema central de esta tesis es investigar los procesos de convección en la parte central de México. Para este fin, se aplican fundamentalmente dos métodos; la modelación numérica de algunos eventos convectivos severos y la aplicación de datos satelitales que permiten tener una climatología de eventos convectivos y

propiedades físicas muy específicas de nubes que pueden ser comparadas con los resultados de las modelaciones numéricas. A continuación se describen todos estos aspectos físicos y dinámicos en detalle.

Las tormentas convectivas pueden estar organizadas en formas muy diversas. Algunas ocurren en células discretas, mientras otras ocurren como agrupamientos multicelda o en grandes extensiones. (Markowski, 2007). La convección es una circulación térmica directa que resulta de la acción de la gravedad sobre una distribución vertical inestable de aire húmedo. Esto incluye tormentas convectivas (multicelulares así como supercelulares) de diámetros de 1 a 10 km así como sistemas convectivos de mesoescala con diámetros de 100 a 200 km. (Jorgensen y Weckwerth, 2003).

El aire puede considerarse como una mezcla de dos gases ideales, aire seco y vapor de agua. Aun cuando la proporción del vapor de agua es sólo el 0.5% en volumen, su presencia es esencial para explicar la formación de nubes y la mayoría de los fenómenos meteorológicos. En cuanto a la convección, cuando una parcela de aire húmedo se eleva su temperatura disminuye. Si se enfría hasta alcanzar el punto de rocío, parte del vapor se condensa para formar una nube. El calor que se libera en este cambio de fase aumenta la flotabilidad de la parcela, favoreciendo la inestabilidad (Markowski, 2007). La inestabilidad atmosférica es generada por procesos de convección causados, por ejemplo, por la convergencia de una masa de aire frío y una masa de aire cálido. Esto nos lleva a analizar un poco más el concepto de inestabilidad. El estado de un fluido de mayor peso sobre un fluido de menor peso, es un estado inestable, el fluido tiende a regresar por sí mismo a un estado de estabilidad de menor energía potencial (Marshall et al., 2016). Un proceso muy común que inicia los eventos convectivos es el calentamiento de la superficie. Como se observa en la figura 1.1, la radiación solar calienta la superficie de la Tierra generando convección que transporta calor sensible contenido en el aire y calor latente contenido en las moléculas de vapor de agua en la vertical hasta el nivel de

emisión, desde el cual, debido a que la atmósfera por encima de este nivel es transparente en el Infrarrojo, la energía puede irradiarse al espacio. La temperatura superficial es de aproximadamente 288 K y es significativamente más alta que la temperatura en el nivel de emisión (255 K), porque el flujo de energía de la superficie debe equilibrar no sólo la radiación solar entrante, sino también la radiación Infrarroja descendente de la atmósfera superior. Se superpone un perfil de temperatura de equilibrio radiativo idealizado, $T(z)$ (Marshall et al., 2016).

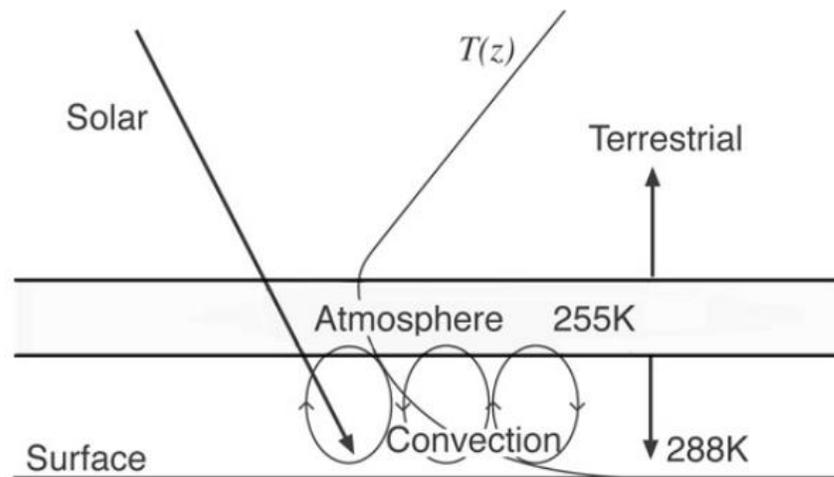


Figura 1.1. Esquema de convección por calentamiento de la superficie. (Marshall et al., 2016)

Cuando un fluido se calienta desde abajo (o, de hecho, se enfría desde arriba), desarrolla movimientos de vuelco o recirculación. Puede parecer obvio que esto debe ocurrir, porque la tendencia del calentamiento (o enfriamiento) es hacer que el fluido entre en un estado de desequilibrio. Si se considera el fluido superficial, horizontalmente infinito, mostrado en la Figura 1.2 y se supone que el calentamiento se aplica uniformemente en la base; entonces se puede esperar que el fluido tenga una temperatura horizontalmente uniforme, de modo que la temperatura es sólo una función de la forma, $T = T(z)$. Si el aire sube por un proceso de convección, será un fluido más cálido que sus alrededores, y por lo tanto más ligero que el líquido frío y denso arriba. En un estado de equilibrio, las fuerzas gravitacionales (peso de la

columna de aire) apuntando hacia abajo pueden ser iguales al gradiente de presión vertical que apunta hacia arriba, a esto se le llama equilibrio hidrostático.

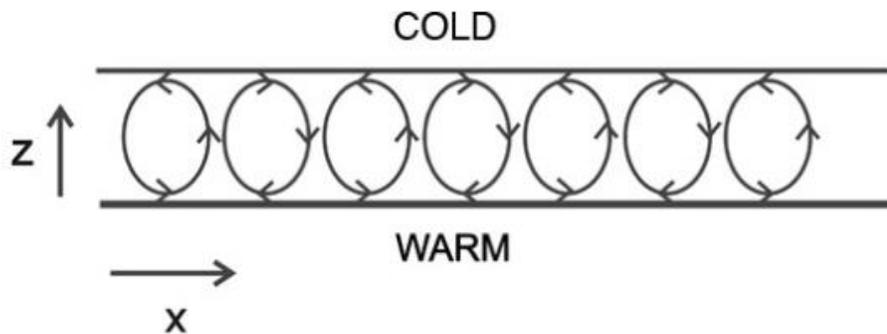


Figura 1.2. Esquema de convección superficial en un fluido provocada por calentamiento de la superficie o enfriamiento. (Marshall et al., 2016)

1.2 Convección y Tormentas Convectivas

La convección es uno de los medios principales por los cuales se transfiere calor (la radiación y la conducción son las otras dos formas). En términos más generales, se define como cualquier movimiento de un fluido atribuible a la acción de un campo gravitatorio sobre variaciones de densidad. En las ciencias atmosféricas, se restringe el uso del término a las circulaciones térmicamente directas que son impulsadas por distribuciones verticales inestables de masa. La convección puede ser vista como el proceso utilizado por la atmósfera para lograr el transporte de calor cuando la conducción y la radiación son incapaces de lograr la transferencia de calor lo suficientemente rápido para evitar que surja una estratificación absolutamente inestable. Los movimientos convectivos pueden estar asociados con desviaciones significativas del equilibrio hidrostático. La convección puede ocurrir en ausencia de condensación o puede conducir a la condensación, y en ciertas circunstancias, la condensación producida por el proceso convectivo puede retroalimentar al proceso convectivo mismo (Markowski, 2007).

Las tormentas convectivas pueden organizarse de formas muy diversas. Algunas ocurren en forma celular, mientras que otras ocurren dentro de grandes complejos o líneas. La forma en la que se organizan las tormentas convectivas influye en gran medida en las amenazas que pueden generar. La principal amenaza de muchas tormentas es la precipitación severa, el granizo o vientos de gran intensidad. En tormentas severas o extremadamente severas, los tornados pueden representar una seria amenaza. Aunque se sabe que las tormentas severas ocurren a menudo en zonas de convergencia (ej. Banta y Schaaf, 1987; Lima y Wilson, 2008) y en barreras orográficas que originan procesos convectivos (ej. Ashioma et al., 2008; Houze, 2012; Barros et al., 2000), es difícil anticipar la amenaza de clima severo en un lugar determinado. Primero, la tarea es entonces, mediante las herramientas matemáticas, numéricas y observacionales, estimar de manera correcta la probabilidad de inicio de tormentas en una región dada. Segundo, se debe determinar la gama de tipos de tormentas probables. Irónicamente, predecir dónde ocurrirán las tormentas tiende a ser lo más difícil. Determinar dónde y cuándo es probable que se inicien las tormentas convectivas es una función compleja de movimientos verticales que van desde la escala de eventos convectivos térmicos locales hasta la escala sinóptica. Los contrastes de temperatura y humedad, y la estratificación media resultan en gran parte de los procesos a escala sinóptica. La determinación del modo de organización convectiva, una vez iniciada la convección, depende en gran medida de la cantidad de cizalladura vertical del viento presente en el ambiente de convección (Markowski, 2007).

1.3 Rol de las nubes en el balance de radiación global

Las nubes juegan un papel muy importante en el sistema climático ya que están conectadas con la transferencia de energía dentro de la atmósfera, regulan el balance de radiación en la Tierra y son responsables de causar precipitación. (Oliver, 2008). En promedio 70% de la superficie de la Tierra está cubierta por nubes (Stubenrauch et al., 2012), de tal manera que el balance de radiación de la Tierra, se ve claramente afectado por la intervención de estas ya que pueden inducir

radiación de onda corta y radiación de onda larga. Las nubes son capaces de reflejar la radiación proveniente del sol, disminuyendo la cantidad de energía de onda corta que absorbe el sistema Tierra-atmósfera. Por otra parte, las nubes emiten radiación de onda larga al espacio y modulan la energía de onda larga emitida por el sistema Tierra-atmósfera. (Oliver, 2008). Estudiar las nubes y los procesos mediante los cuales se forman, así como los parámetros físicos que las caracterizan en las diferentes etapas de su formación, nos ayudará a tener un mejor entendimiento del comportamiento atmosférico de la Tierra.

1.4 Proceso de formación de una nube

Para poder estudiar los procesos de formación de nubes, se debe comenzar por definirlos. Una nube es el conjunto de partículas líquidas o de partículas de hielo en la atmósfera. La mayoría de las nubes son formadas cuando se enfría el vapor de agua hasta llegar a un punto de sobresaturación, es decir, cuando la humedad relativa es superior al 100%. Si se considera que se tiene una parcela que se encuentra llena de vapor de agua a una elevación cercana a la superficie, se sabe que al comenzar a elevar esta parcela en un proceso adiabático la temperatura irá descendiendo hasta alcanzar el punto de rocío, lo que llevará a la condensación de las partículas de vapor de agua y a la formación de nubes (Figura 1.3). Cuando la temperatura se encuentra por encima del punto de congelación, el vapor de agua supersaturado se condensa alrededor de un núcleo formando partículas líquidas. Si la temperatura se encuentra por debajo del punto de congelación, entonces el vapor de agua supersaturado se deposita en un núcleo de hielo para formar partículas sólidas. Cuando la temperatura está por debajo de los -40°C , las partículas de hielo se formarán incluso sin la presencia de un núcleo sólido y las partículas de agua líquida súper enfriada sufrirán una solidificación espontánea (Oliver, 2008).

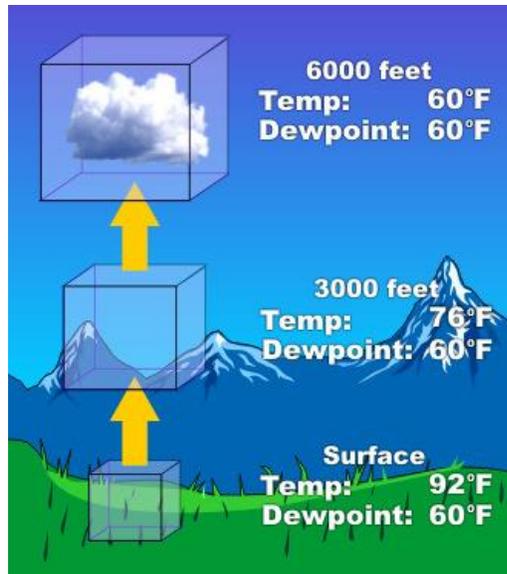


Figura 1.3. Modelo de parcela de aire. Formación de una nube¹.

El efecto neto de las nubes sobre el balance de radiación de la Tierra depende en gran medida de diferentes factores como el tipo de nube, la altura a la que se desarrolla, el espesor óptico de la nube así como de otros parámetros microfísicos de estas (Waliser et al., 2009). Estas propiedades de las nubes, suelen ser representadas de manera muy superficial en los esquemas de parametrización de los modelos climáticos y de predicción del tiempo, de modo que en la mayoría de los casos se tiene una gran fuente de incertidumbre en la estimación del cambio climático en los modelos globales (Waliser et al., 2009; Li et al., 2016).

1.5 Clasificación de nubes

Las nubes pueden ser clasificadas de acuerdo a su elevación o de acuerdo a su forma (Figura 1.4). La clasificación más básica de las nubes está dada por el rango de alturas en el que estas se desarrollan. Las nubes bajas suelen ocurrir por debajo de los 2km sobre el nivel medio del mar, las nubes medias se desarrollan entre 2 km a 6 km sobre la superficie, las nubes altas, generalmente ocurren por encima de

¹ Obtenido de <https://scied.ucar.edu/imagecontent/how-clouds-form>

los 6 km sobre la superficie. Cada rango de altura se divide a su vez en géneros o tipos de nubes de acuerdo a su morfología. Los géneros correspondientes a nubes bajas son stratus, cumulus y stratocumulus. Las nubes medias se dividen en altostratus y altocumulus y finalmente las nubes altas se dividen en cirrus, cirrostratus y cirrocumulus. Por otro lado se encuentran las nubes cumulonimbus y las nimbostratus que son las nubes que generan lluvia o nieve. Las nubes cumulonimbus son nubes de tormenta y generalmente es en este tipo de nubes dónde pueden llegar a generarse partículas sólidas conocidas como granizo. Las nubes cumulonimbus se asemejan a las nubes cumulus pero llegan a alcanzar alturas mayores a los 10km, por lo que son conocidas también como nubes de desarrollo vertical. En algunas ocasiones las nubes cumulonimbus adquieren forma de yunque en su parte más alta, esto se debe a que la nube alcanza el nivel de la tropopausa y llega a ser tan fría que su parte superior es cortada por el viento para formar un yunque hecho de cristales de hielo. (Oliver, 2008). Las nubes cumulonimbus son el principal mecanismo del transporte vertical de calor en los trópicos. Este tipo de nubes, las nubes de desarrollo vertical, son el objeto de estudio del presente trabajo.

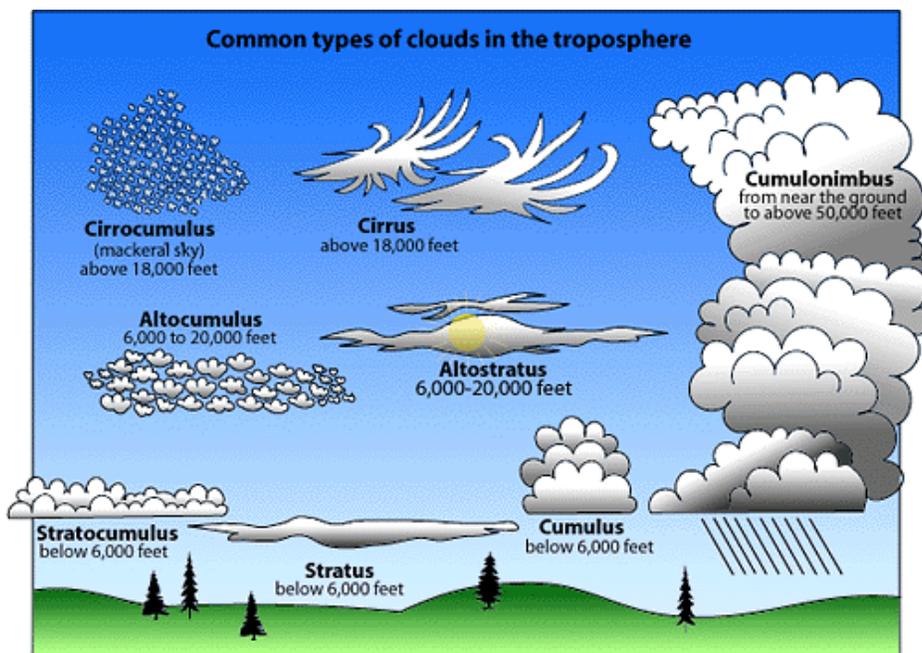


Figura 1.4. Clasificación de nubes por altura²

² Obtenido de <https://scied.ucar.edu/webweather/clouds/cloud-types>

Es bien sabido que la convección generada por nubes cumulonimbus redistribuye grandes cantidades de calor latente y calor sensible en la vertical. Esta liberación de calor en la vertical y redistribución de energía realizada por las celdas convectivas de pequeña escala (con dimensiones horizontales de 1 a 10km) ejerce una influencia significativa en la evolución de sistemas de circulación a mesoescala y tal vez incluso a una escala sinóptica (Anthes, 1976).

1.6 La orografía y la formación de nubes

La orografía juega un papel de suma importancia en la creación de nubes. Las montañas modifican las corrientes forzándolas a ascender hasta dar paso a la creación de una nube. Como se mencionó antes, las nubes son formadas cuando el aire se satura y el vapor de agua se condensa, el punto de condensación puede ser alcanzado por evaporación, por enfriamiento o por expansión en un ascenso adiabático. (Banta, 1990).

En general, Robert M. Banta (1990) señala que las montañas pueden ser responsables de la creación de nubes en dos formas; como obstáculos para las corrientes, y como “fuentes de calor de alto nivel”. En el primero, el flujo que se aproxima a una montaña (normalmente estable) es forzado a ascender el obstáculo o barrera. En el segundo, el calentamiento diurno de la superficie causa convergencia de flujo hacia las montañas lo que genera que el flujo sea elevado sobre las montañas. En ambos casos, las nubes se formarán gracias al aire ascendente, siempre y cuando, la cantidad de humedad presente sea suficiente. El efecto que producen las montañas en la formación de nubes, es considerado un proceso de mesoescala. Sin embargo, es importante identificar algunos factores de escala sinóptica como corrientes de chorro, y regiones de fuerte advección de vorticidad termal y diferencial que podrían tanto aumentar como inhibir el fenómeno de convección. (Markowski, 2007).

La generación de nubes en zonas montañosas, puede dar paso a la lluvia orográfica. Esta puede variar de acuerdo a una amplia gama de factores espaciales y de escala local, desde condiciones monzónicas estacionales de escala sinóptica hasta la formación de nubes cumulus a escala local (Barros et al., 2004). El ciclo diurno de precipitación y convergencia de humedad, es regulado por el calentamiento por radiación de la superficie, que es modulado en gran medida por la topografía (Tian et al., 2005).

El tamaño y la forma de las montañas tienen un efecto significativo sobre la distribución final de la precipitación en la superficie. De tal manera que la distribución de la precipitación generada cerca o sobre una región del terreno de determinada altura y forma topográfica está determinada por una combinación de la microfísica de crecimiento de partículas, el comportamiento dinámico de un fluido frente a una barrera de terreno y la termodinámica del aire húmedo. (Houze, 2012). Barros y Bhushan (2004, 2007) hacen notar la relación entre la distribución espacio-temporal de la precipitación y los patrones de convección de pequeña escala controlados por la orografía. Algunos autores sostienen incluso, que los efectos orográficos son mucho más prominentes que aquellos de escala sinóptica para determinar la hidrometeorología de las regiones montañosas (Roe 2005; Anderson y Kanamaru 2005; Li et al. 2004).

Cuando los procesos en la superficie son modulados por la topografía local, son generadas circulaciones complejas de mesoescala y patrones de convergencia de humedad. Por ejemplo, un estudio realizado en el suroeste de México, señala que la topografía es el factor que determina los patrones de convergencia de humedad de mesoescala debido a las diferencias en la respuesta termodinámica de la interacción valle-montaña (Bhushan et al., 2007). En esta misma zona, Giovannettone y Barros (2008) utilizan imágenes de la misión *Tropical Rainfall*

Measuring Mission (TRMM) y del satélite Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) para ubicar los centroides de lo que llama “precipitation feature” o rasgos de precipitación, encontrando que la distribución espacial de estos varía de acuerdo a la hora del día, de tal manera que durante el mediodía, estos rasgos de precipitación se agrupan en los límites de los valles y sobre las laderas de las montañas, mientras que durante las primeras horas de la mañana, la densidad de los rasgos de precipitación disminuye, y se observa un agrupamiento de estos en los valles (Figura 1.5).

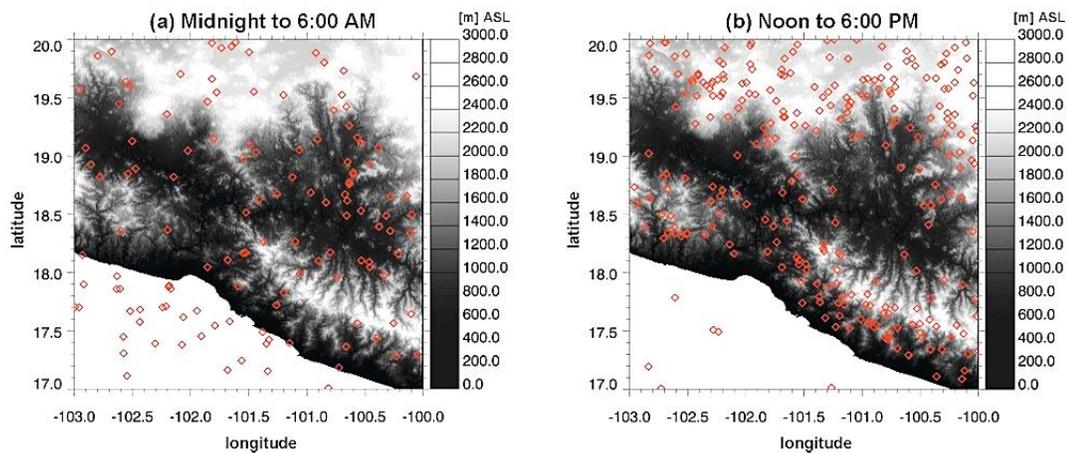


Figura 1.5. Concentración de eventos convectivos respecto a la topografía y su relación con el ciclo diario (Giovannettone et al., 2008)

Las ondas de gravedad que son generadas debido a los movimientos de flujo de aire sobre el terreno que inducen movimientos ondulatorios, así como las ondas que se generan debido al calentamiento diurno sobre la superficie montañosa pueden favorecer o interactuar con los sistemas de precipitación de nubes convectivas que son alimentados por flujos húmedos de bajo nivel. Estas corrientes de aire húmedas de bajo nivel tienen origen en el Golfo de México (Houze, 2012) y son canalizadas hacia el centro de país a través de diferentes sistemas montañosos como la Sierra Madre Oriental (Pineda, 2005)

Con lo anterior, se puede afirmar que existe una gran variedad de efectos orográficos que modifican profundamente la estructura de los grandes sistemas de nubes convectivas a través de combinaciones de la respuesta dinámica, el tamaño y la forma del terreno, y la alteración de los parámetros microfísicos. Sin embargo, debe considerarse que cada una de las tormentas generadas por la orografía, presenta características únicas. (Houze, 2012).

1.7 Estudios de procesos convectivos a través de modelación numérica

La modelación numérica ha resultado ser una herramienta de gran ayuda en los últimos años, ya que a través de ella es posible obtener información continua de eventos específicos y conocer el comportamiento atmosférico en la superficie y a diferentes niveles verticales.

Los modelos numéricos tienen la ventaja de que nos muestran las condiciones presentes en cada etapa del desarrollo de la nube. De tal manera que es posible determinar las características con mayor influencia al inicio de la nube, así como el cambio que estas presentan en su etapa de madurez y de disipación. Es decir, es posible analizar perfiles verticales de temperatura, presión, velocidad del viento, humedad relativa, entre otros. En la mayoría de estudios de casos convectivos, se ha observado que para que se desarrolle un sistema convectivo, existen cambios en la temperatura, presencia de humedad así como flujos atmosféricos que permitan el ascenso de esta humedad (Zhang et al., 2003; Derbyshire et al., 2004; Hammou et al., 2004). Estos vientos ascendentes pueden ser causados por diferentes factores, como el choque de masas de diferentes densidades, el calentamiento de la superficie, la presencia de barreras orográficas, entre otros. Como se mencionó anteriormente, la orografía juega un papel crucial en el desarrollo de sistemas convectivos (Chen, C. et al. 2012, Trapero, L. et al., 2013, Miglietta et al., 2012; Sarkadi, 2016), y así lo afirman Chen, C. et al (2012), quienes al realizar estudios de sensibilidad mediante el uso de modelos numéricos en el noreste de Taiwan con

modelación numérica, descubrieron que la presencia de zonas montañosas puede incrementar la precipitación de manera significativa.

La precipitación es una de las variables de gran interés dentro del estudio de procesos convectivos en la atmósfera, ya que los sistemas convectivos pueden generar vientos extremos, granizo, tormentas eléctricas, además de grandes cantidades de precipitación. Estas excesivas tasas de precipitación, pueden generar erosión de la superficie, daños a cultivos e inundaciones severas (Lamb, D., 2001). La modelación numérica ha sido una de las herramientas más importantes para entender el desarrollo de las nubes convectivas generadoras de precipitación (e.g. Sarkadi, 2016; Simmel, 2007; Xu, 2012) así como casos de tormentas severas con presencia de granizo (Halder, 2015; Wilhelmson, 2001). Las diferentes parametrizaciones de la microfísica del modelo así como del parámetro cumulus, que es el encargado de estimar la lluvia convectiva, permiten analizar escenarios distintos con diferentes grados de complejidad, considerando un número de hidrometeoros adecuado para cada caso. Pennelly et al. (2014), demostraron que el desempeño del modelo *Weather Research and Forecasting Model* (WRF) es satisfactorio en la cuantificación de precipitación en Alberta, Canadá. Compararon diferentes parametrizaciones cumulus, concluyendo que para los dominios de mayor resolución, no es necesario establecer una parametrización específica, ya que la convección se considera explícita.

Algunos estudios se han enfocado en determinar el impacto que tienen los aerosoles en la formación de nubes convectivas así como en la precipitación. Debido a que estos aerosoles pueden ser generados a partir de emisiones antropogénicas, es importante estudiar cómo es que la intervención humana puede influir en la creación de sistemas convectivos en las zonas cercanas a áreas urbanas. Guo et al. (2014) utilizaron el módulo químico del WRF (*Weather Research and Forecasting Model*) y compararon un evento convectivo bajo condiciones de contaminación y bajo condiciones limpias en el norte de China, encontrando que

cuando hay presencia de contaminación, la microfísica y dinámica de las nubes convectivas son modificadas aumentando la altura a la que se desarrollaron las nubes, así como la tasa de precipitación.

En México, se han realizado muy pocas investigaciones sobre el comportamiento de los procesos convectivos mediante modelación numérica. Pineda (2009) es uno de los pioneros en este campo. Su investigación se basa en casos de estudio modelados a través del modelo de mesoescala MM5 (Fifth-Generation PSU/NCAR mesoscale model). Se concluye que la topografía compleja con pendientes abruptas que caracterizan a la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental son factores que controlan el transporte de humedad y calor. Estas barreras orográficas generan también procesos convectivos que modifican de manera significativa la estructura de la atmósfera durante el paso de eventos extremos contribuyendo a la variabilidad espacial de la temperatura y la precipitación, lo cual influye fuertemente en la determinación de los diferentes climas de la región.

Bhushan y Barros, (2007) han utilizado también la modelación numérica para analizar la zona centro oeste de México, enfocándose en la interacción de la topografía con fuertes circulaciones de escala sinóptica. Ellos concluyen que la convergencia de humedad a gran escala domina la distribución del agua total en la tropósfera sobre la tierra y es modulada por ondas de gravedad inducidas topográficamente y gradientes termodinámicos asociados con el contraste tierra-mar, mientras que los procesos superficiales desempeñan un papel secundario. Además señalan, que la topografía de escala fina controla los patrones de convergencia de humedad de mesoescala debido a las diferencias en la respuesta termodinámica en la llanura de montaña, que conducen a la acumulación nocturna en los valles acompañada de precipitaciones en las últimas horas de la tarde o precipitación nocturna.

Los modelos numéricos, cada vez se vuelven más robustos y precisos en los cálculos de variables de microfísica y dinámica de los fenómenos atmosféricos. Es por ello que cada vez son más utilizados para el estudio de fenómenos convectivos. Sin embargo, aún requieren de validación, que puede realizarse con datos de estaciones in situ o con mediciones satelitales. Las mediciones satelitales, pueden ser utilizadas también, como entrada de los modelos numéricos, teniendo condiciones iniciales reales, que llevarán a un mejor desempeño del modelo. Así lo demuestran Xu y Powell., (2012), quienes para comprender el impacto de la incertidumbre en las condiciones iniciales sobre la exactitud de la modelación que fue llevada a cabo con el WRF, realizaron una serie de experimentos de asimilación de datos, utilizando datos satelitales de *The Advanced Television and Infrared Observation Satellite Operational Vertical Sounder (ATOVS)* y comprobando que al usar estos datos como entrada del modelo, el error se reducía hasta 20% para los pronósticos de 24 horas.

1.8 El estudio de sistemas convectivos a través de imágenes satelitales

El estudio de sistemas convectivos mediante datos satelitales cada vez adquiere mayor importancia debido a los avances tecnológicos y a las mejoras sumamente significativas que ha habido en las escalas tanto espectrales, como espaciales y temporales de los sensores, lo cual ha permitido que se puedan adquirir parámetros atmosféricos con un nivel de detalle que antes resultaba impensable. El estudio de sistemas convectivos con el uso de sistemas remotos, permite realizar análisis globales, ya que es posible adquirir información de grandes superficies de manera remota.

El propósito del análisis a través de imágenes satelitales, es encontrar patrones, tendencias y relaciones que nos ayuden a detectar y predecir el comportamiento de las nubes convectivas (Ver Figura 1.6), que son el tipo de nubes que pueden causar grandes tormentas con consecuencias fatales (Turdukulov et al., 2007).



Figura 1.6. Imagen satelital de sistemas convectivos. Tomada el 25 de Junio de 2016 por un miembro de la tripulación de la Estación Internacional Espacial (ISS).³

Debido a la importancia de realizar proyecciones climáticas precisas y pronósticos del tiempo cada vez más certeros, es necesario utilizar diversas herramientas como los datos satelitales y la modelación numérica, complementando con mediciones y datos obtenidos en campo. En la actualidad, los instrumentos a bordo de satélites, son capaces de medir radiancias a partir de las cuales pueden calcularse parámetros como elevación al tope de la nube, presión al tope de la nube, temperatura al tope de la nube, espesor óptico, fracción de nube, línea de agua de la nube, entre otros (Ver Figura 1.7). Diversos autores han identificado sistemas convectivos a través de datos de sensores multiespectrales, utilizando distintas metodologías, algunos utilizan la región correspondiente al espectro visible (ej. Lima y Wilson 2008), otros el infrarrojo cercano y el infrarrojo medio (ej. Bedka et al.,

³ <https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=89100&src=eoaiotd>

2010; Pfeilsticker et al., 2003) y otros las microondas (ej. Funatsu et al., 2007; Lena et al., 2016).

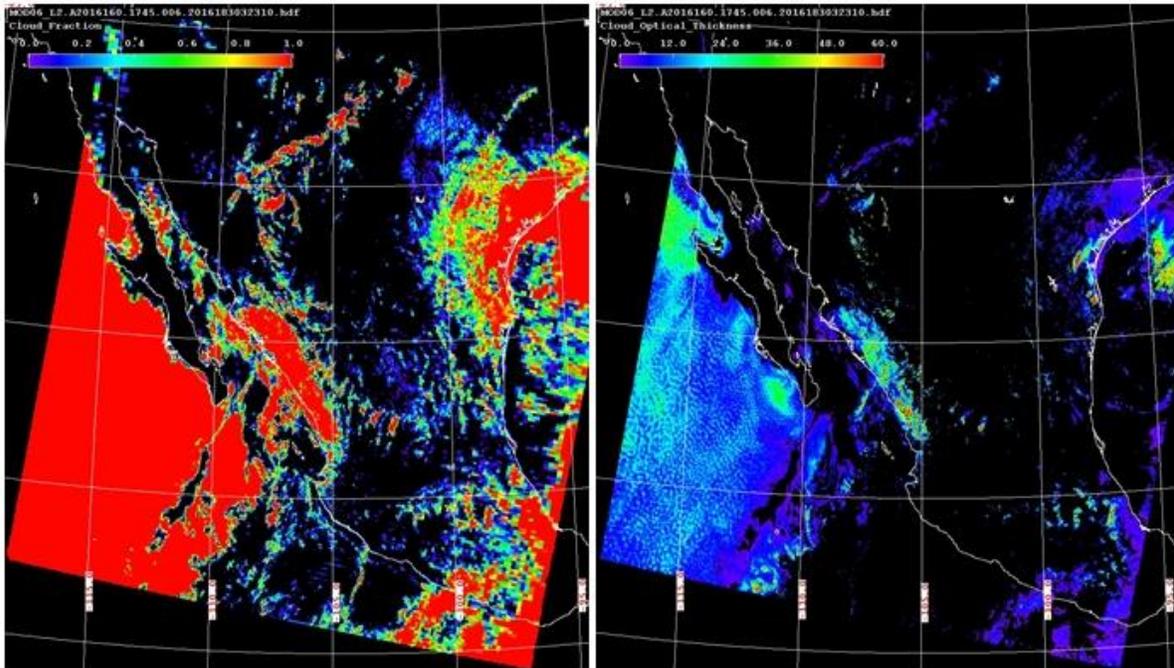


Figura 1.7. Ejemplo de Productos Satelitales de Nubes del sensor MODIS de la plataforma Aqua. a) Fracción de nube (0-1), b) Espesor Óptico de la Nube (0-60). 8 de Junio de 2016.

Existen entonces estudios a nivel global del comportamiento de este tipo de sistemas, sin embargo son pocos aquellos que se enfocan en conocer las propiedades verticales de las nubes, como la velocidad del viento, la humedad, la altura tope de la nube, entre otras. En la investigación realizada por Subrata Kumar Das en 2016, se utilizan datos de radar obtenidos del satélite CloudSat así como datos lidar obtenidos del satélite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) para analizar las regiones monzónicas durante el verano (Junio-Agosto) en un periodo de tiempo de 4 años que comprende del 2006 al 2010. Se logra obtener algunas propiedades del comportamiento vertical de las nubes y concluyen que durante los periodos analizados existe una frecuencia de nubes altas (mayores a 6 km) mayor al 60% en todas las regiones monzónicas, incluyendo la correspondiente a América del Norte.

Diversos estudios han determinado algunas de las principales causas que generan nubes convectivas, dependiendo del factor que origina la convección, dichas nubes pueden llegar a formar tormentas. Como ya se ha mencionado antes, una de las principales causas es la topografía, Aoshima et al. (2008) utilizaron imágenes del satélite METEOSAT 8 con una resolución temporal de 5 minutos analizando un periodo que comprende del 1 de Junio al 31 de Agosto de 2007, estableciendo su área de estudio en el Este de Francia y el Suroeste de Alemania. Encontraron que existían agrupamientos de los eventos convectivos en las áreas montañosas principalmente por la mañana y por la tarde. Lima et al. (2008) por su parte, analizaron datos de radar e imágenes del satélite GOES 8 del 5 de Febrero de 1999, que corresponde a la temporada húmeda en el Suroeste de la Región Amazónica de Brasil, encontrando como segunda causa de inicio de tormenta la convección “forzada por el terreno” con un 21%, sin que ningún otro factor resultara lo suficientemente importante para considerarse desencadenador de la convección dentro de esta categoría, se detectó también, que dichos eventos sucedían siempre y cuando la elevación sea mayor a 300 m.s.n.m.

En nuestro país, existen escasas investigaciones sobre el comportamiento de los eventos convectivos a través de datos satelitales. Dentro de los existentes, algunos se enfocan a las nubes marítimas y se complementan con instrumentos de medición en campo. Se ha encontrado que las nubes de convección profunda que se generan dentro de la Zona de Convergencia Intertropical realizan transporte y redistribución vertical de los aerosoles de la capa límite a la tropósfera libre. El principal efecto de estos aerosoles, que sufren cierto proceso de cambio en su interacción con las nubes, es el incremento de la profundidad óptica en la capa que va de los 30 m a los 4,200 m en las regiones cercanas a las nubes (<500 m) siendo esta en promedio 10 veces mayor que la profundidad óptica en las zonas que se encuentran a mayor distancia de las nubes (>500 m) (Jiménez-Escalona et al., 2010). Jiménez-Escalona (2010) menciona a su vez, que existe una relación entre el tamaño promedio de los

aerosoles y la cantidad de humedad presente en las regiones cercanas a las nubes, siendo mayor el tamaño de los aerosoles cuando la humedad relativa es elevada. Bajo estas condiciones, se generan cambios en el equilibrio radiativo local.

Otros estudios han utilizado imágenes de satélites de órbita polar (Wielicki et al., 1986), que proporcionan una mayor resolución espacial pero sólo pueden ser adquiridas con una periodicidad mayor a 15 días. Wielicki et al. (1986), encontraron que las nubes cumulus se presentan generalmente en estructuras multicelda, oscilando en diámetro de 0.25 km hasta 1 km. Este estudio concluye que el principal cambio en la reflectancia a lo largo de las celdas de nubes se debe generalmente a una combinación de cambios en el espesor vertical de la nube y en el contenido de agua líquida de ésta.

La imágenes de sensores infrarrojos en conjunto con datos de microondas han sido utilizados para estimar la precipitación a lo largo de nuestro país, comprobando la influencia de la topografía, ya que las zonas de mayor precipitación se localizan a escasos kilómetros de los puntos con mayor elevación, en algunos de los casos, estos altos en precipitación se asocian a los puntos de mayor pendiente. (Negri et al., 1993).

1.9 Un modelo matemático de la convección atmosférica y estabilidad

Considere la segunda ley de Newton

$$\mathbf{F} = m \frac{d\mathbf{v}}{dt} \quad (1)$$

Donde \mathbf{F} es el vector fuerza, $\mathbf{v}(u, v, w)$ es el vector velocidad, (u, v, w) son las componentes de la velocidad en las direcciones (x, y, z) y m es la masa. Introduciendo el concepto de fuerza por unidad de masa ($m=1$), esta ecuación puede ser escrita de la siguiente manera

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \mathbf{F}$$

Pero la fuerza \mathbf{F} es en realidad la fuerza resultante, por lo que se puede escribir

$$\frac{d\mathbf{v}}{dt} = \mathbf{F}_1 + \mathbf{F}_2 + \dots + \mathbf{F}_n \quad (2)$$

Puesto que la convección es un proceso vertical, la ecuación anterior se reduce a

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (3)$$

Donde las fuerzas presentes son el gradiente vertical de presión $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}$ y la aceleración debido a la gravedad ($-g$).

Definiendo una condición de equilibrio tal que

$$0 = \frac{\partial p_0}{\partial z} + \rho_0 g \quad (4)$$

Esta es la ecuación de equilibrio hidrostático. Suponiendo que $p = p_0 + p'$ y $\rho = \rho_0 + \rho'$, sustituyendo en la ecuación (3) y haciendo uso de (4) se llega a

$$\rho \frac{dw}{dt} = -\frac{\partial p'}{\partial z} - \rho' g$$

O bien

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho} g \quad (5)$$

Haciendo la aproximación $\rho \approx \rho_0$, se tiene

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g \quad (6)$$

Se puede demostrar que $\frac{\rho'}{\rho_0} \approx -\frac{T'_v}{T_{v0}}$ donde $T_v = T(1+0.60q_v)$ es la temperatura virtual y q_v es la humedad específica. Con esto la ecuación (6) puede ser escrita en la forma

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{T'_v}{T_{v0}} g \quad (7)$$

El término $B = \frac{T'_v}{T_{v0}} g$ representa la fuerza de flotabilidad o fuerza boyante. La ecuación (7) se transforma en

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + B \quad (8)$$

En el término $B = \frac{T'_v}{T_{v0}} g$, la temperatura virtual perturbada T'_v , se puede interpretar como la diferencia entre la temperatura del aire dentro de un proceso convectivo, $T_{v,con}$, menos la temperatura del medio ambiente, $T_{v,med}$, es decir

$$B = \frac{T_{v,con} - T_{v,med}}{T_{v,med}} g \quad (9)$$

La ecuación (8) se puede escribir en la forma

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} + \frac{T_{v,con} - T_{v,med}}{T_{v,med}} g \quad (10)$$

Si nos concentramos en el proceso de inestabilidad podemos eliminar el gradiente de presión y analizar el efecto de la fuerza de flotabilidad o boyante. Con esto la ecuación (10) se reduce a

$$\frac{dw}{dt} = \frac{T_{v,con} - T_{v,med}}{T_{v,med}} g \quad (11)$$

Si se usa la ecuación (9) se tiene

$$\frac{dw}{dt} = B$$

Multiplicando ambos lados de la ecuación por la velocidad vertical w , obtenemos

$$w \frac{dw}{dt} = Bw$$

Pero con $w = \frac{dz}{dt}$, se puede escribir como

$$\frac{1}{2} \frac{dw^2}{dt} = B \frac{dz}{dt} \quad \text{o bien} \quad \frac{dw^2}{dt} = 2B \frac{dz}{dt}, \text{ ahora multiplicando por } dt$$

$\frac{dw^2}{dt} dt = 2B \frac{dz}{dt} dt$ se llega a $dw^2 = 2Bdz$, integrando desde un nivel z_0 donde la velocidad convectiva de una parcela de aire inicia en 0 hasta un nivel z donde la velocidad w es máxima, se tiene

$$\int_0^w dw^2 = \int_{z_0}^z 2Bdz$$

$$w^2 = 2 \int_z^{z_0} Bdz$$

Definiendo

$$CAPE = \int_z^{z_0} Bdz \quad (12)$$

donde CAPE es la energía potencial convectiva disponible.

$w = \sqrt{2CAPE}$, se interpreta como la velocidad máxima asociada al proceso convectivo.

Si en la ecuación (11) se considera que al inicio en la posición $z = z_0$,

$T_{v,con} = T = T_0$, entonces en la altura $z = z_0 + \Delta z$, se tiene

$$T(z + \Delta z) = T_0 + \frac{\partial T}{\partial z} \Delta z + \dots$$

O bien

$$T(z + \Delta z) \approx T_0 + \Gamma \Delta z \quad (13)$$

Con $\Gamma = \frac{\partial T}{\partial z}$. En la atmósfera normalmente $\Gamma < 0$. Por otro lado la temperatura del medio ambiente ($T_{v,med} = \bar{T} = T_0$) en la altura a la que se movió la parcela de aire en convección es

$$\bar{T}(z + \Delta z) = T_0 + \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \Delta z + \dots \text{ o bien}$$

$$\bar{T}(z + \Delta z) \approx T_0 + \gamma \Delta z \quad (14)$$

Donde $\gamma = \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}$ y normalmente en la atmósfera $\gamma < 0$. Sustituyendo las ecuaciones (13) y (14) en la ecuación (11)

$$\frac{dw}{dt} = \frac{T_0 + \Gamma \Delta z - T_0 - \gamma \Delta z}{T_0 + \gamma \Delta z} g = \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0 + \gamma \Delta z} g \Delta z$$

Introduciendo el hecho de que $\gamma < 0$ y $\Gamma < 0$ y además que $T_0 \gg \gamma \Delta z$, se llega a

$$\frac{dw}{dt} + \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0} g \Delta z = 0$$

Ahora considerando que $w = \frac{dz}{dt}$ y $z = z_0 + \Delta z$, entonces $w = \frac{d(z_0 + \Delta z)}{dt} = \frac{d\Delta z}{dt}$ y se obtiene

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} + \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0} g \Delta z = 0 \quad (15)$$

Definiendo $\omega = \frac{(\Gamma - \gamma)}{T_0} g$

Se tiene finalmente

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} + \omega \Delta z = 0 \quad (16)$$

Si $\gamma > \Gamma$, entonces se puede escribir $\omega = -\frac{(\gamma - \Gamma)}{T_0} g$

$$\frac{d^2 \Delta z}{dt^2} - \omega \Delta z = 0, \text{ y}$$

$$q = \pm \sqrt{\omega}$$

La solución de esta ecuación es

$$\Delta z = A e^{\sqrt{\omega} t} + B e^{-\sqrt{\omega} t}$$

En una inestabilidad, matemáticamente $\Delta z \rightarrow \infty$, el término $B e^{-\sqrt{\omega} t}$ no contribuye y por tanto, se puede suponer que $B=0$.

$$\Delta z = A e^{\sqrt{\frac{(\gamma - \Gamma)g}{T_0}} t} \quad (17)$$

El hecho de que $\gamma > \Gamma$ implica que en el medio ambiente decae más rápidamente la temperatura y es más frío que en la zona convectiva donde decae menos la temperatura y al ser más caliente que en el medio ambiente es inestable.

Si $\Gamma > \gamma$, la ecuación (16) se aplica con

$m = \pm i \sqrt{\omega}$ y la solución es

$$\Delta z = A e^{i \sqrt{\omega} t} + B e^{-i \sqrt{\omega} t} \quad (18)$$

Esta solución es oscilatoria pues usando la ecuación de Euler $e^{ix} = \cos x + i \sin x$ los términos en la ecuación (18) son oscilatorios, se puede escoger el primer término como solución, se tiene entonces

$$\Delta z = A e^{i \sqrt{\frac{(\gamma - \Gamma)g}{T_0}} t}$$

Esto describe una atmósfera estable pues un desplazamiento del nivel de equilibrio de una parcela de aire, comienza a oscilar alrededor del nivel o altura de equilibrio.

1.10 Principales objetivos

Dada la escasez de investigaciones sobre el comportamiento y desarrollo de los eventos convectivos en la Sierra de Álvarez y en la Sierra de San Miguelito y debido a que este tipo de fenómenos de mesoescala provoca el desarrollo de tormentas de precipitación abundante y de corta duración, que desencadenan en inundaciones, pérdidas en la agricultura, daños a la infraestructura, entre otros, en este estudio se realizará un análisis a detalle de los factores que propician la convección profunda, como el comportamiento de parámetros como la temperatura, la velocidad del viento, la humedad, la elevación al tope de la nube, el espesor óptico y la línea de agua de la nube en las diferentes etapas de los procesos convectivos.

El presente estudio tiene como objetivo principal estudiar los procesos de convección profunda generadores de nubes de tormenta como son las cumulonimbos en la Sierra de Álvarez y en la Sierra de San Miguelito mediante modelación numérica con el uso del modelo WRF-ARW y productos de nubes obtenidos de mediciones de los satélites Terra, Aqua y GOES.

Los objetivos específicos son:

- Simular casos específicos de tormentas severas con el modelo WRF.
- Evaluar las simulaciones utilizando mediciones satelitales de alta resolución temporal de la plataforma GOES.
- Generar climatologías de la zona con el uso de diez años de observaciones satelitales del sensor MODIS.
- Identificar zonas de agrupamientos de eventos convectivos, así como las principales diferencias estacionales.

Es importante mencionar, que aunque la modelación numérica ha sido utilizada para el estudio de sistemas convectivos en nuestro país (Pineda, 2005; Pineda, 2009; Bhushan, 2007), no ha sido empleada en la zona de estudio de la presente investigación. Por otro lado, el uso de productos de nubes de satélites, ha sido poco utilizada en nuestro país, y no existen estudios previos que empleen este tipo de datos para analizar convección profunda en el Valle de San Luis Potosí y su relación con la topografía. Por lo tanto, aún no existen estudios que comparen los resultados de la modelación numérica y los productos de nubes de satélites en la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito. Esta investigación, es la primera en analizar sistemas convectivos desde las dos aproximaciones; modelación numérica y observaciones satelitales en la región central de México.

Capítulo 2

Zona de estudio

México es un país que presenta a lo largo de todo su territorio grandes extensiones orográficas (Figura 2.1), como lo son la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental, que a su vez se dividen en diferentes sistemas orográficos de menor magnitud que tienen un impacto directo en la circulación atmosférica local. Es posible observar en la Figura 2.2, una serie de sistemas convectivos alineados con las zonas de topografía más compleja a lo largo de nuestro país, sobre la Sierra Madre Oriental, la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico.

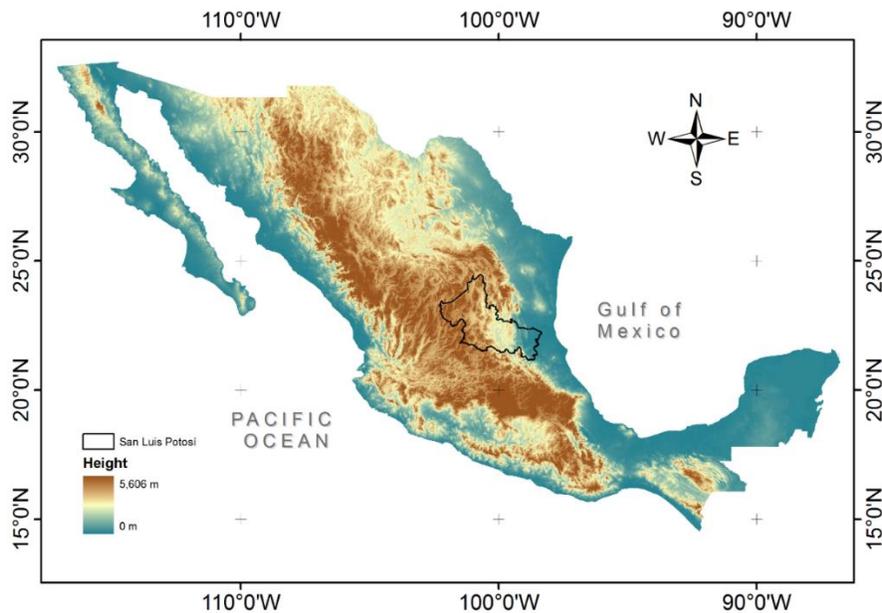


Figura 2.1. Mapa de Elevación de México. ⁴

⁴ Fuente de datos de elevación: NASA JPL. (2009). ASTER Global Digital Elevation Model (1 arc-sec resolution)

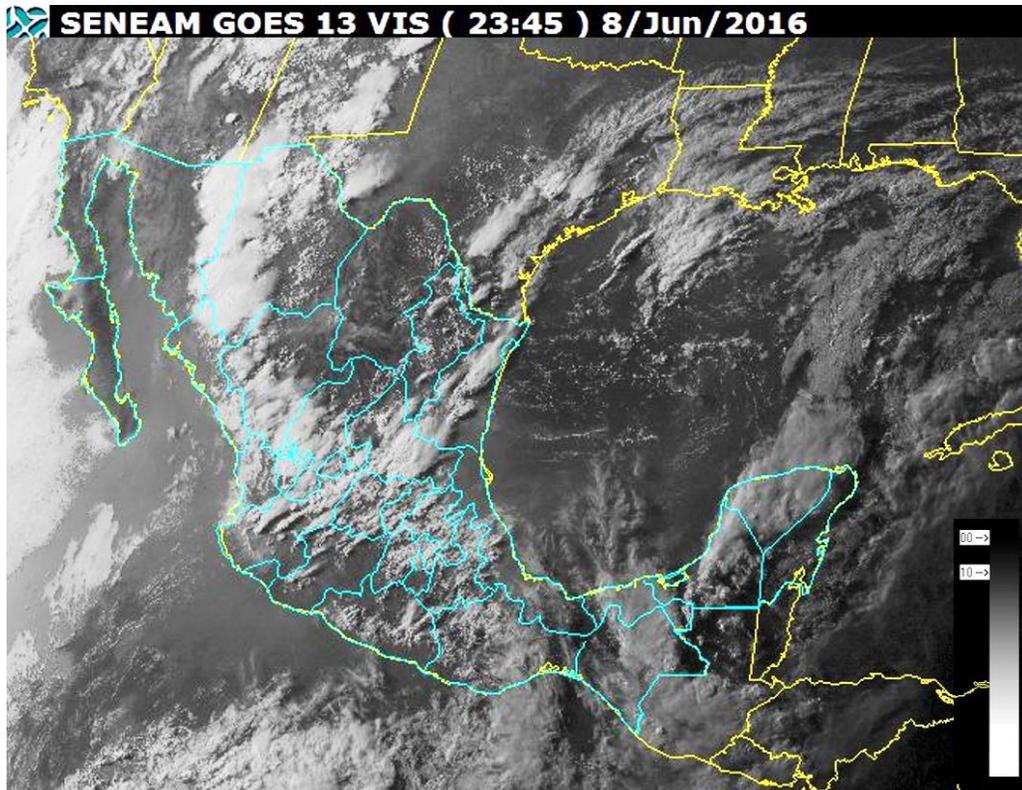


Figura 2.2. Imagen GOES 13 VIS producida con bandas correspondientes a longitudes de onda del espectro visible. 8/06/2013. Sistemas Convectivos en México. ⁵

2.1 Ubicación

El estado de San Luis Potosí, se localiza al centro de país, y su capital, del mismo nombre, se encuentra en la parte suroeste del Estado. La ciudad de San Luis Potosí, se localiza en un Valle que limita al este con la Sierra de Álvarez y al oeste con la Sierra de San Miguelito. Ambos sistemas orográficos juegan un papel primordial para determinar las condiciones atmosféricas locales así como los patrones de precipitación en la zona de estudio (Figura 2.3).

⁵ Centro de Analisis y Pronosticos Meteorologicos Aeronauticos (CAPMA)

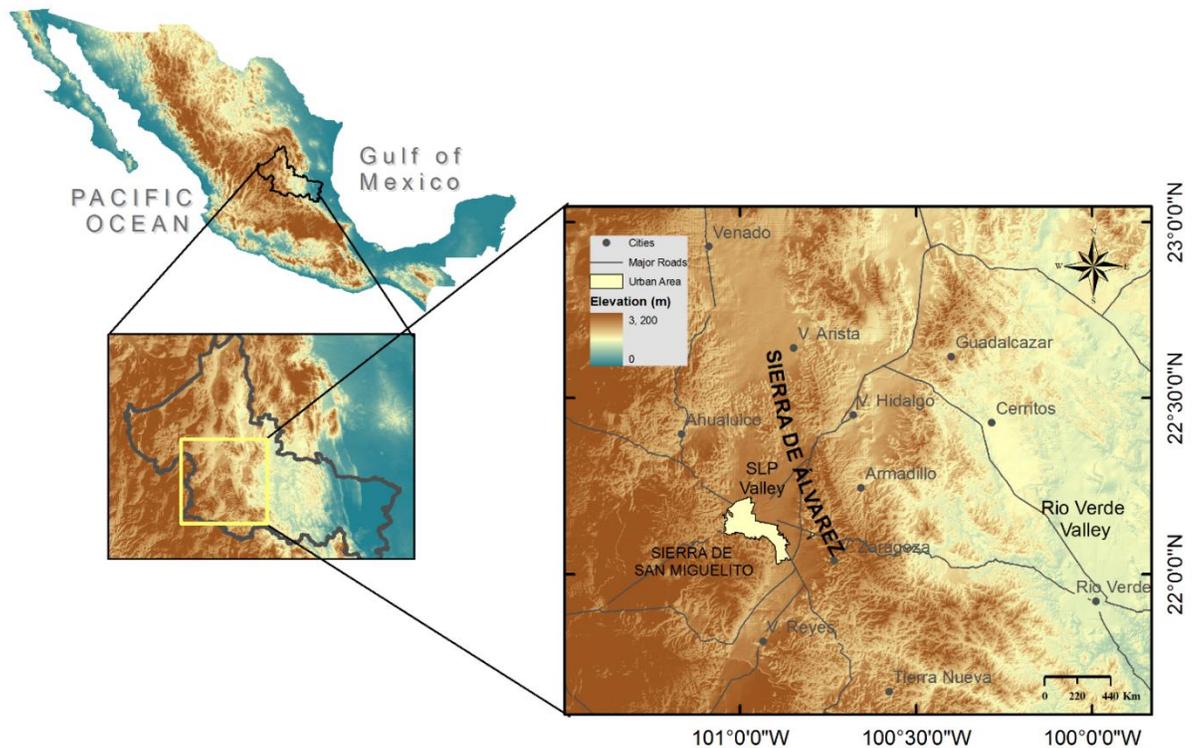


Figura 2.3. Mapa de ubicación del área de estudio. Elaboración Propia.

La Sierra de Álvarez forma parte de la Sierra Madre Oriental y es uno de los sistemas orográficos más importantes del Estado de San Luis Potosí. Se localiza al Sureste de la capital del Estado y se extiende en dirección NO-SE, entre las coordenadas: longitud oeste $100^{\circ}05'24''$ y $100^{\circ}49'30''$, latitud norte $21^{\circ}42'32''$ y $22^{\circ}23'21''$ (Arriaga et al., 2000). La unión de éste sistema orográfico con el conjunto de serranías que se localizan al Norte, fungen como límite natural entre los valles de Rioverde y de San Luis Potosí (García et al., 1999).

La Sierra de Álvarez comprende un Área Natural Protegida desde 1981 que fue recategorizada en el año 2000 y que comprende 16,900 ha. Tiene una población estimada de 1,100 habitantes. Algunos autores sostienen que no se ha respetado la calidad de Área Natural Protegida de la Sierra de Álvarez lo que ha llevado a un

manejo ineficiente, a un aprovechamiento irregular de madera de encino para la elaboración de carbón y leña, así como la extracción de materiales minerales para la construcción (Castillo Lara et al., 2008).

Durante los meses correspondientes a la temporada húmeda del año, especialmente en Junio, Julio y Agosto, las condiciones en la zona de estudio, permiten el desarrollo de grandes nubes convectivas que pueden alcanzar elevaciones hasta de 12 km. Este tipo de nubes se pueden observar casi diariamente durante estos meses (Figura 2.4)



Figura 2.4. Sistemas convectivos en la zona de estudio⁶

Por su parte, la Sierra de San Miguelito se localiza en la porción suroeste del Estado de San Luis Potosí, entre las coordenadas: longitud oeste $101^{\circ} 15' 13''$ y $100^{\circ} 54' 50''$, latitud norte $21^{\circ} 47' 56''$ y $22^{\circ} 16' 30''$. Está situada entre los municipios de San Luis Potosí, Villa de Arriaga, Villa de Reyes y Mexquitic de Carmona al suroeste de la capital del Estado. La Sierra de San Miguelito, es el rasgo morfológico más representativo del Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito (CVSSM), localizado

⁶ Fuente: <http://metropolisanluis.com/2016/06/galeria-espectacular-tormenta-san-luis-potosi/>

en las inmediaciones sur y occidente de la ciudad de San Luis Potosí (Torres-Hernández et al., 2008).

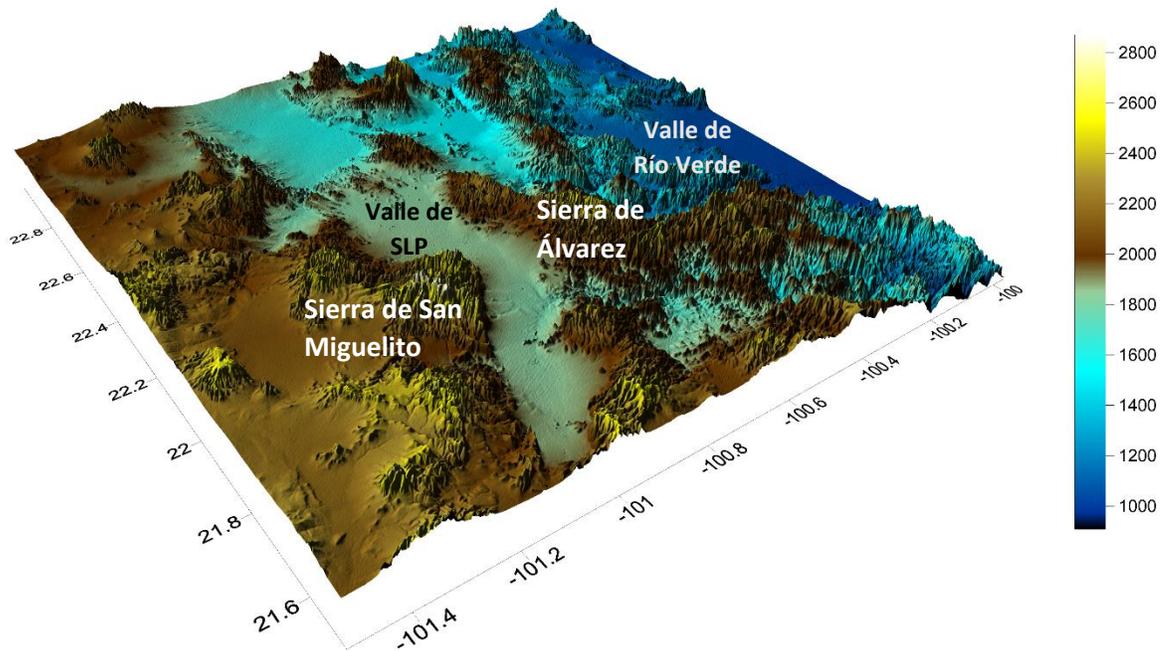


Figura 2.5. Mapa de elevación de la zona de estudio. Elaboración propia.⁷

2.2 Topografía

2.2.1 Sierra de Álvarez

La topografía en la Sierra de Álvarez, presenta variaciones en la elevación que van desde los 2,000 m en su extremo norte hasta los 2,700 m al sureste de la estación Microondas. Los rasgos topográficos de mayor altura, definen un parteaguas que divide la Sierra en dos vertientes con diferencias climáticas marcadas. La parte oeste más seca pertenece a la cuenca hidrográfica del valle de San Luis Potosí y la noreste a la del Río Verde (Cserna y Bello, 1963). El drenaje por lo tanto, consiste

⁷ Fuente de datos de elevación: NASA JPL. (2009). ASTER Global Digital Elevation Model (1 arc-sec resolution)

en dos sistemas separados los cuales fluyen en dirección oeste y noreste, respectivamente y desembocan en las consecuencias mencionadas previamente.

2.2.2 Sierra de San Miguelito

La Sierra de San Miguelito corresponde a la provincia denominada Meseta del Centro, la cual está definida como una cuenca sedimentaria que contiene una superficie de más de 455,000 km³ de sedimentos marinos del Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Cretácico Medio y Cretácico Superior. La región de la Meseta Central fue afectada por volcanismo del Terciario con la resultante actual de llanuras amplias interrumpidas por sierras. A nivel estatal, esta provincia ocupa el 35% de su extensión total y las zonas de mayor altitud (2,879 msnm) están localizadas al sur de la capital, mientras que altitud mínima (1,610 msnm) pertenece a la parte baja del Valle de Arista, al norte del municipio de San Luis Potosí (INEGI, 2016).

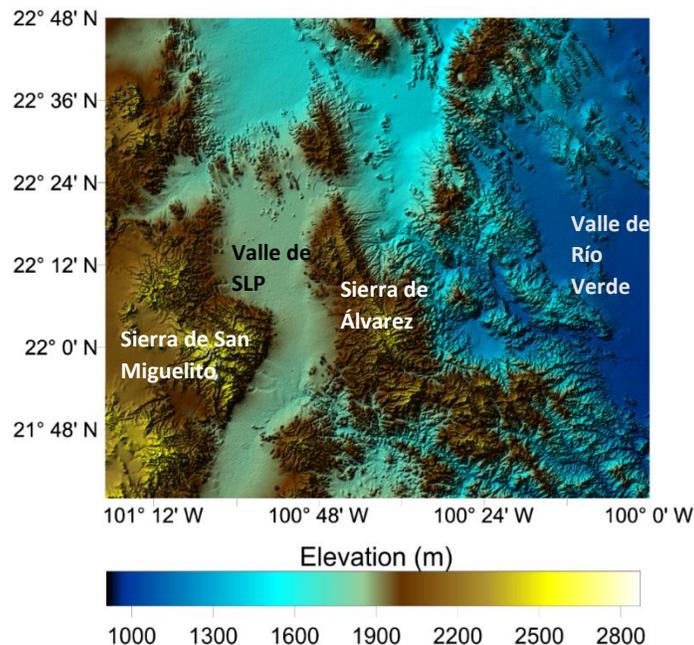


Figura 2.6. Mapa de elevación de la Sierra de Álvarez, la Sierra de San Miguelito y los Valles de San Luis Potosí y Río Verde. Elaboración propia.⁸

⁸ Fuente de datos de elevación: NASA JPL. (2009). ASTER Global Digital Elevation Model (1 arc-sec resolution)

Además de la elevación, la pendiente es un parámetro que nos ayuda a entender la morfología de los sistemas montañosos. Se entiende como pendiente el cambio de elevación en determinada superficie horizontal. Como se puede apreciar en la Figura 2.7, las zonas con pendientes más pronunciadas se localizan al sur de ambas Sierras. La Sierra de San Miguelito presenta mayor superficie con pendientes subverticales en toda su región centro-sur. La Sierra de Álvarez, tiene pendientes moderadas y fuertes en sus zonas norte y centro, y es en la zona sur-este donde se aprecia que las pendientes se acentúan de manera considerable.

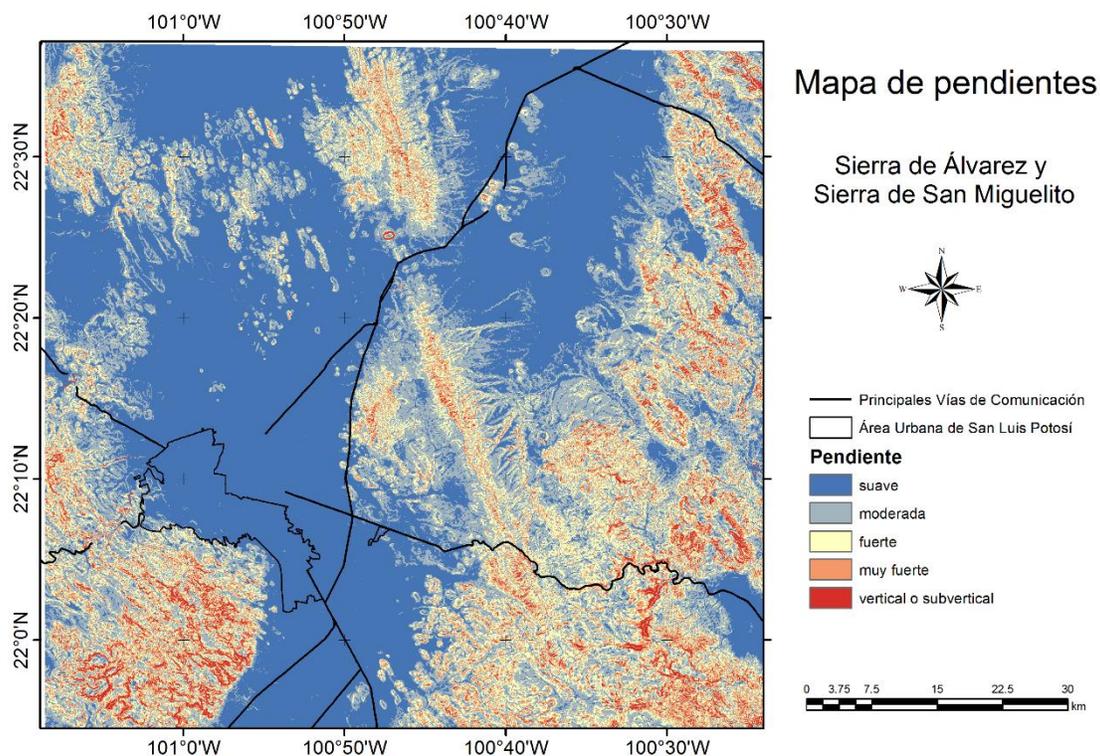


Figura 2.7. Mapa de pendientes en la zona de estudio. Elaboración propia.⁹

⁹ Fuente de los datos de elevación: CEM 3.0 Continuo de Elevaciones Mexicano. INEGI

2.3 Geología

2.3.1 Sierra de Álvarez

Las rocas que afloran en la Sierra de Álvarez, son calizas y lutitas de cretácico, pertenecientes a las formaciones El Doctor, Soyatal y Cárdenas (Cserna y Bello, 1963). En la vertiente oeste afloran rocas riolíticas del terciario las cuales yacen sobre la formación El Doctor. Su parte sur se caracteriza por la presencia de montañas altas con laderas abruptas y convexas de origen volcánico (Castillo Lara et al., 2008).

2.3.2 Sierra de San Miguelito

En el CVSSM los productos volcánicos son de edad Oligoceno medio y Mioceno. La secuencia oligocénica está formada por lavas e ignimbritas de distribución amplia. Al inicio de la actividad volcánica del CVSSM está formada por derrames de lava de composición riolítica (latita Portezuelo y riolita San Miguelito) que formaron domos exógenos. Se observan depósitos piroclásticos aislados que separan los flujos de lava que forman los domos más grandes (Cerro Grande y Cerro el Potosí) que se emplazaron siguiendo estructuras regionales de orientación NO-SE, y algunos de ellos, sobre todo los de la porción poniente de este complejo, siguieron un patrón semicircular (Torres-Hernández et al., 2008).

Gran parte del volumen de rocas volcánicas del CVSSM lo forman los domos riolíticos San Miguelito y El Zapote, entre las cuales se encuentra intercalado un paquete grueso de depósitos de flujos piroclásticos pertenecientes a la ignimbrita Cantera y San José con una edad 29 Ma, que se extienden en la mayor parte de la Sierra San Miguelito (Tristán-González et al., 2009).

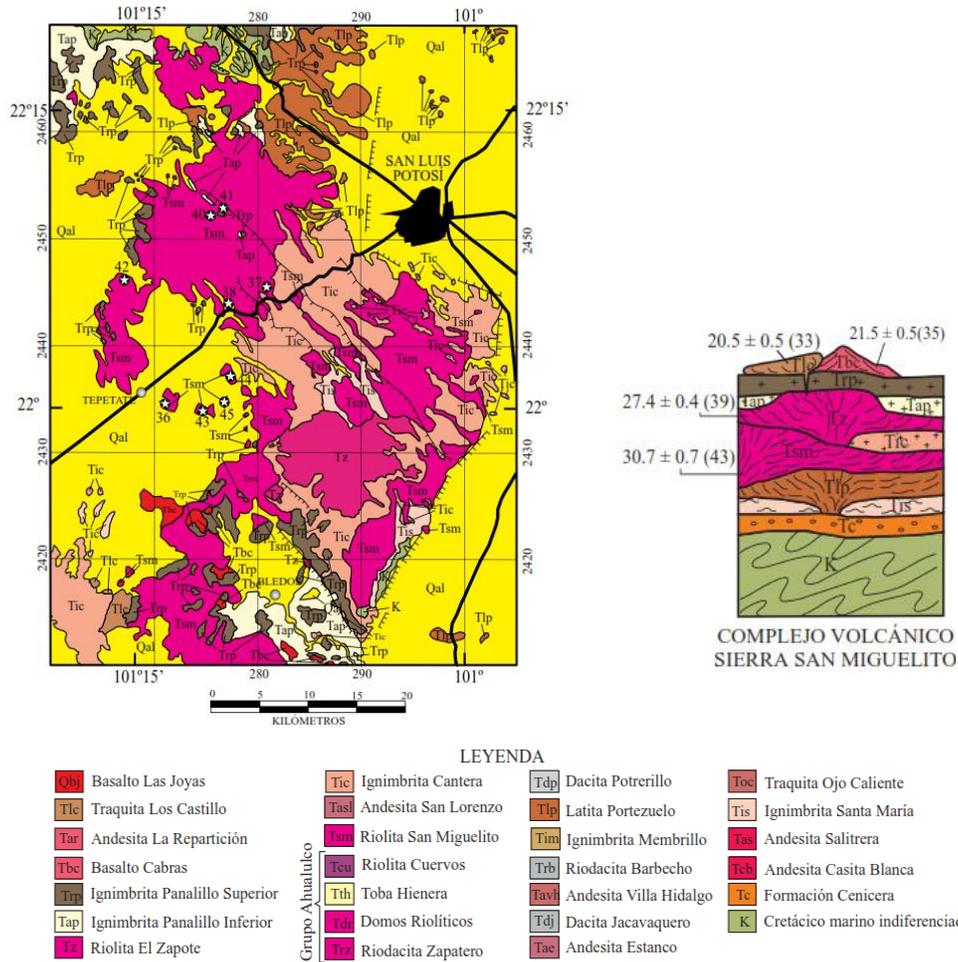


Figura 2.8. Mapa geológico simplificado del Complejo Volcánico Sierra San Miguelito y columna geológica (Tristán-González et al., 2009)

Entre los 27 y 28 Ma, hubo actividad volcánica puntual de composición básica siguiendo las fallas principales que seccionan la Sierra San Miguelito de orientación NO-SE (basalto La Placa) (Aranda-Gómez, 2000) e ignimbritas de alto grado y flujos sin soldar de la riolita Panalillo, la cual sugiere una actividad bimodal ocurrida principalmente al poniente del CVSSM dentro de la fosa de Bledos.

2.4 Vegetación

2.4.1 Sierra de Álvarez

De acuerdo con la CONABIO, la región se caracteriza por presentar vegetación templada en la parte alta, predominando el tipo de pino-encino, con algunas áreas de pastoreo y cultivos. En la parte baja de la Sierra de Álvarez, se tiene vegetación xerófila como matorral crasicaule, matorral submontano y pastizal natural.

La región se clasifica como Mesoamericana de Montaña (Rzedowski, 1978) y desde 1981, gran parte de la Sierra (16,900 ha) fue declarada como área natural protegida (Martínez de la V. G., 1994).

Se distinguen 5 tipos de vegetación predominantes. El bosque de encino que cubre el 38% de la superficie total de la Sierra, se caracteriza por estar en climas templados y en altitudes mayores a los 800 m. El bosque de pino cubre una superficie del 15% y a pesar de que suele distribuirse en zonas templadas es característico de zonas frías. Una gran parte de la Sierra (14%) se encuentra destinada a actividades relacionadas con los sectores de agricultura, pecuario y forestal, estas actividades pueden ser permanentes o de temporal. El matorral crasicaule cubre un porcentaje del 13% y se compone de vegetación dominada por cactáceas de gran tamaño como nopaleras, chollas y sahuaros. El pastizal natural por su parte cubre un 8% y se caracteriza por la presencia de una comunidad de gramíneas que se establece naturalmente por efectos del clima, tipo de suelo y biota en general. El restante 12% se encuentra clasificado como otros tipos de vegetación (Calderón, 1957; Rzedowski, 1961).

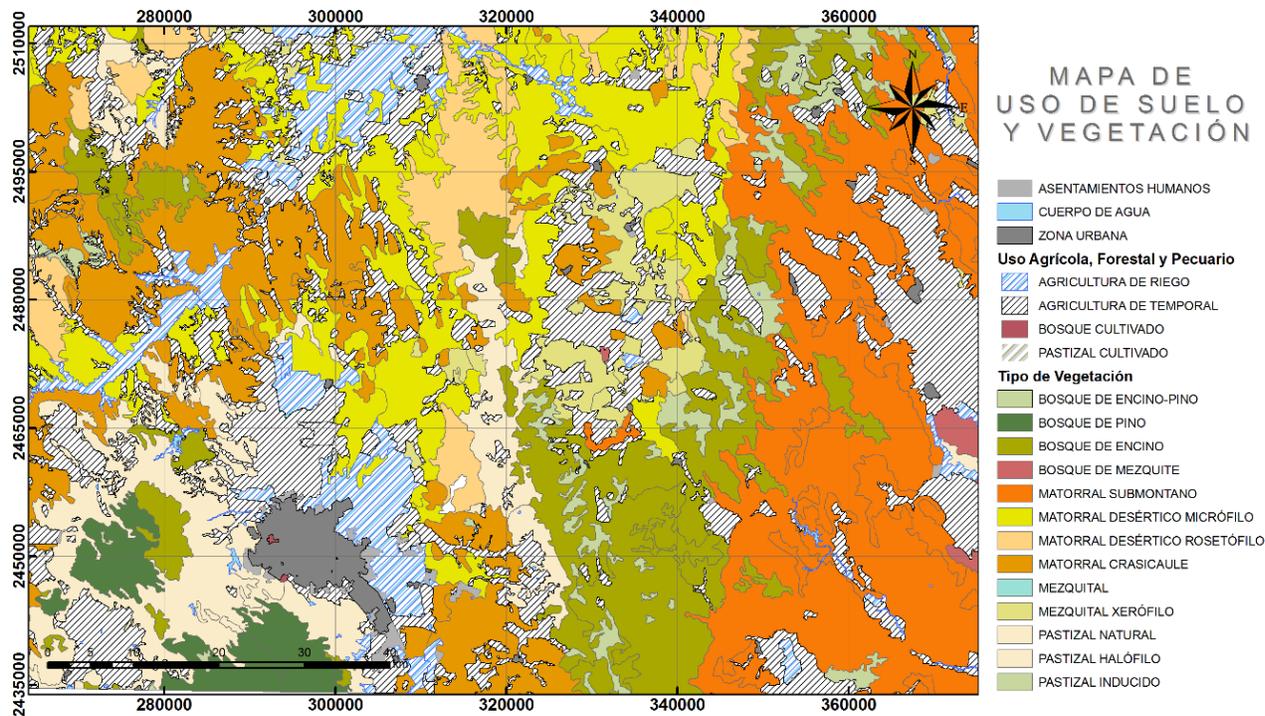


Figura 2.9. Mapa de Uso de Suelo y Vegetación. INEGI 2013.

2.4.2 Sierra de San Miguelito

En relación a la vegetación localizada en la Sierra San Miguelito, la riqueza de especies es alta debido a que se cuenta con una gran variedad, desde matorrales desérticos ubicados en la orilla de la Sierra, hasta los bosques de Pino y Encino localizados en la porción central y con mayor elevación dentro de esta.

Los bosques de la Sierra están sujetos a una erosión progresiva como consecuencia del fuerte impacto de las actividades antrópicas que en ellos se desarrollan entre las que se pueden mencionar la tala inmoderada, el pastoreo extensivo y la agricultura en terrenos no aptos para esa actividad. Por su parte, la vegetación de matorral no está exenta de daños ocasionados por el hombre a causa del mal uso que se ha dado a estas comunidades. El sobrepastoreo es la principal causa de

degradación del suelo, ocasionado un cambio paulatino en la composición florística y afectando las comunidades animales que en ellas existen (INEGI, 2016).

El tipo de vegetación predominante de la Sierra de San Miguelito es el bosque de encino con un 36% de cobertura, seguido por el bosque de pino-encino con un 34%. El resto de los ecosistemas representan el 29% restante, entre los que se encuentran el bosque de pino, tres diferentes tipos de matorrales (rosetófilo, crasicale y micrófilo), pastizal y áreas destinadas a la agricultura.

2.5 Edafología

2.5.1 Sierra de Álvarez

El tipo de suelo que cubre la Sierra es Leptosol lítico, LPq (Clasificación FAO-UNESCO, 1989), que se distingue por ser un suelo somero limitado en profundidad por una roca dura continua o por una capa continua cementada dentro de una profundidad de 10 cm a partir de la superficie. En la vertiente oeste, a la altura del poblado el Xoconostle, existe una pequeña porción de xerosol háplico de origen residual y coluvial, de textura media y profundidad moderada. Existen además dos franjas discontinuas de luvisoles órticos, derivados de rocas calizas y de textura fina (Anónimo, 1987).

2.5.2 Sierra de San Miguelito

En la Sierra de San Miguelito se localizan suelos enmontados localizados en las partes altas de los cerros, delgados, con poco desarrollo, asociados a pendientes pronunciadas y a continuos afloramientos rocosos; en las partes bajas de los cerros se localizan suelos de pie de monte y laderas asociadas a pequeñas terrazas de río, así como lomeríos cuyas pendientes son menores o suaves; a medida que desciende a la parte más baja de la montaña, los suelos son de mayor continuidad

y profundidad media. Predominan los suelos de tipo litosol, feozem y regosol, los cuales cubren la mayor área dentro de la sierra

2.6 Clima

2.6.1 Sierra de Álvarez

Se distinguen tres tipos de climas, siendo el más predominante con un 64% de la superficie total el BS1 kw, que corresponde a un clima semiárido-templado, con una temperatura media anual entre 12° C y 18° C, siendo la temperatura del mes más frío entre -3° C y 18° C, y la del mes más caliente menor de 22° C, presenta lluvias de verano del 5% al 10.2% anual. El segundo tipo de clima que cubre una superficie de 33% es el Bs1 hw, siendo este un clima semiárido templado al igual que el anterior, con una pequeña diferencia en la temperatura media anual que es mayor a 18° C. El tercer tipo de clima es el C(w2)x' y cubre una superficie correspondiente al 3%. Se caracteriza por ser un clima templado-subhúmedo, con una precipitación anual de 200 a 1,800 mm y precipitación en el mes más seco de 0 a 40 mm, tiene lluvias en verano mayores al 10.2% anual (Arriaga et al., 2000).

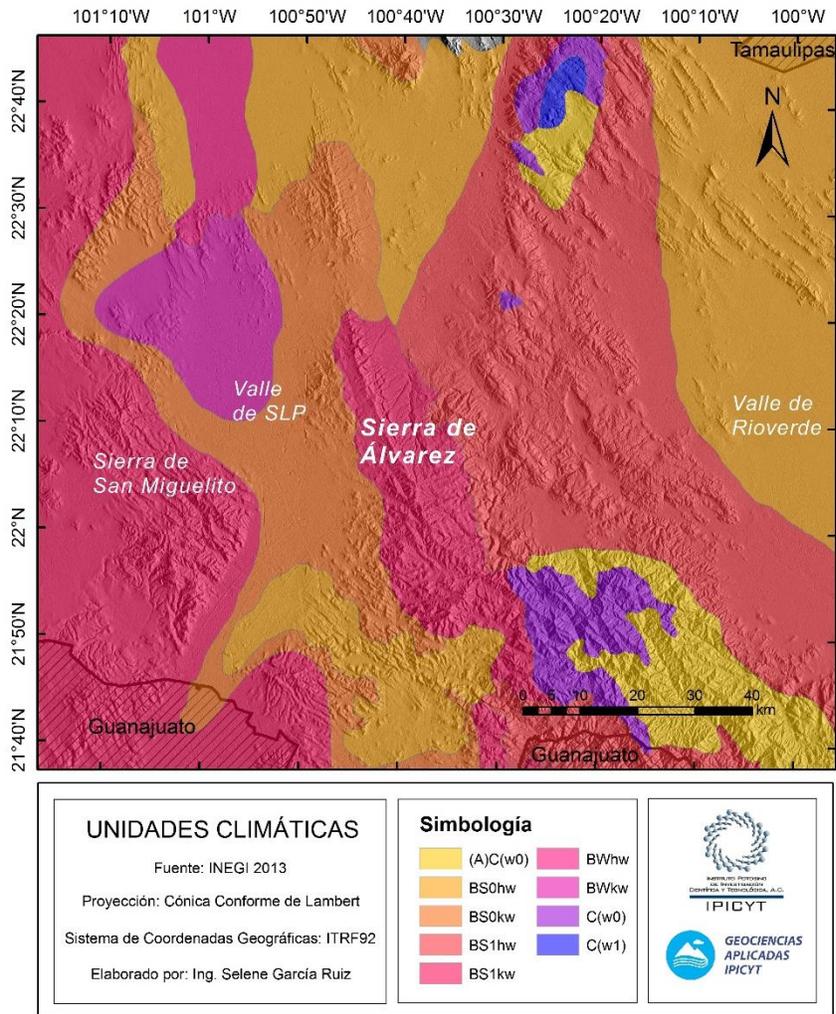


Figura 2.10. Unidades Climáticas. (INEGI 2013)

2.6.2 Sierra de San Miguelito

Según la clasificación de Köppen, modificada por Enriqueta García, la Sierra de San Miguelito cuenta con dos tipos de climas. El primero, BS1kw; descrito como clima seco estepario, semiárido templado, con lluvias de verano y lluvia invernal de entre 5% y 10% del total anual, con reducida oscilación térmica y la temperatura más elevada ocurre antes del solsticio de verano. La temperatura media anual varía entre los 12° y los 18°C, la temperatura del mes más frío se reporta entre los -3° y los 18°C, mientras que la temperatura del mes más cálido no alcanza los 22°C. El

segundo tipo de clima es el BSokw y se define como un clima árido templado con una temperatura media anual entre los 12° y 18°C, con lluvias en verano y un porcentaje de lluvia invernal entre 5% y 10% del total anual. Este clima se localiza en porción este de la sierra y ya no corresponde a la zona propuesta en el presente estudio (INEGI, 2013).

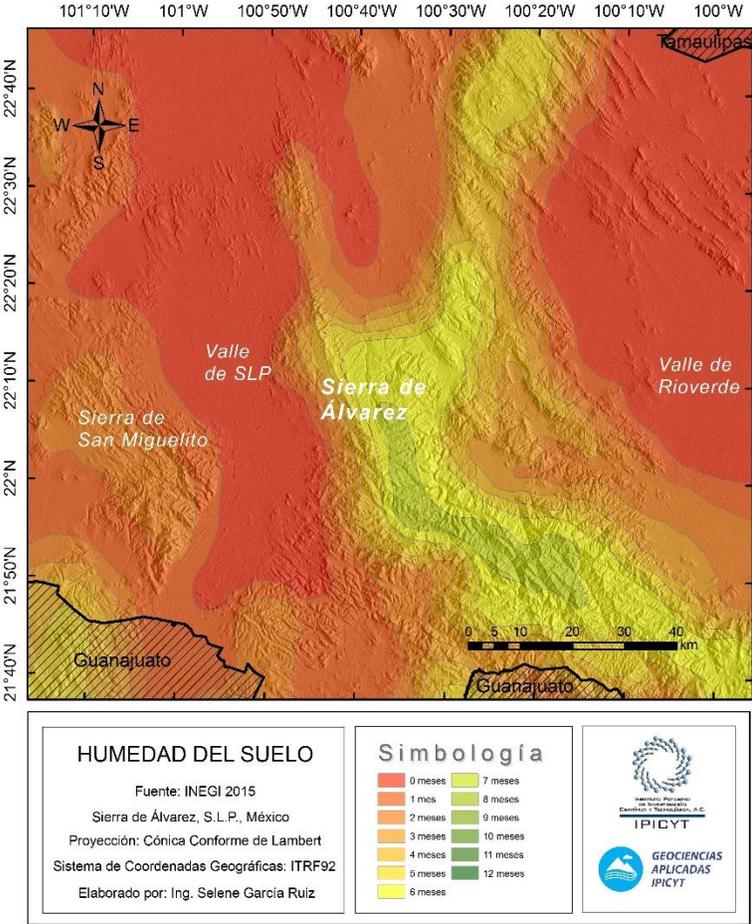


Figura 2.11. Humedad del suelo (INEGI 2013).

En general, toda la zona de estudio presenta eventos convectivos de grandes magnitudes durante la temporada húmeda del año, que generan tormentas severas, en algunas ocasiones con la precipitación de hidrometeoros como granizo, lo cual genera daños en los cultivos locales, así como pérdidas y afectaciones a los bienes y la infraestructura.

Capítulo 3

Metodología

Para el presente trabajo, primeramente fueron seleccionadas las fechas con tormentas convectivas extremas. Después, se descargó la información meteorológica correspondiente a cada tormenta convectiva para modelarlas en el WRF-ARW. Se graficaron los resultados de la modelación utilizando NCL y GrADS. (Ver sección 3.1.2). Para poder realizar una comparación entre los resultados de la modelación y los productos de nubes satelitales, se desarrolló un programa en el lenguaje NCL para obtener parámetros como Trayectoria de Agua de la Nube (Cloud Water Path), Presión en el Tope de la Nube (Cloud Top Pressure), Altura del Tope de la Nube (Cloud Top Height), Temperatura al Tope de la Nube (Cloud Top Temperature), Fracción de Nube (Cloud Fraction), a partir de las variables de salida del WRF (Ver sección 3.4).

Fueron obtenidos 10 años de datos del sensor MODIS de los satélites Terra y Aqua y se calcularon estadísticas como valor medio y desviación estándar de cada uno de los productos de nubes. También se creó una variable para contabilizar el número de casos convectivos utilizando los parámetros establecidos por el International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (Ver sección 3.3). Además se obtuvieron datos satelitales del sensor ABI del satélite GOES, para los años 2013 y 2016 en la temporada húmeda. Estos datos fueron utilizados para realizar validaciones del modelo, ya que tienen una resolución temporal de 15 minutos, y nos permiten ver cada una de las etapas del sistema convectivo, desde su inicio hasta su disipación (Ver sección 3.2.2).

Es importante mencionar, que no existen trabajos previos utilizando datos satelitales y productos de nubes para el análisis de sistemas convectivos en nuestro país, por lo que el presente estudio es un precedente en este ramo.

3.1 Modelación Numérica

3.1.1 Descripción del Modelo WRF

El modelo WRF (Weather Research and Forecasting Model) es un modelo de predicción numérica del tiempo diseñado para la investigación y para aplicaciones operativas. Diversas instituciones han contribuido y siguen contribuyendo a su desarrollo, con el objetivo de construir el modelo de pronóstico numérico de mesoescala de la siguiente generación, para lograr un avance en el entendimiento de los procesos atmosféricos y en la predicción de tiempo. El modelo WRF ha sido diseñado principalmente por el National Center for Atmospheric Research (NCAR), la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), el National Center for Environmental Prediction (NCEP), el Earth System Research Laboratory (ESRL), la Air Force Weather Agency (AFWA), el Naval Research Laboratory (NLR) el Center for Analysis and Prediction Storms (CAPS) y la Federal Aviation Administration (FAA) (Shamarock, 2008).

El WRF ofrece dos sistemas dinámicos de solución para el cómputo de las ecuaciones que gobiernan la atmósfera, siendo el nombre de estas dos variantes WRF-ARW (Advanced Research WRF) y WRF-NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) (Figura 3.1). WRF-ARW está soportado por la división Mesoscale and Microscale Meteorology Division del NCAR. WRF-NMM se basa en el modelo Eta, más tarde Nonhydrostatic Mesoscale Model, desarrollado en el NCEP Y está soportado para la comunidad por el Developmental Testing Center (DTC).

El modelo usa la coordenada vertical de presión hidrostática del seguimiento del terreno, y la malla de Arakawa C. Tiene la capacidad de anidar dominios así como múltiples opciones de la dinámica y la microfísica para la capa límite planetaria, esquemas de radiación, microfísica de nubes y esquemas de parametrización de cumulus.

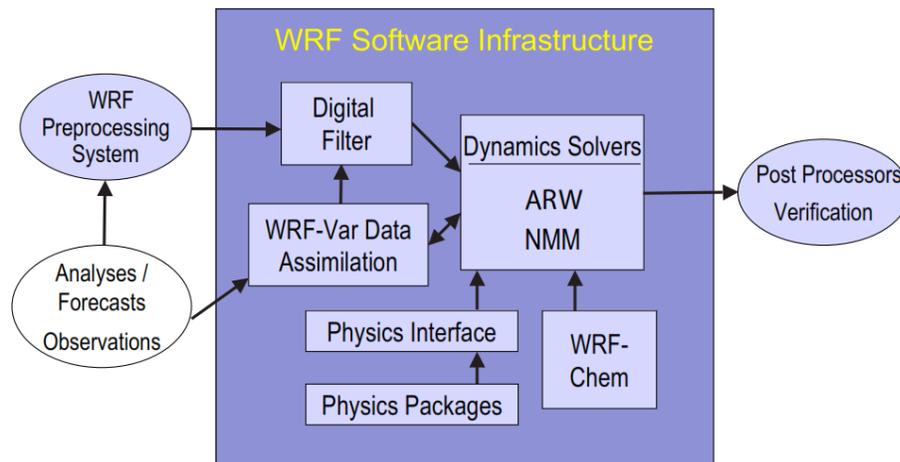


Figura 3.1. Infraestructura de Software del WRF (Shamarock, 2008)

El WRF puede ser alimentado con datos de entrada reales o ideales. El proceso de modelación consiste en dar al modelo datos de entrada, realizar un pre-procesamiento mediante el WRF Preprocessing System (WPS), llevar a cabo la modelación en sí, y graficar las salidas del modelo.

WRF Modeling System Flow Chart

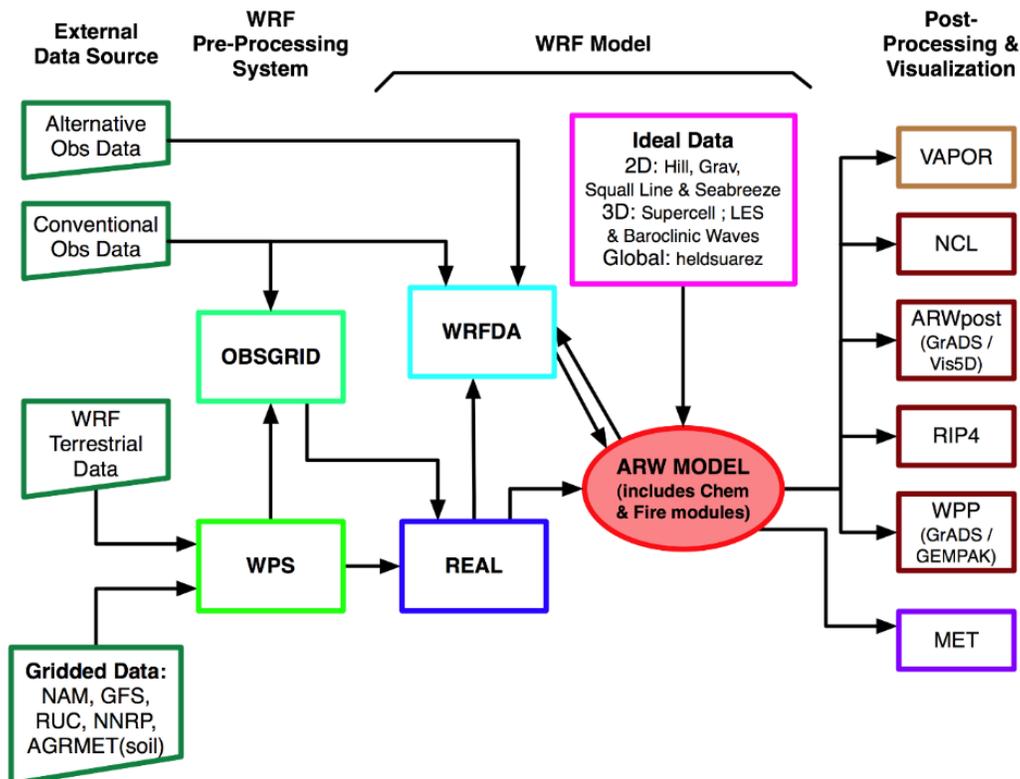


Figura 3.2. Diagrama de Flujo del WRF (Shamarock, 2008)

3.1.2 Parametrización utilizada

Fueron modeladas múltiples fechas con presencia de eventos convectivos severos, y se seleccionaron finalmente dos para ser mostradas en el presente trabajo. Las fechas corresponden al 2 de Noviembre de 2013, donde se tiene el paso de un frente frío que interactuó con la compleja topografía de la zona de estudio, intensificando la creación de celdas convectivas que dieron paso a una tormenta severa con presencia de granizo. La segunda fecha corresponde al 8 de Junio de 2016, donde hubo presencia de una fuerte tormenta convectiva que causó precipitaciones intensas de corta duración y dónde además se generó un tornado.

Para el presente estudio se utilizan datos reales obtenidos del National Center for Environmental Prediction (NCEP), del subconjunto Final Global Data Assimilation System (FNL) de la base de datos “Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999”, que se actualiza cada 6 horas para poder dar al modelo datos suficientes para realizar los cálculos sin perder estabilidad. El preprocesamiento de los datos se llevó a cabo mediante el WRF Preprocessing System (WPS). El uso de suelo empleado por el WRF-ARW fue la categorización de USGS (United States Geological Survey) de 33 categorías con una resolución de 30’.

La resolución utilizada en la modelación numérica, es de suma importancia, ya que en muchas ocasiones los sistemas convectivos pueden tener un tamaño de 1 km o menos, por lo cual es importante utilizar alta resolución para la modelación de estos fenómenos. Considerando lo anterior, se crearon tres dominios para el análisis de alta resolución de los procesos convectivos en la Sierra de Álvarez, un dominio madre y dos anidamientos. El dominio madre (D1) tiene una resolución de 4.5 km, el primer anidamiento (D2) tiene una resolución de 1.5 km, y el Dominio 3 (D3) tiene resolución de 500 m. Para cada uno de los casos modelados, se dieron 18 horas de modelación previas a la hora del evento de interés para asegurar un óptimo desempeño del modelo.

Dominio	Resolución Espacial	dx	dy
D1	4.5 km	100	100
D2	1.5 km	30	30
D3	0.5 km	26	26

Tabla 3.1. Resolución espacial y tamaño de malla de los dominios utilizados en las modelaciones del WRF.

La configuración del modelo y las parametrizaciones físicas que se utilizaron son las siguientes. Se utilizó el esquema de microfísica de Lin (Lin y Colle, 2011), que

ha sido empleado en la modelación de eventos convectivos por diferentes autores (e.g. Trapero et al., 2012; Guo et al., 2014; Pennelly et al., 2014). Este esquema de microfísica resuelve el vapor de agua, las nubes y los procesos de precipitación usando 6 hidrometeoros: vapor de agua, nubes de agua, lluvia, nubes de hielo, nieve y granizo. Para la capa límite planetaria, PBL por sus siglas en inglés, se utilizó el esquema Yonsei University (Hong et al., 2006), El esquema de la capa límite planetaria de la Universidad de Yonsei es responsable de los flujos verticales de sub-rejilla debido al transporte por remolinos en toda la columna vertical. La parametrización de radiación utilizada es la Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) de el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts y el esquema de radiación de onda corta de Dudhia. Los flujos de calor sensible y latente se obtienen del modelo de uso de suelo de la NOAA que emplea un modelo de 4 capas de humedad y temperatura. Para el dominio 1 y 2 se utilizó el esquema de parametrización de cumulus de Grell 3D (Grell y Devenyi, 2002), utilizado previamente en estudios similares (Guo et al., 2014, Xu et al., 2012). Para el dominio D3 que tiene una resolución de 500 m, no se estableció parametrización de cumulus. Para el graficado se empleó Ncar Command Language (NCL).

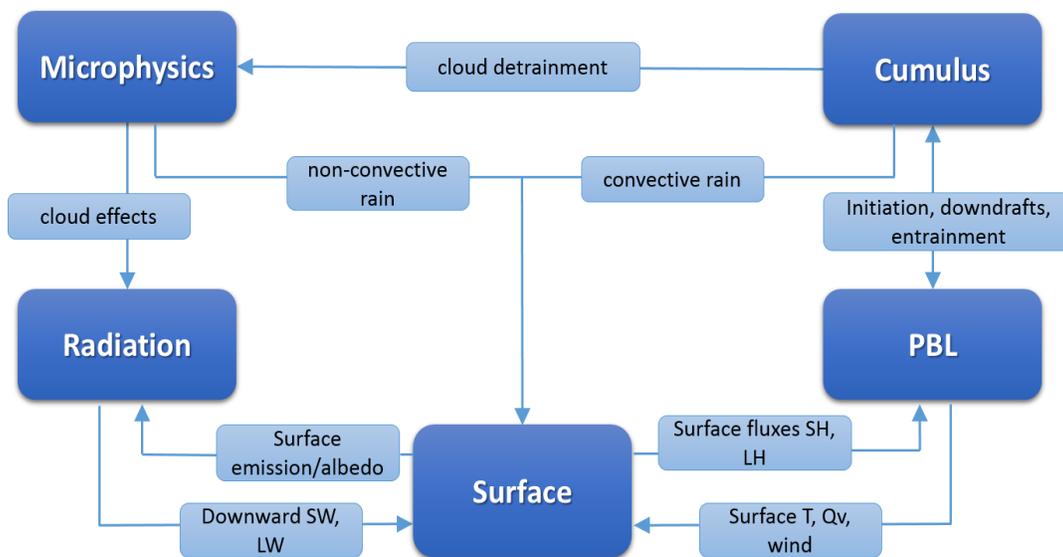


Figura 3.3. Interacción de los esquemas de microfísica, radiación, superficie, capa límite planetaria y parametrización cumulus en el WRF (tomado de Dudhia 2014)

3.2 Observaciones de satélites meteorológicos

Para poder estudiar y vigilar de manera continua y global la atmósfera de nuestro planeta, es necesario tener mediciones precisas de las nubes a una escala que permita el análisis de su desarrollo y la forma en que estas influyen en el clima. Las observaciones de instrumentos de teledetección son de suma importancia para el estudio del clima y para la validación de los cálculos realizados por los modelos de predicción numérica, como el WRF (Jorgensen y Weckwerth, 2003).

Los satélites meteorológicos son considerados una herramienta indispensable para el estudio de la atmósfera, ya que proporcionan la gran ventaja de una cobertura global. Este puede ser un recurso muy valioso en regiones remotas o en zonas donde no se tiene una cobertura adecuada de instrumentos en campo, como es el caso de muchas regiones de México donde, por ejemplo, es complicado contar con mediciones para validar los datos de precipitación obtenidos por modelos numéricos, debido a la baja cobertura de las mediciones de radar. Además de la ventaja de cobertura global, en algunas ocasiones se cuenta con misiones continuas de varios años que permiten contar con registros climáticos de las propiedades de las nubes necesarias para observar cualquier tendencia climática.

Los satélites meteorológicos pueden ser divididos en dos de acuerdo a su tipo de órbita. Existen satélites de órbita polar y de órbita geosíncrona o geoestacionarios. La diferencia es que los primeros sobrevuelan la tierra a una altura relativamente baja (no más de 1,000 km) lo cual permite tener una mejor resolución espacial. Sin embargo, la altura de sus órbitas ocasiona que el tiempo que tardan en completar un ciclo y regresar al mismo punto sea mayor, es decir, su resolución temporal es más baja. Los satélites de órbita polar pasan sobre o cerca de ambos polos en cada revolución con un alto ángulo de inclinación en el Ecuador. Por otro lado, los satélites geoestacionarios tienen el mismo periodo orbital que el periodo de rotación de la Tierra y giran en órbitas a más de 30,000 km de altura lo cual hace que su

resolución espacial sea más baja que la de los satélites de órbita polar, pero gracias a que observan siempre el mismo punto, pueden proporcionar información con una resolución temporal de hasta 5 minutos, como es el caso del satélite Meteosat Second Generation (MSG) y su instrumento Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) (Aminou, 2002). La resolución temporal es variable y depende del instrumento, que es transportado por el satélite. Ambos tipos de satélites son necesarios para proporcionar un sistema completo de monitoreo atmosférico global.

3.2.1 Propiedades de las nubes de observaciones satelitales

Los satélites, son considerados plataformas que transportan los instrumentos necesarios para captar, almacenar y transmitir imágenes a distancia. Estos instrumentos pueden captar información en diferentes canales del espectro electromagnético, el número de canales así como el ancho de banda de cada uno de ellos, es conocido como resolución espectral. Los sensores se dividen en dos tipos; pasivos y activos. Los pasivos, son sensores que miden la radiancia natural reflejada y emitida por el sistema Tierra-Atmósfera, los activos, en cambio, emiten una señal hacia la Tierra y miden la parte que se refleja de esta. Ambos tienen sus ventajas y desventajas, mientras que los sensores pasivos suelen ser más económicos, sólo pueden captar información del tope de las nubes o valores integrados de las columnas verticales mientras que los sensores activos, que reciben la señal que ellos mismos emiten, pueden proporcionar información de la estructura vertical de la atmósfera y por lo tanto, el comportamiento en la columna vertical completa de las nubes. Los instrumentos pasivos transforman la radiación electromagnética en imágenes matriciales de dos dimensiones.

Por mencionar un ejemplo de lo anterior, los satélites de la serie NOAA, son satélites medioambientales de órbita polar (POES) y llevan consigo el instrumento Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) que es un radiómetro de media resolución que obtiene información en 6 canales espectrales. El AVHRR es un

instrumento pasivo y permite obtener información para análisis hidrológicos, oceanográficos y meteorológicos (Robel y Graumann, 2014).

Las mediciones satelitales se basan en radiancias espectrales, que se obtienen para diferentes canales, como el visible, el infrarrojo cercano, infrarrojo medio y el infrarrojo térmico. Los métodos de detección de nubes y en general cualquier método de teledetección dependen de diferentes factores como las características del sensor, el alcance y el número de canales espectrales, la relación entre señal y ruido, la resolución espacial, la fuente de energía, en la cual influyen el ángulo de elevación y la divergencia solar, entre otros. Todos estos factores ponen de manifiesto la complejidad intrínseca de la observación remota. Para poder calcular propiedades de las nubes a partir de las mediciones satelitales, es necesario que las radiancias tengan relación con las propiedades de la nube. Existen diferentes algoritmos que permiten la obtención de los principales propiedades de nubes (e.g. Carbajal Henken et al., 2014; Walter y Heidinger, 2012). Para la obtención de estos parámetros, se considera de manera general que en el espectro visible, las nubes se aprecian brillantes y blancas, mostrando una mayor reflectividad que la superficie circundante, por otro lado, en el infrarrojo térmico, aparecen más frías que la superficie subyacente debido a la emisión de radiación a temperaturas más bajas. Las principales propiedades de las nubes que se obtienen a través de sensores satelitales se describen en la siguiente tabla. Se enlistan también sus nombres en inglés y su abreviación debido a que estas abreviaciones serán utilizadas para futuras referencias en la presente investigación.

Nombre en español	Nombre en Inglés	Abreviación	Unidades
Cobertura de nube	Cloud Cover	CC	%
Altura al tope de la nube	Cloud Top Height	CTH	Km
Presión al tope de la nube	Cloud Top Pressure	CTP	hPa
Temperatura al tope de la nube	Cloud Top Temperature	CTT	K
Trayectoria de agua de la nube	Cloud Water Path	CWP	g/m ²
Espesor óptico de la nube	Cloud Optical Thickness	COT	adimensional
Contenido de Agua de la Nube	Cloud Water Content	CWC	g/m ³

Tabla 3.2. Principales propiedades de las nubes obtenidas a través de sensores satelitales

Para calcular estos productos, los algoritmos desarrollados por el equipo de trabajo de MODIS, toman como base el producto de radiancia y reflectancia Level L1B, que son datos a nivel de pixel geolocalizados y calibrados. A partir de este producto, son generados los productos de nubes que son conocidos como Level-2. El proceso de creación de los productos de nubes, comienza con la detección de las nubes o enmascaramiento. El objetivo de este producto es indicar un nivel de confianza en cuanto a si el satélite tiene un campo de visión sin obstáculos para la ubicación de un pixel en la superficie. El producto de la máscara de nubes de MODIS es la principal entrada para los otros algoritmos de nubes (Qu et al., 2006).

Para el cálculo de **presión al tope de la nube**, durante las últimas décadas, se ha utilizado una técnica conocida como recorte de CO₂ para inferir la presión de nubosidad y la cantidad efectiva de nubes a partir de radiancias medidas en bandas espectrales situadas dentro de la amplia región de absorción de 15 µm de CO₂ (Qu et al., 2006). A medida que la longitud de onda aumenta de 13.3 µm 15 µm, la atmósfera se vuelve más opaca debido a la absorción de CO₂, haciendo que las radiaciones obtenidas a partir de estas bandas espectrales sean sensibles a una porción diferente de la atmósfera. La presión al tope de la nube es medida en Hecto Pascales (hPa).

El producto de presión al tope de la nube de MODIS, es convertido a **temperatura al tope de la nube** a través del uso de productos meteorológicos que proveen perfiles de temperatura con una frecuencia de 6 horas. El producto meteorológico empleado es provisto por NCEP Global Data Assimilation System (GDAS; Derber et al., 1991).

El **CWP** es una medida de la cantidad total de agua presente entre dos puntos en la atmósfera. Es una cantidad importante en la comprensión de la transferencia radiativa en la atmósfera y se mide en kg/m^2 o en g/m^2 . Es calculado en base a la profundidad óptica de la nube (τ), el radio efectivo de partículas de agua condensada de la nube al tope de ésta (r_{eff}) y la densidad del agua (ρ). Su fórmula está dada por la siguiente ecuación:

$$CWP = \frac{2}{3} * \tau * r_{eff} * \rho \quad (19)$$

La ecuación 19 asume un comportamiento homogéneo de la nube en la vertical, dicha suposición es necesaria ya que con sensores pasivos no es posible obtener información de la columna vertical de las nubes.

Debido al avance que hubo en la década de los 80 y en los años previos a esta, respecto a la resolución de las mediciones satelitales y a las mejoras en la obtención de parámetros físicos de las nubes en base a las mediciones de radiancias, fue creado en 1982 el Proyecto Internacional de Climatología de Nubes por Satélite (ISCCP, International Satellite Cloud Climatology Project) como parte del Programa Mundial de Investigación Climática (WCRP, World Climate Research Program). El principal objetivo del proyecto es reunir mediciones meteorológicas de radiancia satelital y analizarlas para inferir la distribución global de las nubes, sus propiedades y sus variaciones diurnas, estacionales y anuales. Actualmente, el ISCCP proporciona el registro más grande de propiedades de las nubes a partir de

mediciones satelitales a escala global (Rossow y Schiffer, 1991). El ISCCP establece su propia clasificación de nubes, de acuerdo dos parámetros obtenidos de mediciones satelitales; la presión al tope de la nube (CTP) y la Profundidad Óptica de la Nube (COT). En esta clasificación, las nubes de convección profunda son aquellas que tienen un valor de CTP menor a 440 mb y un valor de COT mayor a 23.

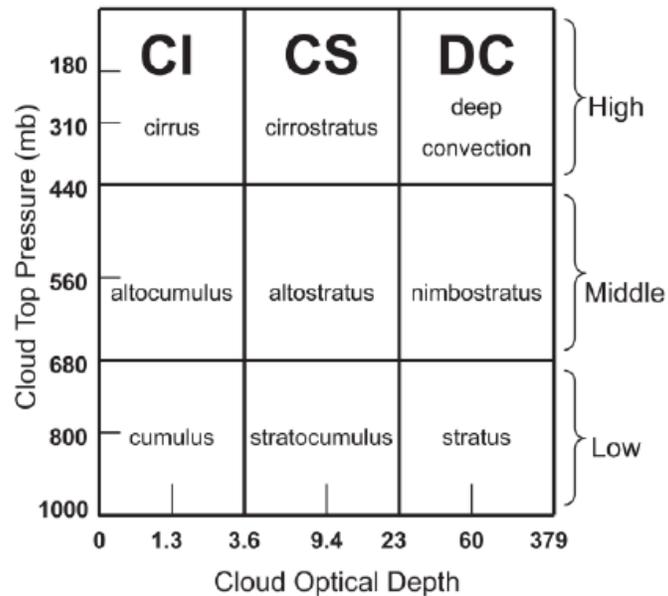


Figura 3.4. Clasificación de nubes del ISCCP en términos de Presión al Tope de la Nube y espesor óptico de la nube (Rossow y Schiffer, 1999).

En la presente investigación fueron utilizados datos de los satélites GOES, Terra y Aqua. Se usaron los productos de nubes del instrumento ABI que está montado en el satélite GOES, así como los productos del instrumento MODIS que se encuentra en los satélites Terra y Aqua. A continuación se describen las características de cada uno de ellos.

3.2.2 ABI-GOES

Los satélites GOES, cuyas siglas son el acrónimo de Geostationary Operational Environmental Satellite, son una serie de satélites desarrollados por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) para la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). La NASA lanzó el primer GOES en 1975. Actualmente se encuentran en operación GOES-15 y GOES-13, conocidos como GOES-Oeste y GOES-Este respectivamente. GOES-12 se encuentra operativo parcialmente y su función es prevenir pérdidas de datos durante las operaciones de exploración rápida del GOES-13. GOES-14 se mantiene en órbita como un reemplazo para GOES-15 o GOES-13, en caso de algún fallo (GOES, N., 2009).

Los satélites GOES son satélites de órbita geoestacionaria, lo que quiere decir que giran en sincronía con el sol. Esto les permite volar continuamente sobre una misma posición sobre la superficie de la Tierra. El plano geosíncrono se encuentra a 35,800 km aproximadamente, lo suficientemente alto para tener una visión completa de una región de la Tierra (GOES, N., 2009). Debido a que se mantienen sobre un punto fijo permiten una revisión constante de los disparadores atmosféricos para condiciones meteorológicas severas como lo son las tormentas generadas por nubes de convección profunda. Este tipo de satélites, permite dar seguimiento al ciclo de vida de una nube, ya que es posible obtener información de la fase temprana del desarrollo de una nube convectiva, así como de su crecimiento, la extensión del yunque, y su fase final hasta su disipación (Quaas y Stier, 2015). La NOAA opera normalmente dos satélites meteorológicos en órbita geoestacionaria sobre el ecuador. Cada satélite ve casi un tercio de la superficie de la Tierra: uno monitorea América del Norte y del Sur y la mayor parte del Océano Atlántico, el otro América del Norte y la cuenca del Océano Pacífico. GOES-13 (o GOES-Este) se sitúa a -75° de longitud, mientras que GOES-15 (o GOES-Oeste) se sitúa a -135° de longitud. Los dos operan juntos para producir un disco de la Tierra, tanto de día como de noche.

Uno de los instrumentos a bordo de los satélites GOES es el espectroradiómetro de imágenes ABI (Advanced Baseline Imager) que obtiene información de la superficie en 5 bandas espectrales, la resolución espacial de estas bandas, va de 1 a 4 km en el punto subsatélite, que es el punto observado cuando el sensor está exactamente en la vertical, esta resolución disminuye en los extremos de la imagen debido al ángulo de observación y a la curvatura terrestre. La resolución temporal de la información obtenida por el instrumento ABI es de 15 minutos.

Los productos de nubes del satélite GOES fueron proporcionados por Andi Walther del Instituto Cooperativo para Estudios de Satélites Meteorológicos, CIMSS por sus siglas en inglés, que es parte del Centro de Ciencias Espaciales e Ingeniería (SSEC) de la Universidad de Wisconsin. Estos productos de nubes fueron obtenidos de las mediciones del instrumento ABI mediante el algoritmo PATMOS-x (Heidinger et al., 2013) cuya base es el algoritmo CLAVR-x, que también es utilizado para otros instrumentos satelitales. Los productos de nubes tienen con una resolución temporal de 15 minutos y corresponden a los años 2013 y 2016 para los meses correspondientes a la temporada húmeda del año con una resolución espacial de 4 km en el punto subsatélite. La información de GOES permite realizar una comparación de la evolución de nubes convectivas para casos específicos de convección profunda entre los resultados del modelo numérico y las observaciones satelitales.

3.2.3 MODIS-Terra y MODIS-Aqua

MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es uno de los instrumentos a bordo de los satélites Terra y Aqua que fueron puestos en órbita por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) en 1999 y 2002 respectivamente. El satélite Terra está programado para orbitar de Norte a Sur, pasando por el ecuador en la mañana. El satélite Aqua, por otro lado, orbita de Sur a Norte pasando por el ecuador por la tarde. Terra y Aqua orbitan a una altura de

705 km y pueden observar la superficie completa de la Tierra con una frecuencia entre uno y dos días. MODIS provee mediciones en 36 bandas espectrales que fueron elegidas especialmente para realizar estudios avanzados de la superficie terrestre, el océano y propiedades de la atmósfera¹⁰. La resolución espacial de cada banda varía de 250 a 1000 m al nadir lo cual es suficiente para caracterizar propiedades de las nubes a un nivel de mesoescala (Otkin et al., 2008).

Un conjunto completo de algoritmos de detección remota para la detección de nubes y la recuperación de las propiedades físicas y ópticas en la nube han sido desarrollados por miembros del equipo de ciencias de la atmósfera de MODIS. Los productos archivados de estos algoritmos tienen aplicaciones en estudios de cambio climático, predicción numérica del tiempo, así como investigación atmosférica en general. Los productos de nubes de MODIS combinan técnicas visibles e infrarrojas para determinar propiedades físicas y radiativas de las nubes. Estos productos incluyen propiedades al tope de las nubes (como temperatura y presión), emisividad efectiva y fase de la partícula de nube que son producidos por métodos de recuperación en el infrarrojo, por lo que pueden ser retribuidas tanto de día como de noche. Los productos como fase termodinámica de la nube, parámetros ópticos y microfísicos de la nube como espesor óptico, radio efectivo de la partícula y trayectoria de agua son obtenidos por métodos de recuperación que utilizan las regiones del visible, infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta y son obtenidos solamente durante el día. Los productos de nubes de MODIS tienen una resolución espacial de 1 o 5 km al nadir y son conocidos como productos “Level-2” o “pixel-level”. Estos productos son guardados en un solo archivo con formato Hierarchical Data Format (HDF) y se distribuyen actualmente bajo la Colección 6, C6. Existen dos archivos de productos de datos de nubes MODIS: MOD06_L2, que contiene los datos adquiridos por la plataforma Terra y MYD06_L2, con datos obtenidos de la plataforma Aqua (Platnick et al., 2015).

¹⁰ <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/>

3.3 Estadísticas satelitales

Para poder determinar la variación estacional de la convección en la zona de estudio se utilizaron 10 años de datos del sensor MODIS, de 2007 a 2016 tanto de la plataforma Terra como de Aqua. Debe considerarse que el satélite Terra pasa por San Luis Potosí por la mañana y Aqua lo hace por la tarde, lo cual nos permite identificar de forma general el ciclo convectivo, ya que se pueden observar las horas del día dónde no hay presencia de convección y sobre todo los momentos dónde la convección da inicio, identificando las primeras etapas de la formación de nubes por la tarde. Sin embargo, es posible que en algunos de los casos, el satélite Aqua no logre captar la etapa de madurez de las nubes convectivas, por lo cual, se utilizan las imágenes de GOES para algunos casos específicos de eventos convectivos, ya que estas, al tener una resolución temporal de 15 minutos, nos permiten ver la evolución de las nubes convectivas desde la fase inicial, la fase de madurez y la fase de disipación.

La información fue obtenida a través del sitio web oficial de descarga de la NASA¹¹. Esta información descargada se encuentra estructurada en segmentos de órbita. Para su procesamiento, se definieron y construyeron mallas rectangulares con tamaños de celda de 0.1 grados para la información comparable con el Dominio D1 de la modelación numérica y una resolución de 0.05 grados para los grids que posteriormente se comparan con los datos de modelación numérica correspondientes al Dominio D2. Para ambos sensores se calcularon los valores medios de las variables CWP, CTP, CTH, CTT. Para realizar el cálculo de los valores medios se siguió el siguiente procedimiento. En primer lugar, para cada celda fueron colectados todos los píxeles de nubes válidos. Posteriormente, para cada celda, fueron almacenados tanto la suma de todos los valores de cada propiedad de las nubes como el número total de píxeles. De esta manera, al final se dividió el valor total de la suma de cada propiedad de nubes por celda entre el número total de píxeles correspondientes a esa propiedad y a esa celda. Además

¹¹ <https://ladsweb.modaps.eosdis.nasa.gov/search/>

fue calculado el número de casos convectivos (Convective Cases, CC), que fue establecido tomando como base la clasificación de nubes del ISCCP. De esta manera, se consideró que un caso convectivo es aquel que cumple con ambas condiciones; valores de CTP menor a 440 mb y COT mayor a 23. Todos estos parámetros fueron calculados para un dominio espacial limitado por las coordenadas extremas descritas en la tabla 3.3, de tal manera que todos los segmentos de órbita que cayeran dentro del dominio establecido, eran tomados en cuenta. Los parámetros se calcularon para un periodo de 3 meses para la temporada seca: Noviembre, Diciembre y Enero así como tres meses para la temporada húmeda: Junio, Julio y Agosto. Lo anterior es debido a que el mes de Julio es el mes con mayores tasas de precipitación en San Luis Potosí (Pineda, 2005), y fue también el mes que presenta mayor número de casos convectivos de acuerdo a los cálculos realizados sobre los datos del satélite GOES para el año 2013. Se considera que estos tres meses son los más representativos de la temporada húmeda del año, debido a que los meses contiguos pueden ser considerados más bien meses de transición entre la temporada húmeda y la temporada seca.

	Superior Izquierdo		Inferior Derecho		Resolución
D1	23.75 N	102.5 W	20.5 N	99 W	0.1°
D2	22.75 N	101.33 W	21.75 N	100.25 W	0.05°

Tabla 3.3. Coordenadas extremas Dominio 1 y Dominio 2

El cálculo estadístico de los diferentes productos de nubes, permitió determinar la distribución espacial de las zonas con mayores números de casos convectivos, así como determinar los lugares donde las nubes de convección profunda alcanzan su máxima altura, la presión y elevación al tope de la nube y relacionar las nubes con mayor contenido de humedad a las regiones montañosas que circundan la ciudad de San Luis Potosí.

3.4 Comparación entre resultados del modelo y los productos satelitales de nubes

3.4.1 Diferencias entre salida del modelo WRF y mediciones satelitales de productos de nubes

Además del análisis estacional que se realizó con las observaciones de los satélites Terra y Aqua, se realizaron comparaciones de casos convectivos específicos entre los datos del satélite GOES y el modelo de predicción numérica WRF. De manera ordinaria, lo que se obtiene como salida del Modelo WRF son variables como Humedad Relativa, Temperatura, Presión Superficial, Altura Geopotencial, Vorticidad, Velocidad del Viento, entre otras. De estas variables es posible obtener también perfiles verticales en la dirección que se desee para una mejor interpretación. Cada una de estas variables se obtiene para cada paso de tiempo establecido, que en este caso para el dominio de mayor resolución es de 15 minutos. De tal manera que aquellas variables con valores en la vertical están en función del tiempo t , de las coordenadas horizontales x , y y de la coordenada vertical z . $f(t, x, y, z)$. Estas variables no pueden ser comparadas de manera directa con los productos de las propiedades de las nubes obtenidos de las mediciones satelitales basadas en radiancias. Por ello, fue necesario, realizar un posproceso a las variables del modelo, que nos permitiera convertir estos valores en un producto comparable con los productos satelitales.

3.4.2 Desarrollo e implementación de programa para convertir salida del WRF en productos de nubes satelitales

Se desarrolló un programa en lenguaje NCL, para calcular a partir de las variables disponibles del modelo, los siguientes productos: CWC, CWP, CTH, CTP, CTT y CC. El CWP, es una integral vertical que nos indica la cantidad de masa de agua líquida y con hielo de una nube. Tiene unidades de kg/m^2 . Para la presente investigación fueron utilizadas unidades de g/m^2 . Este producto fue calculado utilizando la siguiente ecuación:

$$CWP = \int_{p_s}^{p_0} r_L dp / g \quad (20)$$

Dónde:

r_L = cloud water mixing ratio

dp = incremento de presión entre dos capas en la atmósfera

g = aceleración gravitacional

El límite superior de la integral es el límite vertical superior donde se considera la presión $p=p_0$, y el límite inferior de la integral es el valor de presión en la superficie p_s . El Cloud Water Mixing Ratio (r_L) es la razón de agua que contiene la nube para cada valor de x , y , z para cada paso de tiempo. El incremento de presión entre dos niveles verticales (dp), es la diferencia de presión que existe entre cada par de capas del modelo. El producto de estas dos variables fue dividido entre la aceleración gravitacional e integrado con los límites de presión ya mencionados.

De esta manera, se tiene un campo integrado de dos dimensiones en función del tiempo, que nos indica la cantidad de masa de la nube. Valores elevados de CWP, indican mayor probabilidad de tener una nube de convección profunda, ya que como se ha mencionado en capítulos anteriores, este tipo de nubes presentan un desarrollo vertical que puede alcanzar hasta un máximo de 15 km, dependiendo de las características fisiográficas y climáticas de la zona de estudio.

En el siguiente esquema se describe de manera conceptual y gráfica el procedimiento llevado a cabo para el cálculo del CWP (Figura 3.5).

Cloud Water Path CWP

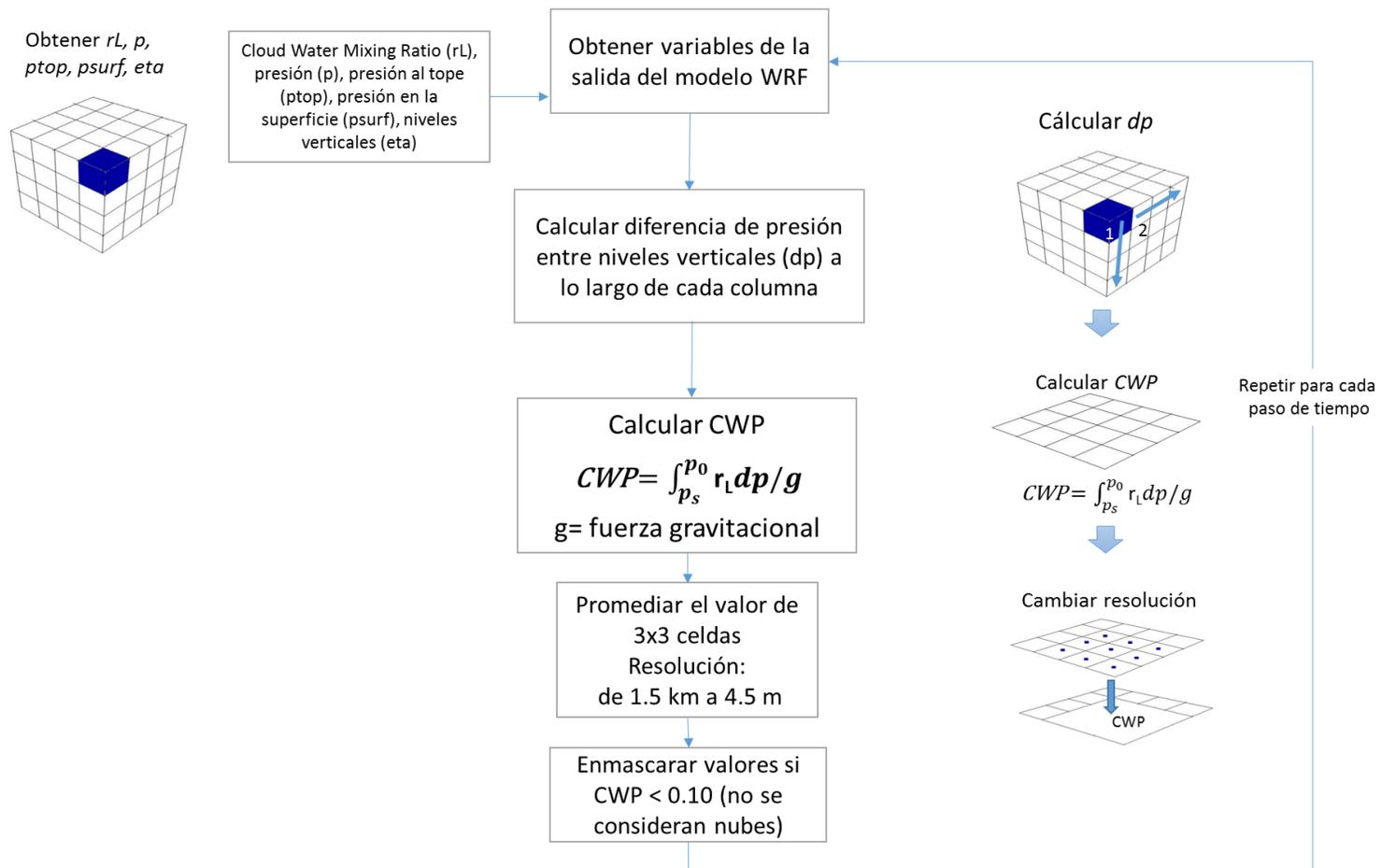


Figura 3.5. Modelo gráfico/conceptual del algoritmo utilizado para el cálculo del Cloud Water Path (CWP).

También fue calculado el CWC (Ver Figura 3.6), que es un indicador del contenido de agua de la nube, que a diferencia del CWP, es un valor calculado para cada nivel de presión y no un solo valor de la columna vertical integrada. Consecuentemente, las unidades para el CWC hacen referencia a la cantidad de masa por unidad de volumen kg/m^3 . El CWC fue calculado para cada posición, para cada nivel de presión por paso de tiempo, con la ecuación (21).

$$CWC_p = (\rho_{air}) (r_L)_p \quad (21)$$

Donde:

r_L = cloud water mixing ratio

ρ_{air} = densidad del aire (incluyendo contenido de agua)

Entonces, el cálculo del CWC resulta del producto del Cloud Water Mixing Ratio (r_L) y la densidad del aire en cada nivel de presión. La densidad del aire fue calculada mediante la ecuación (22) que es a ecuación de gases ideales.

$$p = r_s \rho T_v \quad (22)$$

Donde la presión del aire húmedo (p) es igual a la constante de los gases ideales de aire seco (r_s) por la densidad del aire húmedo (ρ) y la Temperatura Virtual (T_v). El cálculo de la Temperatura Virtual se hace considerando el vapor de agua (q_v).

$$T_v = T(1 + 0.60q_v) \quad (23)$$

Despejando (22) y usando (23) tenemos el valor de la densidad (24):

$$\rho = \frac{p}{r_s T(1+0.61*q_v)} \quad (24)$$

A partir del cálculo de CWC se obtuvieron las mediciones de propiedades de elevación de las nubes como CTH, CTP, CTT. Debido a que el CWC es un campo de tres dimensiones, se recorre cada columna vertical desde el tope de la columna hasta el nivel de superficie. Si al menos tres niveles verticales consecutivos presentan valores de CWC mayores a 0.01 g/m^3 se considera entonces la presencia de una nube, y se obtienen los índices del nivel vertical más elevado que cumple con esta condición para dicha columna. Con estos índices, se extrae el valor correspondiente de los campos de Temperatura, Presión y Elevación que proporciona el modelo WRF. Se consideran al menos 3 niveles verticales consecutivos, ya que en muchas ocasiones los modelos numéricos proporcionan valores extremadamente pequeños de algunos parámetros, que los instrumentos a bordo de los satélites no tienen la sensibilidad de reconocer. En estos casos, podría tratarse de nubes con un bajo espesor óptico. Otro efecto es que si un pixel se encuentra parcialmente cubierto por nubes, esto también podría parecer una nube de bajo espesor óptico para la cual no es posible realizar una recuperación válida. Una vez que se tiene el campo bidimensional con los valores de las propiedades indicativas de elevación de las nubes CTH, CTP y CTT es necesario además realizar un enmascaramiento de los datos de estos campos, para lo cual se utilizó el CWP. Si el valor del CWP, que como ya se mencionó es un campo bidimensional, es menor a 0.1 g/m^2 entonces se enmascara y se le asigna un valor que no se gráfica.

Debido a que para el modelo se tienen resoluciones de 0.5 km para el Dominio D3, 1.5 km para el Dominio D2 y 4.5 km para el Dominio D1 y la resolución de las imágenes del satélite GOES es de 4 km, se realizó un promedio de los valores de cuadros de 3 x 3 celdas para el Dominio D2 y de 8 x 8 celdas para el Dominio D3 con la finalidad de tener un punto de comparación con resoluciones semejantes para el Modelo WRF y los productos satelitales de GOES.

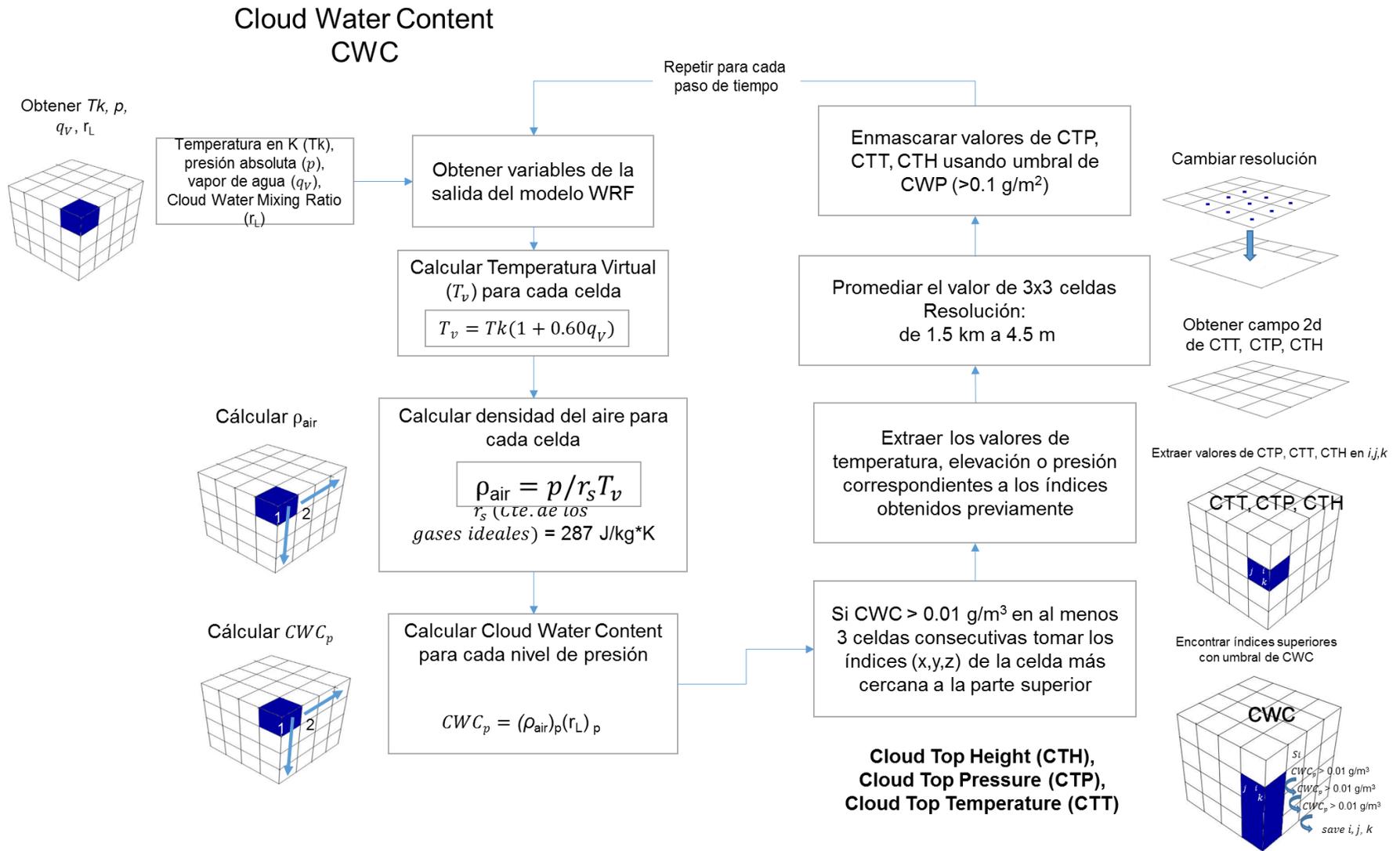


Figura 3.6. Modelo gráfico/conceptual del algoritmo utilizado para el cálculo de CWC, CTP, CTT y CTH.

3.4.3 Elección de caso de estudio

Para elegir un caso de estudio, se decidió desarrollar un programa en Python 2.7. Debido a que el año 2013 es el año del cual fue posible obtener mayor información del satélite GOES, se decidió elegir un caso correspondiente a este año. El programa desarrollado permite introducir todos los datos disponibles que para este año fue información de los meses de abril, mayo, junio y julio a cada 15 minutos. El programa selecciona los días que cumplen con las siguientes condiciones:

- Valores de CTT menores al percentil 5 (259.7 K)
- Valores de CTH mayores al percentil 90 (8.68 km)
- Valores de CWP mayores al percentil 99 (2,350.2 g/m²)

Estos valores fueron elegidos debido a que lo que se busca son eventos convectivos extremos. A pesar de que es complicado establecer parámetros de estos valores para determinar la presencia de nubes de convección profunda, se sabe que son nubes de desarrollo vertical cuyas elevaciones pueden alcanzar hasta 12 km. El hecho de que sean nubes de gran elevación, genera que la temperatura en su tope sea baja. Para el CWP, que es el valor de la columna integrada del recorrido de agua que nos indica el espesor de la nube, se sabe que las nubes de convección profunda, tienen valores elevados de CWP, es decir, son nubes de gran espesor.

El método de posproceso implementado para la transformación de las variables incluidas en el archivo de salida del modelo WRF en productos comparables con las observaciones satelitales, es un método sencillo y de fácil implementación. Han sido utilizados en otras investigaciones métodos que toman la salida del modelo WRF, es decir las condiciones atmosféricas calculadas por éste, y se ingresan como entrada para los algoritmos que emulan lo que un sensor, como MODIS o ABI-GOES, vería bajo esas condiciones, obteniendo así comparaciones del mismo tipo de datos de observaciones de teledetección y modelación numérica. (e.g. Otkin et al. 2008; Jankov et al., 2011).

Capítulo 4

Resultados

En el presente capítulo, se muestran los resultados de la modelación numérica para las tormentas convectivas del 2 de Noviembre de 2013 y del 8 de Junio de 2016. Cada una de las tormentas tiene un desarrollo completamente distinto; en una de ellas se analiza la entrada de un frente frío y el desplazamiento de un sistema convectivo, y en la otra se tiene la presencia de un tornado. Se presenta la comparativa entre el WRF, GOES y MODIS para el 9 de Junio de 2013 y con el objetivo de realizar un análisis extendido del número de casos convectivos y las zonas en las que estos se agrupan, fueron generadas también estadísticas de 10 años de datos del sensor MODIS donde es posible identificar agrupamientos de casos convectivos en zonas con características específicas de morfología del terreno, temperatura y humedad. Estas estadísticas nos permiten analizar la climatología del área de estudio. Finalmente, se analizan las estadísticas obtenidas del satélite GOES de alta resolución temporal, que nos permiten identificar el ciclo convectivo diurno durante la temporada húmeda del año 2013.

4.1 Resultados de la Modelación Numérica con el WRF

La Sierra de Álvarez es una región en el centro de México donde en virtud de sus características orográficas ocurren fenómenos muy intensos de procesos convectivos. Con el fin de entender estos procesos en este capítulo se presentan y analizan diferentes casos de procesos convectivos asociados a tormentas. Se analiza la interacción de diferentes masas de aire y contenido de humedad en la complejidad topográfica. Estos casos convectivos tienen un comportamiento dinámico diferente que incluye la formación de celdas convectivas en las partes altas de la sierra y fenómenos en los cuales se observa la advección de sistemas

convectivos. Se presenta la interacción de masas frías con calientes y húmedas, así como la llegada de un frente frío a la región con una humedad relativa cercana al nivel de saturación que condujo a tormentas de lluvia muy severas. A continuación se presentan resultados de diferentes e intensos procesos convectivos en una región que incluye la Sierra de Álvarez.

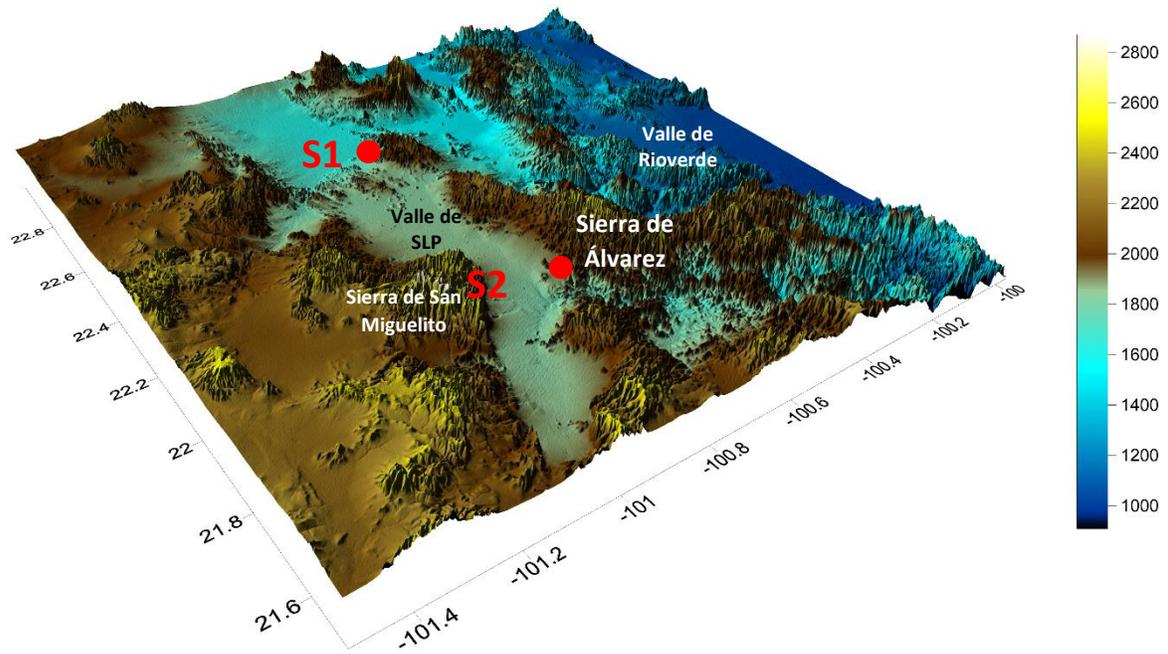


Figura 4.1. Mapa de ubicación de las tormentas. S1: 2 de Noviembre de 2013 y S2: 08 de Junio de 2016.

4.1.1 Tormenta 1. Desplazamiento de un sistema convectivo (2 de Noviembre de 2013)

El 2 de Noviembre de 2013, se presentó un sistema convectivo que originó inundaciones en el Valle de San Luis Potosí debido a la intensidad de la precipitación y la corta duración de la tormenta, así como caída de granizo en ciertas regiones como el municipio de Villa de Arista que se encuentra al Norte de la capital potosina, causando grandes daños a las viviendas.

Las condiciones sinópticas nos muestran la presencia de una depresión tropical en las costas del océano pacífico (Figura 4.2), al Suroeste del posible punto de inicio de la tormenta (marcado con una cruz azul). Debido a esta depresión tropical, la circulación del viento es ciclónica y va del mar a tierra adentro trayendo consigo grandes cantidades de humedad (flechas verdes). El viento que proviene del Norte asociado a un frente frío y a una zona de alta presión, tiene una circulación anticiclónica y se puede observar la dirección en la que se mueve indicada con flechas azules en la carta sinóptica. Es muy probable que el encuentro de estas dos masas de aire se iniciara la tormenta.

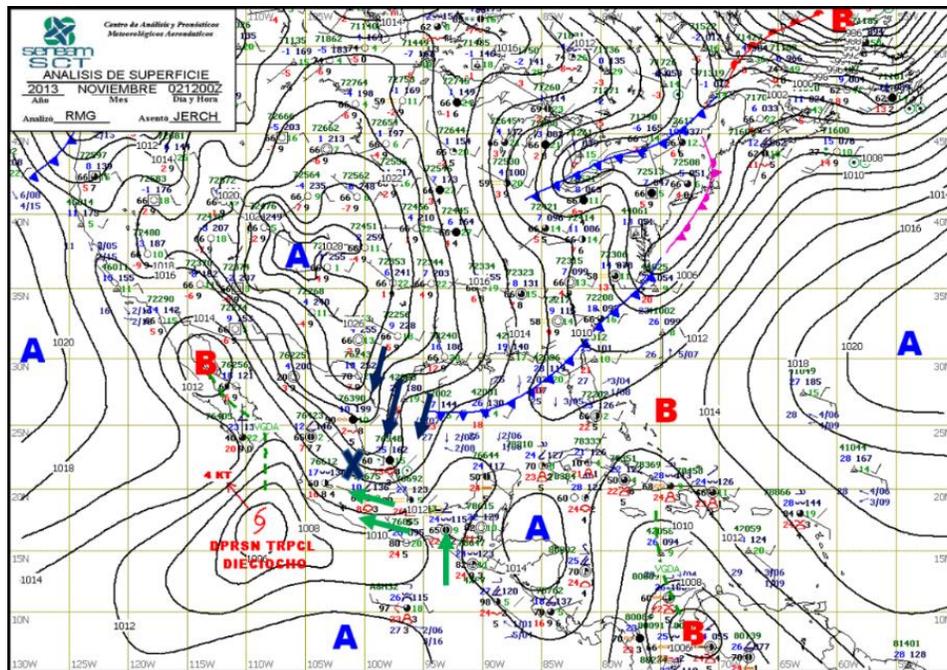


Figura 4.2. Carta Sinóptica de superficie del 02 Noviembre de 2013 a las 12:00 UTC.

Fuente: Centro de Análisis y Pronósticos Meteorológicos Aeronáuticos (CAPMA).

Las condiciones de la zona unas horas antes de la entrada del frente mostraban temperaturas entre los 7°C y 23°C, siendo la región del Este, que es la más cercana al Golfo de México, la zona más caliente con temperaturas de 20°C a 23°C, estas condiciones se extienden hasta una latitud aproximada de 90°30'. La parte correspondiente al Oeste, que se encuentra más cercana al Pacífico y recibe influencia de este, presenta temperaturas más bajas, que oscilan entre los 7°C y

15°C. Se puede apreciar que las zonas de mayor elevación como la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito que se encuentran al centro del dominio D1 tienen temperaturas entre 8°C y 11°C, siendo más frías que las regiones aledañas a estas como lo son el Valle de San Luis Potosí y al Valle de Río verde. Este último presenta temperaturas más contrastantes a las de la Sierra de Álvarez con valores entre 16°C y 19°C (Figura 4.3 b). Todas las zonas que presentan las temperaturas más bajas de hasta a -6°C, son regiones con elevaciones entre 2,600 y 2,900 metros sobre el nivel del mar. En general, todo el dominio D1 presenta valores muy elevados de humedad relativa. Particularmente, en la zona donde inicia la tormenta (aproximadamente Lat 23°20' Lon -100°20') la humedad relativa tiene valores muy cercanos o iguales al 100%. En la zona donde da inicio la tormenta, los vectores de viento señalan convergencia de masas de aire (Figura 4.3).

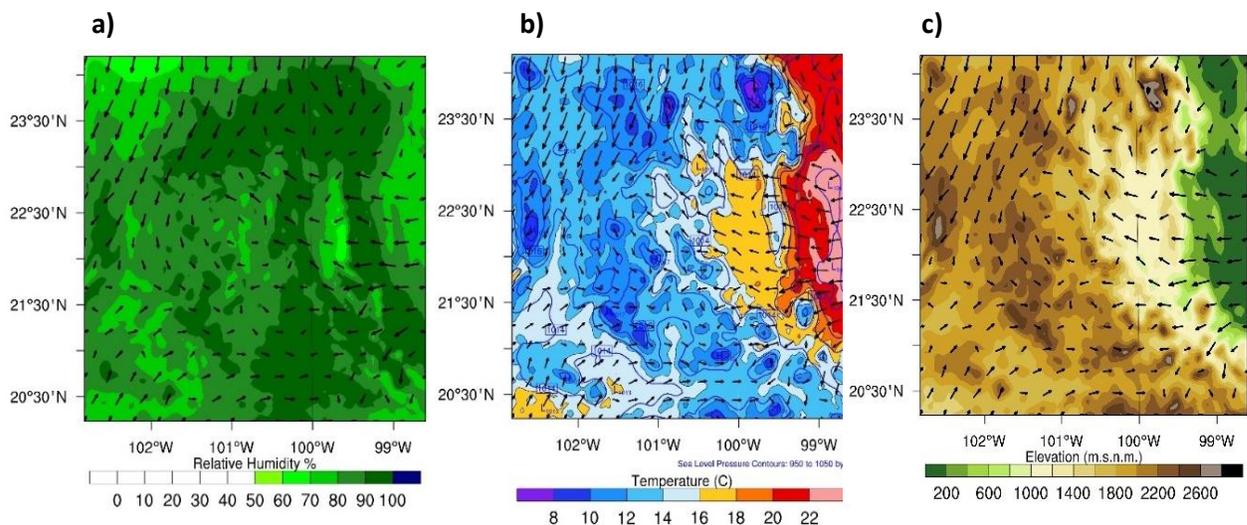


Figura 4.3. a) Humedad Relativa (%), vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Antes de la Tormenta. 02:00 UTC.

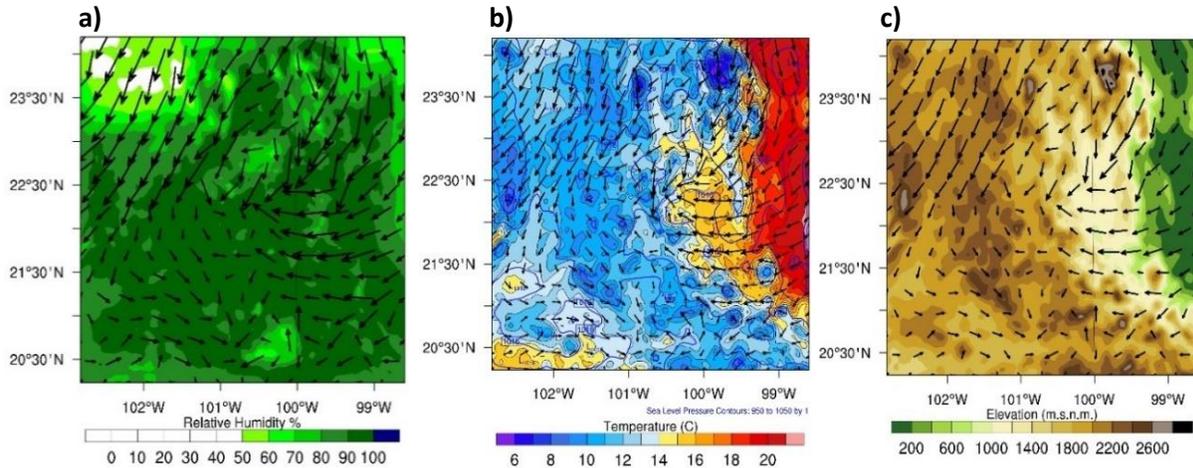


Figura 4.4. Dominio 1. a) Humedad Relativa (%), vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Durante la Tormenta. 07:00 UTC

Al analizar la imagen interpretada del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) para el día del evento (Figura 4.5), se observa que las bajas temperaturas en la parte Norte del dominio D1 se deben al paso del frente frío No. 10 que ingresó al país desde finales de Octubre y realizó un recorrido a lo largo de la vertiente del Golfo de México ocasionando lluvias durante los primeros cuatro días de noviembre (SMN, 2013). La entrada de este tipo de frentes a la zona de estudio, es un evento que ocurre debido a las características orográficas de la zona, ya que el valle de San Luis se encuentra delimitado por la Sierra de Álvarez al Este y la Sierra de San Miguelito al Oeste, lo que provoca que las masas de aire frío provenientes del norte se canalicen a través del Valle. En la imagen se observa también que los vientos máximos provienen del Este, ingresan al país por Baja California Sur y al encontrarse con la Sierra Madre Occidental, cambian su rumbo con dirección Noreste siguiendo la morfología de la Sierra, después adquieren un rumbo con dirección Sureste ingresando precisamente a la parte Norte del Dominio D1.

a) Análisis Dominio D3

En la imagen se observa además como el frente frío se encuentra delimitado por una zona de convección, que es la zona donde se aprecia nubosidad y se extiende

desde la zona centro-sur de México, hasta el Noreste de Estados Unidos (Figura 4.5). El choque de la masa de aire frío de norte con una masa de aire

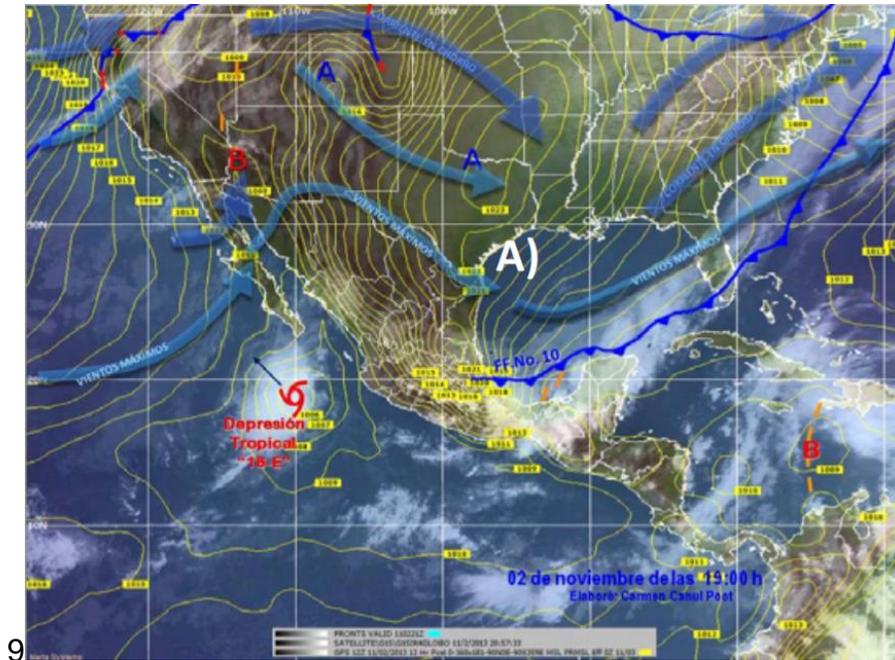


Figura 4.5. Imagen interpretada con los principales sistemas meteorológicos del 2 de noviembre de 2013. Imagen proporcionada por el Centro Nacional de Previsión del Tiempo del SMN.

Esta convección, que se genera en la zona de nubosidad, se puede observar en el Dominio D3 y es creada debido a la entrada de una masa de aire por la parte norte que converge con masas de aire del sur de menor intensidad, dando paso a la formación del sistema convectivo (Figura 4.6). Se puede apreciar que las velocidades verticales alcanzan intensidades positivas de hasta 8 m/s y negativas de 4 m/s. La entrada del frente marca claramente la convección, y se aprecia que está tiene un desplazamiento de Norte a Sur. Se observa que la región que queda detrás del frente, presenta inestabilidad, lo que da paso a la formación de diversos grupos de celdas convectivas, a diferencia de la parte sur dónde se observa que los vientos verticales, ascendentes y descendentes, tienen magnitudes cercanas a cero.

El frente del sistema convectivo presenta una estructura definida con forma ondulatoria desde la figura 4.6a que corresponde a las 12:30 hrs. hora local, con una extensión aproximada de 26 km. En sólo 15 minutos, el sistema convectivo alcanza una longitud de aproximadamente 43 km, abarcando toda la zona de estudio correspondiente al Dominio D3, lo cual indica que el frente se extiende fuera del dominio D3. El frente se desplazó 20.5 km en un tiempo correspondiente a 45 minutos, propagándose a una velocidad de 27.33 km/h.

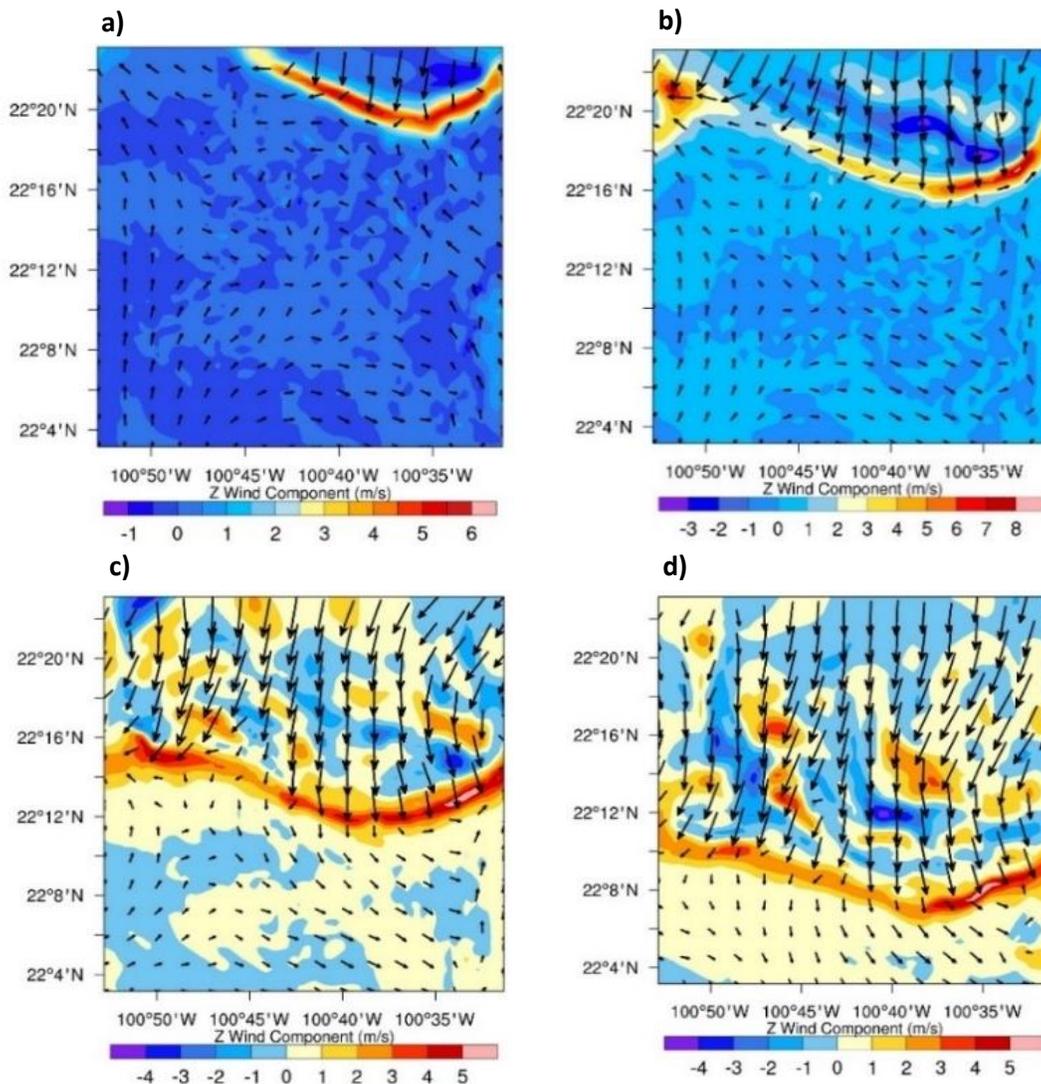


Figura 4.6. Dominio D3. Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) y vectores de viento. Fig. a) 06:30 hrs., b) 6:45 hrs., c) 7:00 hrs., d) 7:15 hrs. UTC

Como se observa en la Figura 4.6 la convergencia de masas de aire dio paso a la formación del sistema convectivo, lo cual nos lleva a analizar las temperaturas correspondientes a estas masas de aire. En la Figura 4.7 se distingue que el aire que entra por la parte norte del D3 es aire frío, con temperaturas entre 10°C y 11°C. Esta masa de aire frío se encuentra con una masa de aire caliente proveniente del Valle de Rioverde con temperaturas entre 14°C y 16°C y el choque de dichas masas genera el ascenso del viento y la convección. La masa de aire frío desplaza hacia el sur a la masa de aire caliente, pero aun así, podemos observar algunos residuos de aire caliente aún después del paso del frente frío. La Sierra juega también un papel importante ya que al ser una zona más elevada, es más fría, y como se puede observar en la Figura 4.7 la masa de aire frío proveniente del Norte se encuentra con la parte fría que corresponde a la Sierra de Álvarez y se mezclan. La temperatura en el Valle de San Luis se mantiene en 12°C hasta que el frente frío alcanza el Valle y provoca un descenso de 2°C.

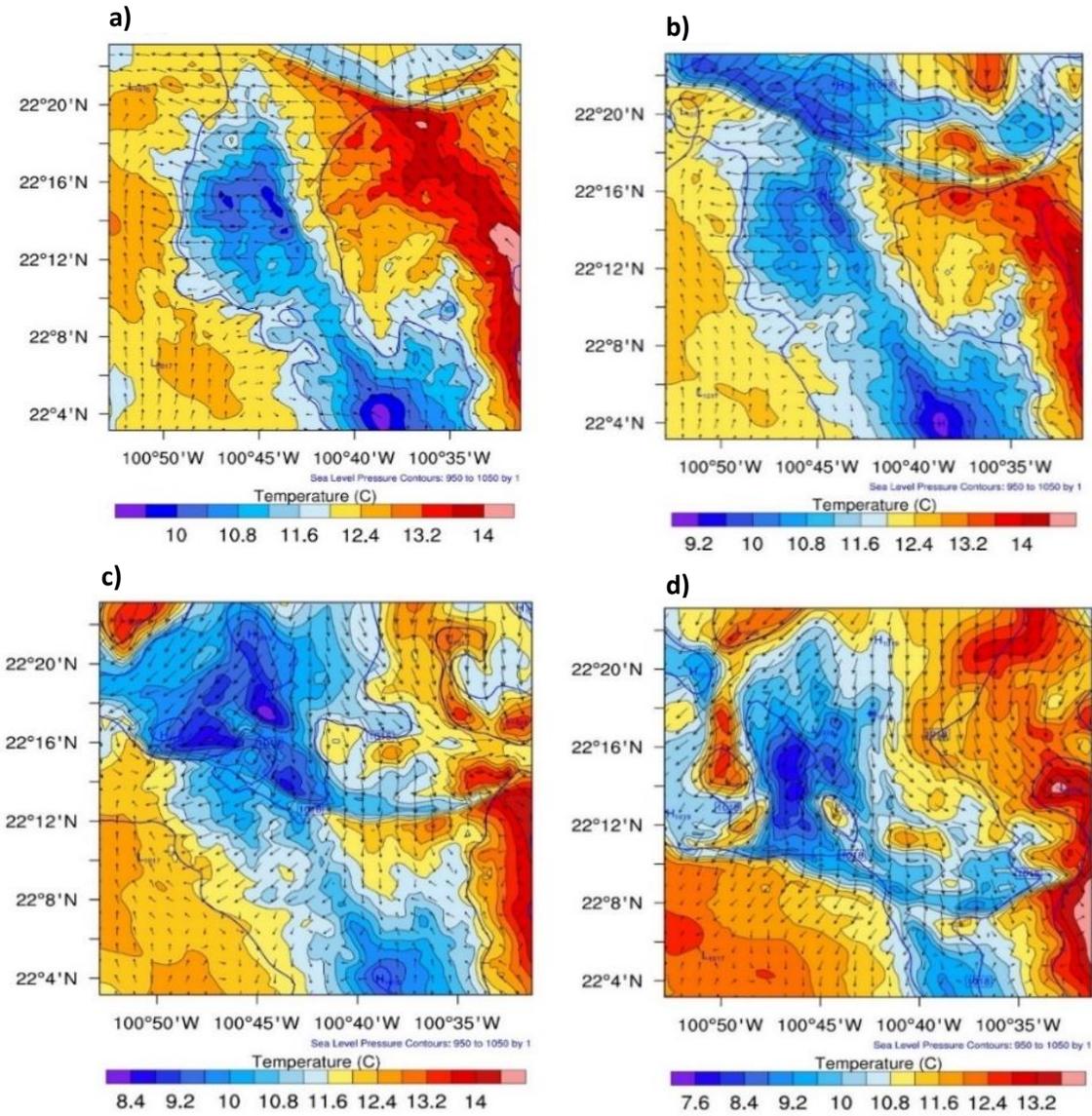


Figura 4.7. Dominio D3. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Fig. a) 06:30 hrs., b) 6:45 hrs., c) 7:00 hrs., d) 7:15 hrs. UTC

La zona de mayor inestabilidad que corresponde a todo aquello que va quedando detrás del paso del frente frío es la región donde se desarrolla la precipitación. El modelo calculó que la cantidad de lluvia correspondiente para la hora local 1:15 hrs. equivale a 25.6 mm en las zonas de mayor volumen de precipitación, y afecta a la parte Oeste del D3, que corresponde al Valle de San Luis Potosí (Figura 4.9d).

Cabe resaltar que de acuerdo con la Comisión Nacional del Agua, las lluvias de noviembre de 2013 a nivel nacional fueron las más abundantes desde 1941 para este mes, con 76.2 mm lo que equivale a más del doble de lo que normalmente ocurre (30.9 mm) y se distribuyeron en gran parte de la República Mexicana (Figura 4.8).

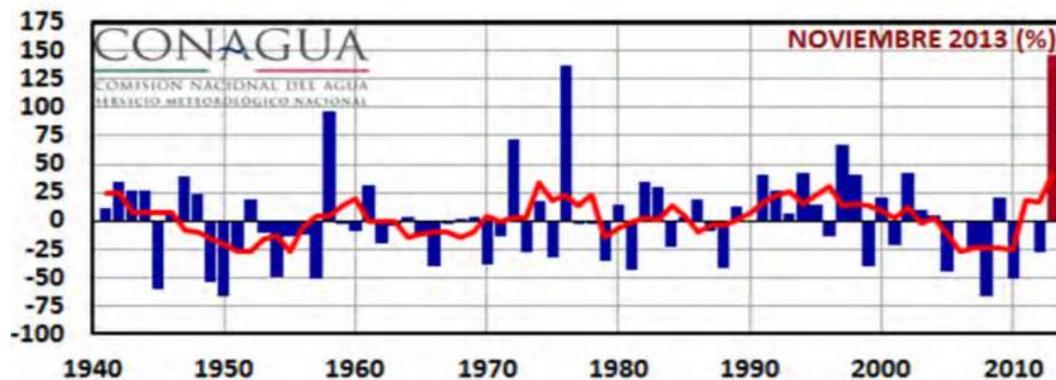


Figura 4.8. Anomalías de precipitación a nivel nacional de noviembre (barras azules), media móvil de cinco años (línea roja). Reporte del Clima en México Noviembre 2013.

El frente No. 10, que ingresó al país a finales de octubre, ocasionó lluvias de gran intensidad durante los primeros cuatro días de noviembre a lo largo de la vertiente del Golfo de México. En su paso por San Luis Potosí, dejó un acumulado diario de 118.2 mm en la comunidad de Tierra Blanca (P2) (SMN, 2013), que se localiza al Oeste del dominio D3 (Figura 4.9). Este volumen de precipitación es sumamente significativo debido a que en San Luis Potosí la precipitación media anual es de 385.6 mm¹² es decir, en un solo se día se presentó cerca de la tercera parte de la precipitación media anual.

¹² INEGI. Anuario estadístico y geográfico de San Luis Potosí 2016.

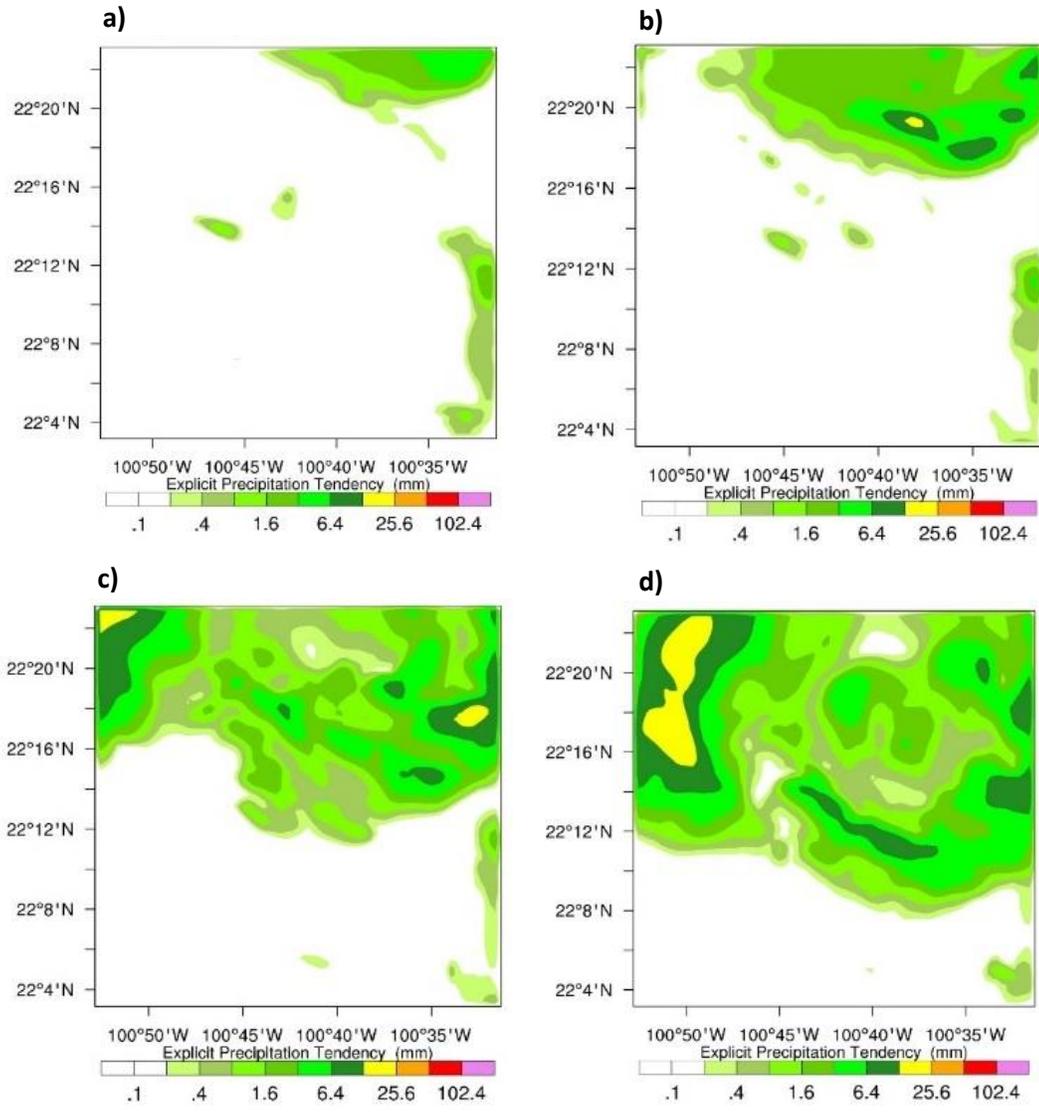


Figura 4.9. Dominio D3. Precipitación Explícita (mm). Fig. a) 06:30 hrs., b) 6:45 hrs., c) 7:00 hrs., d) 7:15 hrs. UTC

La tormenta que se generó a partir de los sucesos descritos, causó grandes afectaciones debido a su gran intensidad y corta duración. En la ciudad de San Luis Potosí generó inundaciones en diferentes puntos, así como el deslave de un pequeño cerro (Figura 4.10).



Figura 4.10. Inundaciones y deslaves en la Ciudad de San Luis Potosí¹³.

La influencia de las diferentes elevaciones presentes en la zona de estudio, que van desde los 1,400 m.s.n.m. en el Valle de Rioverde hasta los 2,800 m.s.n.m. en la Sierra de Álvarez, juega un papel de suma importancia ya que la Sierra funge como una estructura morfológica que modifica el sentido del viento y el Valle de San Luis, que se encuentra localizado entre la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito, juega un papel como canalizador de estos flujos. En el Dominio D3, se observa que cuando la masa de aire frío choca con la Sierra de Álvarez en su parte Norte, se divide el frente (Figura 4.11 b y c) y se generan dos flujos, uno en dirección Suroeste y otro en dirección Sureste. El flujo que continúa con dirección Suroeste, adquiere mayor intensidad y se encuentra con una zona de inestabilidad, donde se han formado celdas convectivas. En las zonas de mayor temperatura, el aire se calienta y es obligado a subir, siendo sustituido por aire frío que se encuentra descendiendo. Esta zona coincide precisamente con el lugar de mayor intensidad de precipitación.

¹³ Obtenido de: <http://pulsoslp.com.mx/2013/11/02/deja-tormenta-inundaciones-y-un-deslave/>

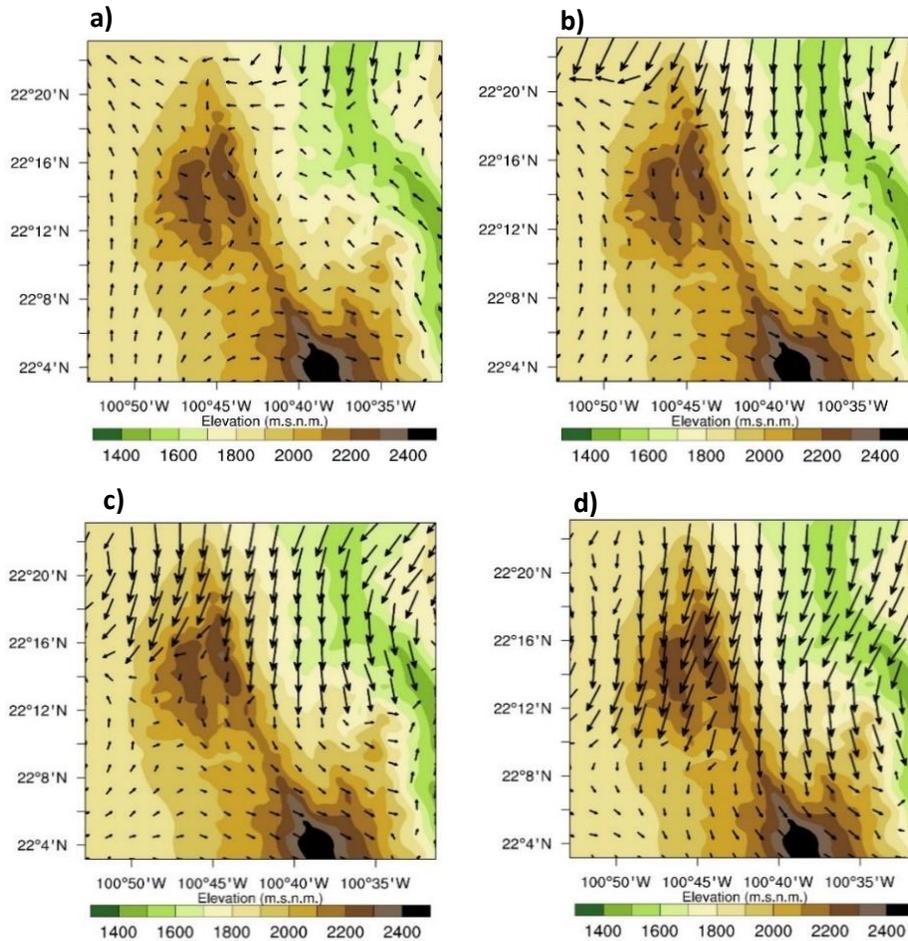


Figura 4.11. Dominio D3. Elevación del Terreno (m), vectores de viento. Fig. a) 06:30 hrs., b) 6:45 hrs., c) 7:00 hrs., d) 7:15 hrs. UTC

La humedad relativa de cada una de las masas de aire que al chocar provocaron la formación del sistema convectivo, debe ser analizada para entender el comportamiento del evento. El corte transversal de humedad relativa, realizado de Norte a Sur siguiendo la trayectoria del frente, nos muestra claramente como la presencia de humedad y de flujos ascendentes, provocó la formación de grandes nubes cumulonimbus. Se observa que la humedad alcanzó alturas de más de 10 km. La presencia de humedad relativa cercana al 100% se distribuye como una gran franja de 6km de espesor a lo largo de todo el dominio en el momento de la entrada del sistema convectivo (Fig 4.12a), lo que nos indica que se trataba de un día

húmedo y caluroso. El contenido de humedad que se encontraba presente en la zona de estudio en el momento del paso del frente frío, propició las lluvias de gran intensidad que se registraron para el 2 de Noviembre de 2013.

Se observa que al inicio de la formación del sistema convectivo, se tiene en general una atmósfera neutral, ya que las velocidades verticales son muy cercanas a 0 (Figura 4.12a). Cuando el sistema comienza a tomar fuerza y los vientos verticales ascienden llevando consigo humedad de la superficie, llega a un punto máximo donde el vapor de agua alcanza su punto de saturación y se condensa, generando entonces fuertes vientos descendentes y dando paso a la formación de celdas convectivas.

En la (Figura 4.12b) se observa que se forma una celda convectiva con aire ascendente al frente con magnitudes de hasta 8 m/s, y aire descendente con magnitudes de -3 m/s. Esto sucede debido a que la masa de aire caliente es menos densa que la de aire frío, de tal forma que la masa de aire caliente se eleva, y la masa de aire frío entra debajo en forma de cuña.

Conforme el sistema se desplaza, se observa que van quedando residuos del efecto convectivo (Figura 4.12c) que se pueden apreciar en forma de estela detrás del avance de las celdas convectivas. El sistema no es continuo, si no que se genera en bloques de celdas convectivas, presentando un comportamiento corpuscular (Figura 4.12d).

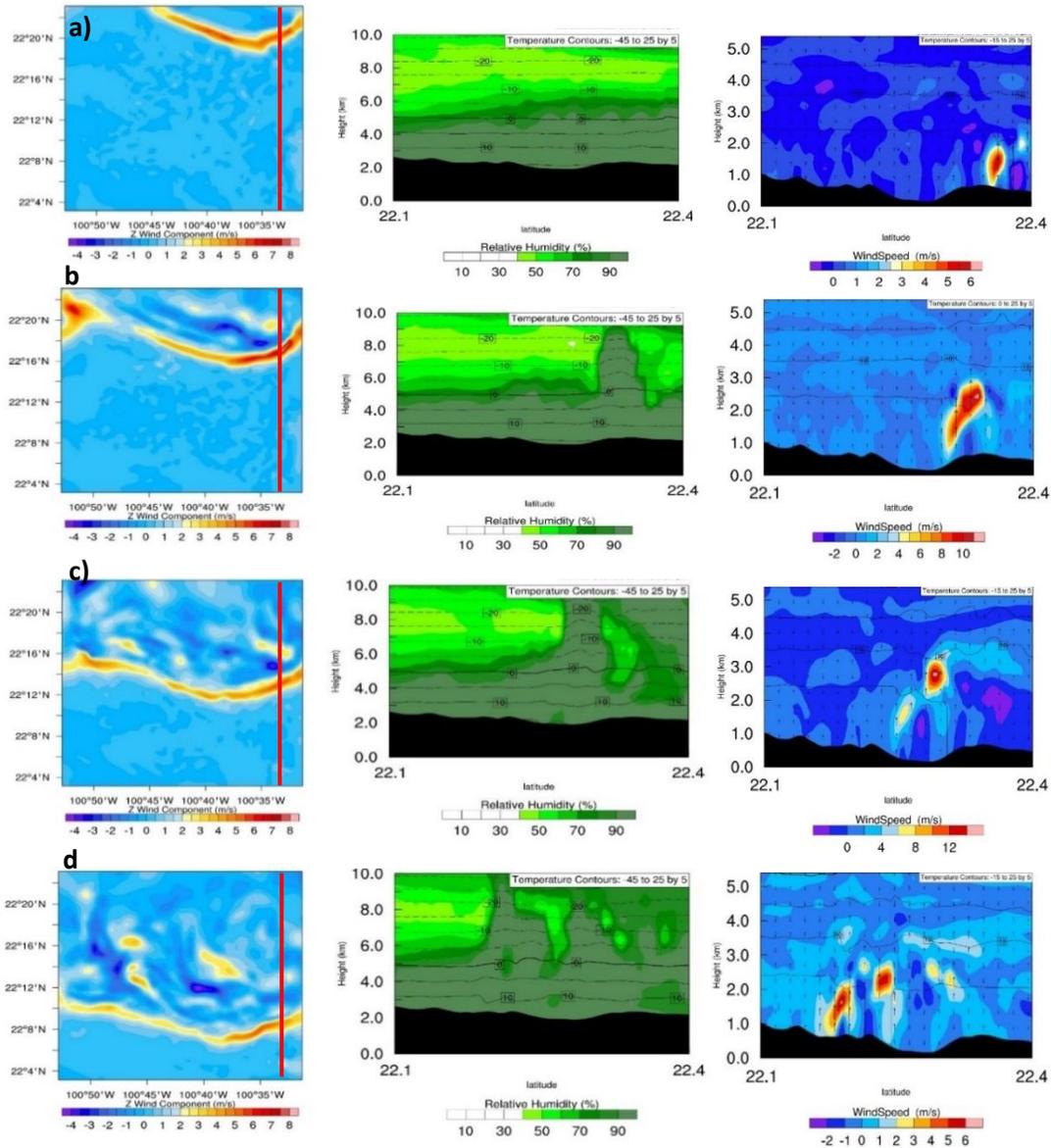


Figura 4.12. Dominio D3. Velocidad del viento en su componente Vertical Z (m/s) con línea de corte, corte transversal de humedad y corte transversal de velocidad del viento en su componente vertical Z (m/s). Fig. a) 06:30 hrs., b) 6:45 hrs., c) 7:00 hrs., d) 7:15 hrs. UTC.

b) Análisis Dominio D2

Debido a que el sistema convectivo adquirió una magnitud que abarcaba por completo el dominio D3, se dedujo que se extendía más allá de este dominio, lo que se comprueba en la Figura 4.13, donde se puede observar que el frente del sistema

convectivo tiene en realidad una forma de dos semicírculos continuos al inicio de su formación y una magnitud aproximada de 102.7 km. Al frente del sistema se produce el choque de masas de aire cálido con masas de aire frío y es en esa zona donde se genera la convección y las zonas de tormenta de mayor intensidad. Se puede observar que tiene un desplazamiento en dirección Sureste y que alcanza velocidades verticales ascendentes de 6 m/s y descendentes de -3 m/s

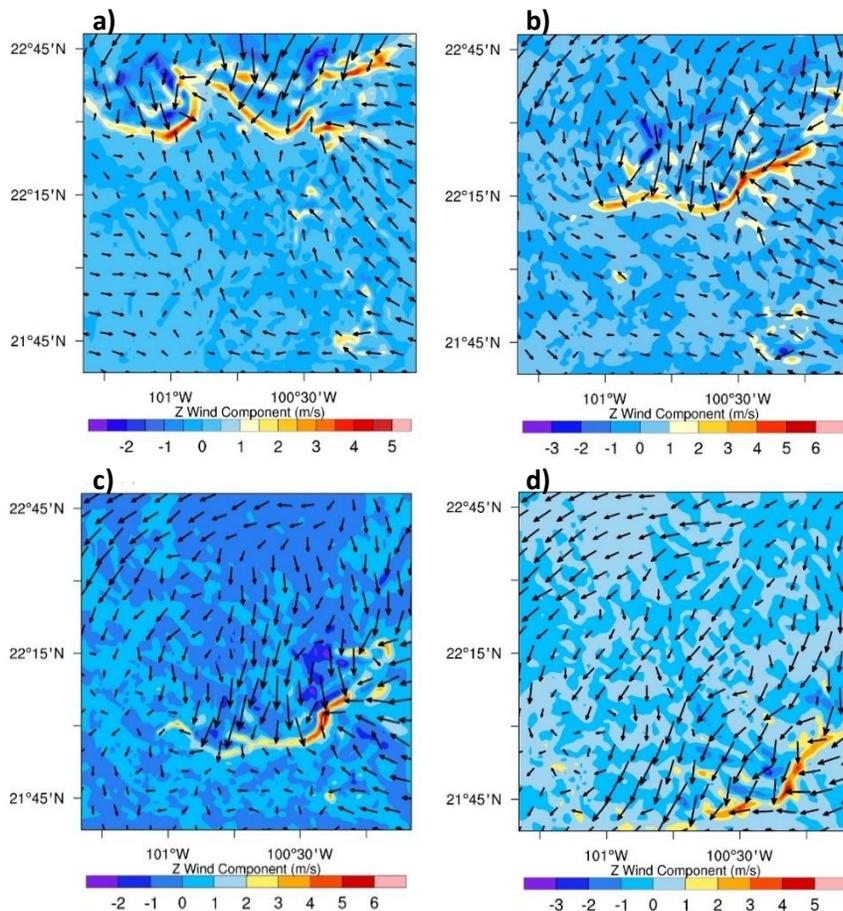


Figura 4.13. Dominio D2. Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) y vectores de viento. Fig. a) 06:00 hrs., b) 7:00 hrs., c) 8:00 hrs., d) 9:00 hrs. UTC.

En este dominio, se observa con claridad la entrada de una masa de aire cálido proveniente del Este, que converge con la masa de aire menos cálido del Norte. Por la parte del Pacífico, se observa la entrada de una masa de aire frío. La diferencia de temperatura entre estas dos masas de aire puede ser hasta de 7°C en una

distancia de 30 km. Es decir, de Este a Oeste, la temperatura desciende 0.23° por cada kilómetro. El choque de estas masas se puede observar al norte del dominio. Se observa también que el frente del sistema convectivo mantiene temperaturas frías en su avance (8° - 9°C), dejando detrás de él temperaturas relativamente más cálidas (12° - 13°C)

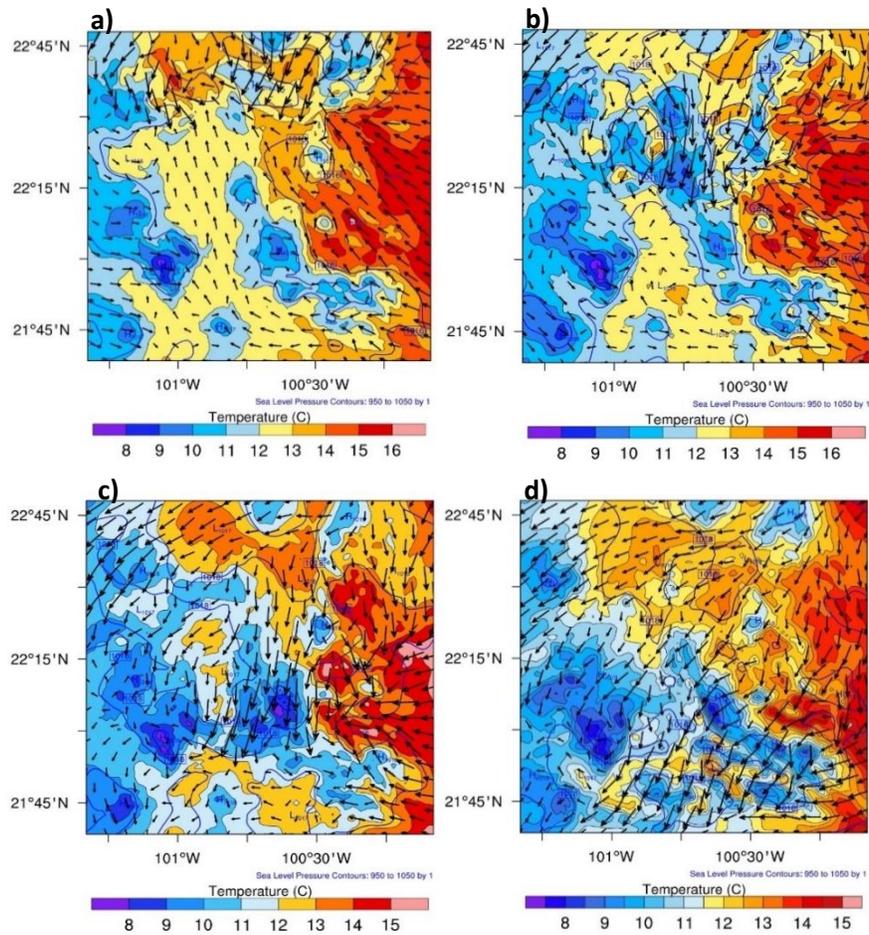


Figura 4.14. Dominio D2. Temperatura ($^\circ\text{C}$), Presión al nivel del mar (hPa), vectores de viento. Fig. a) 06:00 hrs., b) 7:00 hrs., c) 8:00 hrs., d) 9:00 hrs. UTC.

La entrada de aire relativamente cálido, húmedo y menos denso proveniente del Golfo de México se satura al contacto con el aire frío y menos húmedo proveniente del Norte y se vuelve más inestable, favoreciendo la formación de sistemas

convectivos y grandes tormentas. En la Figura 4.15, se observa el desplazamiento de norte a sur de la masa de aire con menor porcentaje de humedad relativa.

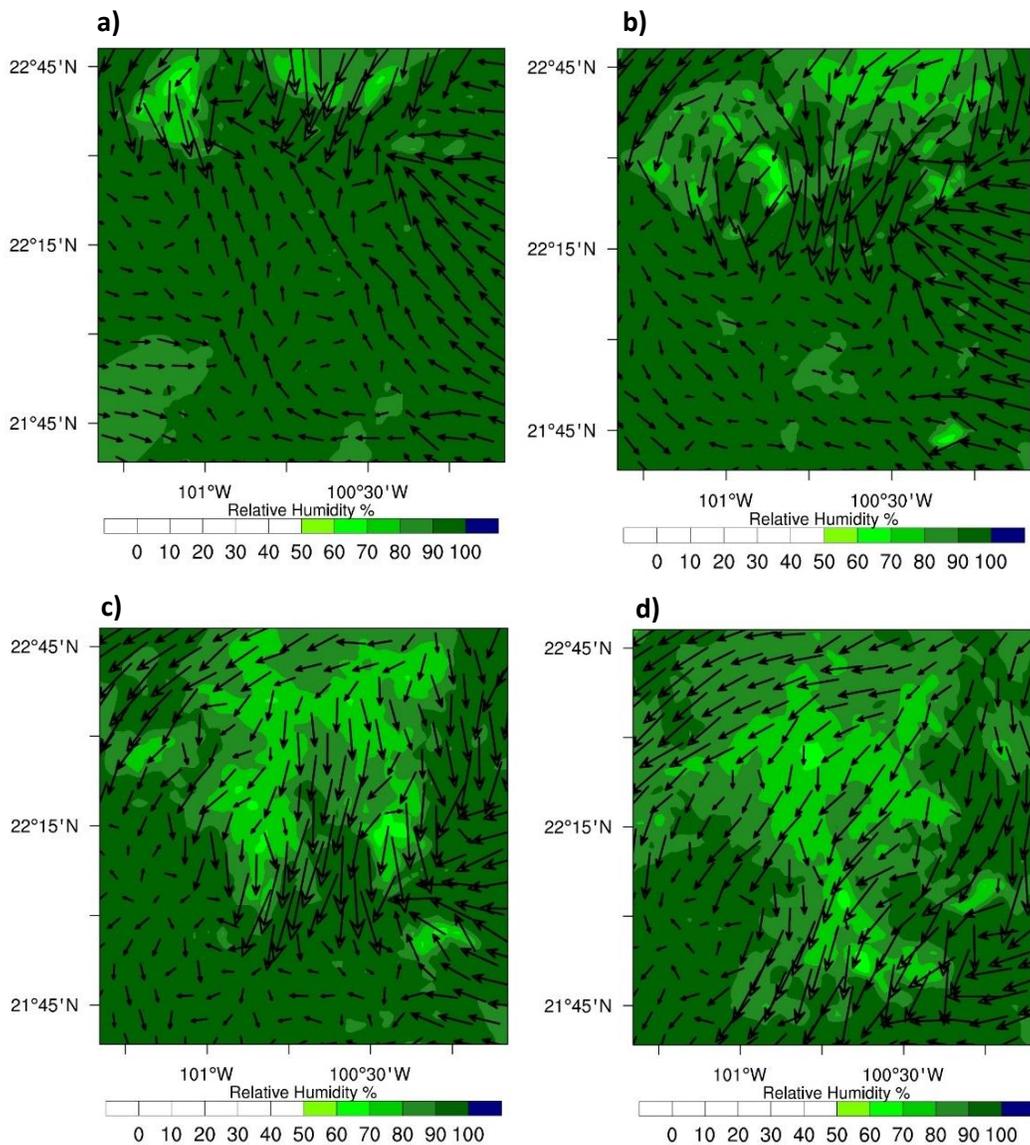


Figura 4.15. Dominio D2. Humedad Relativa (%), vectores de viento. Fig. a) 06:00 hrs., b) 7:00 hrs., c) 8:00 hrs., d) 9:00 hrs. UTC.

Los sistemas orográficos presentes en la zona de estudio, permitieron el avance y canalización del sistema convectivo, ya que este cobraba fuerza a medida que avanzaba sobre los Valles. En la Figura 4.16a, es posible observar que la entrada de vientos de gran intensidad del Norte, se dio a una longitud aproximada de

100°30', que es una región con una elevación de 1,400 msnm, es decir, una zona de valle rodeada por formaciones montañosas con elevaciones de 2,000 msnm.

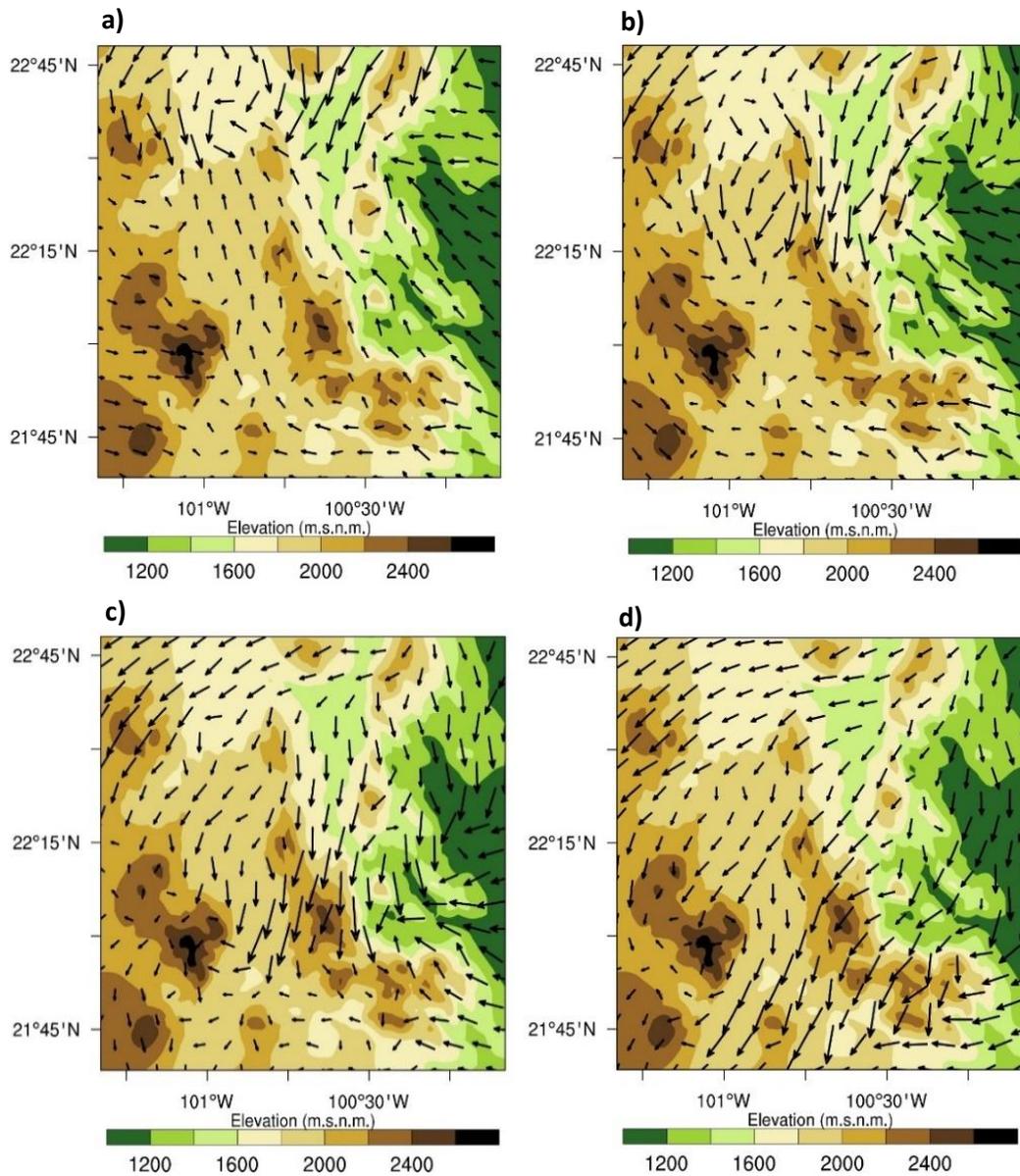


Figura 4.16. Dominio D2. Elevación del Terreno (m), vectores de viento. Fig. a) 06:00 hrs., b) 7:00 hrs., c) 8:00 hrs., d) 9:00 hrs. UTC.

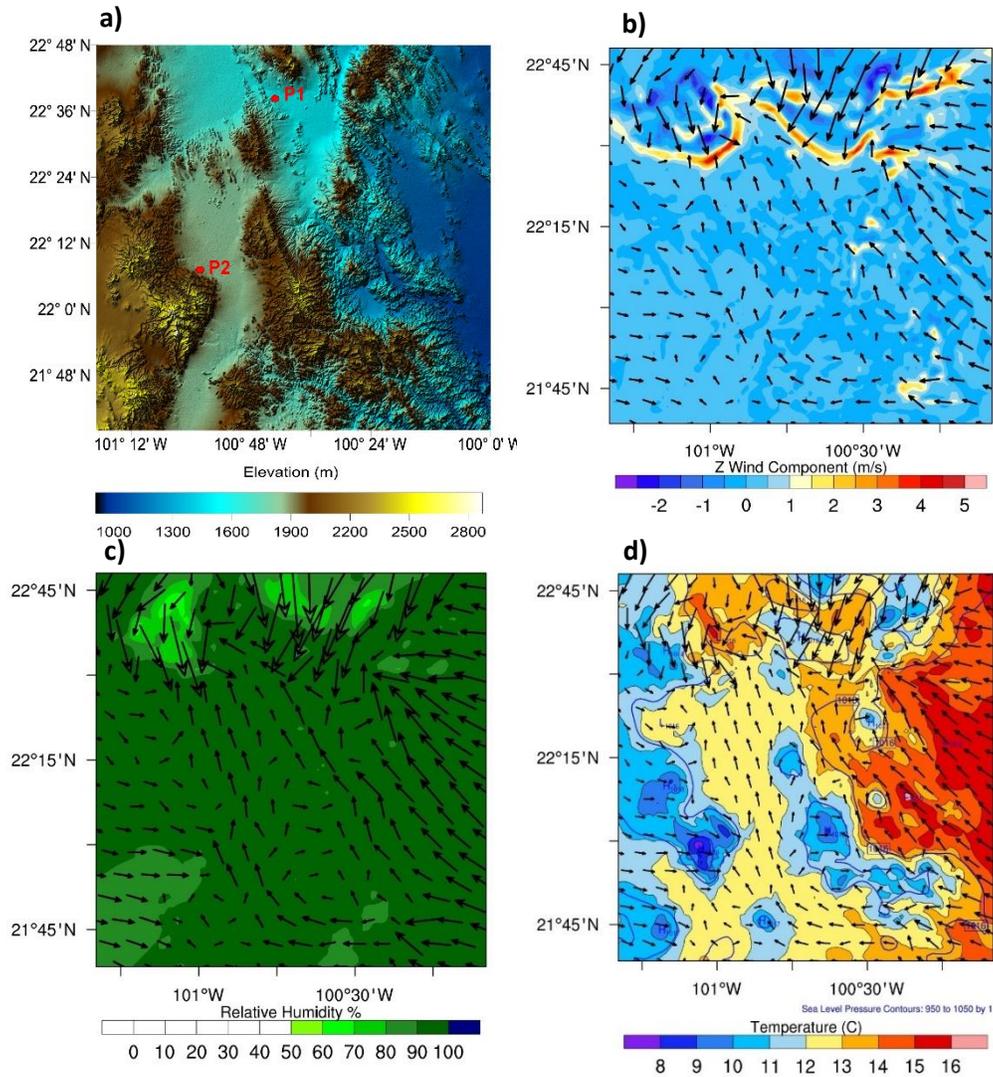


Figura 4.17. a) Elevación del terreno, b) Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) con vectores de viento, c) Humedad Relativa (%) con vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa) y vectores de viento. 6:00 UTC.



Figura 4.18. Imágenes de los efectos de la tormenta en Villa de Arista (P1).

4.1.2 Tormenta 2. Proceso convectivo y generación de tornado en la zona de estudio. 8 de Junio de 2016.

El día 8 de Junio de 2016, en la zona Sur de la Sierra de Álvarez, en la región colindante con el municipio de Villa de Zaragoza, se generó una fuerte tormenta convectiva con fuertes vientos y abundante precipitación que dio paso a la creación de un tornado atípico en la zona clasificado como un tornado de intensidad baja por las autoridades estatales, que dejó diversos daños materiales a su paso. Algunos de estos daños fueron la caída de muros, el derrumbe de casas de láminas, eucaliptos y otros árboles derribados.

A continuación se realiza un análisis de las variables con mayor influencia sobre los sistemas convectivos como la velocidad vertical del viento, la humedad relativa, la temperatura y la influencia de la topografía.

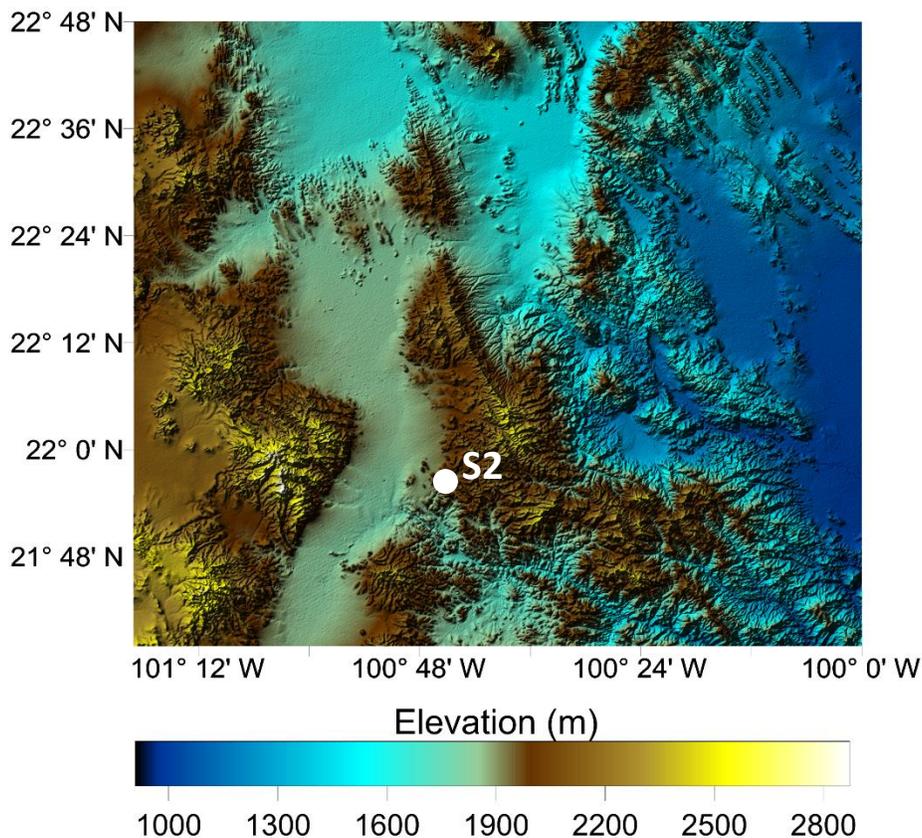


Figura 4.19. Mapa topográfico con la ubicación de la tormenta S2. 8 de Junio de 2016.

4.1.2.1 Análisis de sistemas convectivos de baja intensidad relacionados a la topografía previos a la tormenta del 8 de Junio de 2016.

a) Convección nocturna en las Sierras

Durante la noche y las primeras horas de la mañana del día 8 de Junio de 2016, es posible observar alineaciones de celdas convectivas con las Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito. Vientos horizontales de intensidades mayores a 10 m/s provenientes del sur-oeste del dominio, tienen un choque con la barrera orográfica de SSM. La convección es generada debido al calentamiento de la superficie que genera inestabilidad en las primeras horas de la mañana. La hora a la que esté fenómeno ocurre, es reflejada en la modelación como las 10:15 UTC para la Sierra de San Miguelito. Este mismo fenómeno se observa en la SA alrededor de las 11:15 UTC, es decir, una hora después. Esto podría ser debido a que la Sierra de Álvarez tiene elevaciones menores a la Sierra de San Miguelito. A las 12:45 UTC, se presentan las máximas velocidades verticales, tanto ascendentes como descendentes (-1.0 y 1.6 m/s) para esta condición de convección alineada a ambos sistemas orográficos (Figura 4.20).

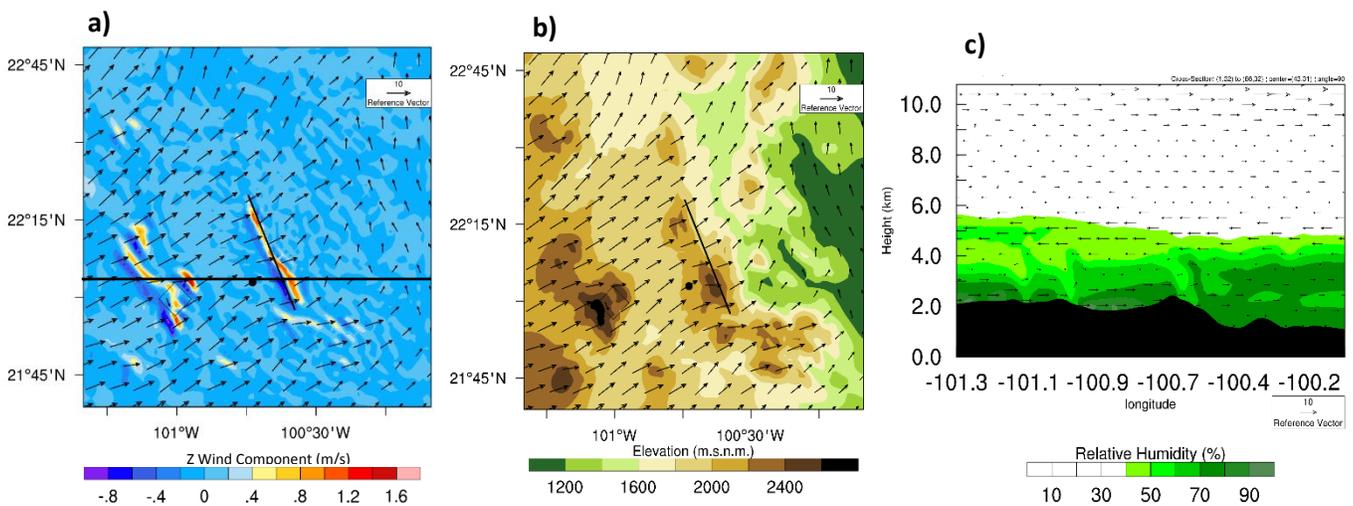


Figura 4.20. a) Componente vertical del viento (m/s). b) Elevación (m) con vectores de viento y c) Corte transversal de humedad relativa (%) señalado con una línea negra en a). Convección sobre la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito. 8 de Junio de 2016, 12:45 UTC. Rombo: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez, punto: posible ubicación del tornado.

b) Convección en las primeras horas de la tarde
 Al medio día, se observa una modificación en la morfología de las celdas convectivas. Mientras que por la mañana se concentran en las pendientes de las Sierras en sus zonas centrales, en las primeras horas de la tarde éstas se extienden tanto al norte como al sur y disminuyen su ancho, pero incrementan ligeramente su intensidad, pasando de velocidades de -1.0 m/s a -1.2 m/s en los vientos descendentes y de 1.6 m/s a 1.8 m/s para los vientos ascendentes (Figura 4.21). Estas condiciones prevalecen aproximadamente dos horas; de 16:45 a 18:45 UTC. Es posible observar que los vientos horizontales tienen intensidades alrededor de 5 m/s, es decir, la velocidad del viento es menor respecto a las condiciones presentes durante la noche y su origen es tanto del sur-este como del sur-oeste del dominio.

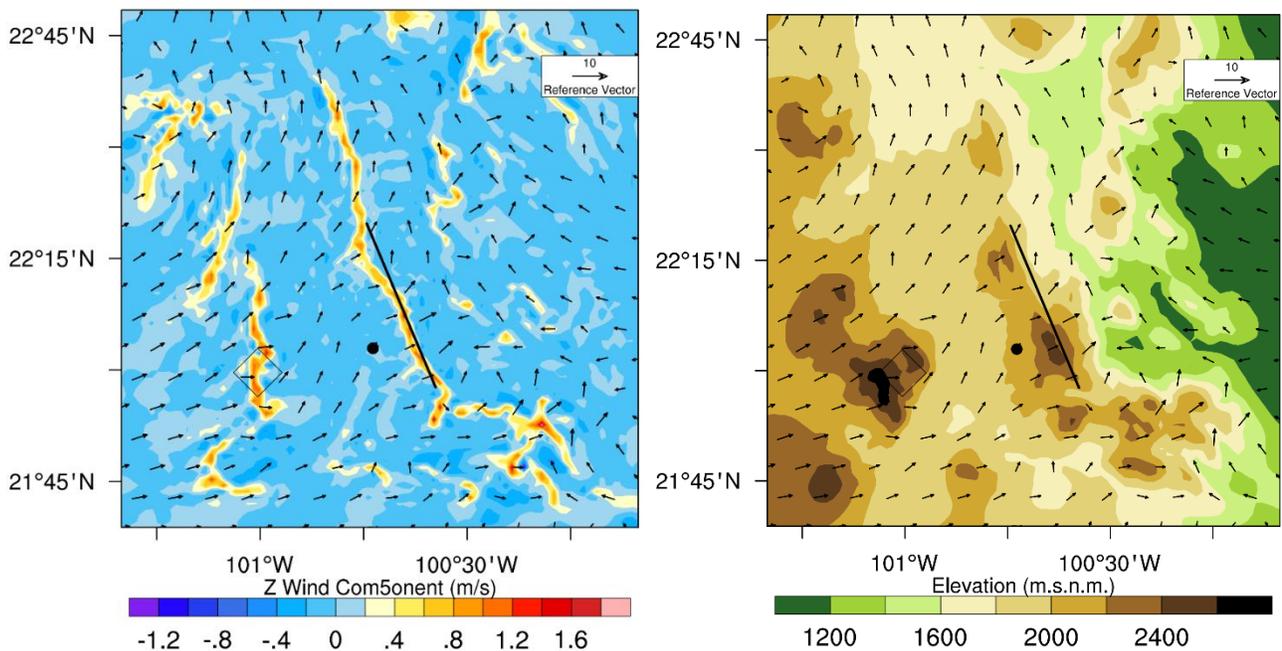


Figura 4.21. a) Componente vertical del viento (m/s). b) Elevación (m) con vectores de viento. 8 de Junio de 2016, 18:15 UTC. Rombo: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez, punto: posible ubicación del tornado.

4.1.2.2 Análisis del sistema convectivo detonador de la tormenta y el tornado

Las condiciones sinópticas unos minutos antes de que se detonara el tornado en Villa de Zaragoza, nos muestran una aportación significativa de humedad a la zona de estudio proveniente del Pacífico. Debido a que hay una zona de baja presión en la costa oeste del país, el viento gira de manera ciclónica, y trae consigo aire húmedo del mar a la zona centro de México (Figura 4.22, flechas verdes). Por otro lado, por el Golfo de México, se observa la entrada de una masa de aire seco que podría estar asociada al frente frío (Figura 4.22, flechas azules). El choque de estas masas de diferentes condiciones de temperatura y humedad pudo haber dado origen a la tormenta (Figura 4.22, cruz roja).

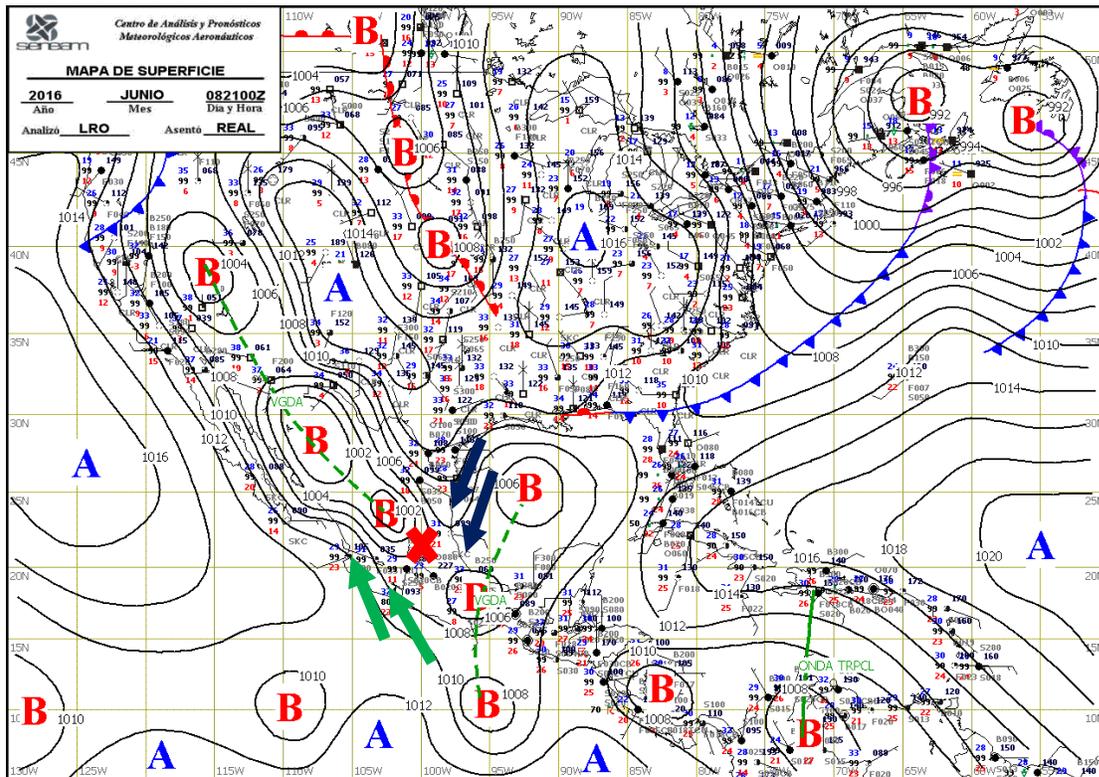


Figura 4.22. Carta Sinóptica de superficie. Tormenta S2. 8 de Junio de 2016. 21:00 UTC

En las siguientes horas, que corresponden a la tarde y comienzo de la noche (21:00 – 23:45 UTC), las velocidades verticales comienzan a incrementarse de manera notoria en la parte central de la SA, y el modelo nos muestra el desarrollo y

desplazamiento de un sistema convectivo con forma radial, que se encuentra con otro sistema en su camino con dirección al este, fusionándose con él e incrementando su magnitud (Figura 4.23c). Durante estas horas las velocidades verticales ascendentes oscilan entre 4 y 7 m/s y las descendentes pueden alcanzar hasta -7 m/s (Figura 4.23).

Se observa que los vectores de viento horizontales de mayor intensidad con velocidades cercanas a los 10 m/s provienen del este del Dominio D2, es decir, de la zona de mayor humedad proveniente del Golfo de México. Se puede apreciar que el frente del sistema convectivo va dejando a su paso inestabilidad que genera la creación de celdas de convección en la región centro-este y norte-este de la SA y en el Valle de San Luis Potosí cercano al municipio de Villa de Zaragoza (punto negro en la Figura 4.23). En esta región de inestabilidad es donde se localiza la tormenta.

El punto, ubicado en Villa de Zaragoza, señala la ubicación del Tornado, que de acuerdo a información de medios locales, ocurrió a las 21:30 UTC (Figura 4.23a). Se observa al este del punto, que la convección es generada debido al choque de los vectores de viento encontrados (Figura 4.23a), que provocan el ascenso rápido y consecuentemente descenso de viento.

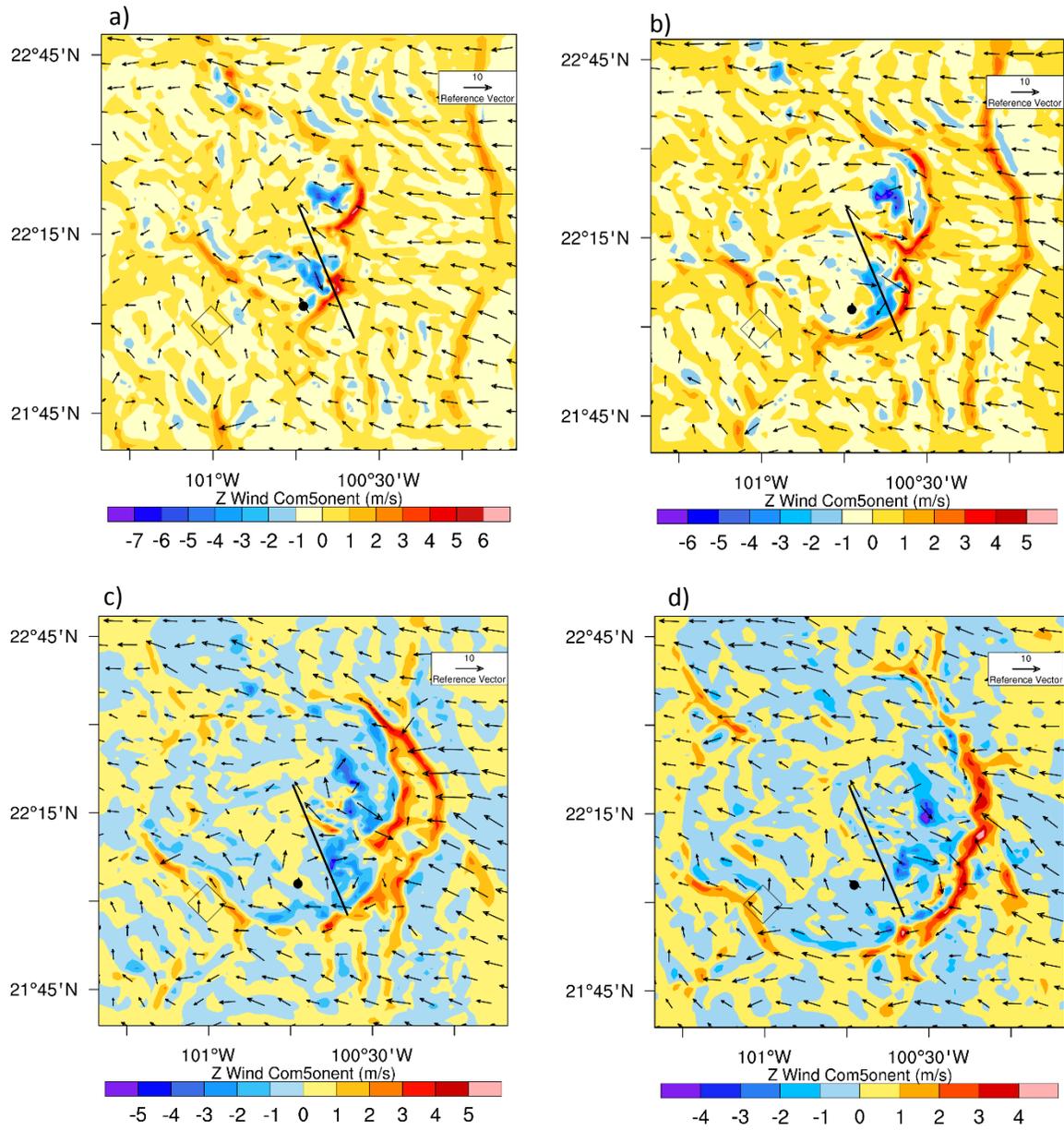


Figura 4.23. Componente vertical del viento (m/s). 8 de Junio de 2016, a) 21:30 UTC b) 21:45 UTC c) 22:00 UTC d) 22:15 UTC. Rombo: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez, punto: posible ubicación del tornado.

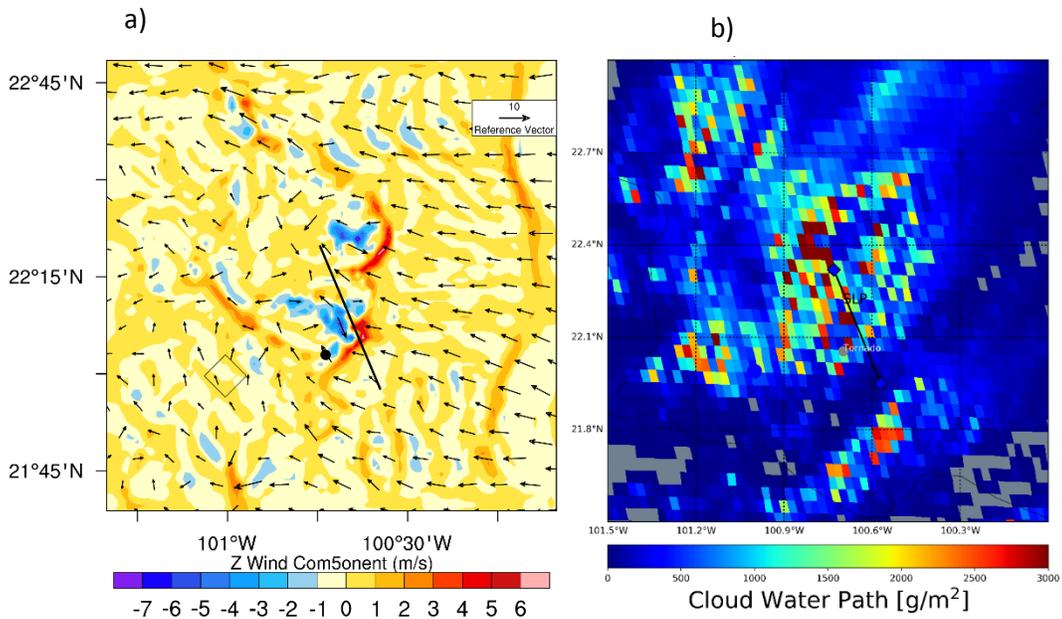


Figura 4.24. a) Componente vertical del viento (m/s) calculado con el WRF. b) CWP (g/m^2) calculado con datos de GOES. 21:30 UTC, 8 de Junio de 2016. Rombo: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez, punto: posible ubicación del tornado.

Al comparar la convección durante la hora del tornado (21:30 UTC), con los datos obtenidos de GOES para esta misma hora, se observa que los valores más elevados de CWP (hasta $3000 \text{ g}/\text{m}^2$) coinciden con las zonas de inestabilidad atmosférica, donde se tiene la presencia de celdas convectivas y velocidades verticales de gran intensidad entre -7 y $5 \text{ m}/\text{s}$. Esta zona se localiza principalmente al centro del dominio, en la región centro-norte de la Sierra de Álvarez. Se observan algunos valores elevados de CWP al Noroeste del dominio, donde se aprecia la formación de una celda convectiva. (Figura 4.24)

La presencia de una franja de humedad relativa con valores entre 60% y 100% con un espesor de 3 km aproximadamente predomina en toda la zona de estudio, y se extiende sobre el valle de San Luis Potosí, la SSM y la SA. Esta franja de humedad relativa se extiende desde la superficie hasta una altura de 5 km. El aporte de humedad en elevaciones medias proviene del Pacífico, mientras que en la región

Este del dominio, en las zonas de menor elevación, se concentraban porcentajes de humedad mayores a 80% desde antes del inicio de la tormenta. Los vectores de viento nos muestran gran inestabilidad en todo el dominio, que se hace más notoria sobre la SA.

A las 21:30 UTC se observa que el ascenso de viento con velocidades de hasta 8 m/s provoca la creación de una celda convectiva sobre la SA. El viento ascendente lleva consigo humedad de la superficie y provoca a su vez un descenso de aire seco con una velocidad de -3 m/s (Figura 4.25a). A las 21:45 UTC, se observa que la humedad transportada alcanza una altura de 10 km, relacionándose con la altura de la nube de convección profunda. El aire seco descendente se intensifica y alcanza una velocidad de 4 m/s. En la superficie, la cantidad de humedad es suficiente para seguir alimentando la celda convectiva, que se desplaza hacia el este, donde el terreno tiene una menor elevación.

En el Valle de Río Verde, se observa la creación de un sistema convectivo con una velocidad ascendente de 2 m/s. Este sistema se desplaza hacia el oeste hasta encontrarse con la celda convectiva desarrollada cerca de la SA. Cuando ambos sistemas se encuentran, la cantidad de humedad que asciende se expande sobre el lado este de la SA y el Valle de Río Verde.

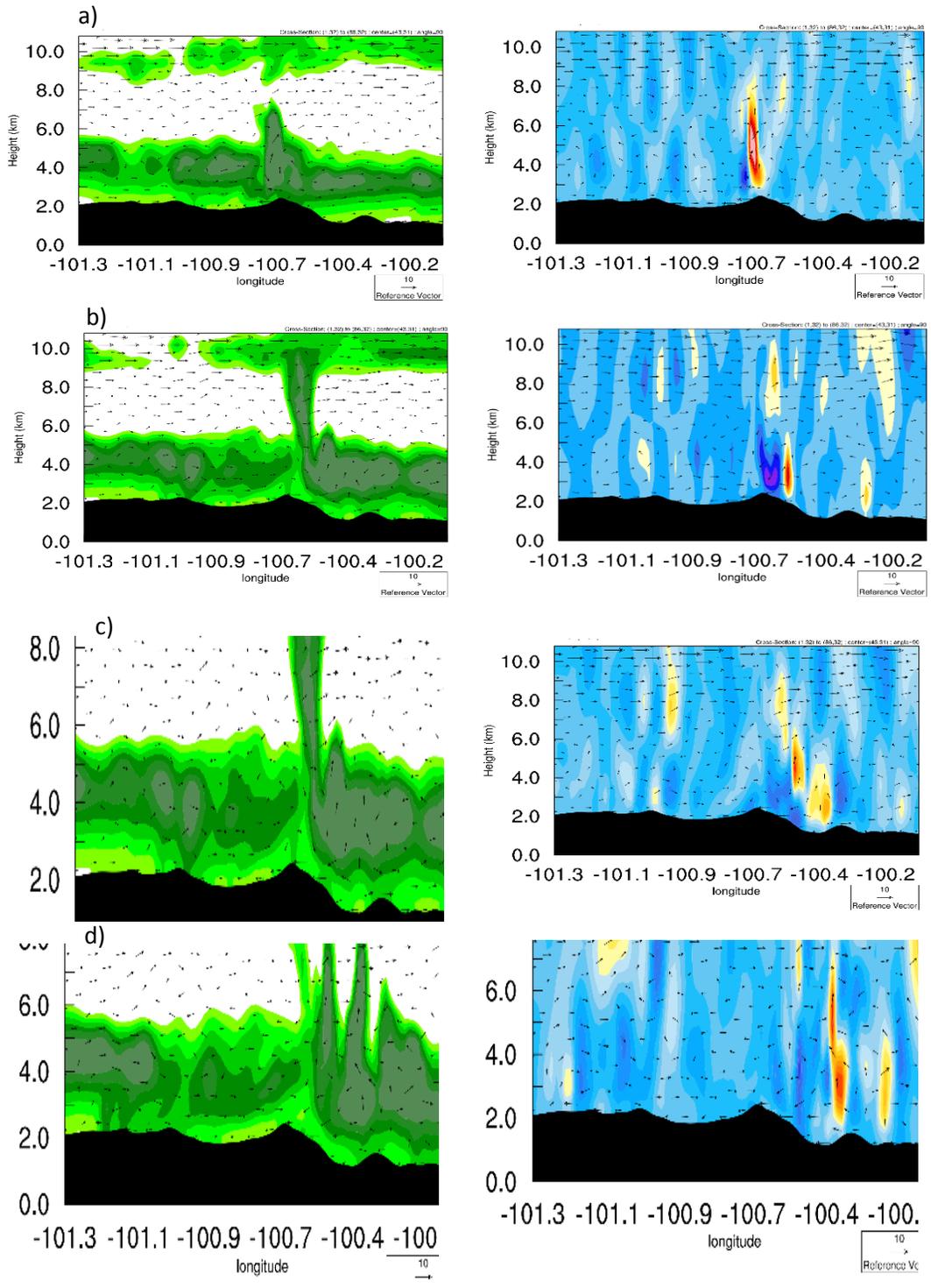


Figura 4.25. Dominio D2. Cortes transversales de: humedad relativa (%) y velocidad del viento en su componente vertical Z (m/s). Rombo: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez, punto: posible ubicación del tornado.

En cuanto a la Temperatura, se observa que entre las 20:00 y las 21:15 UTC desciende drásticamente de 16.5°C a -13.4°C, es decir, el gradiente de temperatura es de 29.9° en una hora y 15 minutos. El punto mínimo de temperatura ocurre a las 21:15 UTC, coincidiendo con el punto máximo de velocidad vertical del viento que es de 2.9 m/s. 15 minutos después, a las 21:30 UTC las condiciones se invierten; la temperatura sube hasta alcanzar 16.3°C y el viento alcanza una velocidad vertical descendente de -2.5 m/s (Figura 4.26). Posterior al paso del sistema convectivo, por

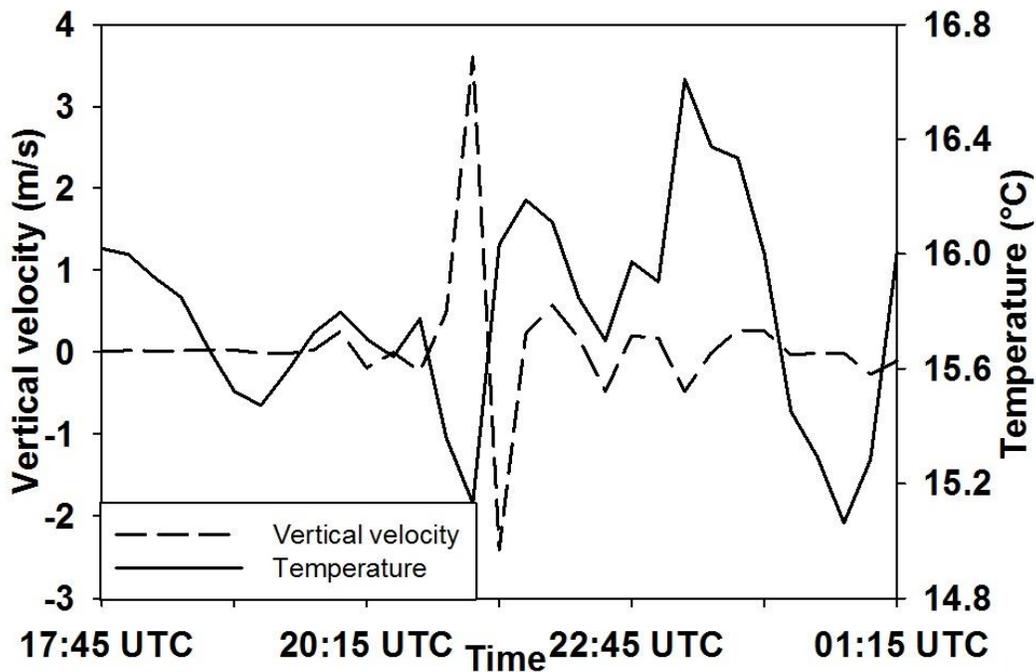


Figura 4.26. Temperatura (°C) y Velocidad Vertical del Viento (m/s) en la zona aproximada de ocurrencia del tornado.



Figura 4.27. Zonas afectadas por el tornado del 8 de Junio de 2016 en Villa de Zaragoza.¹⁴

¹⁴ Obtenido de: <http://pulsoslp.com.mx/2016/06/08/torbellino-derriba-arboles-techos-y-bardas-en-villa-de-zaragoza-hay-2-heridos-fotogaleria/>

4.2 Distribución espacial y variación estacional de eventos convectivos de observaciones satelitales

Para analizar la variación estacional de los fenómenos convectivos en la zona de estudio, se obtuvieron estadísticas de la época húmeda y de la época seca del año. Para la temporada húmeda se analizaron Junio, Julio y Agosto y para la temporada seca Diciembre, Enero y Febrero. Se presentan los resultados para el Dominio D1, que comprende gran parte del Estado de San Luis Potosí y una pequeña región de los estados de Querétaro, Guanajuato, Jalisco, Aguascalientes, Zacatecas, Nuevo León y Tamaulipas. Se muestran también los resultados para el Dominio D2 que abarca las Sierras de Álvarez (SA) y de San Miguelito (SSM) y el Valle de San Luis Potosí (VSLP) (Ver Tabla 3.3).

Al realizar el cálculo de los promedios de valores indicativos de la elevación de las nubes, como presión, temperatura y elevación al tope de estas, así como del CWP y el conteo de número de casos convectivos se obtuvieron las zonas dónde se presentan valores máximos y mínimos, indicando tanto la presencia como la ausencia de convección. Debe considerarse que al calcular valores medios, aquellos eventos extremos se encuentran suavizados por el promedio de todos los eventos. Lo anterior se explica con la finalidad de entender que los eventos extremos pueden presentar características de elevación de nube, de temperatura al tope de la nube o de CWP, mayores a los valores promediados. En el Anexo A se muestra la desviación estándar de cada parámetro. Se muestran a continuación los resultados para cada dominio.

4.2.1 Análisis Dominio D1, temporada seca del año

En la época seca del año, se observa para el dominio D1 que la región que se encuentra cerca de la costa Este presenta valores cercanos a 1 para los valores medios de CF y se observa un descenso gradual de este valor conforme se avanza hacia el Oeste. La SA marca el límite o la transición de valores medios de CF (0.5) a valores muy cercanos a 0. En cuanto al CWP los valores máximos oscilan entre

los 150 y 200 g/m² y se localizan en la parte central y en la parte sur de la SA, extendiéndose desde ahí hacia el Noreste, donde se localiza parte de la Sierra Madre Oriental. Al Este de la SA predominan valores elevados de CWP. Al Oeste sin embargo, predominan valores menores a 150 g/m², a excepción de la zona Suroeste de la SSM, donde el contenido de agua es de 200 g/m², lo cual nos indica la presencia de nubes de gran espesor. La presencia de nubes bajas con un alto contenido de agua prevalece desde la zona cercana al Golfo hasta alcanzar la SA, desde donde se puede apreciar que el porcentaje de nubes es menor, sin embargo estas tienen mayores elevaciones (Figura 4.28).

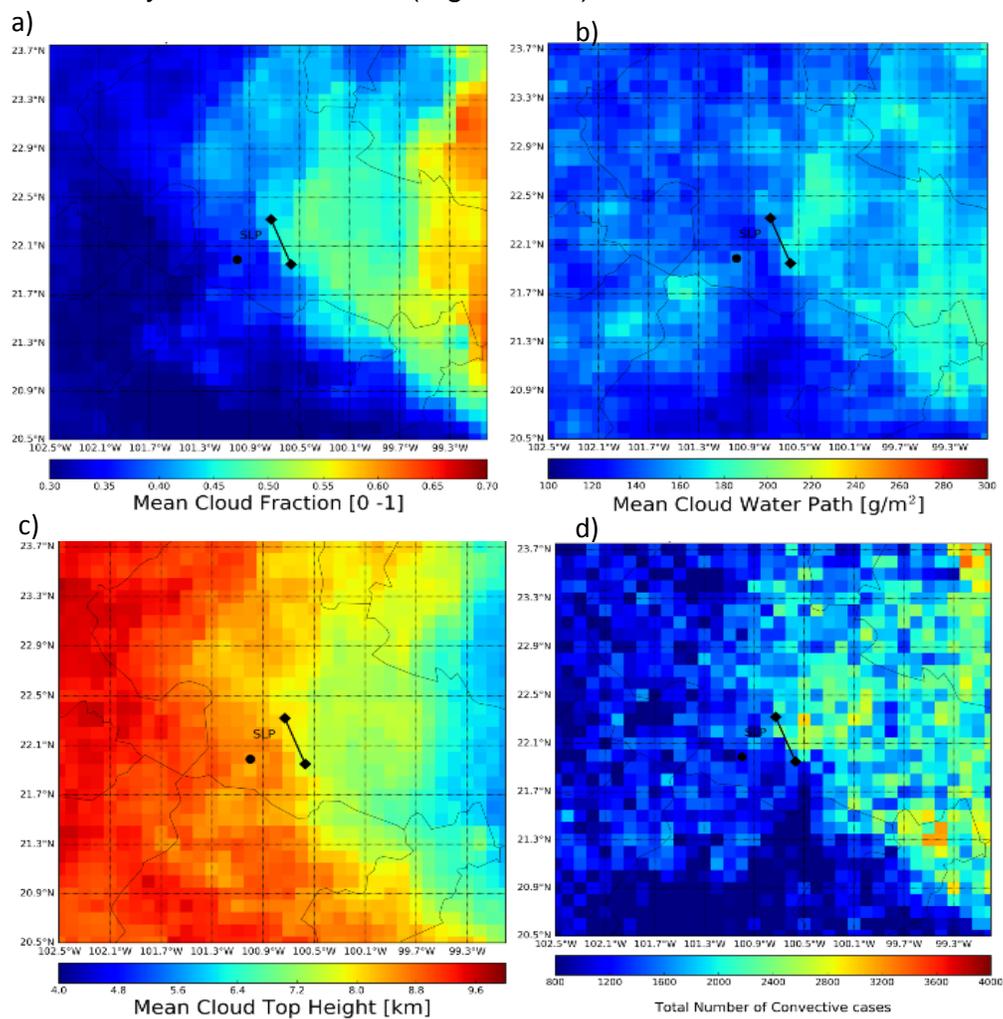


Figura 4.28. Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada seca (Diciembre, Enero y Febrero). 16:00-21:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (800-4000). Punto:Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

4.2.2 Análisis Dominio D1, temporada húmeda

Por otro lado, al analizar la temporada húmeda del año, se observan condiciones completamente distintas. El porcentaje de nubes en la región Este del dominio es mayor a 0.6, sin embargo, la elevación de las nubes sólo alcanza valores de 6 km. Sin embargo, es importante analizar la desviación estándar correspondiente, que como se muestra en la Figura 4.29 es de hasta 2.28 km, es decir las elevaciones podrían tener valores de casi 7 km en los eventos extremos. Es muy notorio el agrupamiento de valores máximos de CWP y de número total de casos convectivos para esta temporada del año. Las agrupaciones toman lugar principalmente al Noreste y al Suroeste del dominio. Los valores de CWP para estas zonas son mayores a 260 g/m^2 . El número total de casos convectivos incrementa notablemente respecto a la temporada seca, alcanzado valores de hasta 4000 (Figura 4.30).

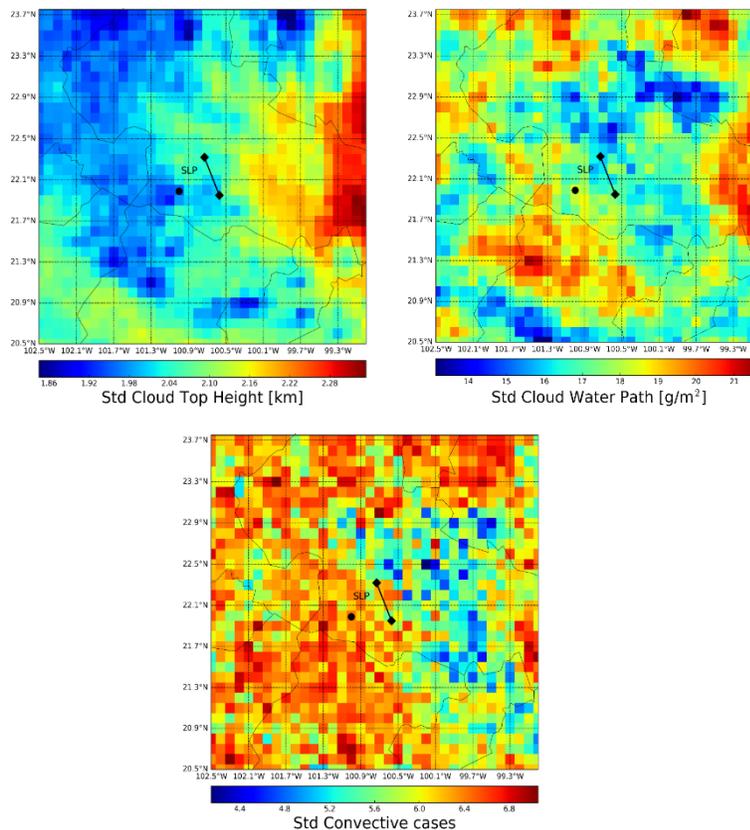


Figura 4.29. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.34km) CWP (13-22 g/m^2), c) Número Total de casos convectivos (4-7). Punto:Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

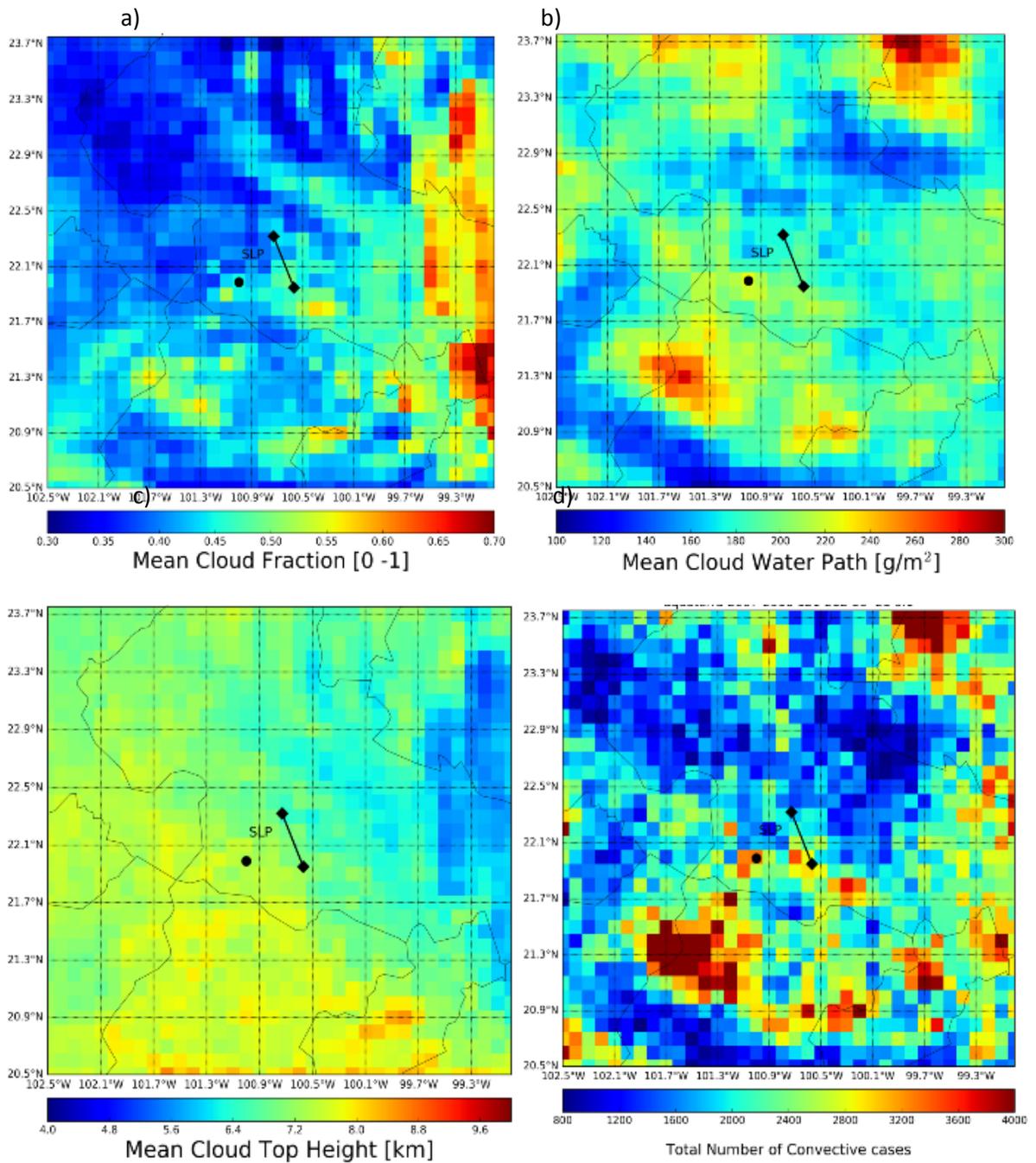


Figura 4.30. Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra) Dominio D1, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (800-4000). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

4.2.3 Análisis Dominio D2, temporada húmeda

Para poder analizar a detalle el comportamiento de la convección en la SA y la SSM, así como en el VSLP, se realizaron los cálculos correspondientes para el Dominio D2, y se mejoró la resolución a 0.05 grados, a diferencia de la resolución de 0.1 grados usada en los cálculos del Dominio D1. Al aumentar la resolución fue posible identificar que los valores medios de CF más elevados que son de 0.6 y se localizan al sureste de la SA, valores medios que oscilan entre 0.45 y 0.6 se encuentran sobre la SSM y la región Central de la SA, así como en la región Este del dominio (Figura 4.30a).

Sin embargo, a pesar de que el mayor porcentaje de nubes se localiza al sur de la SA, es en la SSM donde encontramos los valores de CWP más elevados, es decir, las nubes ubicadas en esta zona, tienen un mayor espesor y un mayor contenido de agua. Se observa que el VSLP, presenta valores muy bajos de CWP cercanos a 160 g/m^2 (4.30b).

Las nubes de mayor elevación se localizan alrededor de la SSM y coinciden con valores bajos de CF, de CWP y un bajo índice de casos convectivos. Esto podría deberse a que el satélite haya identificado nubes cirrus, que se desarrollan a elevaciones mayores a las nubes convectivas, pero debido a que tienen un espesor menor a las estas, presentan valores bajos de CWP. El número de casos convectivos nos muestra una gran agrupación en las regiones montañosas, sobre todo en la parte Sur de éstas. El total de casos convectivos es cercano o en algunas zonas es mayor a 600, considerando que el cálculo es realizado para 10 años y para 3 meses del año, tenemos un total aproximado de 20 casos convectivos por mes en la temporada húmeda en las zonas de las Sierras en un lapso de tiempo de 5 horas de las 16:00 UTC a las 21:00 UTC, ya que en este intervalo MODIS capta información de la zona de estudio.

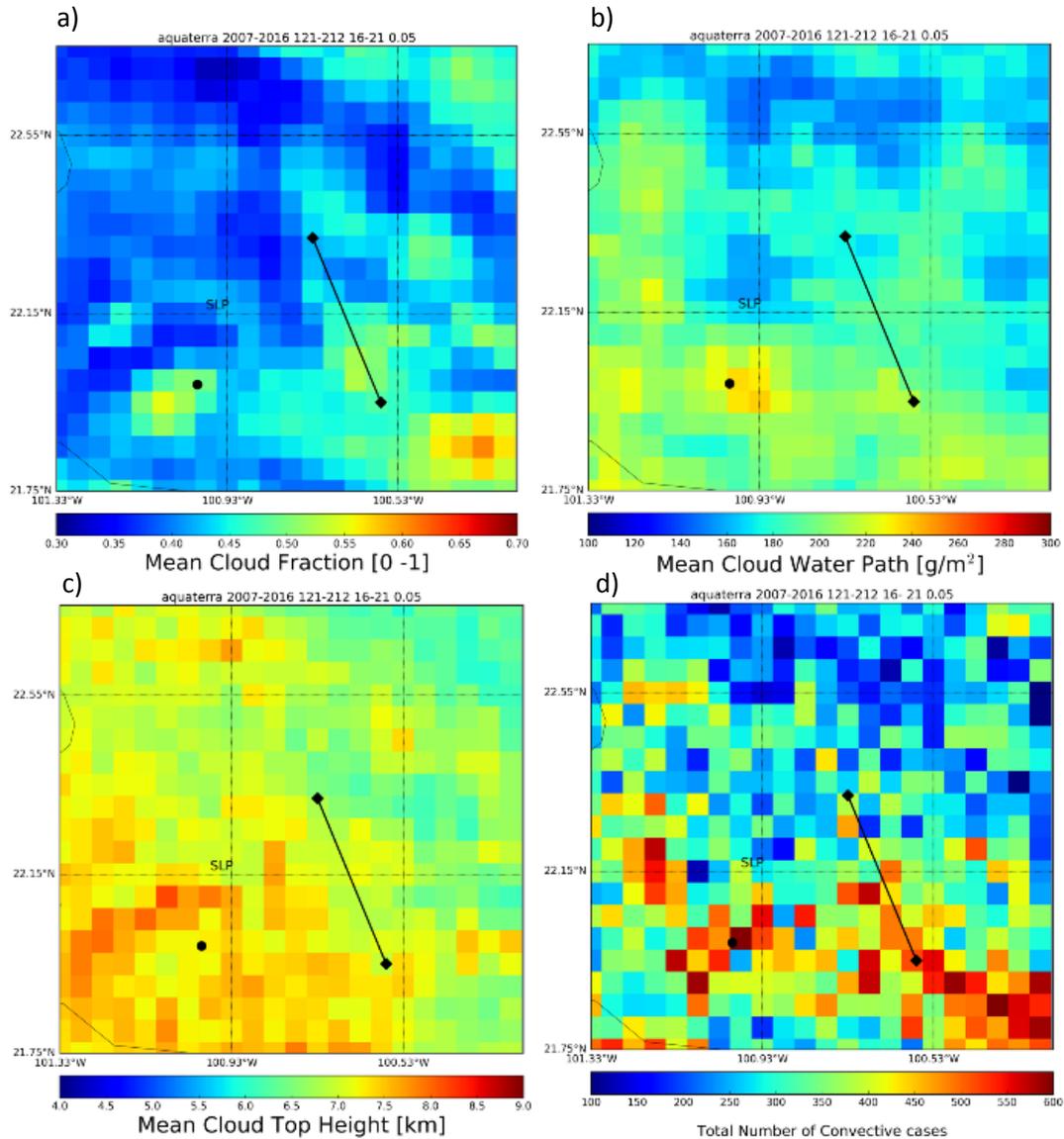


Figura 4.31. Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra) Dominio D2, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (100-600). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

4.3 Evolución Temporal de los Sistemas Convectivos en la Zona de Estudio

En orden de poder evaluar la influencia del ciclo diario en la convección presente en la zona de estudio, se realizaron cálculos con los datos disponibles de manera independiente para el satélite Terra y para Aqua. Como se vio en la sección 3.2.3

Terra pasa por México en las últimas horas de la mañana y primeras horas de la tarde. Específicamente Terra registra datos suficientes de las 16:00 a las 19:00 UTC. Por su parte, Aqua sobrevuela nuestro país por la tarde, y obtiene registros de las 19:00 a las 22:00 UTC.

Los resultados del satélite Terra, nos muestran que durante las últimas horas de la mañana y primeras horas de la tarde, el proceso de convección da inicio y se concentra en la región central de ambas Sierras. Los valores de CF para éstas horas oscilan entre 0.45 y 0.6 sobre las Sierras, y disminuyen en la región del valle (Figura 4.31a). De la misma manera, el CWP tiene valores entre 170 y 220 g/m^2 que se agrupan en las zonas montañosas principalmente. La zona del Valle tiene valores de CWP en un rango de 100 y 140 g/m^2 (Figura 4.31b). El número de casos convectivos es mayor en la SA que en el resto del dominio. Al Este de la Sierra de Álvarez, en la región perteneciente a la Sierra Madre Oriental, se observan también valores elevados de casos convectivos.

Los resultados de Terra, exhiben valores de CF más elevados (0.6 a 0.7) durante las horas de la tarde que se concentran en las regiones Sur de ambas Sierras (Figura 30a). Los valores de CWP alcanzan los 300 g/m^2 prácticamente en todo el sur del dominio, tanto en las Sierras como en la región Sur de la Zona Urbana de San Luis Potosí. De manera consecuente, los eventos convectivos se concentran al Sur del dominio y unos cuantos se localizan en la región Noroeste (Figura 32).

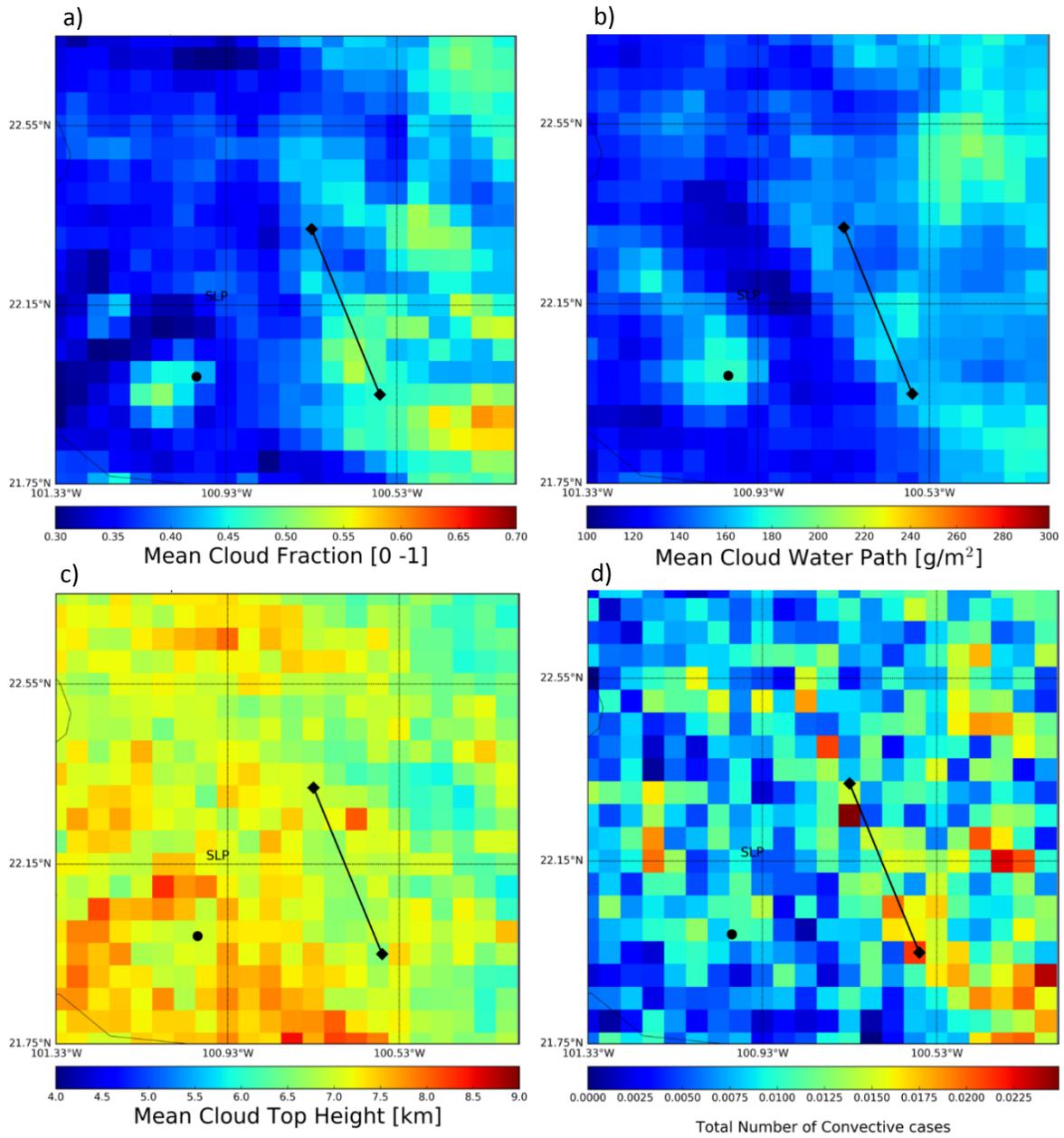


Figura 4.32. Estadísticas de MODIS (Terra) Dominio D2, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-19:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m^2), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (escala logarítmica).

Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

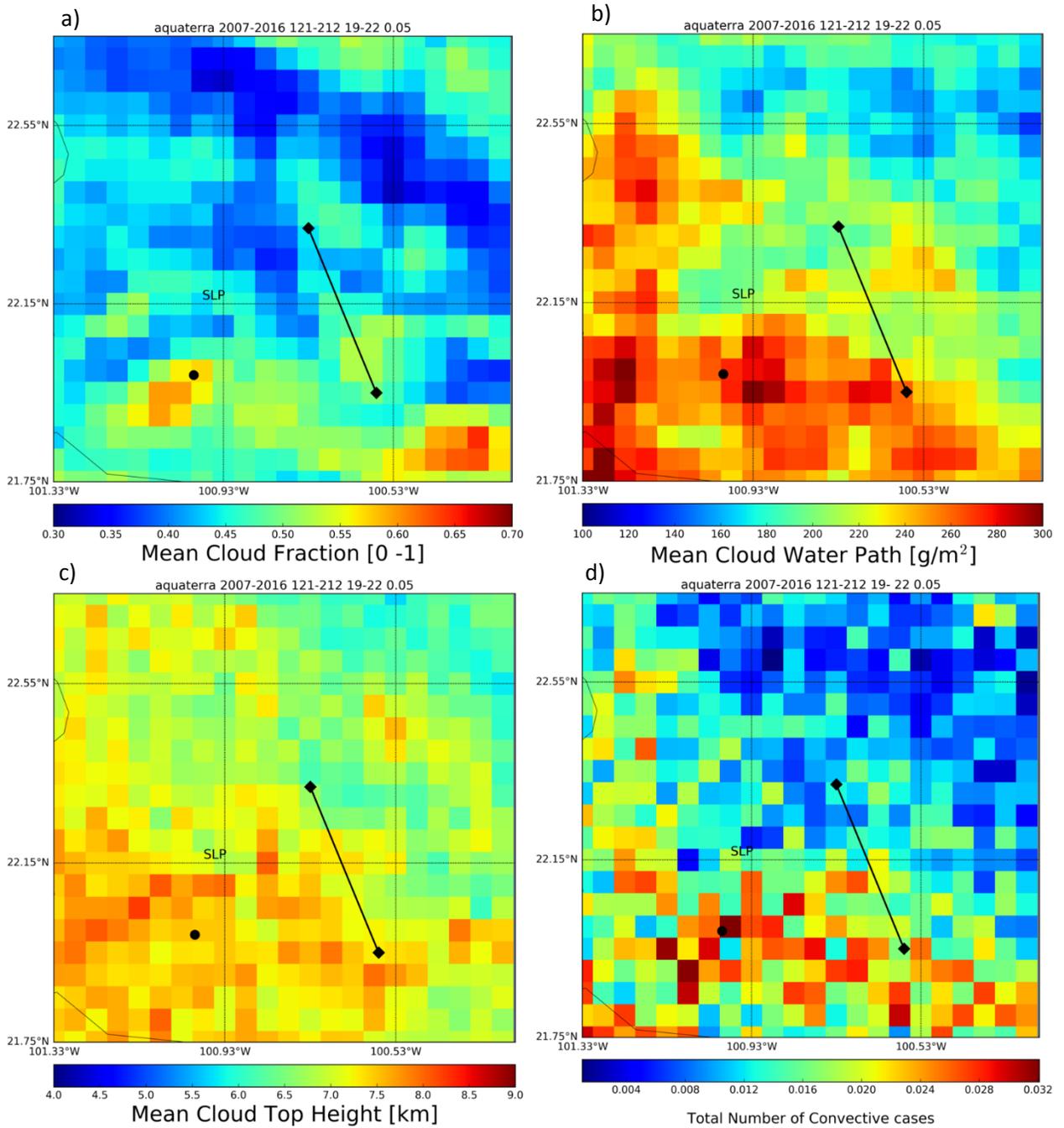


Figura 4.33. Estadísticas de MODIS (Aqua) Dominio D2, temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 19:00-22:00 UTC. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m^2), c) Promedio de CTH (km), d) Número Total de casos convectivos (escala logarítmica). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

Debido a que MODIS es un sensor transportado en satélites de órbita polar, la frecuencia con la que observa un mismo punto es baja. GOES, siendo un satélite de órbita geoestacionaria, permite obtener mediciones con una frecuencia de 15 minutos. Por ello, se decidió realizar un estudio para el año 2013 de la temporada húmeda con datos de GOES. Los resultados nos muestran la variación diurna del ciclo convectivo. Se observa que los valores de CF durante la media noche, alcanzan 0.850 y comienzan a descender drásticamente a las 6:00 LT hasta alcanzar un valor de 0.7 a las 9:00 LT. La atmósfera se mantiene relativamente estable hasta las 14:00 LT cuando los valores de CF comienzan a incrementarse nuevamente hasta alcanzar el valor máximo del día de 0.875 a las 20:00 LT.

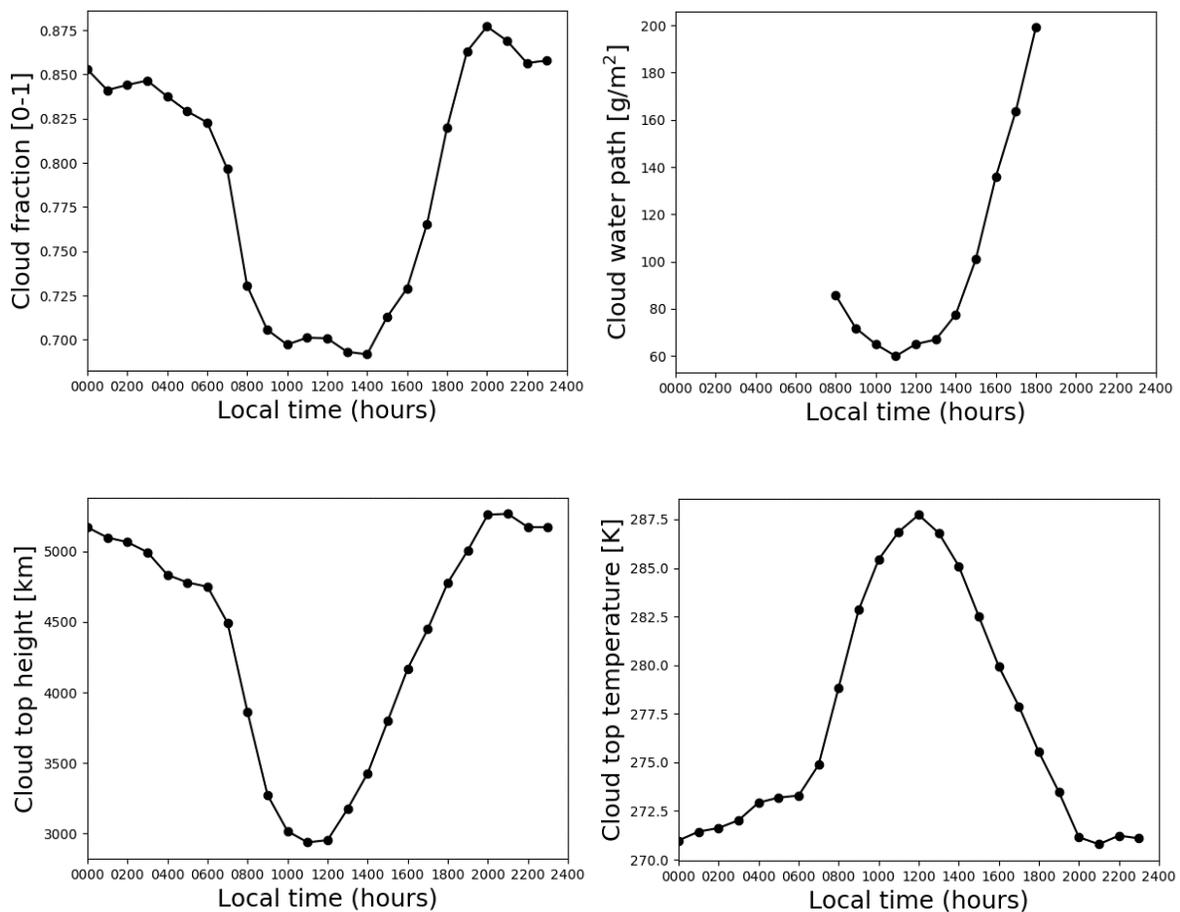


Figura 4.34. Estadísticas de GOES Dominio D2, año 2013, temporada húmeda. a) Promedio de CF (0-1), b) Promedio de CWP (100-300 g/m²), c) Promedio de CTH (km), d) Promedio de CTT (K).

El CWP disminuye en las horas en las que el CF es menor (de las 8:00 a las 14:00 LT) y aumenta durante las horas de la tarde hasta alcanzar un valor de 200 g/m² (Figura 4.33b). La elevación al tope de la nube y la temperatura al tope de la nube, se comportan de manera inversa, durante la noche y las primeras horas del día se tiene la presencia de nubes altas con temperaturas bajas en el tope. A partir de las 8:00 LT y hasta las 16:00 LT, las nubes son bajas, es decir, no convectivas. Estos pequeños sistemas de nubes, que como ya vimos, se encuentran alineados con las Sierras, adquieren fuerza y comienzan a crecer a partir de las 17:00 LT.

Capítulo 5

Discusión

En este trabajo se aplicaron dos técnicas completamente distintas para analizar la convección en la zona central de México; la modelación numérica y las observaciones satelitales. La modelación numérica permitió caracterizar las tormentas convectivas de manera física y dinámica, mediante el análisis de variables como la temperatura, humedad relativa, velocidad vertical del viento y precipitación. También permitió evaluar la evolución de las tormentas tanto en el espacio como temporalmente. Por otro lado, las mediciones de radiancia que obtienen los sensores remotos, sirvieron para calcular productos de nubes como Trayectoria de Agua de la Nube (Cloud Water Path), Presión en el Tope de la Nube (Cloud Top Pressure), Altura del Tope de la Nube (Cloud Top Height), Temperatura al Tope de la Nube (Cloud Top Temperature) y Fracción de Nube (Cloud Fraction). La información obtenida con estas dos herramientas permite fundamentar una climatología de eventos convectivos, la ocurrencia de tormentas severas y no severas y el papel jugado por la orografía en combinación con eventos meteorológicos de mesoescala.

5.1 Formación de tormentas

En el capítulo 4 fueron mostrados los resultados de las modelaciones de dos tormentas convectivas: 2 de Noviembre de 2013 y 8 de Junio de 2016. Estas tormentas revelaron la interacción de la llegada de masas de aire frío con la presencia de aire húmedo que condujo a fenómenos de convergencia que causaron eventos convectivos y que finalmente desencadenaron tormentas severas. La modelación numérica reveló la interacción de estas masas de aire, la subsecuente generación de eventos convectivos y su evolución temporal y espacial (ver Figura

4.6 a, b, c, d). Los datos satelitales permitieron establecer una primera climatología de eventos convectivos que revelan importante información meteorológica de la zona (ver Figura 4.29). Primero, las tormentas convectivas tienen un grado de ocurrencia elevado en la zona central de México. Segundo, las condiciones sinópticas de flujos de humedad y frentes fríos son primordiales para el desarrollo de este tipo de eventos. Esto incluye la presencia de sistemas de baja presión en la costa del Pacífico que provocan una circulación ciclónica que trae consigo grandes cantidades de humedad hacia el centro del país (ver Figura 4.2). Estas masas de aire húmedo interactúan con la superficie y se transportan a altitudes medias hasta la meseta central de México, interactuando en su paso con la compleja orografía y creando patrones locales de circulación de vientos (ver Figura 4.6). Otro flujo de humedad proveniente del Golfo de México es a través de una zona ubicada al este del dominio que presenta elevaciones bajas, con una diferencia de hasta 1000 m respecto a la Sierra de Álvarez. Para la tormenta del 2 de Noviembre de 2013, se presentó el paso de un frente frío alineado a la costa del Golfo de México, asociado a un sistema de alta presión en el Norte del país, que provocó circulaciones anticiclónicas de gran intensidad. La presencia de una depresión tropical en el Pacífico, generó circulaciones ciclónicas con gran aporte de humedad a la región centro del País. La interacción de estas masas de aire de diferentes densidades dio origen a la creación del sistema convectivo de gran intensidad.

La tormenta del 8 de Junio de 2016, presenta condiciones de una serie de zonas de baja presión al centro y al occidente del país que combinados con una zona de baja presión en el Golfo de México y un sistema de alta presión en el norte condujo a la convergencia de masas de aire frío del norte y cálido y húmedo del suroeste hacia el centro del país, que dió paso a la creación de sistemas de convección profunda y de tormentas severas (ver Figura 4.22). En la Figura 4.23 se observa como éste frente convectivo surge y como se propaga radialmente. Es interesante mencionar el hecho de que la modelación numérica de la propagación del frente convectivo y la zona de lluvia que deja a su paso coincide con la trayectoria de agua de nube

(cloud water path) calculado a partir de datos satelitales. Estos dos resultados son mostrados en la Figura 4.24. Esta concordancia es un claro ejemplo de complementariedad entre las modelaciones numéricas e información obtenida de datos satelitales. Es importante mencionar que aunque aquí se muestran solamente dos casos de tormentas severas, la climatología de eventos convectivos descritos (ver Figura 4.29) refleja que el número de tormentas puede ser grande en los meses de verano. En la Figura 5.1 se muestran los eventos extraordinarios con precipitaciones diarias de hasta 60 mm que ocurren principalmente en los años 1955 y 1995. Aunque los datos son para una zona específica del Valle de San Luis, reflejan que eventos de lluvia severos pueden ocurrir en la zona de estudio. Estos valores están asociados a tormentas fuertes y trombas (Carbajal et al., 2006).

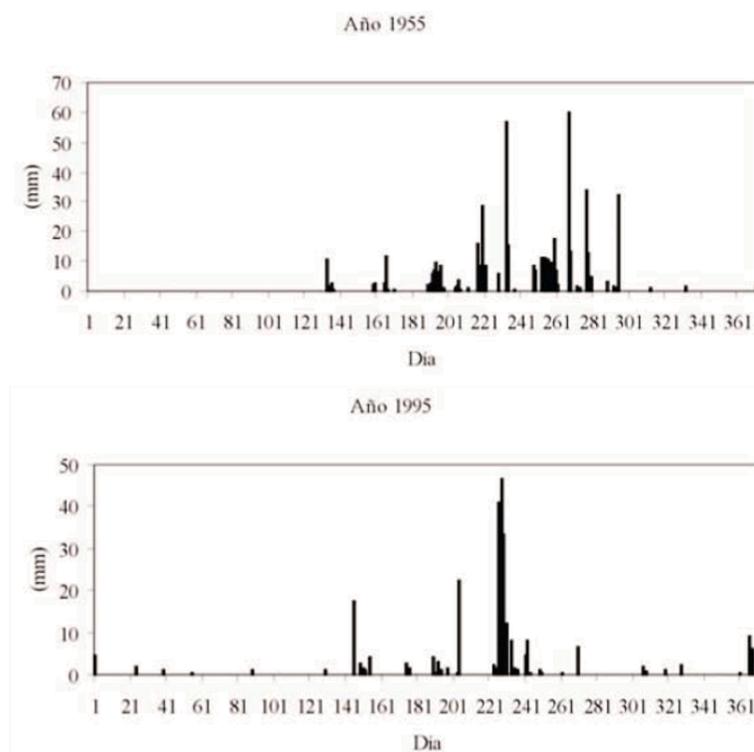


Figura 5.1. Precipitaciones extraordinarias en las inmediaciones de la Sierra de Álvarez para los años 1955 y 1995.

La investigación del origen, desarrollo y propagación de eventos convectivos que conducen a tormentas severas se justifica holgadamente cuando se analizan los

daños causados cada año en los lugares donde ocurren y donde se propagan. La tormenta del 2 de Noviembre causó grandes afectaciones a la población debido a su gran intensidad. El granizo y las fuertes lluvias, causaron la pérdida de techos en un número importante de casas en el municipio de Villa de Arista e inundaciones severas en la capital del estado de San Luis Potosí. La descripción de las tormentas permite entender los mecanismos que las desencadenan y que las propagan. La tormenta del 2 de Noviembre se encuentra asociada primordialmente al paso de un frente frío por la zona de estudio proveniente del Norte y a la presencia de humedad. Se puede observar un claro desplazamiento del sistema convectivo que dio inicio debido a la convergencia generada por la entrada de una masa de aire con una velocidad mucho mayor al viento que se encontraba frente a ella. Toda la zona de estudio presenta porcentajes de humedad relativa mayores a 70% al inicio de la tormenta. Se observa además la entrada de una masa de aire con una temperatura mayor proveniente del Golfo de México que se encuentra con la masa de aire frío y relativamente más seco proveniente del Norte (Figura 5.2d). Se puede relacionar claramente el frente del sistema convectivo a las zonas de menor elevación y los límites de los valles con los sistemas montañosos (Figura 5.2 a y b), esto es debido a que los valles juegan un papel canalizador que aumenta la velocidad del viento. En estas zonas ya ocupadas por el frente frío la humedad es menor al resto del dominio con valores entre 50% y 70% en contraste a los valores de 90% en el resto del dominio. La Figura 5.2b indica las posiciones de los frentes convectivos o zonas de inestabilidad mientras que la Figura 5.2c indica los contrastes de humedad relativa entre la zona del frente frío y la zona aún no afectada.

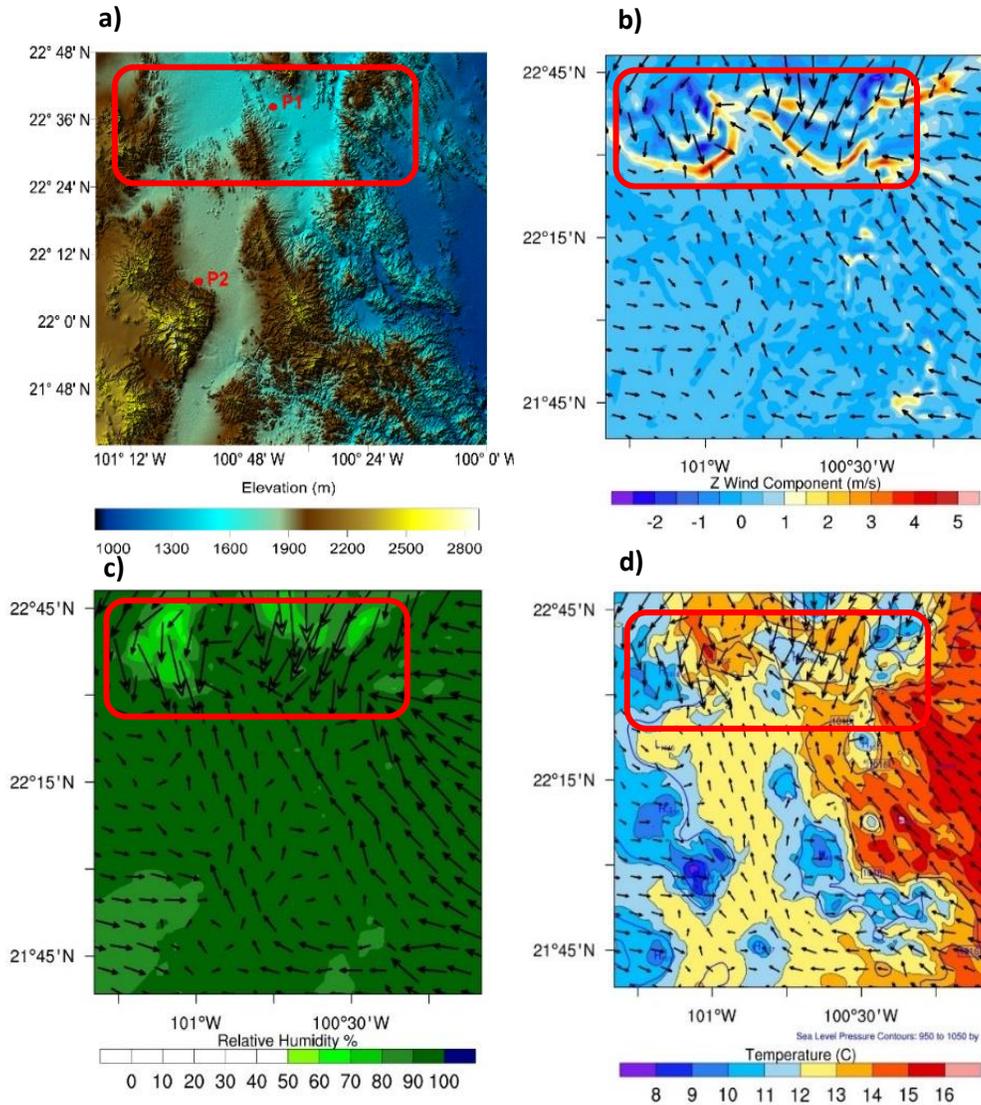


Figura 5.2. a) Elevación del terreno, b) Velocidad del Viento en su componente vertical Z (m/s) con vectores de viento, c) Humedad Relativa (%) con vectores de viento, b) Temperatura (C), Presión al nivel del mar (hPa) y vectores de viento. Entrada del sistema convectivo a la zona de estudio. 6:30 UTC. Dominio D2.

El comportamiento del sistema convectivo en el Dominio 3, nos permite observar su advección al propagarse por el dominio de Norte a Sur, con una velocidad aproximada de 27.33 km/h creando zonas de inestabilidad a su paso con velocidades verticales ascendentes de 8 m/s y descendentes de -4m/s. Estas inestabilidades fueron generadas por los contrastes de temperatura producto de la

mezcla de las dos masas de aire. En las zonas de mayor gradiente de temperatura, éste puede alcanzar valores de hasta 6 °C. La humedad presente en toda la zona de estudio mantuvo valores mayores al 80%, a excepción de la zona detrás del frente convectivo, donde esta tenía valores entre 60% y 70% (Figura 5.3). El sistema convectivo se desplazó manifestando un comportamiento no continuo, sino más bien corpuscular.

La zona de inestabilidad dio paso a la creación de celdas convectivas generando fuertes precipitaciones sobre todo en el valle de San Luis Potosí (ver Figura 4.1), reportadas por la CONAGUA como atípicas debido a la acumulación de 118.2 mm en sólo 24 hrs. Considerando que el promedio de precipitación anual para la ciudad de San Luis Potosí es de 385.6 mm, la acumulación diaria para esta fecha es considerada excesiva y totalmente atípica, ésta lluvia de gran intensidad y corta duración provocó inundaciones y daños a vehículos en la Zona Urbana de San Luis Potosí. Puede ser que las mayores tasas de precipitación se concentren en el Valle debido a que en esta zona fue donde se permitió el paso del sistema convectivo que fue canalizado debido a las bajas elevaciones contrastantes con las Sierras que lo limitan.

La tormenta del 8 de Junio de 2016 se generó al centro de la Sierra de Álvarez, debido a la diferencia de temperaturas en la zona, que se da debido al calentamiento de la superficie y al efecto valle-montaña, propició inestabilidad atmosférica y convergencia de masas de aire con diferentes características. El sistema convectivo alcanzó velocidades verticales ascendentes de 6 m/s. Estas velocidades son características de tormentas convectivas severas, por lo general, las velocidades ascendentes tienen una magnitud mayor que las descendentes, pero para este

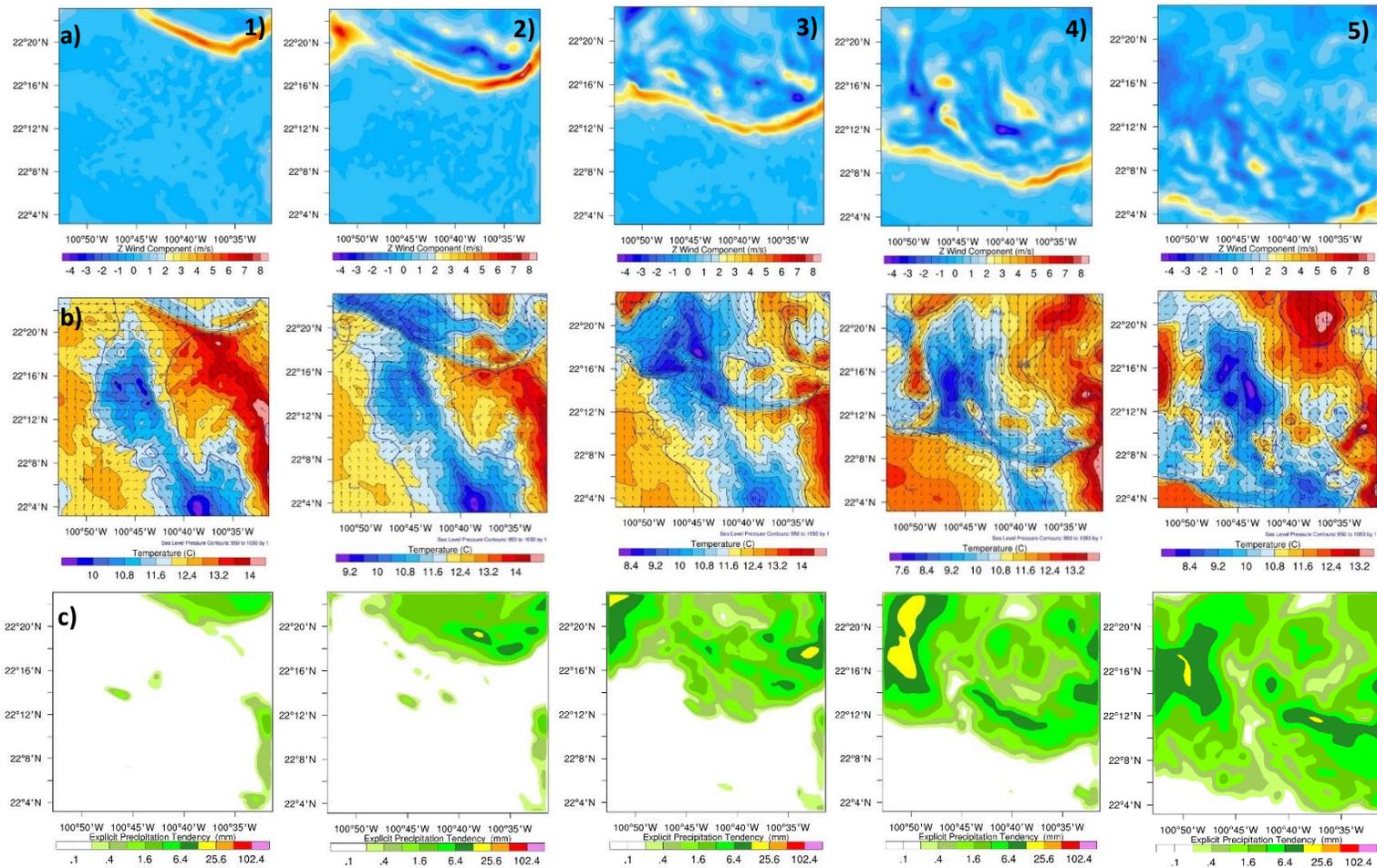


Figura 5.3. a) Velocidad Vertical del Viento (m/s) b) Temperatura (°C) c) Precipitación (mm). 2 de Noviembre de 2013. 1) 6:30 UTC, 2) 6:45 UTC, 3) 7:00 UTC, 4) 7:15 UTC, 5) 7:30 UTC.

Caso, los vientos que bajaban alcanzaron velocidades de hasta -7 m/s. En la zona de estudio donde se localiza la celda convectiva de mayor intensidad, cerca del municipio de Villa de Zaragoza, se formó un tornado (punto negro en la Figura 5.4a y gris en la Figura 5.4b).

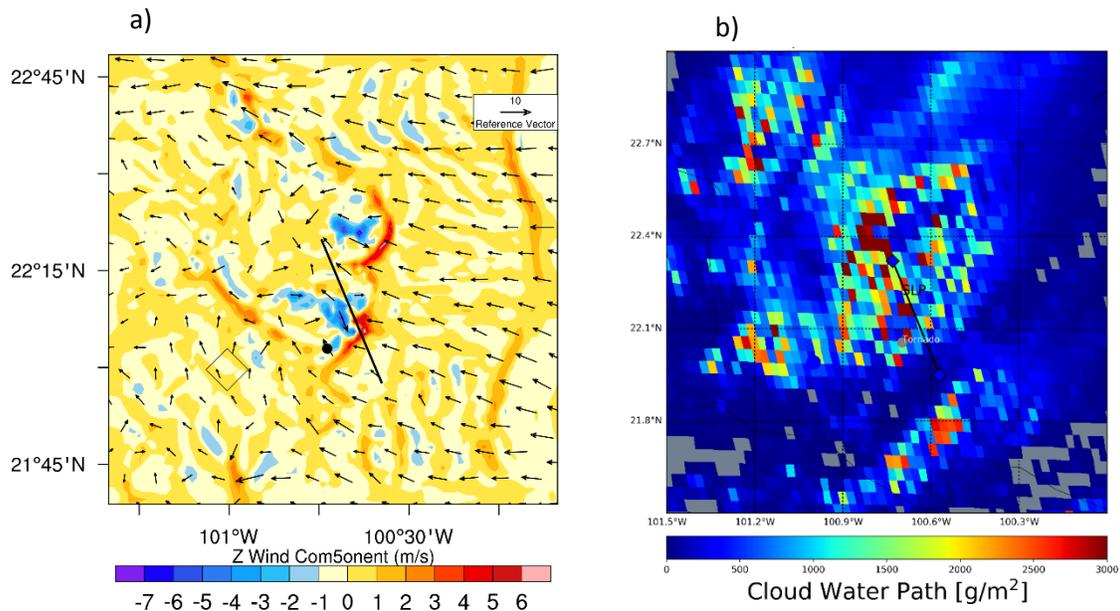


Figura 5.4. a) Velocidad vertical del viento (m/s) de WRF y b) CWP (g/m^2) de GOES. Dominio D2. 8 de Junio de 2016, 21:30 UTC

Para este caso, se generaron los productos de nubes con datos de GOES a cada 15 minutos, y se pudo comparar el desempeño del WRF con las observaciones satelitales. Se observa en la Figura 5.4 que las zonas de mayor turbulencia, donde se presenta la formación de celdas convectivas, al centro del dominio, así como al Norte ligeramente inclinado hacia al Oeste, donde las velocidades verticales máximas son de -7 m/s para vientos descendentes y 6 m/s para los ascendentes, son las regiones donde el CWP presenta sus valores máximos que alcanzan hasta 3000 g/m^2 . Dado que el CWP es un valor de la columna integrada que nos indica el espesor de la nube, se puede decir que las nubes de mayor espesor se localizan al centro del dominio. Se ha documentado que en tormentas severas los valores de CWP pueden llegar hasta 4,800 g/m^2 (Lazri y Ameur, 2016).

La tasa de precipitación y el CWP tienen una dependencia que se comporta como función exponencial para los valores bajos y moderados tanto de mm de precipitación como de CWP, sin embargo, hay una correlación muy débil para los valores más grandes (Figura 5.5). De acuerdo con Lazri y Ameur (2016), los valores de CWP para esta tormenta, que alcanzaron hasta 3000 g/m^2 , serían indicadores de una tasa de precipitación con valores entre 6 y 7 mm/hr.

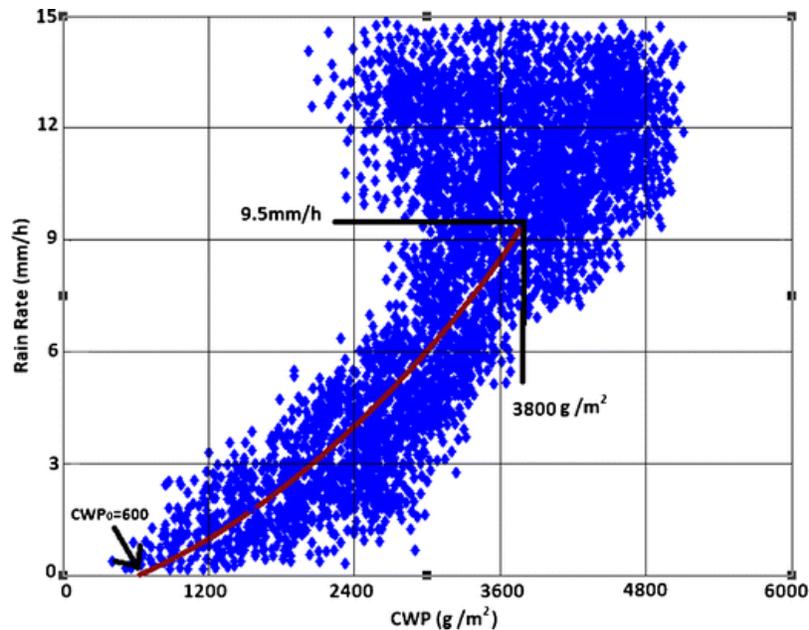


Figura 5.5. Relación entre tasa de precipitación y CWP. (Lazri y Ameur, 2016)

5.2 Ondas gravitacionales inducidas por la orografía

Durante la presente investigación, se encontró la presencia de lo que podrían ser ondas orográficas de gravedad, conocidas como ondas de sotavento o “lee waves”. Se considera que este tópico puede ser un tema de estudio importante a futuro y se describen a continuación algunas de las características asociadas a la formación de las ondas inducidas por la orografía. Las ondas de sotavento, ocurren principalmente cuando se tiene una corriente de aire con vientos fuertes en los niveles más elevados y aire estable estratificado de los niveles más bajos fluye a través de una cresta larga con una pendiente pronunciada. La corriente ascendente

más fuerte ocurre entonces no sobre la cresta que mira hacia el viento sino en la parte delantera de la primera onda de lee. Si la pendiente de sotavento es muy empinada y alta, las ondas pueden ser de amplitud suficiente para que ocurra un rotor, que es un vórtice con un eje horizontal de rotación perpendicular a la dirección del flujo. En un rotor, el viento en el suelo sopla hacia la montaña (Figura 5.6) (Durrán, 2003).

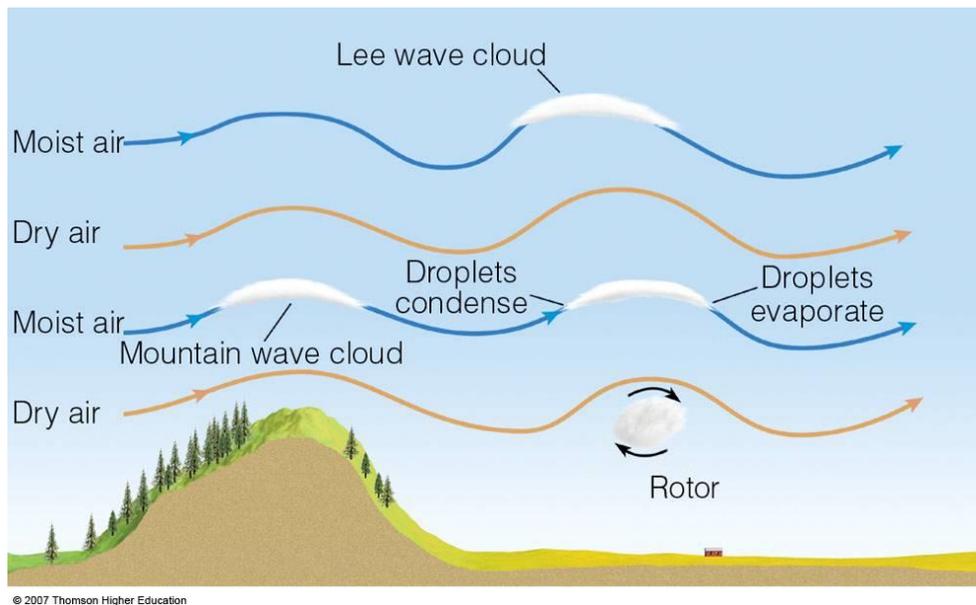


Figura 5.6. Ondas de gravedad orográficas¹⁵

El espaciamiento entre las ondas es generalmente alrededor de 2 a 8 kilómetros. En una región montañosa, como la zona de estudio, con una complicada topografía, pueden instalarse temporalmente olas intensas en uno o dos lugares. Pueden ocurrir fuertes vientos debajo y arriba de las primeras ondulaciones de las olas, causando tormentas de viento¹⁶.

¹⁵ Obtenido de : <http://www.sciencebits.com/GravityWavesInTheArava>

¹⁶ <https://www.britannica.com/science/lee-wave>

Las ondas de gravedad orográficas, se pueden apreciar principalmente en el dominio D3, que es el de mayor resolución espacial (Figura 5.7 y 5.8).

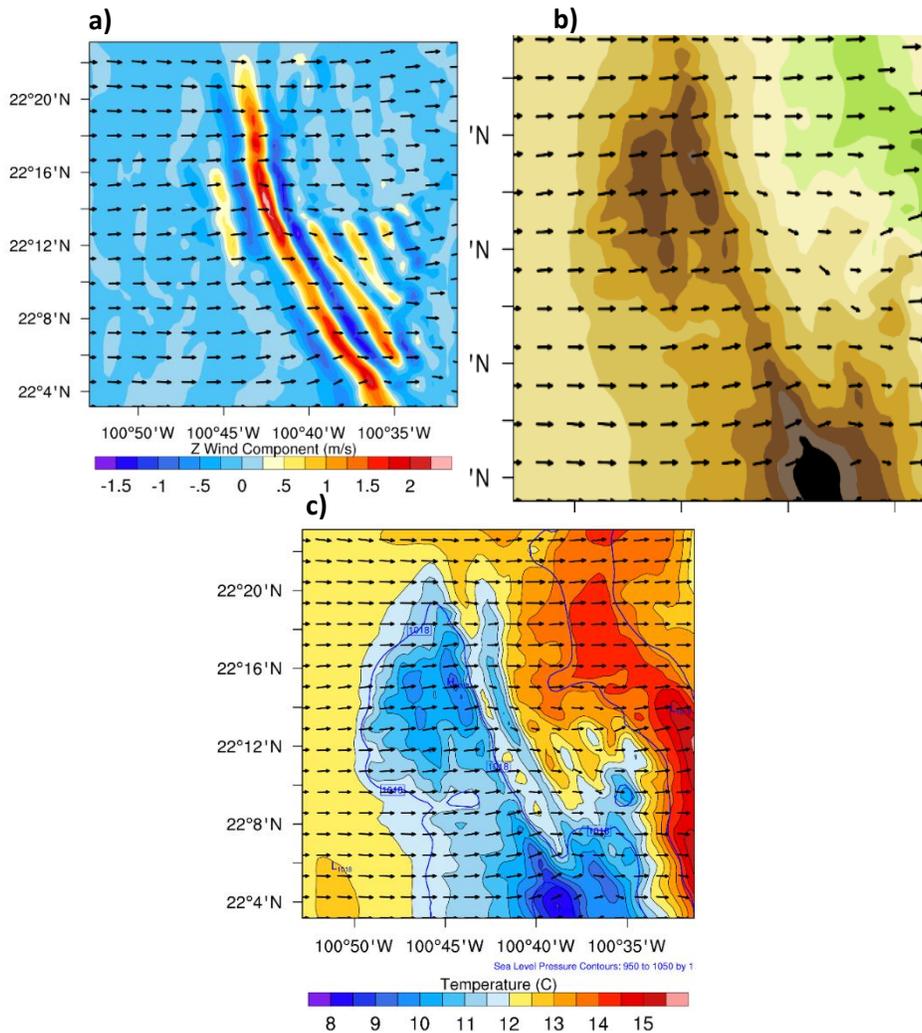


Figura 5.7. a) Velocidad vertical del viento (m/s), b) Elevación del terreno (m) y c) Temperatura (°C). 13/03/2011. 16:10 UTC.

En la Figura 5.7b se observa que los vientos horizontales que viajan de Oeste a Este alcanzan la Sierra de Álvarez, aproximadamente en la primera línea convectiva, es decir, valores positivos de velocidad vertical (Figura 7a). Esta masa de aire, considerada estable y estratificada, comienza a ascender la barrera montañosa desarrollando perturbaciones de flotabilidad. Estas perturbaciones dan paso a la creación de alteraciones o pulsos que se propagan desde la sierra como ondas de gravedad. Estas ondas generan el descenso de aire con velocidades de

hasta -1.5 m/s (azul) y posteriormente su ascenso con velocidades de hasta 3 m/s (rojo). Conforme la distancia aumenta respecto a la Sierra, las ondas van perdiendo fuerza y comienzan a disiparse. Aproximadamente a 18 km de la región de sotavento, se observa la disipación de las ondas de gravedad orográficas. En cuanto a la temperatura, se observa la formación de franjas de bajas temperaturas (10°C) que coinciden con las franjas de viento descendente, y de manera inversa, franjas de temperaturas más elevadas (13 °C) que coinciden con las zonas de aire ascendente (Figura 7c).

Por otro lado, en la Figura 5.8a se observa la formación de *lee waves* en el lado Oeste de la Sierra, es decir en el lado contrario al caso mostrado en la Figura 5.7. Es la dirección del viento la que determina la formación de estas perturbaciones. Para este caso la temperatura de la zona de estudio oscila entre los 5°C y 10°C (Figura 5.8c). Las ondas de gravedad son formadas cuando la masa de aire estable proveniente del Este comienza a ascender la barrera orográfica, generando perturbación que desencadena en pulsos de viento ascendente de hasta 3 m/s y descendente de hasta -3 m/s. Los vientos descendentes de mayor intensidad se presentan al sur del dominio donde la elevación de la Sierra es mayor al resto del dominio con una altura de 2,500 m. Como menciona Vosper (2004), la amplitud de la onda será determinada por la elevación y la morfología de la montaña que genera la perturbación (Figura 8b). Se podría asociar la creación de ondas de mayor intensidad en la velocidad vertical del viento, sobre todo descendente, a las bajas temperaturas presentes en la zona de estudio.

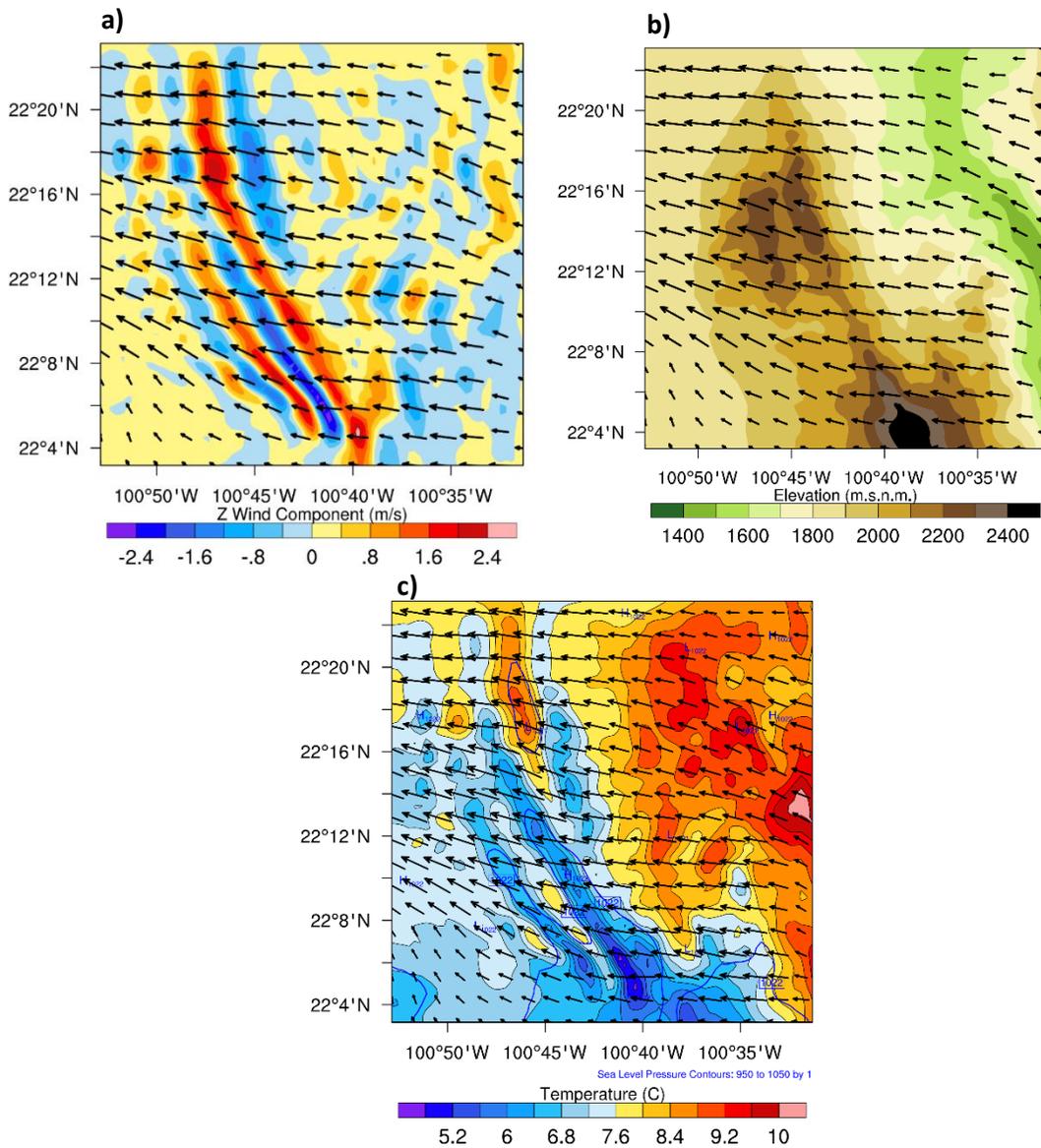


Figura 5.8. a) Velocidad vertical del viento (m/s), b) Elevación del terreno (m) y c) Temperatura (°C). 15/03/2011. 4:40 UTC.

Se observa que las ondas de gravedad se presentan cuando la temperatura de la zona de estudio es menor a 16 °C y generalmente se desarrollan en las últimas horas de la tarde o alrededor de la media noche. Las ondas de gravedad pueden alcanzar intensidades que podrían ser peligrosas para la aviación.

5.3 Distribución de eventos convectivos y su relación con la topografía

Las estadísticas satelitales obtenidas a partir 10 años de datos de MODIS del 2007 al 2016, tanto del satélite Terra como de Aqua, han permitido identificar patrones y agrupamientos de eventos convectivos en la zona de estudio. Los resultados con mayor número de casos convectivos, y por lo tanto de mayor interés para el presente estudio, son aquellos correspondientes a la temporada húmeda del año, y sobre todo en las horas de la tarde. Conocer la distribución de los eventos convectivos desde un punto de vista climático tiene una importancia primordial en relación a la recarga de acuíferos y almacenamiento de agua en presas.

Para el Dominio D1, que abarca gran parte del estado de San Luis Potosí así como una pequeña región de los estados de Querétaro, Guanajuato, Jalisco, Aguascalientes, Zacatecas, Nuevo León y Tamaulipas (Figura 5.9a), se encontró que los eventos convectivos se agrupan en las zonas de mayor elevación (Figura 5.9b). Cabe recordar que el número total de casos convectivos fue calculado en base a los parámetros establecidos por el ISCCP utilizando los valores de presión al tope de la nube (CTP) y espesor óptico de la nube (COT) para encontrar las nubes de convección profunda (Ver sección 3.3 para mayor detalle). Resulta realmente interesante la agrupación de eventos convectivos con valores de hasta 4000 eventos para los 10 años para los tres meses utilizados, es decir, un total de hasta 4 eventos por día en un lapso de las 16:00 a las 21:00 UTC (horario en el que MODIS sobrevuela la zona de estudio) durante los meses húmedos del año, en las zonas de mayor elevación.

Estas zonas montañosas dentro del Dominio D1 son:

1. Al Norte del dominio en el estado de San Luis Potosí está ubicada la Sierra de Catorce.
2. Al Noreste del dominio, en el estado de Tamaulipas está parte de la Sierra Madre Oriental.

3. Al Suroeste del dominio entre los estados de Guanajuato y Jalisco se ubica la Sierra de Lobos.
4. Al Sureste del dominio en el estado de Querétaro se identifican tres puntos, dos de ellos pertenecen a la Sierra Gorda de Querétaro que es parte de la Sierra Madre Oriental, y el otro punto se localiza en el límite con el estado de Guanajuato.
5. En la parte central del dominio, en el estado de San Luis Potosí, se localizan las Sierras de Álvarez (al Este) y de San Miguelito (al Oeste).

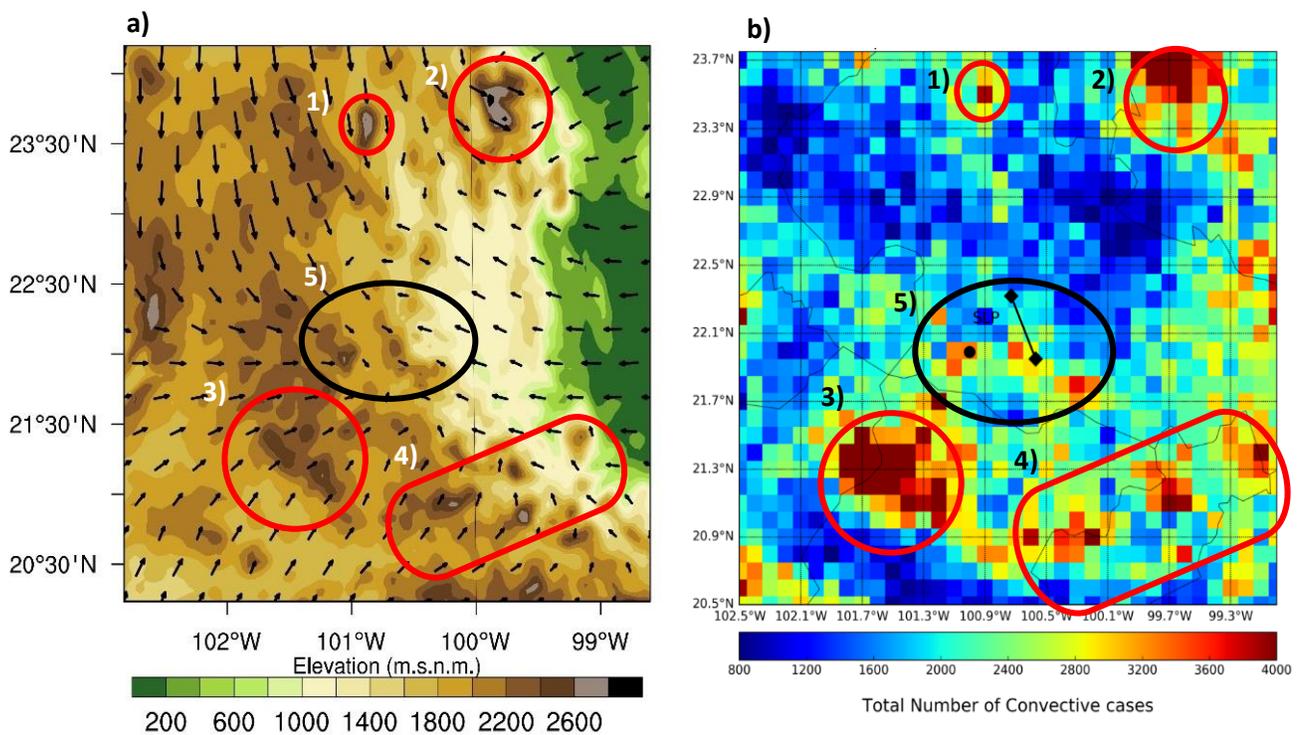


Figura 5.9. a) Elevación del terreno (m) y vectores de viento, b) Número total de casos convectivos (16:00-21:00 UTC).

Debido a que se tiene un especial interés en las Sierras que rodean la ciudad de San Luis Potosí, que es la capital del estado, se realizó un análisis con mayor resolución y enfocado únicamente a estas Sierras (Figura 5.10). Se observa que el número de casos convectivos para esta zona alcanza un valor de 600 para los 10 años y los tres meses analizados, es decir, alrededor de 20 casos por mes para el horario en el que MODIS sobrevuela la zona de estudio que es de las 16:00 a las

21:00 UTC (Figura 5.10b). La región central y sur de la Sierra de Álvarez son las que concentran el mayor número de eventos. Como se aprecia en la Figura 5.10c, esta zona de la Sierra coincide con pendientes subverticales, es decir, demasiado pronunciadas. Por su parte, la Sierra de San Miguelito, concentra prácticamente en toda su extensión números elevados de eventos convectivos, y se observa que a lo largo de toda la Sierra existen regiones con pendientes pronunciadas.

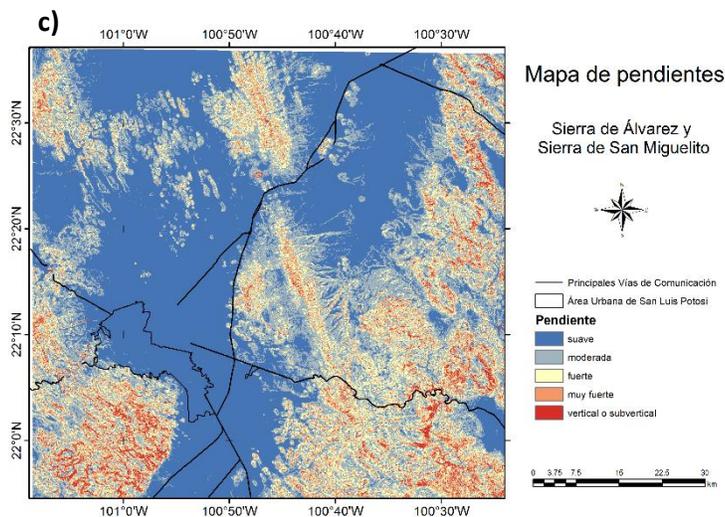
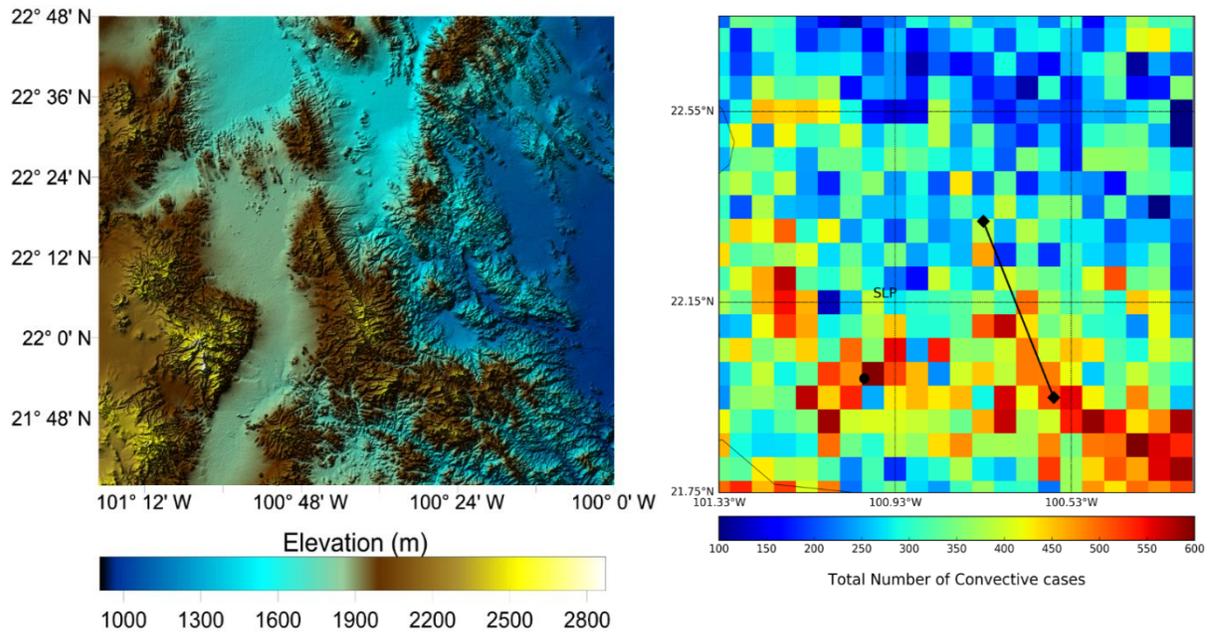


Figura 5.10. a) Elevación del terreno (m), b) Número total de casos convectivos, 16:00-21:00 UTC y c) Mapa de Pendientes

Identificar las regiones de agrupamientos de eventos convectivos, es importante para entender la climatología de la zona central de México, así como los patrones de precipitación, que a su vez nos pueden ayudar a determinar las políticas de manejo del agua en relación a la recarga y almacenamiento de agua. Conocer las pendientes del terreno, puede ser útil para determinar la dirección del flujo o escorrentía en superficie.

5.4 Comparativa entre WRF, GOES y MODIS

Uno de los objetivos en la presente investigación, es realizar una evaluación del desempeño del modelo WRF en la zona de estudio con datos obtenidos de observaciones satelitales. Para poder llevar a cabo esta comparativa, fue necesario desarrollar un programa para convertir la salida del modelo en productos de nubes comparables con lo que los satélites pueden observar desde el espacio, como Trayectoria de Agua de la Nube (Cloud Water Path), Presión en el Tope de la Nube (Cloud Top Pressure), Altura del Tope de la Nube (Cloud Top Height), Temperatura al Tope de la Nube (Cloud Top Temperature), Fracción de Nube (Cloud Fraction), entre otros (Ver sección 3.4 para más detalles).

Una vez aplicado el programa desarrollado a la salida de la modelación numérica se llevó a cabo la comparativa entre los resultados aportados por el modelo WRF, datos de MODIS y de GOES. Para ello, se eligió el día 9 de Junio de 2013 (Ver sección 3.4.3 para más detalles) y se eligió la hora 17:45 UTC, ya que para esta hora era posible obtener datos de las tres fuentes mencionadas, además de que en esta hora se aprecia un sistema convectivo en sus primeras etapas en la zona de estudio. En la Figura 5.11 se observa una imagen de MODIS en el Visible, de satélite Terra. En ella se aprecian la Sierra de Álvarez y la Sierra de San Miguelito cubiertas de sistemas convectivos en su fase inicial.

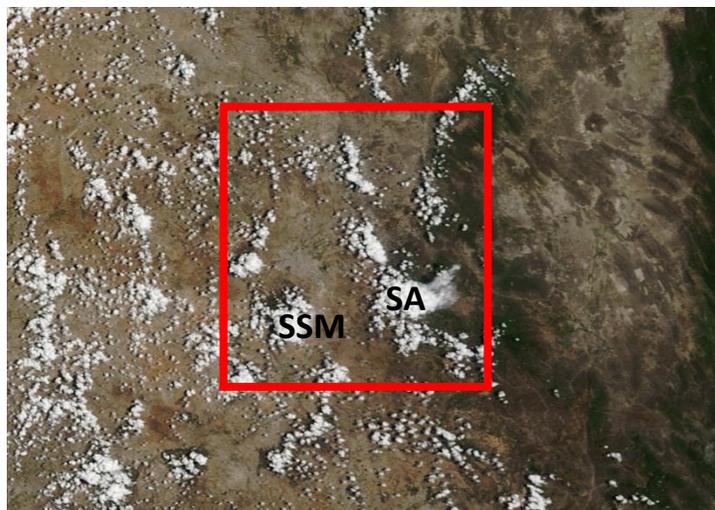


Figura 5.11. Imagen MODIS 17:40 UTC¹⁷

Se observa en la Figura 5.12 que los rangos para CWP en la Sierra de Álvarez para el modelo WRF oscilan entre 100-1000 g/m², para MODIS se tienen parámetros muy similares entre 100-1200 g/m², a diferencia de los valores de GOES donde se tienen valores menores a los 600 g/m². Sin embargo, la distribución de los valores es semejante en los tres conjuntos de datos. El modelo logra identificar solamente un pixel con valores de CWP para la Sierra de San Miguelito. Debe considerarse que los datos del modelo fueron promediados cada tres celdas con la finalidad de asemejar los resultados en cuanto a resolución espacial a los datos de GOES (Ver sección 3.4.2).

Al analizar los diferentes pasos de tiempo, se observa que el modelo tiene un desfase de tiempo respecto a los datos de GOES. En la Figura 5.13 se muestra como el modelo WRF predice para las 16:45 UTC un patrón de CWP con valores y distribuciones muy semejantes a las observadas por GOES a las 17:45 UTC. Es decir, el modelo calcula estas condiciones con una anticipación de una hora para este paso de tiempo.

¹⁷ <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

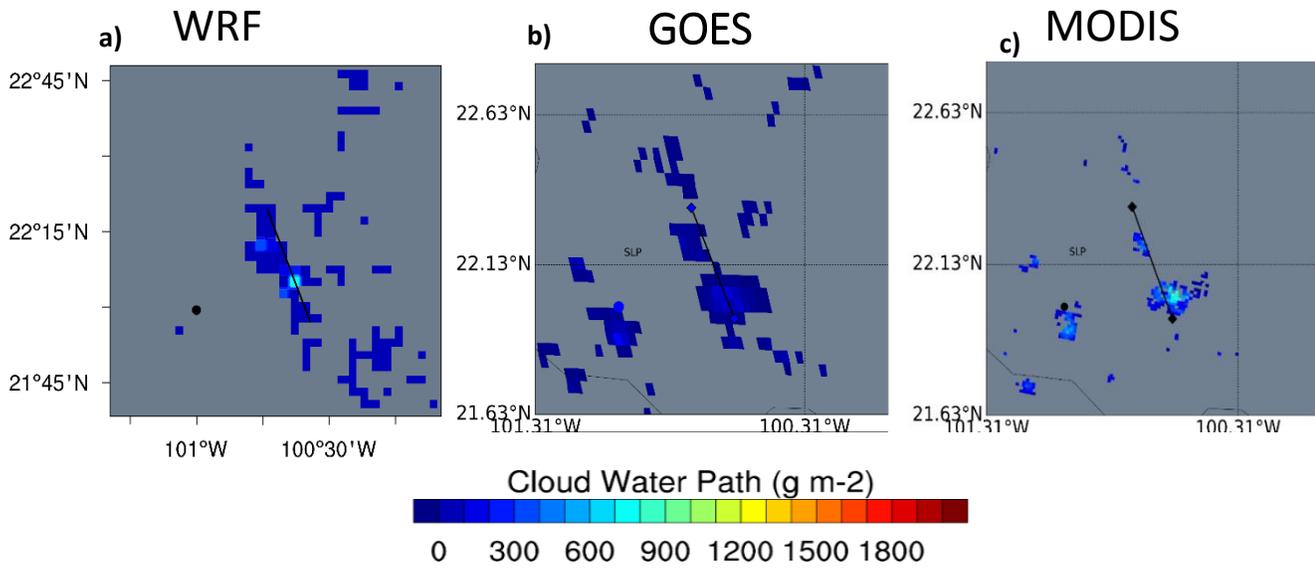


Figura 5.12. CWP obtenido de: a) WRF (17:45 UTC), b) GOES (17:45 UTC) y c) MODIS (17:40 UTC).

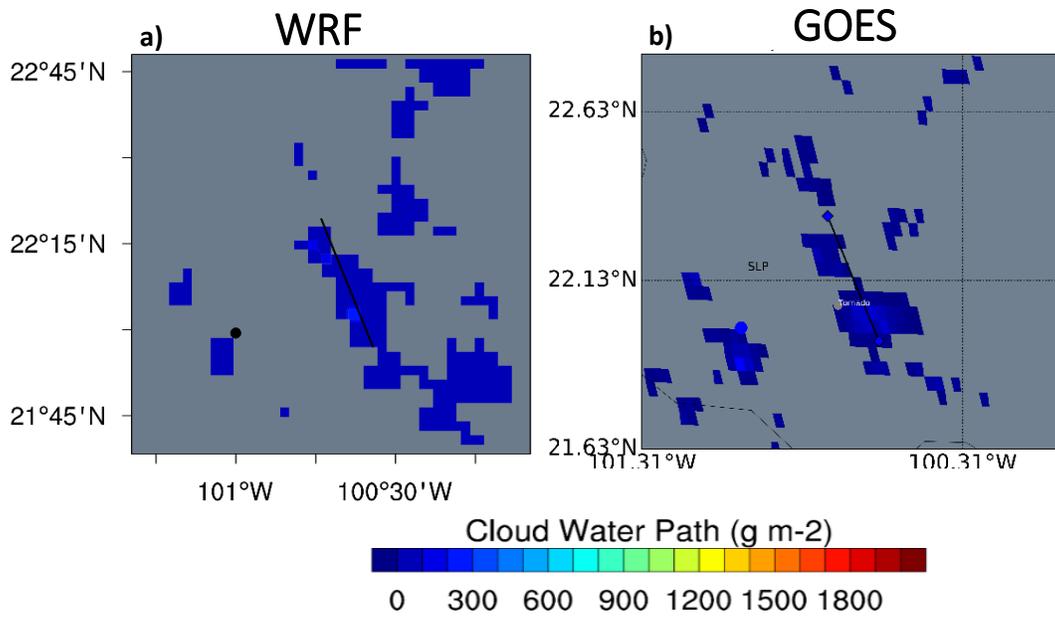


Figura 5.13. CWP obtenido de: a) WRF (16:45 UTC), b) GOES (17:45 UTC).

En la Figura 5.14, el modelo WRF muestra valores de elevación al tope de la nube (CTH) entre 5 y 8 km para la Sierra de Álvarez. Para GOES los valores van desde 1 km hasta 8 km. MODIS por su parte, muestra valores entre 1 y 10 km de elevación al tope de la nube. Es probable que la máscara que se empleó para discriminar los valores que no corresponden a nubes para el WRF, esté dejando fuera algunos valores de nubes bajas. Los satélites muestran la formación de una celda convectiva hacia el sur claramente de mayor tamaño, mientras que el modelo considera ambas celdas convectivas aproximadamente del mismo tamaño.

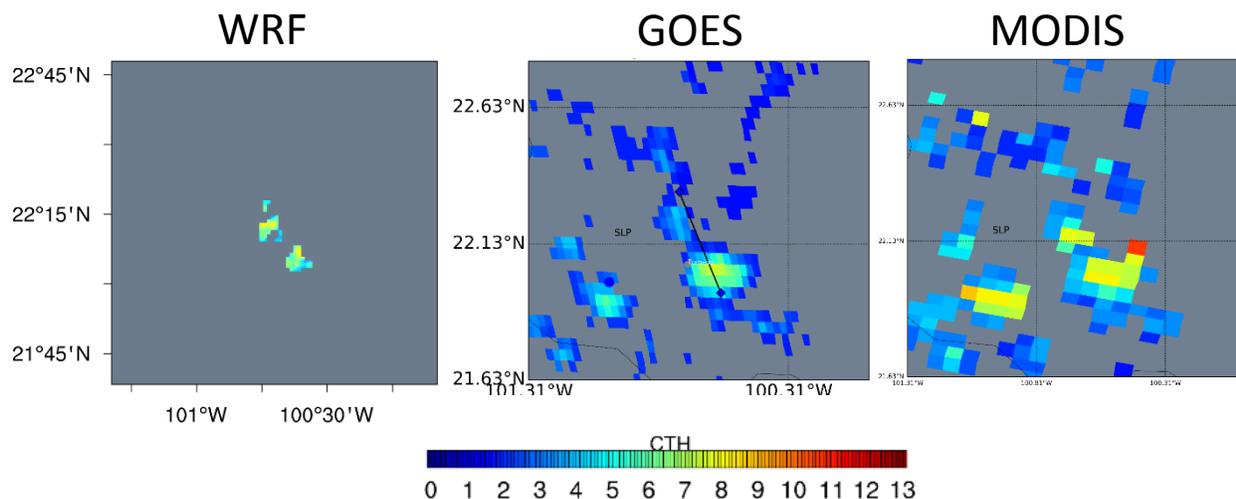


Figura 5.14. CTH obtenido de: a) WRF (17:45 UTC), b) GOES (17:45 UTC) y c) MODIS (17:40 UTC).

Este análisis nos permitió evaluar el desempeño del modelo WRF, el cual se comprobó es bastante satisfactorio y representa de manera adecuada los valores de productos de nubes de mediciones satelitales. Debe considerarse que los algoritmos empleados para obtener los productos de nubes para MODIS y para GOES pueden ser un tanto distintos, y cada uno de ellos tiene cierto grado de incertidumbre. El WRF es capaz de modelar adecuadamente variables físicas de

las nubes convectivas, a partir de las cuales es posible calcular parámetros que se asemejan a los productos de nubes satelitales.

Las tormentas convectivas ocurren con una frecuencia mayor de lo que comúnmente se cree y es necesario estudiarlas debido a que causan fuertes precipitaciones, inundaciones, granizadas, en algunos casos tornados y tormentas eléctricas que pueden generar graves afectaciones en ámbitos como la agricultura, la aviación y la infraestructura. Además, es importante conocer la ubicación de los agrupamientos convectivos para determinar las posibles zonas de recarga del acuífero subterráneo, que dependerán de la geología del suelo para que se permita la infiltración. En este trabajo se han explicado los mecanismos para la formación de tormentas en el Valle de San Luis Potosí, se ha logrado obtener una distribución climática de los eventos convectivos que conducen en muchos casos a eventos de precipitación. Se ha obtenido esto para la parte central de México. Se ha logrado probar que el modelo WRF logra reproducir adecuadamente eventos y magnitudes de parámetros medidos con sensores en diferentes satélites. Se ha descubierto que el fenómeno de ondas gravitacionales denominadas ondas de sotavento (lee waves) se producen con frecuencia en la zona de la Sierra de Álvarez. Las metodologías desarrolladas para el uso de datos satelitales en colaboración con el Instituto para las Ciencias Espaciales de la Universidad Libre de Berlín, Alemania (Institut für Weltraumwissenschaften, Freie Universitaet Berlin) abre la posibilidad de extender estas investigaciones climáticas a otras partes de México.

Capítulo 6

Conclusiones

Los procesos convectivos representan un objeto de estudio importante debido a que a ellos se asocia la precipitación. Es por esto que son vitales para la preservación de la cobertura vegetal en el planeta y particularmente en zonas montañosas donde ocurren frecuentemente. Su conocimiento es fundamental para establecer políticas del manejo de agua, tanto para la recarga de acuíferos como para el almacenamiento. El transporte de calor latente en la vertical asociado a los procesos convectivos juega un papel dinámico importante en la formación de nubes y de tormentas que pueden llegar a causar impactos negativos en sectores como la agricultura, la aviación, el transporte así como daños a la infraestructura e inundaciones. Aunque el conocimiento de los eventos convectivos es vital para explicar el cambio de fase del vapor de agua a agua líquida, existen pocos estudios acerca de estos eventos con una finalidad climática. Esto se ha logrado en este trabajo. La presente investigación es una primera aproximación del análisis de sistemas convectivos con el uso de modelación numérica con alta resolución espacial en la zona central de México, y representa sobre todo, un primer análisis de productos de nubes de observaciones satelitales como Cloud Water Path, Cloud Top Height, Cloud Optical Thickness y Cloud Fraction así como el primer cálculo de número de eventos convectivos en la zona de estudio.

Aunque las condiciones locales dinámicas y termodinámicas para cada una de las tormentas convectivas analizadas en la presente investigación son distintas, existen aspectos dinámicos a escala sinóptica que son esenciales para su formación. La orografía es otro factor desencadenante de tormentas. Es importante destacar que en este estudio se ha demostrado que la presencia de sistemas montañosos

modifica profundamente la estructura de los grandes sistemas de nubes convectivas a través de combinaciones de la respuesta dinámica, el tamaño y la forma del terreno, y la alteración de los parámetros microfísicos del entorno. Esta variabilidad en la formación de tormentas concuerda con los estudios realizados por Houze (2012).

Las estadísticas satelitales realizadas con 10 años de datos del sensor MODIS, nos muestran un patrón de ocurrencia de casos convectivos para el Dominio D1 agrupados en las siguientes zonas:

1. Al Norte del dominio en el estado de San Luis Potosí en la Sierra de Catorce.
2. Al Noreste del dominio, en el estado de Tamaulipas en parte de la Sierra Madre Oriental.
3. Al Suroeste del dominio entre los estados de Guanajuato y Jalisco en la Sierra de Lobos.
4. Al Sureste del dominio en el estado de Querétaro se identifican tres puntos, dos de ellos pertenecen a la Sierra Gorda de Querétaro que es parte de la Sierra Madre Oriental, y el otro punto se localiza en el límite con el estado de Guanajuato.
5. En la parte central del dominio correspondiente a las Sierras de Álvarez y de San Miguelito en el estado de San Luis Potosí.

El WRF tuvo un desempeño adecuado al modelar eventos convectivos de alta resolución, ya que los resultados obtenidos del modelo y comparados con las observaciones satelitales de GOES y MODIS son sumamente semejantes.

Se considera importante que en futuras investigaciones la metodología implementada en la presente investigación pueda ser usada para caracterizar los fenómenos convectivos así como para encontrar los agrupamientos de estos a una escala Nacional, de tal manera que se pueda tener un mapa de México con las

regiones cuyas características indican mayor presencia de convección profunda. La importancia de realizar este análisis radica en la localización de las tormentas convectivas, que definen en gran medida la precipitación, y esto a su vez, tiene un gran impacto en la agricultura o en el establecimiento de zonas de recarga de los acuíferos subterráneos.

Los resultados de la modelación numérica representan información importante para mejorar la predicción temprana de tormentas convectivas. Por otro lado, la climatología de 10 años del sensor MODIS puede tener aplicaciones para aquellos con especial interés en el monitoreo climático de tormentas, o para aquellos que toman decisiones en temas relacionados con: uso de energía solar, hidrología, agricultura, turismo, entre otros.

Referencias

Aminou, D. M. A. (2002). MSG's SEVIRI instrument. *ESA Bulletin*(0376-4265), (111), 15-17.

Anderson, B. T., y H. Kanamaru, 2005: The diurnal cycle of the summertime atmospheric hydrological cycle over the southwestern United States. *J. Hydrometeor.*, **6**, 219–228.

Anónimo. 1987. Carta de climas. Hoja México. Escala 1:1000,000. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. Secretaría de Programación y Presupuesto. México, D.F.

Anthes, R. A. (1976). Numerical prediction of severe storms-Certainty, possibility, or dream. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 57(4), 423-430.

Aoshima, F., Behrendt, A., Bauer, H. S., & Wulfmeyer, V. (2008). Statistics of convection initiation by use of Meteosat rapid scan data during the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(6), 921-930.

Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LIII, 59-71.

Arriaga, L., J.M. Espinoza, C. Aguilar, E. Martínez, L. Gómez y E. Loa (coordinadores). 2000. *Regiones terrestres prioritarias de México*. Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad. México.

Banta, R. M. (1990). The role of mountain flows in making clouds. In *Atmospheric processes over complex terrain* (pp. 229-283). American Meteorological Society.

Banta, R. M., y C. B. Shaaf (1987) Thunderstorm genesis zones in the Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of geosynchronous satellite images. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 463– 476.

Barros, A. P., Kim, G., Williams, E. and Nesbitt, S. W. (2004) *Probing orographic controls in the Himalayas during the monsoon using satellite imagery*. *Nat. Hazards Earth Syst.*, 4, 1–23.

Barros, A. P., Joshi, M., Putkonen, J., & Burbank, D. W. (2000). A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central Nepal using TRMM products and rain gauge observations. *Geophysical Research Letters*, 27(22), 3683-3686.

Bedka, K., Brunner, J., Dworak, R., Feltz, W., Otkin, J., y Greenwald, T. (2010). Objective satellite-based detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients. *Journal of applied meteorology and climatology*, 49(2), 181-202.

Bhushan, S., y Barros, A. P. (2007). A numerical study to investigate the relationship between moisture convergence patterns and orography in central Mexico. *Journal of Hydrometeorology*, 8(6), 1264-1284.

Calderón de R., G. 1957. Vegetación del valle de San Luis Potosí. Tesis profesional. Esc. Nal. Cienc. Biol. México, D. F. 101 pp.

Carbajal Henken, C. K., Deneke, H., and Roebeling, R. A., 2011: Using MSG-SEVIRI Cloud Physical Properties and Weather Radar Observations for the Detection of Cb/TCu Clouds. American Meteorological Society. doi: 10.1175/2011JAMC2601.1.

Carbajal Henken, C. K., Lindstrot, R., Preusker, R., & Fischer, J. (2014). FAME-C: cloud property retrieval using synergistic AATSR and MERIS observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(11), 3873-3890.

Carbajal Henken, C. K. (2015). *Satellite cloud property retrievals for climate studies using synergistic AATSR and MERIS measurements*. Freie Universität Berlin.

Carbajal N., López-Loera H., Ramos-Leal J.A., Martínez-Ruiz V.J. (2006). Evaluación de riesgo geológico en el predio denominado Ciudad Satélite. Informe, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C.

Castillo Lara, P., Flores Cano, J. A., Aguirre Rivera, J. R., Yeaton, H., & Richard, I. (2008). Dinámica sucesional del encinar de la sierra de Álvarez, San Luis Potosí, México. *Madera y bosques*, 14(1).

Cserna, G. E., A. Bello B. 1963. Geología de la parte central de la sierra de Álvarez, municipio de Zaragoza, estado de San Luis Potosí. Bol. Inst. de Geología (UNAM). 71(2):23-63

Das, S. K., Golhait, R. B., & Uma, K. N. (2017). Clouds vertical properties over the Northern Hemisphere monsoon regions from CloudSat-CALIPSO measurements. *Atmospheric Research*, 183, 73-83.

Derber, J.C., Parrish, D.F., Lord, S.J. (1991) The new global operational analysis system at the National Meteorological Center. *Weather Forecasting* 6: 538-547.

Derbyshire, S. H., Beau, I., Bechtold, P., Grandpeix, J. Y., Piriou, J. M., Redelsperger, J. L., & Soares, P. M. M. (2004). Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604), 3055-3079.

Durrán, D. R. (2003). Lee waves and mountain waves. *Encyclopedia of atmospheric sciences*, 1161-1170.

Funatsu, B. M., Claud, C., y Chaboureau, J. P. (2007). Potential of Advanced Microwave Sounding Unit to identify precipitating systems and associated upper-level features in the Mediterranean region: Case studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D17).

García Sánchez, F., Aguirre Rivera, J. R., Villanueva Díaz, J., & García Pérez, J. (1999). Contribución al conocimiento florístico de la Sierra de Álvarez, San Luis Potosí, México. *Polibotánica*, (10).

Giovanettone, J. P. & Barros, A.P. (2008). *A Remote Sensing Survey of the Role of Landform on the Organization of Orographic Precipitation in Central and Southern Mexico*. American Meteorological Society. DOI: 10.1175/2008JHM947.1.

GOES, N. (2009). Series Data Book. *Prepared for National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center Greenbelt, Maryland 20771. Revision C, Boeing Satellite Systems Inc.*

Grell G. A, Devenyi D. (2002) *A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques*. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1693.

Guo, X., Fu, D., Guo, X., & Zhang, C. (2014). A case study of aerosol impacts on summer convective clouds and precipitation over northern China. *Atmospheric research*, 142, 142-157.

Hammou, Z. A., Benhamou, B., Galanis, N., & Orfi, J. (2004). Laminar mixed convection of humid air in a vertical channel with evaporation or condensation at the wall. *International journal of thermal sciences*, 43(6), 531-539.

Halder, M., Hazra, A., Mukhopadhyay, P., & Siingh, D. (2015). Effect of the better representation of the cloud ice-nucleation in WRF microphysics schemes: A case study of a severe storm in India. *Atmospheric Research*, 154, 155-174.

Heidinger, A. K., M. J Foster, A. Walther and X. Zhao (2013) *The Pathfinder Atmospheres Extended (PATMOS-x) AVHRR Climate Data Set*. Bull. Amer. Meteor. Soc, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00246.1>

Hong, S. Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9), 2318-2341.

Houze, R. A., Jr., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, 50, RG1001, 47pp., doi:10.1029/2011RG000365.

INEGI (2016). Anuario Estadístico y Geográfico de San Luis Potosí 2016. Instituto Nacional de Estadística y Geografía. México.

INEGI (2013). Conjunto de Datos Vectoriales de Uso del Suelo y Vegetación Escala 1:250 000, SERIE V (Conjunto Nacional). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.

Jankov I, Grasso L. D., Sengupta M., Neiman P.J., Zupanski D., Zupanski M., Lindsey D. T., Hillger D. W., Birkenheuer D. L., Brummer R. L. and Yuan H., (2011) An evaluation of five WRF-ARW microphysics schemes using synthetic GOES imagery for an atmospheric river event affecting the California coast, *J. Hydrometeor*, 12, 618-633. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JHM1282.1>

Jiménez-Escalona, J. C., y Peralta, O. (2010). Processing of aerosol particles in convective cumulus clouds: Cases study in the Mexican east pacific. *Advances in Atmospheric Sciences*, 27(6), 1331-1343.

Jorgensen, D., y Weckwerth, T. (2003). Chapter 4. Forcing and Organization of Convective Systems. In R. Wakimoto, *Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas* (pp. 75-98). American Meteorological Society.

Lamb, D. (2001). Rain production in convective storms. *In Severe convective storms* (pp. 299-321). American Meteorological Society.

Lazri, M., y Ameer, S. (2016). Using cloud water path and cloud top temperature for estimating convective and stratiform rainfall from SEVIRI daytime data. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(11), 577.

Leena, P. P., Sakharam, S., Anilkumar, V., Das, S. K., y Pandithurai, G. (2016). Characteristics of pre-monsoon convective activity over two contrasting environments from microwave radiometer data—A case study. *J. Ind. Geophys. Union (November 2016)*, 20(6), 575-585.

Li, J., X. Gao, R. A. Maddox, and S. Sorooshian, 2004: Model study of evolution and diurnal variations of rainfall in the North American Monsoon during June and July 2002. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2895–2915.

Lima, M. A., y Wilson, J. W. (2008). Convective storm initiation in a moist tropical environment. *Monthly Weather Review*, 136(6), 1847-1864.

Lin, Y., & Colle, B. A. (2011). A new bulk microphysical scheme that includes riming intensity and temperature-dependent ice characteristics. *Monthly Weather Review*, 139(3), 1013-1035.

Markowski, P. (2007). An Overview of Atmospheric Convection. In D. Gaiotti, R. Steinacker & F. Stel, *Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects*. SpringerWienNewYork.

Markowski, P. (2007). Convection Storm Initiation and Organization. In D. Gaiotti, R. Steinacker & F. Stel, *Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects*. SpringerWienNewYork.

Marshall, J., & Plumb, R. A. (2016). *Atmosphere, ocean and climate dynamics: an introductory text* (Vol. 21). Academic Press.

Martínez de la V., G. (Compilador) 1994. Áreas naturales protegidas decretadas y propuestas potenciales en el estado de San Luis Potosí, México. Encuesta para el proyecto: "Áreas protegidas de México", del Banco Mundial. IIZD-UASLP. 84 pp.

Miglietta, M. M., & Rotunno, R. (2012). Application of theory to simulations of observed cases of orographically forced convective rainfall. *Monthly Weather Review*, 140(9), 3039-3053.

National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce. 2000, updated daily. NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D6M043C6>. Accessed 12 Sep 2016.

Negri, A. J., Adler, R. F., Maddox, R. A., Howard, K. W., & Keehn, P. R. (1993). A regional rainfall climatology over Mexico and the southwest United States derived from passive microwave and geosynchronous infrared data. *Journal of climate*, 6(11), 2144-2161.

Oliver, J. E. (Ed.). (2008). Encyclopedia of world climatology. Springer Science & Business Media.

Otkin, J. A., y Greenwald, T. J. (2008). Comparison of WRF model-simulated and MODIS-derived cloud data. *Monthly Weather Review*, 136(6), 1957-1970.

Pennelly, C., Reuter, G., Flesch, T. (2014). Verification of the WRF model for simulating heavy precipitation in Alberta *Atmospheric Research*, 135, 172-192.

Pfeilsticker, K., Lotter, A., Peters, C., y Bösch, H. (2003). Atmospheric detection of water dimers via near-infrared absorption. *Science*, 300(5628), 2078-2080.

Pineda Martínez, L. F. (2005). *Descripción del Clima y Modelación Numérica de Fenómenos Meteorológicos en San Luis Potosí, México*. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Pineda Martínez, L. F. (2009). *Modelación numérica de la dispersión de material particulado atmosférico y regionalización climática en México*. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Platnick, S., Ackerman, S., King, M., et al., 2015. MODIS Atmosphere L2 Cloud Product (06_L2). NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center, USA.

Qu, J. J., Gao, W., Kafatos, M., Murphy, R. E., & Salomonson, V. V. (Eds.). (2006). Earth Science Satellite Remote Sensing: Vol. 1: Science and Instruments. Tsinghua University Press, Beijing and Springer-Verlag GmbH Berlin Heidelberg.

Quaas, J., & Stier, P. (2015). Chapter 16. Satellite observations of convection and their implications for parametrizations. In R. Plant & Y. Yano, *Parameterization of Atmospheric Convection, vol. 2, Current issues and new theories* (pp. 47-58). World Scientific, Imperial College Press, ISBN:978-1-78326-690-6.

Robel, J., Graumann, A. (2014). NOAA KLM User's Guide with NOAA-N, N Prime, and MetOp supplements. National Oceanic and Atmospheric Administration.

Roe, G. H. (2005), Orographic precipitation, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 645–671.

Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1999). Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *80*(11), 2261-2287.

Rzedowski, J. 1978. Vegetación de México. Limusa. México. 431 pp.

Rzedowski, J. y G. C. de Rzedowski. 1979. Flora fanerogámica del valle de México. Tomo I. Continental. México. 403 pp.

Sarkadi, N., Geresdi, I., Thomson, G. (2016). Numerical simulation of precipitation formation in the case orographically induced convective cloud: Comparison of the results of bin and bulk microphysical schemes. *Atmospheric Research*, *180*, 241-261.

Servicio Meteorológico Nacional (2013). Reporte del Clima en México. Año 3 Número II. Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional Gerencia de Meteorología y Climatología Subgerencia de Pronóstico a Mediano y Largo Plazo.

Simmel, M., Heinrich, H., DIEHL, K. (2007). Ice Initiation for Various Ice Nuclei Types and its Influence on Precipitation Formation in Convective Clouds. *Nucleation and Atmospheric Aerosols*, 427-431.

Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., & Powers, J. G. (2005). *A description of the advanced research WRF version 2* (No.

NCAR/TN-468+ STR). National Center For Atmospheric Research Boulder Co Mesoscale and Microscale Meteorology Div.

Servicio Meteorológico Nacional (2013). Reporte del Clima en México. Año 3 Número II.

Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers (2008) A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, 113 pp. doi:10.5065/D68S4MVH

Stephens, G. L.; Vane, D. G.; Boain, R. J.; Mace, G. G.; Sassen, K.; Wang, Z.; Illingworth, A. J.; O'Connor, E. J.; Rossow, W. B.; Durden, S. L., et al. The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83(12):1771–1790,2002. (pp. 9, 91).

Stubenrauch, C. J., Rossow, W. B., Kinne, S., Ackerman, S., Cesana, G., Chepfer, H., and Di, L. (2012) Assessment of global cloud datasets from satellites. A Project of the World Climate Research Programme Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Radiation Panel (p.1).

The NCAR Command Language (Version 6.4.0) [Software]. (2017). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>

Tian, B., I. M. Held, N-C. Lau, and B. J. Soden, 2005: Diurnal cycle of summertime deep convection over North America: A satellite perspective. *J. Geophys. Res.*, **110**, D08108, doi:10.1029/2004JD005275.

Torres-Hernández, J.R., Aguilón-Robles, A., Rodríguez-Ríos, R., Bellon, H., Labarthe-Hernández, G., 2008, Un patrón semianular en el emplazamiento de un

conjunto de domos riolíticos en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.

Turdukulov, U. D., Kraak, M. J., y Blok, C. A. (2007). Designing a visual environment for exploration of time series of remote sensing data: In search for convective clouds. *Computers & Graphics*, 31(3), 370-379.

Trapero, L., Bech, J., y Lorente, J. (2013). Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects. *Atmospheric research*, 123, 368-383.

Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H., López-Doncel, R., y Labarthe-Hernández, G. (2009). Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303.

Vosper, S. B. (2004). Inversion effects on mountain lee waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(600), 1723-1748.

Waliser, D. E., Tian, B., Xie, X., Liu, W. T., Schwartz, M. J., y Fetzer, E. J. (2009). How well can satellite data characterize the water cycle of the Madden-Julian Oscillation?. *Geophysical Research Letters*, 36(21).

Walther, A., y Heidinger, A. K. (2012). Implementation of the daytime cloud optical and microphysical properties algorithm (DCOMP) in PATMOS-x. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(7), 1371-1390.

Wielicki, B. A., y Welch, R. M. (1986). Cumulus cloud properties derived using Landsat satellite data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(3), 261-276.

Wilhelmson, R. B., y Wicker, L. J. (2001). Numerical modeling of severe local storms. In *Severe convective storms* (pp. 123-166). American Meteorological Society.

Xu, J., y Powell, A. M. (2012). Dynamical downscaling precipitation over Southwest Asia: impacts of radiance data assimilation on the forecasts of the WRF-ARW model. *Atmospheric research*, 111, 90-103.

Zhang, F., Snyder, C., y Rotunno, R. (2003). Effects of moist convection on mesoscale predictability. *Journal of the atmospheric sciences*, 60(9), 1173-1185.

Anexos

Anexo A

Desviación Estándar Temporada seca Dominio D1.

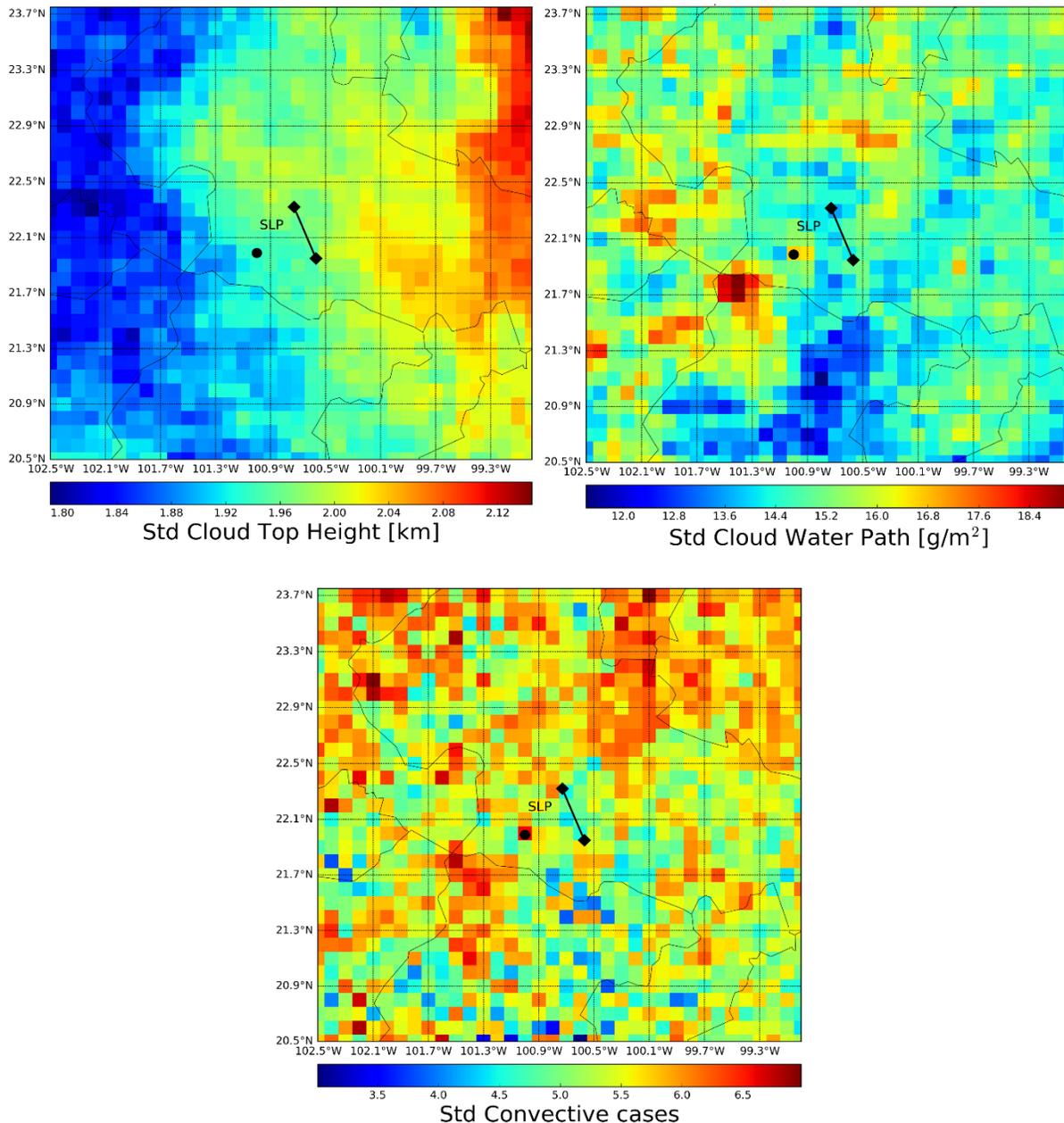


Figura A1. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada seca (Diciembre, Enero y Febrero). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.16km) CWP (10-19.2g/m²), c) Número Total de casos convectivos (3-7). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

Desviación Estándar Temporada húmeda Dominio D1

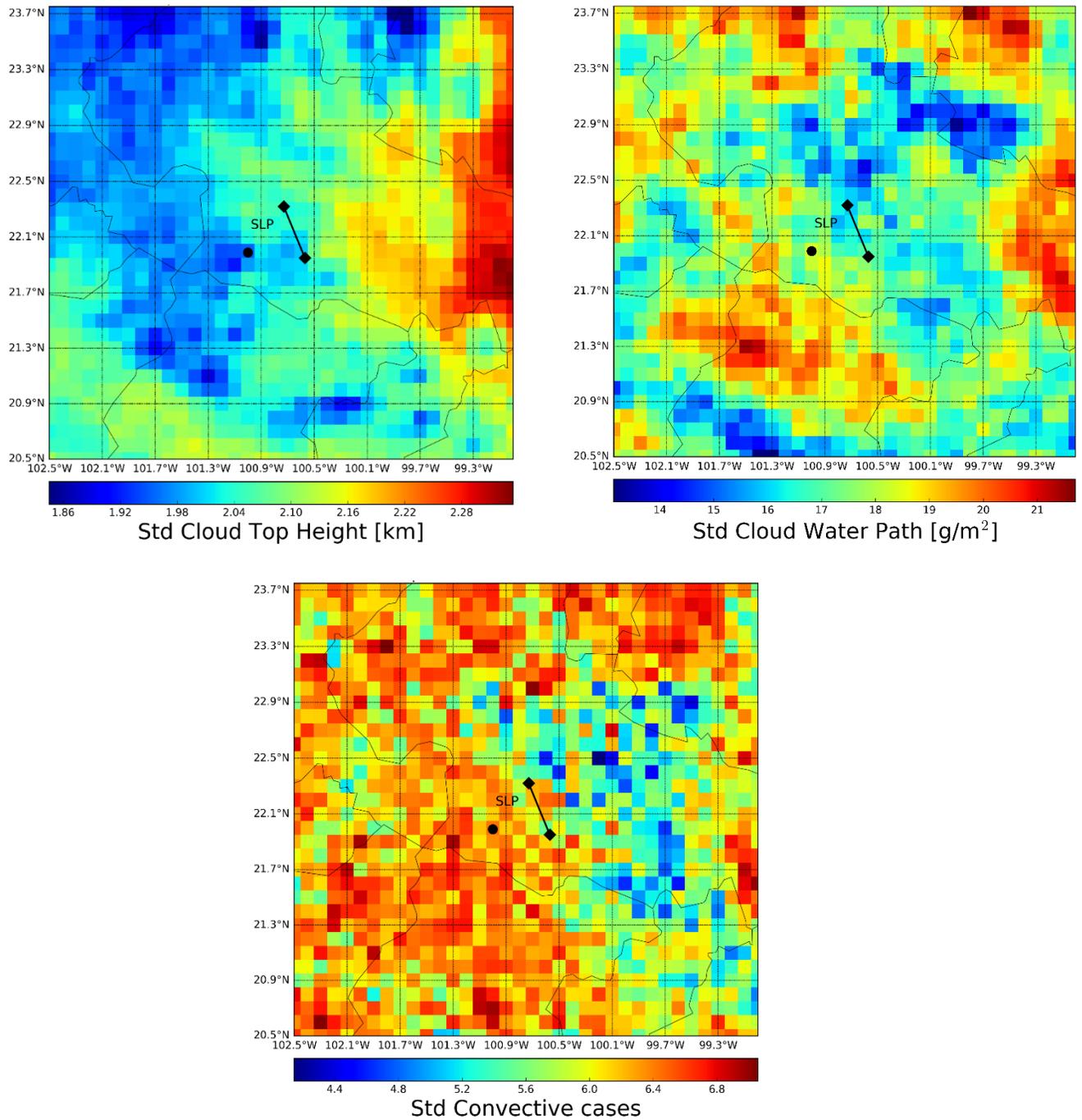


Figura A2. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D1 temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.34km) CWP (13-22 g/m^2), c) Número Total de casos convectivos (4-7). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

Desviación Estándar Temporada húmeda Dominio D2

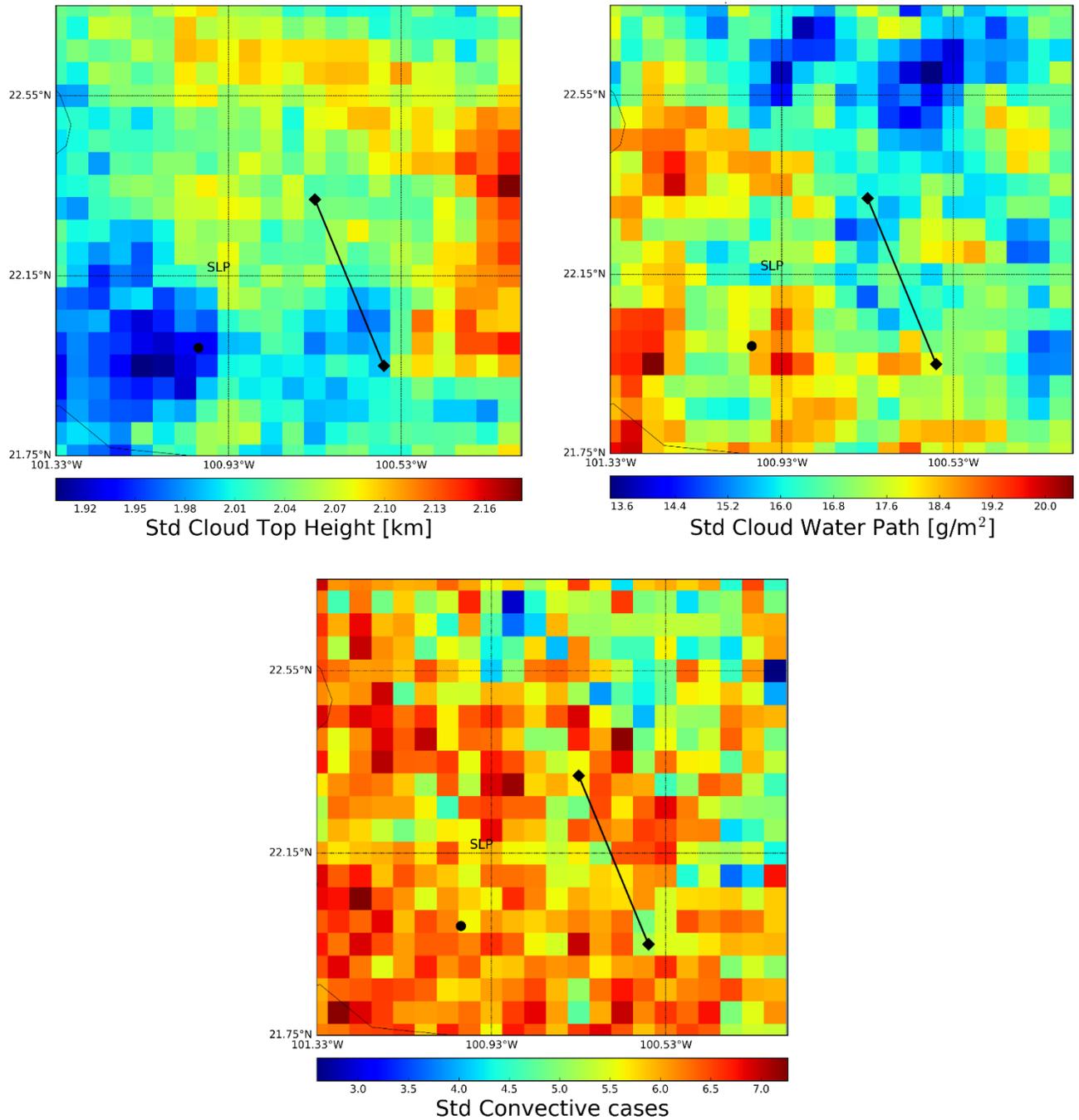


Figura A3. Desviación Estándar de las Estadísticas de MODIS (Aqua y Terra), Dominio D2 temporada húmeda (Mayo, Junio y Julio). 16:00-21:00 UTC. a) CTH (1.8-2.16km) CWP (13.6-20 g/m^2), c) Número Total de casos convectivos (2.5-7.5). Punto: Sierra de San Miguelito, línea: Sierra de Álvarez.

Anexo B

Fotografías de nubes convectivas en la zona de estudio



Figura B1. Imágenes de la Sierra de Álvarez del evento convectivo del 8 de Junio de 2016.



Figura B2. 21 de Julio de 2017.



Figura B3. 6 de Agosto de 2017.



Figura B4. 27 de Septiembre de 2017

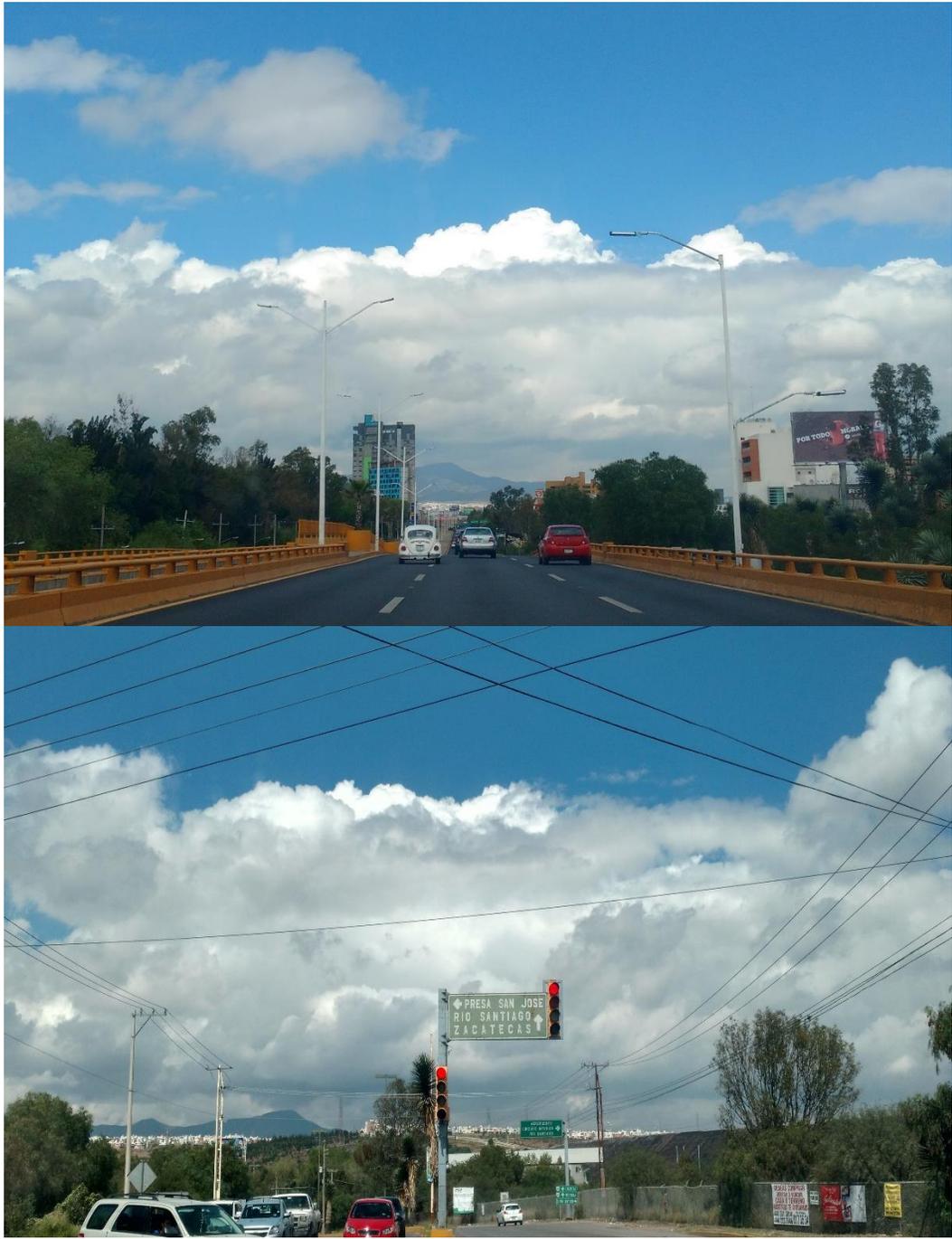


Figura B5. 25 de Septiembre de 2017