



# **UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

## **PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

“Sensibilidad de la simulación de un evento extremo de convección profunda a la elección de esquemas de parametrización de nubes: caso de estudio en Veracruz”

### **TESIS**

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

### **PRESENTA:**

YAIMA RODRÍGUEZ VALIENTE

### **TUTOR:**

DR. IGNACIO ARTURO QUINTANAR ISAÍAS  
(Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

### **JURADO EXAMINADOR:**

DR. ARON JAZCILEVICH DIAMANT  
(Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

DR. DAVID K. ADAMS  
(Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

DR. IGNACIO ARTURO QUINTANAR ISAÍAS  
(Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

DR. CARLOS LIZÁRRAGA CELAYA  
(Universidad de Sonora)

DR. CHRISTOPHER CASTRO  
(Universidad de Arizona)

**Ciudad de México, México**  
**Noviembre, 2016**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



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

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

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

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

## Dedicatoria

*A mi familia por dame tanto cariño,  
llenar de felicidad cada minuto de mi vida,  
y proporcionarme las fuerzas para triunfar.*

## Agradecimientos

*A mi familia, que me ha dado el calor y la fuerza para enfrentar los momentos difíciles, queriendo siempre que tenga mejores oportunidades en mi vida.*

*A mi otra familia, por siempre brindar su ayuda, acompañarme por nueve años en mis aventuras e impulsarme en mi crecimiento profesional.*

*A mi tutor, por creer en mí desde el principio, toda la paciencia, el apoyo y amistad que me ha brindado.*

*Al Dr. Carlos Ochoa, donde la palabra agradecimiento queda pequeña, por su amistad, dedicación, guiarme, enseñarme a trabajar con NCL y disponer siempre de su tiempo para aclarar cada una de mis dudas.*

*A los investigadores, Dr. Aron Jazcilevich Diamant, Dr. David K. Adams, Dr. Carlos Lizárraga Celaya y Dr. Christopher Castro, por sus recomendaciones y pronta respuesta en la revisión de este trabajo.*

*A la Dra. Paulina por su amistad y estar siempre contagiando de alegría a todos.*

*Al grupo de Meteorología e Hidrología del Centro de Ciencias de la Atmósfera por acogerme de tan buena gana.*

*A mis profesores del posgrado, por transmitir sus conocimientos.*

*A los trabajadores del Centro de Ciencias de la Atmósfera y del posgrado de Ciencias de la Tierra, por su esfuerzo y hacer posible que estudiantes extranjeros podamos tener la experiencia de estudiar en esta prestigiosa universidad.*

*A Gustavo Mateos y Aracelis Chamán, que fueron los primeros contactos en el proceso de entrada al posgrado, brindando siempre su apoyo incondicional.*

*Al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACyT) y el Programa de Becas Heinrich Böll Stiftung, por el apoyo económico brindado para realizar mis estudios de maestría y este trabajo de investigación.*

*A mis amigos y compañeros de estudio, cubanos como mexicanos, por brindarme su amistad y acompañarme en estos años de estancia en México.*

*A mis profesores cubanos de la licenciatura e investigadores del Instituto de Meteorología de Cuba, por crear la base de mis conocimientos y darme la experiencia, para continuar creciendo como investigadora en las Ciencias Atmosféricas. En especial a Raimundo Vega: tutor, amigo y compañero de trabajo.*

*A mis amigos de Cuba que me llenan de energía positiva desde lejos, con sus buenos deseos.*

*Finalmente a todas aquellas personas que confiaron en mí y brindaron su apoyo para hacer este sueño realidad. Desde lo más profundo de mi corazón, muchas gracias.*

## Resumen

Utilizando el modelo WRF, se realizó un análisis de sensibilidad a un conjunto de parametrizaciones de microfísica de nubes en la simulación numérica de un evento de convección profunda. Dicho evento ocurrió en la localidad de Xalapa el 27 de abril de 2014, en el cual se reportó granizos de hasta 7 cm de diámetro. Para las parametrizaciones microfísicas se tuvo en cuenta incluir la precipitación en fase sólida, seleccionándose los esquemas WSM6, GCE, Thompson y Milbrandt. Además, se consideró el esquema de Kessler como patrón de comparación respecto a una nube caliente que no contiene hielo como hidrometeoro.

Se obtiene un análisis de las condiciones atmosféricas a partir de mapas isobáricos de superficie, que es complementado con mapas de altura en 850, 700 y 500 hPa, elaborados con las bases de datos de ERA-Interim. En la comparación de los resultados de las simulaciones numéricas respecto a los datos de ERA-Interim, se aprecia que todas las parametrizaciones microfísicas seleccionadas tuvieron la habilidad para representar los procesos de circulación atmosférica a escala sinóptica.

El análisis de sensibilidad de las simulaciones para el dominio de mayor resolución, mostró mejores resultados para los esquemas microfísicos más complejos. Las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson, GCE y WSM6 son capaces de representar la intensidad de la convección. La representación espacial de la tormenta obtenida con las simulaciones numéricas respecto a los datos de GOES, muestra los mejores resultados con la parametrización de Milbrandt.

En general, el WRF mostró habilidad en simular la tormenta y los mejores resultados se encontraron con las parametrizaciones de Milbrandt y Thompson, pero también la parametrización de Kessler mostró buen desempeño con la limitante de que no pudo representar la intensidad de la convección, debido a la física simplificada del esquema microfísico. Con los resultados de esta investigación, se amplía el conocimiento en la modelación numérica de tormentas con granizadas en México.

# Índice General

<b>Introducción.....</b>	<b>1</b>
<b>Capítulo 1: Marco Teórico.....</b>	<b>5</b>
1.1 Convección profunda.....	5
1.2 Mecanismos de la convección profunda.....	6
1.3 Tipos de tormentas convectivas.....	9
1.4 Influencia de la topografía en la convección.....	11
1.5 Mecanismos para la formación de granizo.....	14
1.6 Estudios sobre tormentas con granizadas.....	16
<b>Capítulo 2: El modelo WRF y algunas de sus parametrizaciones.....</b>	<b>19</b>
2.1 Descripción del modelo.....	19
2.1.1 Descripción de los módulos y funcionamiento del modelo....	21
2.2 Parametrizaciones.....	23
2.2.1 Convección.....	23
2.2.2 Capa Límite Planetaria.....	24
2.2.3 Radiación.....	24
2.2.4 Superficie y suelo.....	25
2.2.5 Microfísica de nubes.....	25
<b>Capítulo 3: Materiales y Métodos.....</b>	<b>29</b>
3.1 Región de estudio.....	29
3.2 Bases de datos e información utilizada.....	30
3.2.1 Datos de ERA-Interim.....	30
3.2.2 Datos de CHIRPS.....	30
3.2.3 Datos de NARR.....	31
3.2.4 Datos e imágenes de GOES.....	31
3.2.5 Datos de ESIMes.....	32
3.2.6 Mapas sinópticos de superficie.....	32
3.3 Descripción del diseño del experimento.....	33
3.4 Estadísticos.....	35

<b>Capítulo 4: Análisis de la escala sinóptica.....</b>	<b>38</b>
4.1 Análisis sinóptico para el caso de estudio.....	38
4.2 Análisis en la altura para el día del evento.....	42
4.3 Análisis del modelo WRF en la representación de la escala sinóptica.....	48
 <b>Capítulo 5: Análisis de sensibilidad de las parametrizaciones         microfísicas.....</b>	 <b>52</b>
5.1 Análisis de la precipitación.....	52
5.2 Análisis de la humedad relativa y velocidad del viento.....	57
5.3 Análisis del comportamiento de variables termodinámicas.....	63
5.4 Análisis de la temperatura de tope de nube.....	73
5.5 Análisis del perfil vertical de la tormenta.....	79
 <b>Capítulo 6: Discusión de los resultados.....</b>	 <b>83</b>
 <b>Conclusiones.....</b>	 <b>88</b>
 <b>Recomendaciones.....</b>	 <b>90</b>
 <b>Bibliografía.....</b>	 <b>91</b>

## Introducción

Anualmente millones de personas en el mundo son afectadas por eventos climáticos y de tiempo severo. Los que provocan grandes catástrofes, donde se pierden vidas humanas, infraestructuras, cosechas, etc., e inevitablemente impacta negativamente en el progreso económico y social de regiones enteras (OMM, 2012).

Entre estos eventos se encuentran las granizadas que es la precipitación en forma de bolas o trozos irregulares de hielo, comúnmente denominados granizos. Estas son siempre producidas por las nubes convectivas, del tipo cumulonimbus.

En el estado de Veracruz han ocurrido relevantes eventos de granizadas, en los últimos años. La frecuencia de las granizadas oscilan entre 1 a 5 veces al año, pero en algunas localidades de las zonas montañosas llegaron a presentarse más de 5, de acuerdo a los registros (Llanos, 2014).

El Calendario de Temporadas y Fenómenos meteorológicos del estado de Veracruz muestra que estos eventos se presentan generalmente dentro del periodo del 1 de marzo al 30 de junio, teniendo su mayor frecuencia entre la primera quincena de marzo y de mayo. Sin embargo, Medina (2000) plantea que la ocurrencia de granizadas en Xalapa comprende la primera mitad del año (de enero a junio) y son más frecuentes en mayo, seguido de abril y junio. Estas diferencias en el periodo de ocurrencia de las granizadas, pueden deberse a no contar con una buena climatología de dichos eventos, pero ambas fuentes coinciden que en abril la frecuencia de granizadas es bastante alta.

De las granizadas más recientes ocurridas en la capital del estado de Veracruz se destacan: la del 19 de abril de 2009, 31 de marzo de 2012 y 27 de abril de 2014 (Llanos, 2014). Las dos primeras mencionadas fueron extraordinarias por el espesor que alcanzaron la caída de los granizos, pero la tercera sobresalió por las dimensiones de los granizos, considerándose nunca antes vistos para esta región.



La granizada del 27 de abril de 2014 se originó por una tormenta iniciada alrededor de las 16 horas, que derivó en la caída de granizos, donde algunos llegaron a alcanzar el tamaño de 7 cm de diámetro (figura I.1). Esta granizada estuvo acompañada de fuertes vientos e intensas lluvias, lo que causó inundaciones y caídas de árboles en algunas localidades. El Servicio Meteorológico Nacional reportó lluvias localizadas de alrededor de 35 mm en 24 horas, pero estas fueron la mitad de lo llovido en un evento similar ocurrido el 18 de abril de 1973.



**Figura I.1:** Granizo que precipitó el 27 de abril de 2014 en Xalapa, Veracruz. Foto tomada por Yolanda Tlaxcalteco Mota.

El Fondo de Desastres Naturales (FONDEN) establece que los granizos deben alcanzar un diámetro igual o mayor a 40 mm, para poderse declarar Desastre Natural por granizada severa. Debido a la afectación de dicha región por las tormentas con granizadas, el incremento observado en la severidad de las mismas en los últimos años y el poco conocimiento existente sobre estas, se considera un problema a resolver. Por estas razones se decide estudiar el evento ocurrido el 27 de abril de 2014 en la región de Xalapa, ya que es el evento más severo que se tiene en los registros del estado de Veracruz, además de los cuantiosos daños provocados a su paso.

Con este caso de estudio se propone analizar la habilidad del modelo regional atmosférico WRF (Weather Research and Forecasting Model), en representar el evento y entender bajo qué condiciones el modelo es capaz de hacerlo. A partir de los resultados, se podrá evaluar la utilización de esta herramienta para futuros estudios

sobre dicha temática y alcanzar un mayor conocimiento de los eventos de granizadas en México. Para ello, en este estudio, se plantea la hipótesis de que las parametrizaciones de microfísica que incluyen la parte sólida de la precipitación, son capaces de simular el evento extremo ocurrido en la localidad de Xalapa.

El objetivo general de esta investigación es evaluar la habilidad del WRF para simular el evento de convección profunda ocurrido en Xalapa, el 27 de abril de 2014. Para ello el trabajo se ocupa en específico de:

- Analizar las condiciones sinópticas para ese día y que influyeron en el desarrollo de la tormenta.
- Realizar simulaciones con el WRF variando un conjunto de parametrizaciones microfísicas.
- Verificar los resultados obtenidos con las simulaciones numéricas a partir de datos meteorológicos.
- Analizar algunos aspectos termodinámicos relacionados con la convección, a partir de los resultados obtenidos de las simulaciones numéricas para cada parametrización microfísica seleccionada.
- Evaluar la sensibilidad a la selección de parametrizaciones microfísicas según los resultados obtenidos con las salidas de las simulaciones numéricas.

La tesis está estructurada en seis capítulos, además de las conclusiones y algunas recomendaciones. En el primer y segundo capítulo se brinda la fundamentación teórica respecto al tema de estudio. En el tercero se muestran las fuentes de datos consultadas, la metodología y procedimientos utilizados, incluyendo el diseño experimental de las simulaciones numéricas realizadas con el modelo WRF. En el cuarto y quinto capítulo, se visualizan y analizan los resultados obtenidos para los objetivos trazados en esta investigación, los cuales se discuten en el sexto capítulo. Finalmente se presentan las conclusiones del trabajo y las recomendaciones a considerar en futuras investigaciones sobre esta temática.

# Capítulo 1: Marco Teórico

## 1.1 Convección profunda

La convección profunda se concentra mayormente en regiones donde ocurren monzones de verano, bandas persistentes de bajo nivel de convergencia como la Zona Inter-Tropical de Convergencia (ICTZ, siglas en inglés), en zonas frontales y en los sectores cálidos de los ciclones extratropicales, así como a lo largo de las laderas y crestas de las cordilleras montañosas (Wallace y Hobbs, 2006). Frecuentemente la convección profunda está relacionada con la severidad de los eventos meteorológicos, como son la ocurrencia de tornados, granizos, fuertes vientos e intensas lluvias.

Los perfiles verticales de temperatura, humedad y viento, juegan un importante papel en la ubicación, desarrollo y movimiento de las tormentas convectivas. Gran parte de las variaciones de estas variables en la vertical ocurren cerca de la superficie terrestre dentro de la Capa Límite Planetaria o Capa Fronteriza Atmosférica.

La capa límite planetaria es la porción de la atmósfera en la que el campo del flujo atmosférico está fuertemente influenciado por la interacción directa con la superficie terrestre, en condiciones altamente convectivas su tope puede alcanzar hasta los 3 Km (Holton, 2004). En ella tienen lugar movimientos turbulentos que son muy efectivos en el transporte de calor (latente y sensible) y momento desde la superficie. Wilson y Schreiber (1986); Koch y Ray (1997) vinculan el origen de la convección a zonas de convergencia en la capa límite planetaria, pero los mecanismos de disparo pueden también ocurrir por encima de esta (Schiro et al., 2016).

Los procesos de humidificación de la troposfera libre son responsables de la convección profunda en regiones tropicales (Schiro et al., 2016). Las variaciones de la humedad en la vertical en zonas continentales y oceánicas del trópico, están relacionadas con los cambios en la humidificación de la troposfera libre, sugiriendo que, el inicio de la convección profunda es fuertemente dependiente de la humedad en la troposfera libre

(Schiro et al., 2016).

## 1.2 Mecanismos de convección profunda

Según Wallace y Hobbs (2006), las condiciones necesarias para la ocurrencia de la convección profunda son: existencia de un gradiente condicionalmente inestable, suficiente humedad, convergencia en niveles bajos o calentamiento de la superficie para liberar la inestabilidad.

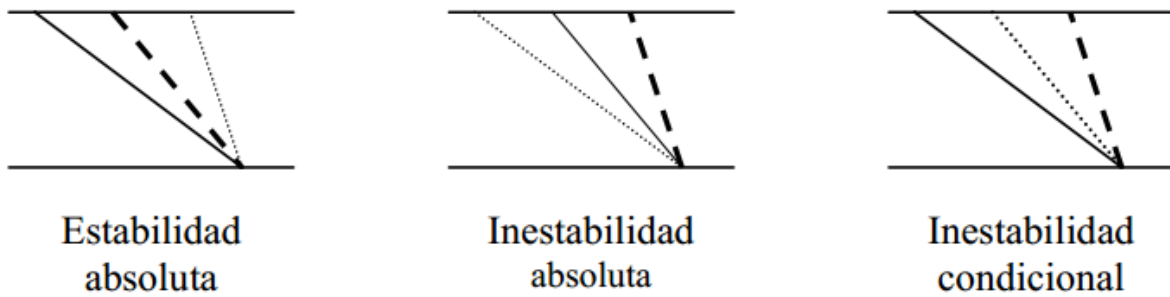
La estabilidad atmosférica constituye un control esencial sobre la capacidad del aire para ascender o descender. Considerando que  $\gamma$  es el gradiente vertical adiabático seco, que representa la razón de cambio de la temperatura para una burbuja de aire húmedo que asciende o desciende adiabáticamente (sin pérdida o ganancia de calor), y a  $\alpha$  como el gradiente térmico vertical (representando variaciones de la temperatura virtual con la altura), la estratificación del aire será (Curry y Webster, 2005):

- Estable, si  $\alpha < \gamma$
- Inestable, si  $\alpha > \gamma$
- Neutra, si  $\alpha = \gamma$

Pero si el aire se encuentra saturado, al elevarse, este sufre un enfriamiento menor que cuando no está saturado. Esto trae como consecuencia que el criterio de estabilidad sea diferente en ambos casos. Considerando a  $\gamma_s$  como el gradiente vertical adiabático saturado, los criterios de estabilidad son los siguientes:

- Estabilidad absoluta, si  $\alpha < \gamma_s < \gamma$ . En este caso habrá estabilidad de aire saturado ( $\alpha < \gamma_s$ ) y del no saturado ( $\alpha < \gamma$ ).
- Inestabilidad absoluta, si  $\gamma_s < \gamma < \alpha$ . O sea, los movimientos verticales están favorecidos por el aire no saturado como por el saturado. Entonces hay inestabilidad de aire no saturado ( $\gamma < \alpha$ ) y del saturado ( $\gamma_s < \alpha$ ).

- Inestabilidad condicional, si  $\gamma_s < \alpha < \gamma$ . En esta situación, si el aire está saturado los movimientos verticales son favorecidos, en caso contrario son impedidos. Entonces habrá estabilidad de aire no saturado ( $\alpha < \gamma$ ) e inestabilidad de aire saturado ( $\gamma_s < \alpha$ ).



**Figura 1.1:** Representación esquemática de los criterios de estabilidad. La línea continua representa el gradiente adiabático seco, la punteada muestra el gradiente térmico en la vertical y la discontinua figura el gradiente adiabático húmedo.

Por otro lado, la convección necesita de la energía potencial inherente en la estratificación de la temperatura y la humedad, la cual se conoce como energía potencial disponible para la convección (CAPE, siglas en inglés) y está definida como la integral vertical de la fuerza de flotabilidad, desde el nivel de convección libre hasta el nivel de equilibrio.

En la figura 1.2 se muestra el CAPE representado en un diagrama oblicuo T – log p (o diagrama termodinámico). Estos gráficos comprenden en su representación isobaras, isotermas, adiabáticas secas y húmedas, y líneas de razón de mezcla de saturación.

Cuanto más alto sea el valor del CAPE, mayor es la inestabilidad como se puede observar en la tabla 1.1. Pero se debe tener en cuenta que este indicador es muy sensible a la razón de mezcla promedio de los 500 m más cercanos al suelo, por cada 1 g/kg el CAPE puede aumentar un 20 %.

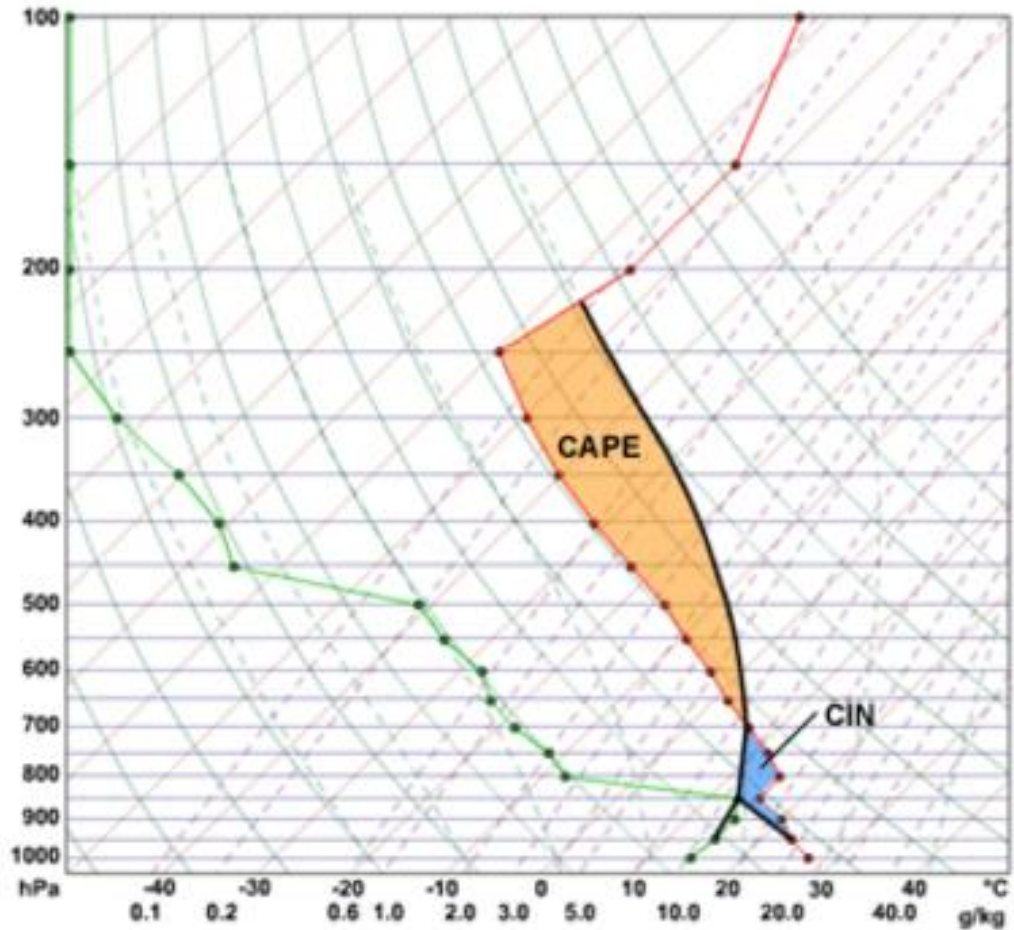


Figura 1.2: Representación del diagrama oblicuo T – log p con las regiones de CAPE y CIN (tomado de la página de MetEd, <https://www.meted.ucar.edu/>).

Tabla 1.1: Correspondencia del valor de CAPE con la estabilidad atmosférica.

Valor de CAPE	Estabilidad
0	Estable
0-1000	Marginalmente inestable
1000-2500	Moderadamente inestable
2500-3500	Muy inestable
3500 o más	Extremadamente inestable

Además, el CAPE es un indicador de la fuerza de la velocidad máxima de la corriente ascendente en una tormenta. Las fuertes corrientes ascendentes son un ingrediente necesario para la formación de granizos. Despreciando la carga de agua, los efectos del arrastre y el gradiente de presión, la velocidad máxima de la corriente ascendente ( $W_{max}$ ) se puede determinar por la siguiente expresión.

$$W_{max} = \sqrt{2 * CAPE}$$

La inhibición convectiva (CIN, siglas en inglés) que está también representada en el diagrama termodinámico de la figura 1.2, es otro parámetro a considerar al analizar la posibilidad de convección. Dicha región indica la cantidad de energía necesaria para poder levantar una burbuja de aire hasta el nivel de convección libre. Cuanto más grande sea su valor, menor es la posibilidad de convección.

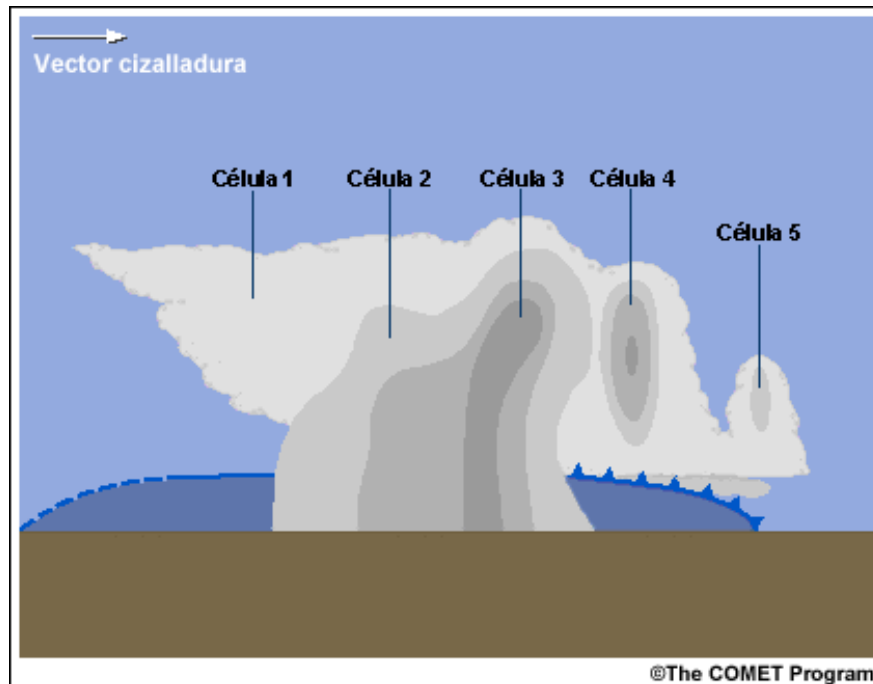
Otro aspecto importante, es la cizalladura vertical del viento. Si la cizalladura vertical de la velocidad del viento horizontal es fuerte, favorece una estructura inclinada que mantiene una estrecha relación entre la corriente ascendente y la descendente dentro de la tormenta convectiva, lo que le proporciona un mayor tiempo de vida y la capacidad de producir granizos y fuertes vientos. La cizalladura vertical de la dirección del viento horizontal puede ser un indicador del tipo de tormenta convectiva.

### **1.3 Tipos de tormentas convectivas**

Las tormentas convectivas pueden ser clasificadas como tormentas unicelulares, las cuales se forman con débil cizalladura vertical del viento. Las más severas, como las tormentas de multiceldas y supercelda, se desarrollan por la fuerte cizalladura del viento en la vertical. En los trópicos, las tormentas convectivas se forman con cizalladura vertical del viento más débil que en latitudes medias (Barnes, 2001), lo cual afecta en gran medida su organización y duración.

Las tormentas de multiceldas y supercelda son capaces de producir granizos, fuertes vientos e intensas lluvias (Roger y Yau, 1996), y estas características son un determinante de la severidad de la tormenta (Houze, 1981). Una característica

destacada de estas tormentas convectivas es el frente de ráfagas, donde aire cálido y húmedo de la capa límite planetaria es levantado por las corrientes descendentes desde la base de la nube, en el borde delantero del domo frío (enfriado por el proceso de evaporación). La figura 1.3 visualiza el esquema de una tormenta de multiceldas, donde se muestra su ciclo de vida y el frente de ráfagas delantero a la tormenta.



**Figura 1.3:** Representación de una tormenta de multiceldas (tomado de la página de MetEd, <https://www.meted.ucar.edu/>).

La convección se produce en la forma de una tormenta de múltiples celdas o de supercelda, dependiendo de la interacción de la corriente ascendente y la cizalladura vertical del viento (Weisman y Klemp, 1986). Las tormentas de múltiples celdas consisten en un grupo organizado de células individuales en diferentes etapas de desarrollo, con nuevas células en continua evolución. La característica que distingue una tormenta de supercelda es la rotación de la corriente ascendente (Wallace y Hobbs, 2006).

En una atmósfera con un ambiente de moderada inestabilidad, las corrientes



ascendentes no son tan fuertes y no es propensa la formación de granizos grandes. Pero un ambiente moderado a altamente inestable, con una fuerte cizalladura vertical del viento unidireccional, es lo que se requiere para la formación de tormentas de multiceldas con la capacidad de producir grandes granizos (Weisman y Klemp, 1986).

En el contexto de las tormentas con granizadas, se puede concluir que la convección debido a flujos cargados de humedad, fuerte cizalladura vertical del viento e inestabilidad atmosférica es indispensable para su formación. Pero se debe tener en cuenta los mecanismos de activación de la parcela dentro de la capa límite planetaria a su nivel de convección libre. Los mecanismos de activación pueden estar presentes en la forma de calentamiento superficial, convergencia de humedad, levantamientos orográficos, chorros de bajos niveles, piscinas frías, etc. (Smith et al., 2012).

#### **1.4 Influencia de la topografía en la convección**

La influencia de la topografía en el inicio de la convección ha sido sugerida en diferentes contextos por Smith (1979), Doswell (2001) y Houze (2012), entre otros. Definiendo un punto coincidente en que el flujo del aire sobre la orografía induce la formación o modificación de nubes convectivas.

Actualmente son conocidos algunos mecanismos para la formación de precipitación convectiva debido a la influencia de las irregularidades del terreno (Houze, 2012), pero estos dependerán de muchos factores, tales como: la situación sinóptica, la dirección y velocidad del viento, la estabilidad estática o la hora del día, lo cual hace que la relación sea compleja y dinámica.

En ausencia de un entorno baroclínico, las montañas pueden disparar tormentas mediante diferentes mecanismos como lo resume Banta (1990):

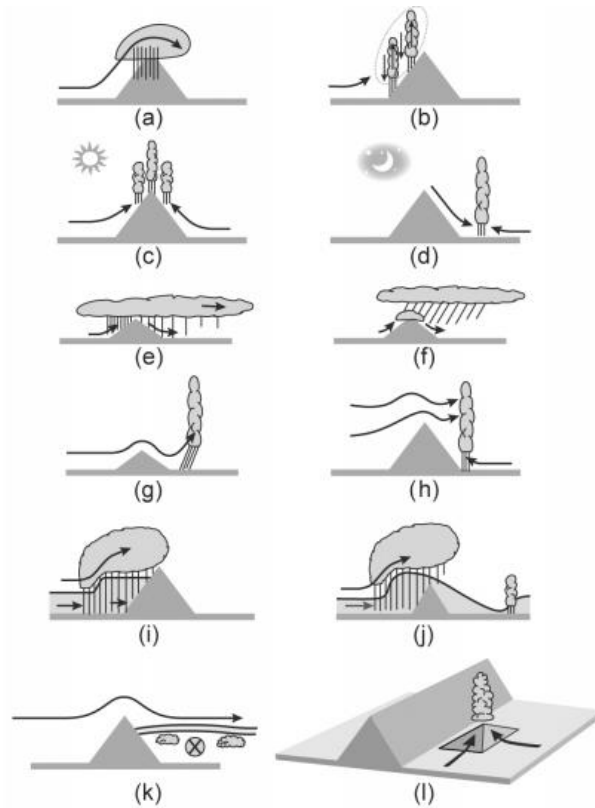
1. Levantamiento forzado, el cual es el resultado de encontrarse el flujo de aire con la barrera orográfica, haciendo que este se levante al nivel de convección libre (NCL).

2. Generación de flujos térmicos debido al calentamiento diferencial de las superficies orográficas.
3. Los efectos aerodinámicos como bloqueo y deflexión.

Banta considera que los flujos locales en torno de las montañas, proveen el ascenso necesario para que el aire alcance la saturación y se produzca la condensación. No obstante, los flujos asociados a la topografía no logran por si solos generar nubes y menos aún, si estas son de gran desarrollo vertical. Para que esto ocurra se requieren otros elementos, como disponer de la humedad necesaria y de un entorno inestable, además de que la escala más grande ejerza un control determinante sobre el flujo local, para que este sea capaz de producir nubosidad (Vidal, 2010).

En el caso de las nubes de tormenta, las circulaciones locales asociadas a la topografía pueden jugar un rol significativo en determinar donde las celdas convectivas se van a originar, y muchas veces, como la precipitación se distribuirá espacialmente (Banta y Schaaf, 1987; Kirshbaum et al., 2007; Miglietta y Rotunno, 2009; Vidal, 2010). Las montañas pueden actuar como fuentes de calor en niveles altos y originar tormentas asociadas a circulaciones térmicamente forzadas, regulando la ubicación de las zonas de iniciación de las tormentas y el momento en que ocurren (Vidal, 2010). Las primeras tormentas que se disparan solo por el forzante de la circulación valle - montaña, se producen cuando el calentamiento radiativo es máximo, lo que probablemente incide en que más tarde se formen tormentas convectivas secundarias de mayor intensidad y sistemas convectivos que pueden propagarse y desplazarse a lo largo de la topografía y dentro de las planicies y zonas bajas cercanas (Vidal, 2010).

Houze (2012) resume los mecanismos básicos por los cuales las montañas logran modificar las nubes de tormenta, los cuales son mostrados en la figura 1.4. El ejemplo **a**, se refiere a cuando el flujo de aire que se aproxima a una barrera es estable y generalmente sigue el terreno de forma ascendente y su componente vertical genera una nube en barlovento, pero se evapora en el lado sotavento. En el ejemplo **b**, el aire asciende por el terreno, se vuelca sobre un sustrato de la barrera montañosa elevándose y origina celdas de circulación de ascenso y descenso del aire.



**Figura 1.4:** Mecanismos por el cual las montañas o colinas afectan a las nubes de tormenta. Tomado de Houze (2012).

La figura 1.4 además indica como el ciclo del calentamiento diurno afecta la convección sobre las elevaciones del terreno (imágenes **c** y **d**), ejemplifica cuando las características del terreno son pequeñas (imágenes **e** y **f**), como las ondas generadas por el flujo sobre la montaña pueden generar nubes convectivas (imágenes **g** y **h**) y además muestra el efecto de bloqueo (imágenes **i** y **j**).

La imagen **k** de la figura 1.4, representa a un flujo descendente en el lado sotavento produciendo una inversión térmica y una capa de aire seco que permite la inestabilidad potencial por la acumulación de calor sensible y latente por debajo de esa región. Intensos cumulonimbos pueden resultar cuando se rebasa esa inversión y se dispare la convección profunda.

Mientras que la imagen **l** de la figura 1.4, ilustra otra manera en que la inestabilidad acumulada en la capa límite puede ser liberada, mediante un chorro de bajo nivel cálido

y húmedo que se eleva al encontrarse una estribación por delante de la barrera montañosa, siendo suficiente para que la parcela pase su nivel de convección libre. En otros casos, la inestabilidad se puede liberar por la convergencia en un frente de rachas o línea seca.

Es un hecho que muchas de las tormentas con granizadas que ocurren en el mundo son en zonas elevadas con grandes sistemas montañosos (Knight y Knight, 2001), como por ejemplo, en el noreste de Colorado, Estados Unidos, o en Alberta, Canadá. La elevación del terreno juega un rol fundamental, ya que a mayor altura es más probable que el nivel de congelación esté más cerca de la superficie.

### **1.5 Mecanismos para la formación de granizo**

En el desarrollo de tormentas, las cuales sobrepasan el nivel de congelación y tienen múltiples corrientes ascendentes y descendentes, hay formación de hidrometeoros como nieve, graupel y granizo. El granizo es precipitación en forma sólida como redondeadas peloticas o grumos irregulares de hielo.

Los embriones de granizo significan un componente importante en el crecimiento del granizo, y las secciones delgadas de grandes piedras de granizo revelan que cada granizo contiene una unidad central de crecimiento distinto (embrión de granizo), variando de 1 mm a 1cm de diámetro (Macklin, 1977). Una piedra de granizo se forma a partir de la acreción de gotas de agua superenfriada o cristales de hielo en los embriones de granizos, debido a la presencia de una fuerte corriente ascendente (Garcia-Garcia y List, 1992).

La probabilidad de que partículas de hielo estén presentes en una nube, aumenta cuando la temperatura decrece dentro de la nube por debajo de 0 °C. Las partículas de hielo en una nube se forman por nucleación homogénea y heterogénea.

La nucleación heterogénea puede ocurrir a temperaturas más altas que la nucleación homogénea (Roger y Yau, 1996). La nucleación heterogénea ocurre por condensación, inmersión, contacto y deposición. Pero también se pueden formar cristales de hielo a

partir de los existentes en la nube mediante procesos secundarios, conocidos como procesos de multiplicación de cristales.

Por encima del nivel de la isoterma de  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  en la vertical, la nube está generalmente cubierta de hielo debido al congelamiento homogéneo de vapor de agua. En esta región de la nube, el granizo solo se forma lentamente por acreción de cristales de hielo. Por debajo del nivel de enfriamiento ( $0^{\circ}\text{C}$ ) se fusiona la piedra de granizo debido al aumento de la temperatura dentro de la nube.

Muchos de los granizos crecen en un área dentro de la nube con temperaturas entre los  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  y  $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ , esto constituye un intervalo en altura de aproximadamente de unos 3 km y se requieren corrientes ascendentes de al menos 15 m/s para el proceso de crecimiento (Knight y Knight, 2001). Las condiciones necesarias para la formación del granizo son: fuertes corrientes ascendentes que puedan sostener el granizo en la altura por bastante tiempo, contenido necesario de agua superenfriada para que crezca lo suficientemente rápido antes de caer a tierra y una partícula de hielo como unidad central sobre el cual crecerá (Knight y Knight, 2001).

En una sección transversal los grandes granizos muestran concentraciones de diferentes densidades y grados de opacidad (Pruppacher y Klett, 2010). Estas múltiples capas de hielo dentro del granizo, son formadas debido a la deposición continua y derramamiento de hielo sobre el núcleo de condensación en el ciclo del granizo, producto de la presencia de múltiples corrientes ascendentes y descendentes (Chatterjee et al., 2008).

Las corrientes ascendentes y descendentes son primordiales en la formación de los granizos. Los cristales de hielo son arrastrados por fuertes vientos ascendentes dentro de la nube, donde se le acrecen partículas de agua superenfriada, las cuales se congelan ante las bajas temperaturas. Al llegar a un punto en la altura de la nube, el granizo cae al ganar tamaño y peso.

En su descenso, se descongela parte de la superficie del granizo al entrar en una zona de la nube con temperaturas más altas. Este granizo puede ser atrapado por otra corriente ascendente y llevado hacia la cima de la nube, provocando el agregado de

una nueva capa de partículas de agua y su posterior congelamiento. Este ciclo ocurrirá varias veces hasta que el granizo gane en peso y tamaño, al punto que las corrientes ascendentes dentro de la nube no puedan sostenerlo y precipite.

La tasa de crecimiento del granizo depende de la transferencia de calor latente de fusión desde y hacia la piedra de granizo, clasificándose el régimen de crecimiento en: húmedo y seco. Cuando se acrece agua superenfriada sobre el granizo más rápido que el calor removido desde su superficie, la temperatura de la piedra de granizo se incrementa y el proceso de crecimiento es húmedo. En este régimen de crecimiento, la superficie del granizo está humedecida y todo el hielo que se acrece es recogido, ya que se pegan fácilmente los cristales de hielo sobre la misma (English, 1973).

Si la tasa de transferencia de calor desde la superficie del granizo es muy grande, el régimen de crecimiento es seco. Entonces la superficie del granizo está bajo 0 °C y todo el agua de la superficie del granizo se congela, entonces se acrece una pequeña fracción de los cristales de hielo, ya que les resulta imposible mantenerse adheridos a la misma (English, 1973).

Otra forma de crecimiento es el esponjoso, donde el granizo recoge el agua superenfriada tan rápido que el intercambio de calor no es adecuado para congelar todo. Este modo de crecimiento es más probable a temperaturas más altas y en presencia de un alto contenido de agua líquida (Knight y Knight, 2001).

## **1.6 Estudios sobre tormentas con granizadas**

Estas tormentas se han estudiado desde el punto estadístico hasta de la modelación numérica, pero muy poca fue la bibliografía encontrada para regiones tropicales o cercanas a los trópicos y que abordaran eventos para tormentas de multiceldas. A continuación se hace una breve reseña de la bibliografía consultada.

Un estudio realizado por Palencia et al. (2010), analizan estadísticamente las relaciones entre diferentes variables meteorológicas y el diámetro del granizo. La región analizada fueron las planicies de Friuli-Venecia-Giulia, ubicadas al norte de Italia a unos 500

metros sobre la superficie del mar y es rodeada por Los Alpes al norte de la misma. En esta zona ocurren muchos eventos de granizadas, es muy monitoreada y cuenta con una serie de datos de más de 600 días con granizo.

Los autores exponen en sus resultados, que la variable con mayor índice de correlación fue la diferencia de presión superficial entre las 12:00 y 00:00 UTC (Tiempo Universal Coordinado), la cual presenta una relación inversa con el tamaño de los granizos. Las otras variables que mostraron valores significativos de correlación, fueron los índices de estabilidad, las alturas de la isoterma de 0 °C para la temperatura del aire y de punto de rocío, seguida por la temperatura potencial de la capa de mezcla.

En Canadá se realizó un modelo estadístico para pronosticar el tamaño de los granizos. El modelo llamado HAILCAST, predice el tamaño máximo de los granizos usando un modelo de nube de estado estable unidimensional acoplado a un modelo de crecimiento de granizo dependiente en el tiempo (Brimelow et al., 2002). Este fue evaluado con los reportes de tamaño máximo de granizos obtenidos de una red observacional de alta densidad dentro del área del Proyecto de Granizos de Alberta (Admirar et al., 1985). Además el desempeño de este modelo fue evaluado con respecto al nomograma (referenciado como RAM) desarrollado por Renick y Maxwell (1977), para pronosticar tamaños máximos de granizo en Alberta.

En la evaluación del desempeño del modelo obtuvieron que, HAILCAST tiene mayor habilidad en la validación estadística que RAM cuando pronostica la ocurrencia de granizo. El desempeño del modelo es bastante bueno en días con severidad en granizadas y tiene más habilidad que RAM para pronosticar las categorías de granizo. Pero, ambas técnicas tienden a sobrestimar la ocurrencia de granizos. En resumen, esta herramienta puede ser muy útil para pronosticar granizos, pero solo ha sido evaluada para latitudes altas.

Otros trabajos se centran en la modelación numérica para abordar esta temática, como es el estudio de una tormenta severa ocurrida en el pueblo Alcañiz, perteneciente a la provincia de Teruel en España (García-Ortega et al., 2007). Dicho evento produjo fuertes lluvias con acumulados superiores a los 115 mm y precipitación de granizos con

diámetros de hasta 12 cm.

El objetivo fue evaluar la habilidad del modelo MM5 teniendo en cuenta la influencia de la topografía y la radiación solar, para representar las circulaciones atmosféricas de escala sinóptica como de mesoescala propias de la región cuando ocurren estos eventos, las cuales eran conocidas a priori de otros estudios. Finalmente, los resultados de las simulaciones representaron bien ambas escalas de circulación atmosférica para ese evento, además de representar correctamente la precipitación en el espacio como en el tiempo, pero subestimo la intensidad de esta variable.

Otro ejemplo de modelación numérica, es el estudio de una inusual tormenta con granizada, debido a que ocurrió en invierno. El evento tuvo lugar el 17 de enero de 2013 en Nueva Delhi, la India (Chevuturi et al., 2014). Esta fue simulada con el WRF y utilizaron la parametrización microfísica de nubes Goddard Cumulus Ensemble (GCE).

En este estudio utilizaron las dos variantes que tiene el esquema microfísico GCE para la tercera clase de hidrometeoros (graupel y granizo). Con la representación de las salidas de las simulaciones, obtuvieron los mejores resultados con el esquema cuando utilizan la variante de granizo.

Teniendo en cuenta que los modelos numéricos atmosféricos son una representación simplificada de la realidad, el mayor reto para el investigador es tratar de alcanzar los resultados más cercanos a esta. En la modelación numérica de tormentas convectivas en muchas ocasiones se puede sobrestimar o subestimar la precipitación, al compararla con su valor real, como por ejemplo, excesiva precipitación fuera de latitudes ecuatoriales y déficit cerca del Ecuador (Tulich et al., 2011).

Estas diferencias muchas veces se generan por las discrepancias existentes en los distintos esquemas microfísicos de nube. Estos están basados en diferentes conceptos para representar los procesos que ocurren dentro de la nube. Un simple esquema no puede representar bien las condiciones existentes para diferentes casos de estudios y regiones. La elección del esquema de microfísica tiene consecuencias importantes sobre diferentes componentes del ciclo del agua, incluyendo el vapor de agua, hidrometeoros y precipitación acumulada (Cossu y Hocke, 2014).



Por lo que, es importante tener en cuenta el estudio de la sensibilidad de las parametrizaciones microfísicas, para determinar cuál o cuáles se ajustan mejor en la representación de un evento. Otro elemento a considerar para el éxito de la modelación numérica es la interacción entre las diferentes parametrizaciones del modelo.

## Capítulo 2: El modelo WRF y algunas de sus parametrizaciones

### 2.1 Descripción del modelo

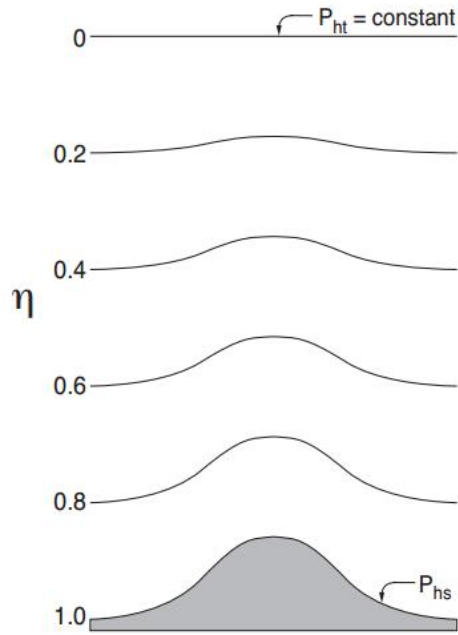
El WRF es un modelo numérico de última generación, para la investigación atmosférica y el pronóstico meteorológico, el cual emplea una amplia variedad de aplicaciones meteorológicas a diferentes escalas, desde metros hasta miles de kilómetros. Este ha sido desarrollado gracias al trabajo de instituciones como el Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCAR, siglas en inglés), Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP, siglas en inglés), Laboratorio de Sistemas de Pronóstico (FSL, siglas en inglés), la Agencia Meteorológica de la Fuerza Aérea (AFWA, siglas en inglés), la Universidad de Oklahoma (OU, siglas en inglés) y la colaboración de otros científicos universitarios (Skamarock et al., 2008), permitiendo su constante actualización.

El WRF es un modelo compresible, no hidrostático y sensible a las características del terreno. La coordenada vertical  $\eta$  sigue el terreno y la superficie de presión constante en el tope del dominio, definiéndose de la siguiente manera (Skamarock et al., 2008).

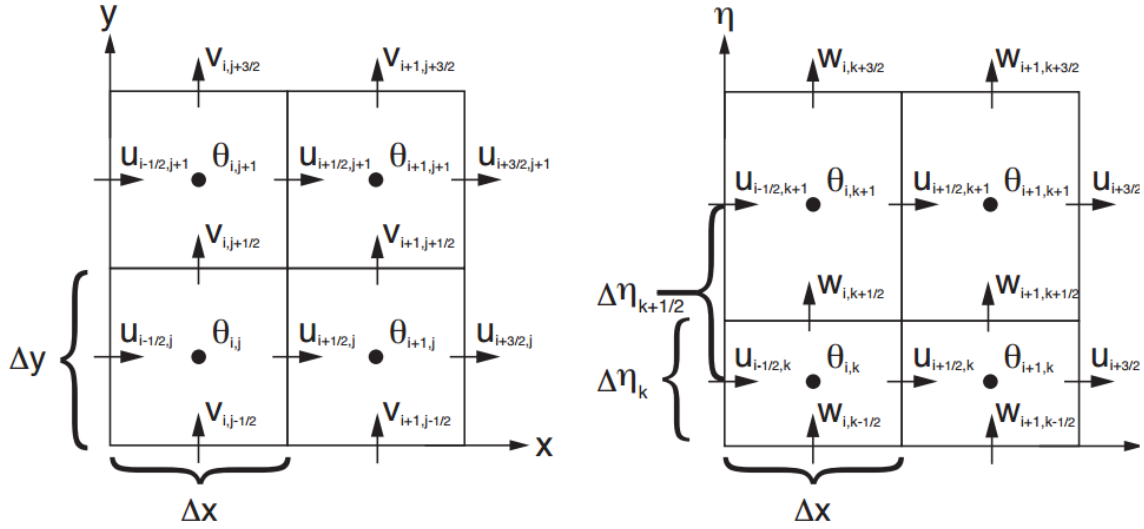
$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{\mu}$$

Donde  $\mu = P_{hs} - P_{ht}$ ,  $P_h$  es la componente hidrostática de la presión,  $P_{hs}$  y  $P_{ht}$  son los valores a lo largo de la superficie y frontera superior (figura 2.1).

El modelo resuelve las ecuaciones en una malla escalonada Arakawa tipo C (figura 2.2). Además usa Runge-Kutta de segundo y tercer orden para los esquemas de integración de tiempo, y segundo y sexto orden para los esquemas de advección en la vertical y horizontal.



**Figura 2.1:** Coordenada vertical de presión hidrostática que sigue el contorno del terreno. Tomado de Skamarock et al., 2008.



**Figura 2.2:** Malla Aracawa tipo C utilizada por el modelo para discretizar espacialmente las ecuaciones en la horizontal (izquierda) y en la vertical (derecha). Tomado de Skamarock et al., 2008.

A modo de resumen, el WRF está estructurado por dos componentes: el núcleo dinámico y el físico. La primera componente está conformada por la resolución numérica de las ecuaciones y la segunda agrupa las diferentes parametrizaciones por las que se puede optar para representar los procesos de la pequeña escala. Además, el sistema de pronóstico numérico del WRF incluye paquetes que facilitan el pre-procesamiento de los datos, como la generación de condiciones iniciales y de frontera, a partir de diferentes fuentes de datos.

### **2.1.1 Descripción de los módulos y funcionamiento del modelo**

En la figura 2.3, se muestra el sistema general de modelación del WRF. Este cuenta con un sistema de pre-procesamiento del WRF (WPS, siglas en inglés), cuyo objetivo general es crear las condiciones iniciales para el modelo. El WPS está compuesto por tres programas: GEOGRID, UNGRID y METGRID.

GEOGRID es el encargado de definir los dominios del modelo e interpolar los datos geográficos estáticos a la malla computacional. En este programa se calcula la posición de los puntos de la malla de acuerdo a las especificaciones de la resolución, número de puntos, posición del centro y otras provistas por el usuario. Una vez posicionados los puntos de la malla, interpola los datos de topografía, uso de suelo, tipo de suelo, albedo, cobertura vegetal, máscara tierra-agua y demás datos, que en el futuro puedan ser utilizados por el modelo.

Con UNGRID se extraen datos meteorológicos de archivos en formato *grid*, permitiendo descodificar los datos y escribirlos en el formato adecuado para el programa METGRID, donde se interpola horizontalmente los datos meteorológicos extraídos por UNGRID a la malla definida por GEOGRID.

# WEATHER RESEARCH & FORECASTING (WRF) MODEL

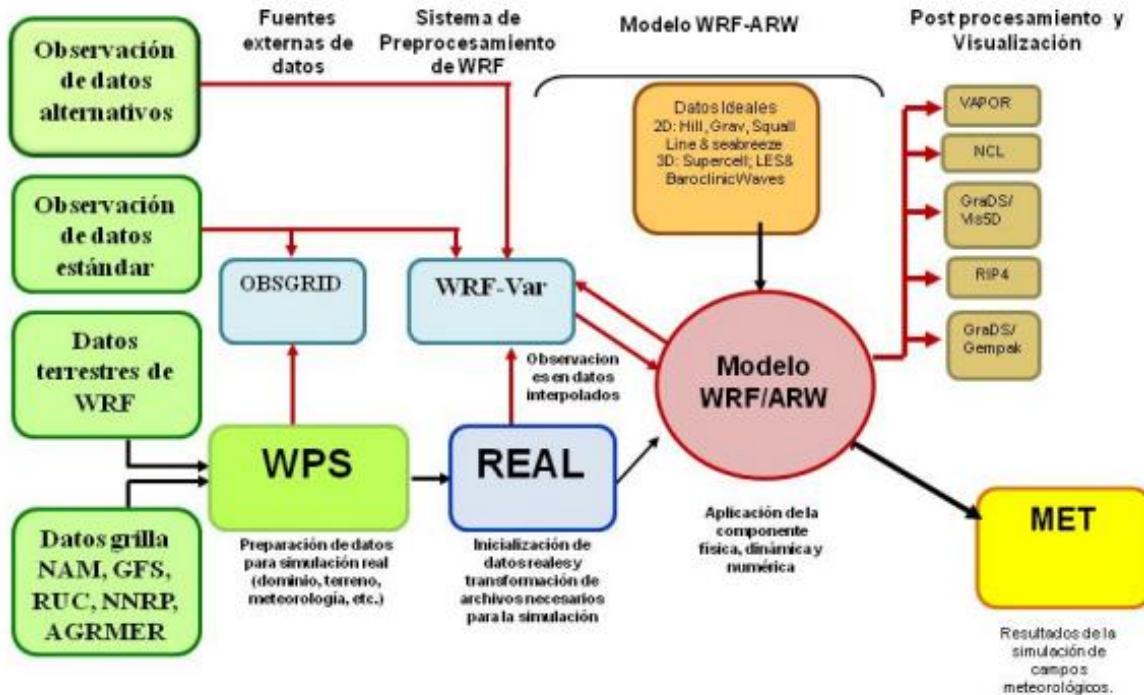


Figura 2.3: Diagrama de flujo de la estructura del funcionamiento de WRF-ARW (Tomada de wrf-model.org).

En el modelo WRF, la interpolación vertical de los datos y la definición de las coordenadas de presión se realiza mediante el programa REAL. La componente clave del sistema de modelado es el programa ARW, compuesto de varios programas de inicialización para simulaciones idealizadas y en datos reales, así como la integración numérica del programa. Mediante las herramientas de post-procesamiento y visualización se procesan los resultados obtenidos, los cuales se encuentran en formato NetCDF y permiten la visualización de estos a través de diversos programas, como por ejemplo en NCL (*NCAR Command Language*).

Las múltiples opciones de la física del modelo agrupan desde la más simple y eficiente, hasta los esquemas más complejos y costosos desde el punto de vista computacional.

El WRF agrupa en las siguientes categorías las opciones de parametrizaciones físicas: cúmulos, microfísica de nube, física de la superficie, procesos turbulentos en la capa límite planetaria, y radiación atmosférica (Skamarock et al., 2008), las cuales se abordan con mayor profundidad en la siguiente sección.

## **2.2 Parametrizaciones**

Las parametrizaciones ofrecen una serie de opciones para representar los procesos físicos como la convección de cúmulos, la microfísica de nubes, los procesos que tienen lugar en la capa límite planetaria, la radiación y otros. A continuación se realiza una breve descripción de algunas parametrizaciones.

### **2.2.1 Convección**

Las parametrizaciones de cúmulos son responsables de los efectos de la convección a la escala de sub-grilla. Estos esquemas pretenden representar los flujos verticales de masa, energía y momento debido a corrientes ascendentes y descendentes no resueltas por la malla computacional del modelo. Estas parametrizaciones son teóricamente válidas solo para tamaños de grillas gruesas.

La parametrización de Kain-Fritsch (KF, Kain, 2004) consiste en el modelo de una nube simple con corrientes ascendentes y descendentes húmedas, tomando en cuenta los procesos microfísicos de la convección. Para ello, usa el método de parcela Langragiana, incluyendo la dinámica del momento vertical para estimar la existencia de inestabilidad. Cuando existe la disponibilidad de inestabilidad para el crecimiento de una nube, el esquema es capaz de determinar las propiedades de las nubes convectivas que corresponden para cada caso.

## 2.2.2 Capa Límite Planetaria

Los esquemas para la capa límite planetaria incluyen los flujos verticales dentro de la cuadrícula de la malla, debido al transporte turbulento en toda la columna atmosférica. Además es responsable de determinar los perfiles de flujo dentro de la capa de mezcla y la estable, proporcionando tendencias de temperaturas, humedad y empuje horizontal en toda la columna atmosférica. También pueden incluir los efectos de saturación en la estabilidad vertical.

El esquema de primer orden Yonsei University PBL (YSU PBL; Hong et al., 2006) tiene un tratamiento explícito para la capa de *entrainment* en la parte superior de la PBL, el cual es proporcional a los flujos de superficie. El tope de la capa límite es definido a partir del número de Richardson crítico, el cual es representativo de una atmósfera estáticamente estable y dinámicamente inestable.

El esquema utiliza coeficientes de difusión turbulenta no locales para calcular los flujos turbulentos. La ecuación de difusión turbulenta es:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_c \left( \frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - (\omega' c')_h \left( \frac{z}{h} \right)^3 \right]$$

Donde  $C$  es la variable diagnóstico representando al flujo turbulento,  $K_c$  es la difusividad turbulenta y  $\gamma_c$  es una corrección al flujo local. La fórmula mantiene el concepto de Hong y Pan (1996), pero incluye un segundo término (en el lado derecho de la ecuación) de flujo de *entrainment* en la capa de inversión, el cual es implícitamente parametrizado.

## 2.2.3 Radiación

La radiación solar es la fuente principal de energía en los procesos físicos que tienen lugar en la atmósfera. Un esquema de parametrización adecuado que represente los flujos radiativos de onda corta como los de onda larga, es de vital importancia para obtener una buena representación de los procesos físicos que están fuente de energía involucra.

El esquema RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model to GCMs) puede simular ambos flujos radiativos. Este esquema es una versión del RRTM (Rapid Radiative Transfer Model), más eficiente y con una mejor representación de la nubosidad no resuelta por la cuadrícula de la malla del modelo, el cual es aplicable directamente a modelos de circulación general (Iacono et al. 2008).

El RRTMG mantiene la misma física y los coeficientes básicos de absorción del RRTM, con la incorporación de varias modificaciones. Entre las mejoras se encuentra la eficiencia computacional, la cual consiste en la reducción del número total de puntos de cuadratura para calcular las desviaciones de los flujos radiativos de onda larga y corta. Esta modificación facilita la incorporación de modelos de circulación general y la representación de la variabilidad de la nubosidad dentro de la malla.

#### **2.2.4 Superficie y suelo**

Las parametrizaciones de suelo y superficie son empleadas para cerrar los balances de energía y humedad en la superficie. Estas introducen al modelo las interacciones entre el suelo, la superficie, la vegetación y la atmósfera.

El modelo Noah LSM (Land-Surface Model) contiene temperatura del suelo y humedad en cuatro capas, para representar dichas interacciones. El esquema proporciona flujos de calor sensible y latente al esquema de capa límite planetaria. Adicionalmente, predice el hielo en la superficie terrestre y los efectos de la cobertura de nieve fraccionada, tiene un mejor tratamiento urbano y considera las propiedades de emisión de la superficie. El modelo se puede nutrir de los datos MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de 2001.

#### **2.2.5 Microfísica de nubes**

Las parametrizaciones microfísicas son esquemas que van desde la física simplificada a la sofisticada que incluye la fase mixta. Estas incluyen explícitamente soluciones para



los procesos de vapor de agua, formación de nubes y precipitación. Entre estas, se encuentran los esquemas de: Kessler (Kessler, 1969), Thompson (Thompson et al., 2004), GCE (GCE; Tao y Simpson, 1993; Tao et al., 1989, 2003), Millbrandt (Milbrandt y Yau, 2005) y WRF single-moment 6 (WSM6; Hong y Lim, 2004).

### ***Microfísica de Kessler***

Este es un esquema simple de una nube caliente que incluye entre sus variables el vapor de agua, agua de nube y lluvia. Los procesos microfísicos que encierra son: la producción, caída y evaporación de la lluvia; la acreción y auto-conversión de agua en la nube; y la producción de agua dentro de la nube por condensación (Skamarock et al., 2008).

### ***Microfísica de WSM6***

Este esquema de seis clases es más complejo que su antecesor (el WSM5), al incluirse granizo blando (graupel) como otra variable predictiva y sus procesos asociados. Los nuevos términos asociados al granizo blando fueron basados en los reportes de Lin et al., (1983) y Rutledge y Hobbs (1984). Las variables pronóstico de la sustancia agua en este esquema incluye las razones de mezcla de vapor de agua, agua nube, hielo, nieve, lluvia y granizo blando.

Este esquema fue mejorado con un nuevo método para representar la velocidad de caída para partículas de nieve y granizo blando. El cual asigna un único valor de velocidad de caída, que se pondera por la razón de mezcla y es aplicado a procesos de sedimentación como de acreción. En el perfil vertical de un experimento para un caso ideal en latitudes medias, mucha de la nieve simulada en el nivel de 500 mb por los esquemas WSM3 y WSM5, es representada por granizo blando en el esquema WSM6.

El esquema WSM6 no presenta variaciones en la representación de la precipitación respecto a los esquemas WSM3 y WSM5 para mallas de baja resolución, pero en resoluciones más altas, el WSM6 muestra mejor los registros de cantidad y picos de

intensidad de precipitación (Hong y Lim, 2006). Sin embargo, el WSM6 subestima la cantidad de hidrometeoros, pero esto no muestra afectaciones en el pronóstico de la precipitación, según los experimentos realizados para casos reales e ideales por Hong y Lim (2006).

### ***Microfísica de GCE***

El modelo del esquema microfísico GCE (Tao and Simpson, 1993) está basado principalmente en los reportes de Lin et al., (1983). Además utiliza un esquema de Rutledge y Hobbs (1984), el cual garantiza que la región nubosa este siempre saturada (con humedad relativa del 100 %) y permite corrientes descendentes subsaturadas con elementos precipitables (lluvia, nieve y granizo blando/granizo) sin la presencia de partículas de nube.

Este esquema calcula vapor de agua, agua nube, lluvia, hielo, nieve y granizo blando / granizo. Toma en cuenta las velocidades de caída para la lluvia, la nieve y el granizo blando / granizo, además que la distribución de tamaños para estas partículas es inversamente proporcional respecto al diámetro de las mismas. También supone que las superficies de agua líquida y hielo son esféricas.

GCE permite elegir exclusivamente entre granizo blando y granizo como la tercera fase de formación de hielo. Considera al granizo blando con densidades relativamente bajas ( $0.4 \text{ g/cm}^3$ ), mientras el granizo es tomado con alta densidad ( $0.917 \text{ g/cm}^3$ ).

Esta parametrización tiene añadido un esquema de ajuste de la saturación (Tao et al., 1989, 2003), el cual está diseñado para asegurar que la sobresaturación no exista en algún punto de la cuadrícula con ausencia de nubes. Además, todos los procesos microfísicos que no implican la fusión, evaporación o sublimación (o sea, tasas de transferencia de un hidrometeoro a otro) son calculados sobre la base de un estado termodinámico. Por otro lado, la suma de todos los procesos sumideros asociados con una especie no excederá su masa, asegurando que el balance de agua esté equilibrado en los cálculos microfísicos.

### ***Microfísica de Thompson***

Este es un esquema de segundo momento, por lo que, predice de forma explícita las relaciones de mezcla de agua nube, lluvia, hielo, nieve y granizo blando, además de los números de las concentraciones de hielo y lluvia. Asume que la distribución del tamaño de la partícula de nieve depende del contenido de agua congelada y la temperatura, y es representada como una suma de distribuciones gamma y exponencial. También considera que la superficie de la nieve no es esférica, con una densidad de masa que varía inversamente con el tamaño, al contrario de muchos esquemas que suponen que es constante cuando experimentos observacionales demuestran que la densidad varía inversamente respecto al tamaño (Thompson et al., 2004).

### ***Microfísica de Milbrandt***

Este esquema microfísico consiste de 6 categorías de hidrometeoros. El espectro de agua líquida dentro de la nube consiste de pequeñas gotas que no sedimentan y de gotas sedimentadas (la lluvia), como es habitual en la mayoría de las parametrizaciones. Los otros cuatro hidrometeoros que incluyen son hielo, nieve, granizo blando y granizo. Además predice de forma independiente la concentración total del número de las categorías de hidrometeoros.

El granizo blando lo considera con densidad moderada. Para la categoría de granizo incluye la densidad del granizo y de gotas de agua congeladas. Este esquema contiene una ecuación diagnóstico para el parámetro espectral ( $\alpha$ ) de la distribución gamma, basada en el tamaño medio de la partículas (Milbrandt y Yau, 2005).

## Capítulo 3: Materiales y métodos

### 3.1 Región de estudio (Características y ubicación geográfica)

La región de interés en este estudio es el municipio de Xalapa (figura 3.1), perteneciente al Estado de Veracruz de Ignacio de la Llave, el cual está a una altitud promedio de 1417 metros sobre el nivel del mar según datos del INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, <http://www.inegi.org.mx>). Esta región tiene una población de 457 928 habitantes y colinda con los municipios de Banderilla, Coatepec, Emiliano Zapata, San Andrés, Tlalnelhuayocan, Naolinco y Jilotepec.

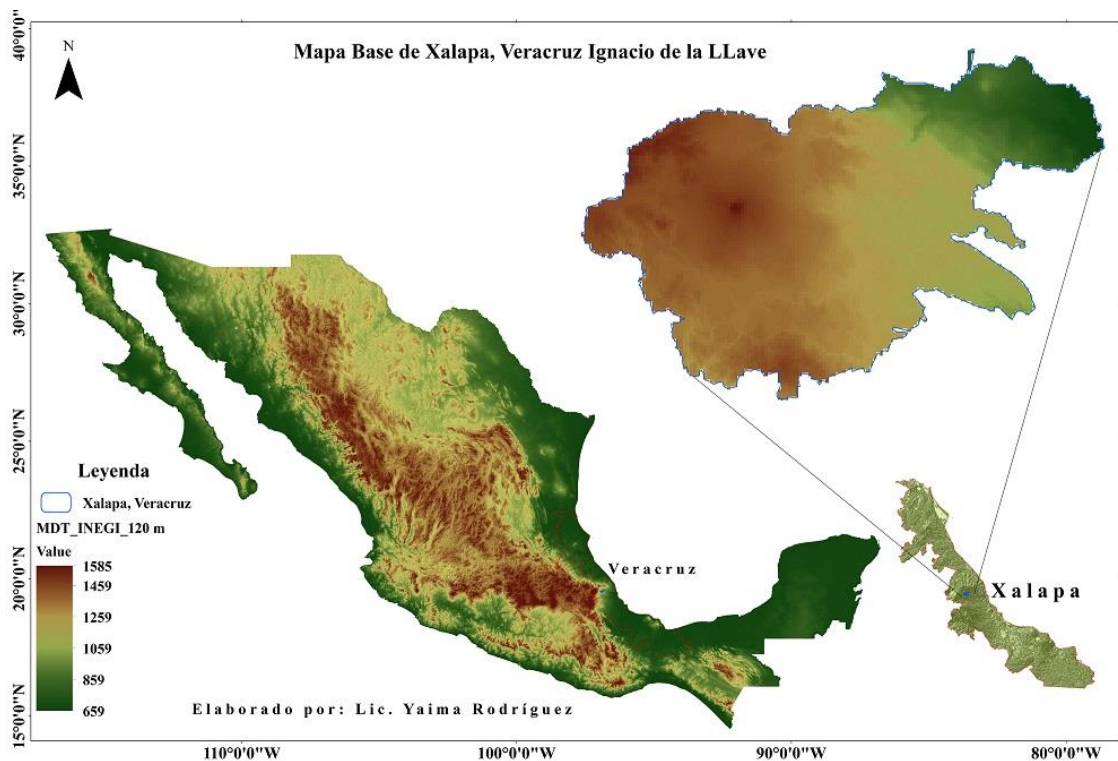


Figura 3.1: Representación y localización de la región del caso de estudio.

Xalapa está situada en la zona de transición entre la Sierra Madre Oriental y la planicie costera del Golfo de México. El municipio presenta una topografía irregular y tiene una superficie de 124.38 kilómetros cuadrados. El clima de la región es húmedo y semicálido, presentando característica templadas por su ambiente de montaña.

### **3.2 Bases de datos e información utilizada**

En este estudio se utilizan las bases de datos de ERA-Interim, CHIRPS, NARR y GOES, en conjunto con los datos de dos Estaciones Sinópticas Meteorológicas Automáticas (ESIMEs) del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y datos de radiosondeo de Veracruz. Con la primera de estas bases de datos, se fuerza el modelo regional atmosférico WRF para realizar las simulaciones del evento, además de analizarse algunas características de la circulación atmosférica para la fecha del evento. El resto de los datos fueron utilizados en el proceso de validación de las salidas de las simulaciones numéricas.

Además de las bases de datos mencionadas anteriormente se utilizan imágenes de satélite en el canal infrarrojo (IR) de la serie de satélites GOES (Knapp, 2008), para ayudar a describir el evento meteorológico, en conjunto con mapas sinópticos de superficie del NWS (*National Weather Service*) de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

A continuación se describen las fuentes de los datos e información utilizadas.

#### **3.2.1 Datos de ERA-Interim**

ERA-Interim es un reanálisis atmosférico global producido por el Centro Europeo para la Previsión del Tiempo a Mediano Plazo (ECMWF, siglas en inglés). En la base de datos utilizada cubre un periodo desde 1979 hasta la actualidad, con una resolución espacial de 0.7 grados aproximadamente y 60 niveles en la vertical, desde la superficie hasta los 0.1 hPa como tope (Deep et al., 2011). Los datos fueron obtenidos de <http://rda.ucar.edu>.

### 3.2.2 Datos de CHIRPS

CHIRPS (*The Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations*, <http://chg.geog.ucsb.edu>) es una base de datos de precipitación que abarca de los 50°S a los 50°N y todas las longitudes, desde 1981 hasta la actualidad (Funk et al., 2015). Esta base de datos utiliza largos periodos de registros de precipitación estimada, basada en las observaciones infrarrojas de temperaturas de tope de las nubes. El algoritmo se construye alrededor de una climatología de 0.05° de resolución que incorpora información de satélites y combina datos de las estaciones meteorológicas de superficie. Además, utiliza un novedoso procedimiento de mezcla, que incorpora la estructura de la correlación espacial de las estimaciones de temperaturas frías en el tope de las nubes para asignar los pesos de interpolación.

### 3.2.3 Datos de NARR

Son datos de reanálisis que cubren la región de Norteamérica y Centroamérica (Mesinger et al., 2006). NARR (*North American Regional Reanalysis*) cuenta con datos a altas frecuencias (datos diarios, cada tres horas) desde 1979 hasta la actualidad, contiene 29 niveles de presión y la resolución de su malla computacional es de 32 km (<http://rda.ucar.edu>). Estos datos son generados a partir de un ciclo de asimilación que combina, vía una técnica de “nudging”, datos reales observados de diferentes fuentes con los datos generados a partir de un modelo.

### 3.2.4 Datos e imágenes de GOES

La serie de Satélites Geoestacionarios Operacionales del Medio Ambiente de la NOAA (GOES, siglas en inglés) proporcionan mediciones continuas de la atmósfera. Los satélites GOES son geoestacionarios, o sea, orbitan alrededor del plano ecuatorial terrestre a la velocidad de rotación de la Tierra.

Los datos del GOES son utilizados por los investigadores para la comprensión de las

interacciones entre la tierra, el océano, la atmósfera y el clima. Los formatos de distribución de los datos disponibles son: en bruto, área, NetCDF, GIF y JPEG. En este estudio se utilizaron datos de temperatura del tope de la nube para la fecha del evento en estudio.

Además, se utilizaron imágenes de satélite a partir de los archivos de GOES 13 (<http://www.ncdc.noaa.gov/>), en el canal infrarrojo, en los horarios 12 y 21 UTC (Tiempo Universal Coordinado) para el 27 de abril de 2014 y las 00 UTC del 28 de abril de 2014. Las imágenes infrarrojas fueron operadas entre los 10.2  $\mu\text{m}$  y 11.1 $\mu\text{m}$ , o sea, en longitud de onda larga y la resolución horizontal de las mismas es de 4 Km. Estas imágenes están disponibles para una frecuencia mínima de tres horas.

### **3.2.5 Datos de ESIMES**

Las ESIMES registran y transmiten información meteorológica del sitio donde se encuentran instaladas de forma automática, mediante un grupo de sensores. Su principal función consiste en recopilar y medir algunas variables meteorológicas como son la velocidad y dirección del viento, presión atmosférica, temperatura del aire, humedad relativa, radiación solar y precipitación, generando archivos promedios cada 10 minutos.

La red ESIMES del SMN que pertenece a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), actualmente consta de 90 estaciones, distribuidas por todo el territorio nacional (SMN 2016, <http://smn1.conagua.gob.mx>). Las dos estaciones seleccionadas para realizar una parte del proceso de validación de las simulaciones numéricas son: Veracruz y Xalapa.

### **3.2.6 Mapas sinópticos de superficie**

Los mapas sinópticos de superficie permiten interpretar la secuencia temporal de los estados atmosféricos; son obtenidos del análisis de observaciones meteorológicas simultáneas en varias escalas de espacio. Para el análisis del estado del tiempo del 27 de abril de 2014 en la República Mexicana (con énfasis en la región que comprende la

localidad de Xalapa) se utilizaron los mapas sinópticos de superficie del NWS de la NOAA (<http://www.ncdc.noaa.gov/>), en los horarios 12 y 21 UTC.

### 3.3 Descripción del diseño del experimento

En este estudio se utilizó el modelo WRF-ARW (*Advanced Research WRF*) en la versión 3.7.1, disponible desde el 14 de agosto de 2015. Para la simulación se emplearon tres dominios anidados de 30, 10 y 2.5 kilómetros respectivamente (figura 3.2), con una extensión en la vertical de 49 niveles. En la selección de los dominios, se respetó la proporción de la resolución entre los dominios de uno a tres y se consideró una zona de relajación en el anidamiento para que hubiera suficiente espacio, con el fin de amortiguar los efectos de borde. El anidamiento utilizado es “*one-way-nesting*”, lo cual implica que el intercambio de información entre las mallas solo ocurre desde los dominios más gruesos al de mayor resolución.



**Figura 3.2:** Dominios seleccionados para la simulación del evento de 27 de abril de 2014 en Xalapa, Veracruz:



El sistema nuboso de la tormenta convectiva a estudiar, es cubierto por el dominio más interno. El dominio más externo se seleccionó de manera tal que tuviera en cuenta los flujos atmosféricos de escala sinóptica, ya que el territorio mexicano era afectado por la entrada de un frente frío en esas fechas. Para el dominio interno no se consideró la parametrización de cúmulos, pues a 2.5 kilómetros de resolución la convección es un proceso que se puede representar por sí mismo.

En la tabla 3.1 se muestra un resumen de la configuración utilizada en la simulación numérica. En las parametrizaciones microfísicas se incluye el esquema de Kessler, para establecer un patrón de comparación respecto a una nube caliente. En las simulaciones numéricas con la parametrización GCE se utilizó la opción de granizo.

**Tabla 3.1:** Configuración utilizada en las simulaciones numéricas.

Modelo	WRF versión 3.7.1
Proyección	Mercator
No. de dominios	3
Resolución horizontal	30, 10 y 2.5 Km
Tipo de anidamiento	1 dirección
Periodo de la simulación	26 de abril (00:00 UTC) - 29 de abril (00:00 UTC) de 2014
Niveles en la vertical	49
Punto Central del dominio	19.0° N y 100.0° W
Microfísica	Kessler, WSM6, GCE, Thompson y Milbrandt (ver sección 2.2.5)
Cúmulos	Kain-Fritsch (ver sección 2.2.1)
Radiación de onda larga	RRTM (ver sección 2.2.3)
Radiación de onda corta	RRTM
Capa límite planetaria	Yonsei University (ver sección 2.2.2)
Superficie y suelo	MODIS (2001) (ver sección 2.2.4)

Los experimentos numéricos comenzaron a partir del 26 de abril de 2014 a las 00:00 UTC hasta el 29 de abril de 2014 a las 00:00 UTC, con un paso de tiempo de 30 segundos. El modelo se inició con datos de ERA-Interim con una resolución de 0.7 grados.

### 3.4 Estadísticos

La validación consiste en ver si un modelo reproduce adecuadamente la realidad. Esta se realiza sobre un determinado periodo de referencia en que se analiza la capacidad de un modelo de simular la realidad, a diferencia de la verificación que se realiza de forma continua.

La validación de variables continuas mide como los valores de las predicciones difieren de los valores de las observaciones. Se pueden incluir gráficas exploratorias como los scatter-plots, o calcular estadísticos. A continuación se muestra la explicación de las definiciones de los estadísticos empleados, los cuales fueron obtenidos de Jolliffe y Stephenson (2003), y Wilks (2011). Con estos estadísticos se podrá tener una evaluación cuantitativa de las simulaciones realizadas y comparar los resultados obtenidos con las diferentes parametrizaciones microfísicas.

#### ***Error medio***

El error medio (ME, *mean error*) es simplemente la diferencia entre el promedio de lo pronosticado y lo observado, expresa el sesgo del pronóstico. El sesgo que brinda este estadígrafo no muestra información de los errores individuales, por lo que no es una medida de precisión. Este estadígrafo proporciona información de si el modelo sobrestima o subestima una variable.

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (p_i - o_i)$$

Donde  $p_i$  representa los valores de la variable obtenidos con el modelo,  $o_i$  son los valores de las observaciones de las estaciones meteorológicas y  $n$  es el total de datos.

### ***Error absoluto medio***

El error absoluto medio (MAE, *mean absolute error*) es el promedio aritmético de los valores absolutos de la diferencia de lo pronosticado con lo observado. Esta medida es utilizada para analizar la precisión del modelo, pues nos da un valor de la cercanía entre los valores pronosticados y observados.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |p_i - o_i|$$

Cuando el MAE tiene un valor igual a cero, entonces el pronóstico es perfecto.

### ***Raíz del error cuadrático medio***

La raíz del error cuadrático medio (RMSE, *root mean squared error*) indica la raíz del promedio de la diferencia cuadrática de los valores pronosticados y observados. El RMSE es una medida que indica la magnitud media de los errores del pronóstico. Entre sus características está que no indica la dirección de las desviaciones y le da más peso a los errores grandes que a los pequeños. Para un pronóstico perfecto, el RMSE es igual a cero, calculándose mediante la siguiente expresión:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (p_i - o_i)^2}$$

### ***Coefficiente de correlación de Pearson ( $r_{po}$ )***

Proporciona una medida del grado de relación lineal que hay entre dos variables, en este caso, entre los valores simulados y observados. Este coeficiente toma valores en un rango de -1 y 1. La siguiente expresión es su forma de cálculo.

$$r_{po} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(p_i - \hat{p})(o_i - \hat{o})]}{\left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (p_i - \hat{p})^2 \right]^{1/2} \left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (o_i - \hat{o})^2 \right]^{1/2}}$$

Donde  $\hat{p}$  y  $\hat{o}$  son los promedios de los valores pronosticados y observados.

## **Capítulo 4: Análisis de la escala sinóptica**

El estado de Veracruz se encuentra ubicado entre latitudes tropicales, pero su parte norte está relativamente cerca del Trópico de Cáncer, por lo que, el estado del tiempo de la región puede ser afectado por sistemas extratropicales.

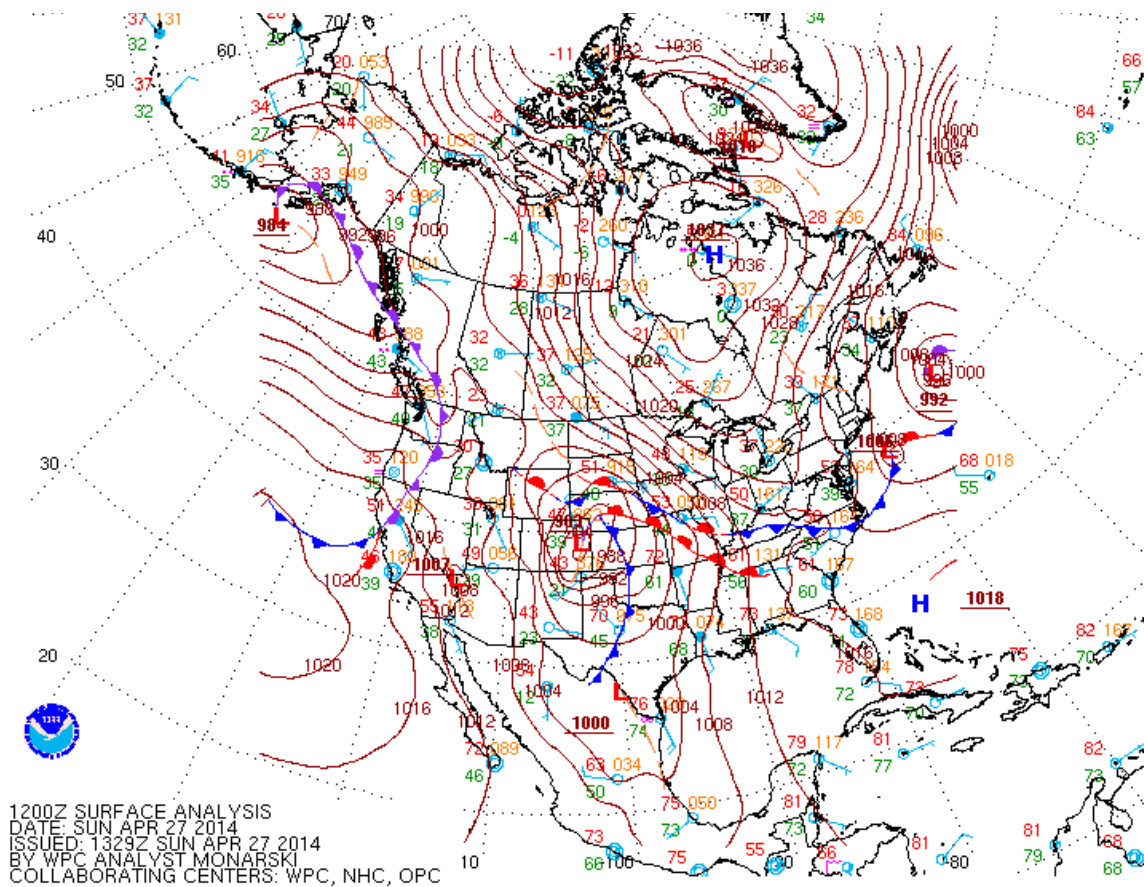
Para el día del evento que se estudia (27 de abril de 2014), se reportó en el boletín del SMN para la localidad de Xalapa, una región de baja presión que se extendió desde la superficie hasta los 500 hPa en la altura (5500 m), combinándose con altas temperaturas del aire y abundante humedad relativa ( $> 70\%$ ) en la superficie, lo cual generó alta actividad convectiva y nubes verticales (del tipo Cumulonimbos), que al encontrarse con capas más frías en la altura dio lugar a la formación de granizos.

En interés de establecer la evolución de las condiciones atmosféricas para ese día se realizó un análisis sinóptico en la sección 4.1, a partir de un conjunto de mapas de superficie complementado con imágenes de satélites en infrarrojo. El propósito de este análisis es determinar la influencia de los sistemas de escala sinóptica en el evento que se estudia, para definir los dominios computacionales utilizados en el diseño de los experimentos numéricos con el modelo regional atmosférico WRF.

### **4.1 Análisis sinóptico para el caso de estudio**

Se puede observar en la figura 4.1 (27 de abril de 2014, 12 UTC), una baja extratropical sobre el centro de los Estados Unidos, la cual tiene un frente ocluido producto de su intensificación. Las isobaras que encierran la circulación ciclónica se extienden meridionalmente por gran parte de la República Mexicana, debido a la influencia de dos centros de altas presiones (uno en el Atlántico occidental y otro en el Pacífico oriental), que comprimen a este centro de baja presión.

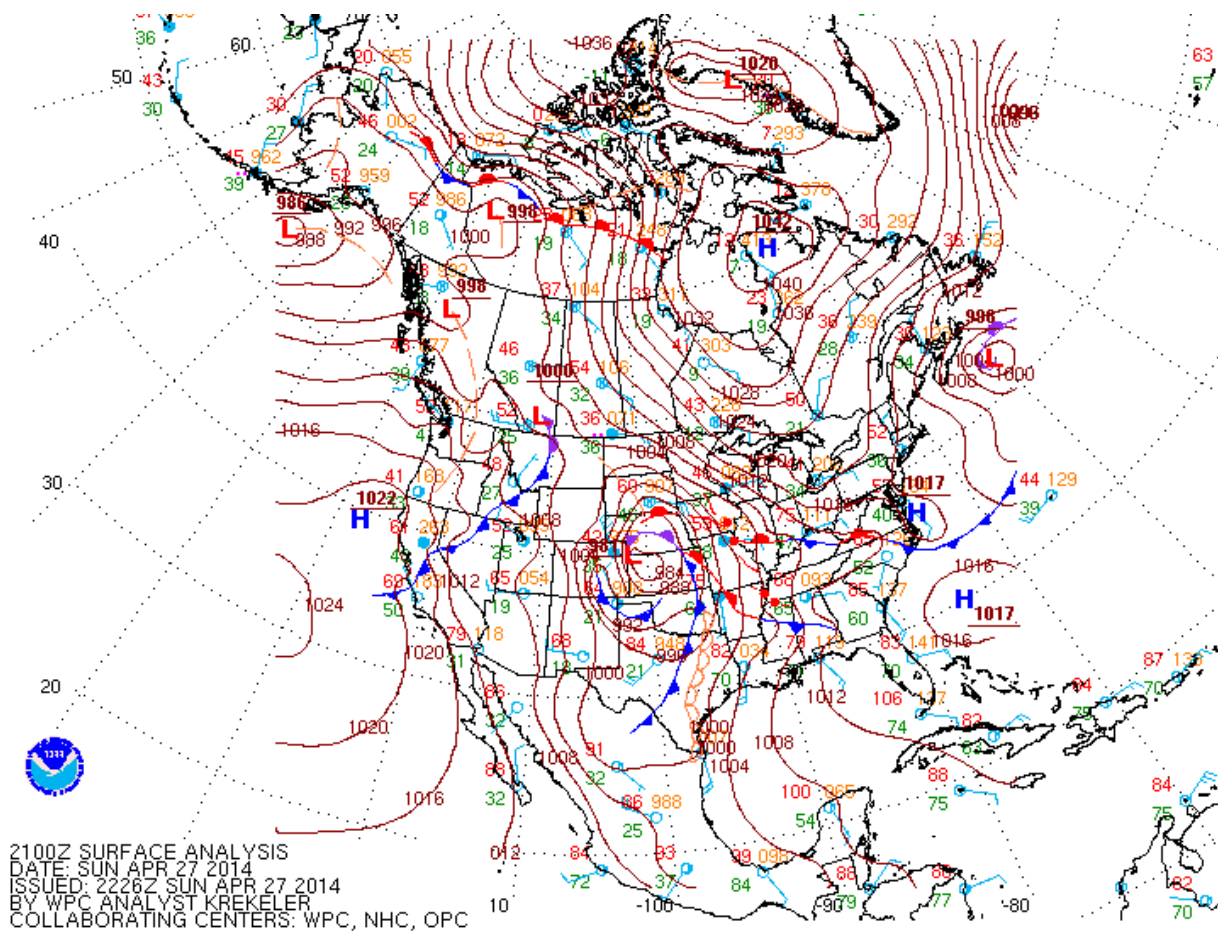
Se observan igualmente vientos de componente sur y sureste a lo largo de toda la costa oriental mexicana, sobre el Golfo de México y la península de Yucatán, los cuales son conocidos como suradas. Estos vientos son generados por la confluencia del sistema de bajas presiones y la dorsal anticiclónica localizada sobre el Caribe. En el resto del país, el viento varía en dirección de acuerdo a la circulación ciclónica de este sistema extratropical.



**Figura 4.1:** Mapa sinóptico de superficie del 27 de abril de 2014 a las 12:00 UTC.  
 Tomado de <http://www.ncdc.noaa.gov/>

A las 21:00 UTC (4:00 p.m, hora local) el ciclón extratropical descrito continua ganando intensidad. El gradiente meridional de bajas presiones se extiende de norte a sur,

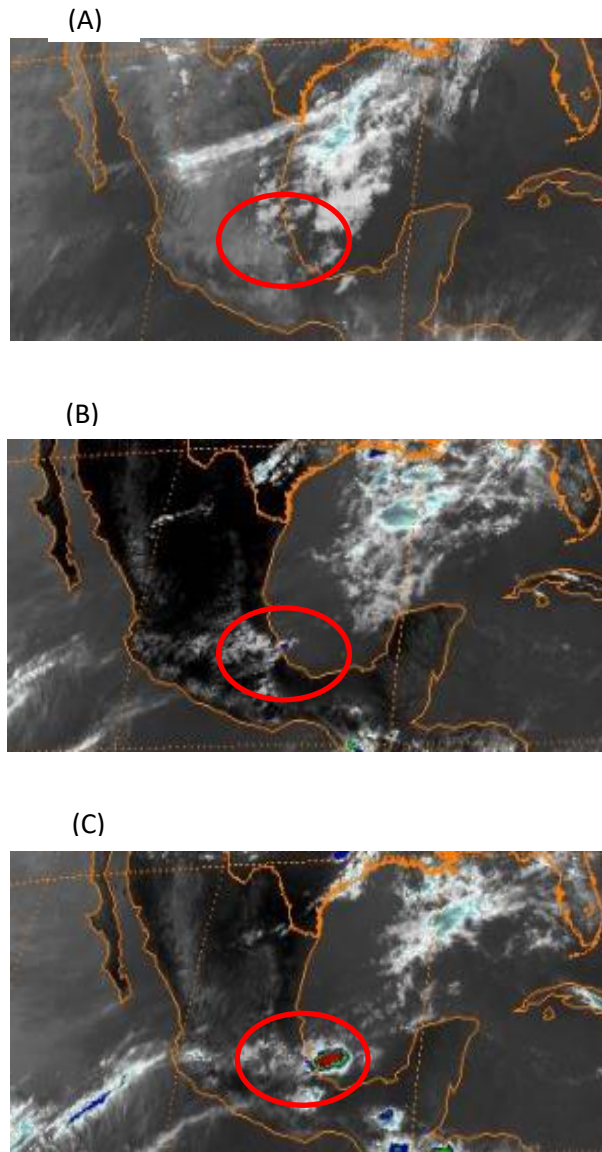
adentrándose aún más en el interior de México, a la vez que aumenta la humedad en la porción sur del país y toda la zona aledaña al Golfo de México (figura 4.2).



**Figura 4.2:** Mapa sinóptico de superficie del 27 de abril de 2014 a las 21:00 UTC.  
Tomado de <http://www.ncdc.noaa.gov/>

En el estado de Veracruz debido a las condiciones sinópticas imperantes para ese día, hubo un brusco aumento de la temperatura y la humedad, en un intervalo de tiempo muy breve. Esto pudo crear las condiciones previas para el desarrollo de la fuerte convección orográfica en la localidad de Xalapa, la cual se intensificó y desarrolló en un complejo nuboso con convección profunda en el transcurso de unas horas. La dirección y movimiento de la tormenta pudo estar influenciado por la escala sinóptica, debido a que se encontraba dentro de la región del centro de bajas presiones.

En las imágenes de satélite de la figura 4.3 se observa como se origina esta nubosidad orográfica y se desarrolla en una intensa tormenta en el transcurso del tiempo. Por los colores de los píxeles, se puede apreciar la presencia de nubes altas (Cumulonimbus) desde el inicio de la convección (21:00 UTC), lo cual refleja la intensidad convectiva.



**Figura 4.3:** Imágenes en infrarrojo de satélite GOES-13 del 27 de abril de 2014 a las 12:00 UTC (A) y 21:00 UTC (B), más el 28 de abril de 2014 a las 00:00 UTC (C). Tomada de <http://www.ncdc.noaa.gov/>  
El círculo rojo encierra el área de interés.



Para un análisis más profundo, se utiliza a continuación la información de mapas en la altura, a fin de conocer las variaciones de los campos meteorológicos en la vertical.

#### **4.2 Análisis en la altura para el día del evento**

A partir de los datos de reanálisis de ERA-Interim se realizaron mapas en la altura para los niveles de 850, 700 y 500 hPa en los horarios de 12 y 18 UTC (figuras 4.4, 4.5 y 4.6), referidos al día del evento. Estos representan los campos meteorológicos de temperatura del aire en conjunto con la altura geopotencial y humedad relativa con viento.

La altura geopotencial en 850 hPa mantiene un comportamiento bastante similar al visto en el análisis de los mapas de superficie, observándose el gradiente meridional de presión sobre la porción centro-norte de la República Mexicana, el cual se intensifica en el tiempo (figuras 4.4A y 4.4C). Esto provoca una disminución en las presiones atmosféricas sobre el territorio afectado. En el nivel de 700 hPa se continúan observando estas características, pero menos pronunciadas (figura 4.5A y 4.5C), y en los 500 hPa ya se ve la influencia de la vaguada en la altura (figuras 4.6A y 4.6C).

Los vientos se mueven en correspondencia al comportamiento visto anteriormente en las isohipsas para cada nivel en la altura (imágenes B y D, en figuras 4.4, 4.5 y 4.6). Además se presencia un chorro en bajos niveles sobre el Golfo de México con dirección sur-sureste, visible hasta los 700 hPa, coincidiendo su origen con las características observadas en el análisis de mapas en superficie realizado en la sección 4.1. En el nivel de 500 hPa se aprecia otro flujo de vientos con dirección oeste que cruzan sobre México (figuras 4.6B y 4.6D), estos vientos presentan altas velocidades.

Durante el periodo que comprende los meses de enero a mayo, México es más afectado por los vientos de componente sur, que son provocados por la combinación de sistemas meteorológicos como la entrada de masa de aire polar, un sistema de bajas presiones en el centro del país y una corriente de vientos máximos en la atmósfera superior que fluye en ese periodo sobre la República Mexicana (Llanos y Cervantes, 1995). Estos vientos forman un jet temporal en niveles bajos a lo largo de la costa

oriental de México, los cuales al confluir con la orografía pueden producir nubosidad convectiva.

Los mapas de viento en 850 hPa para las 12 y 18 UTC representados en la figura 4.4, muestran también como los vientos Tehuantepecos tienen dirección contraria (desde el sur), pero en abril su presencia empieza a disminuir (Rosario et al., 2003), por lo que es posible ver este comportamiento. Por otro lado a las 18 UTC, en los 850 hPa se observa una componente local del viento contraria al flujo de la circulación ciclónica cerca del punto que localiza a la ciudad de Xalapa (figura 4.4D), el cual tiene dirección este y proviene desde la costa.

El hecho de que Veracruz tenga un amplio litoral, hace que reciba del mar humedad a barlovento de la Sierra Madre Oriental. Esto está determinado por las diferencias de temperatura entre la superficie terrestre y el mar, que dan origen a circulaciones locales, conocidas como brisas de mar y terral. El terral es el viento nocturno que va del continente al mar, mientras que la brisa marina es el viento diurno con dirección del mar hacia la costa.

La brisa marina en esta zona se establece tres horas después de la salida del sol, alcanzando su máxima intensidad entre las 13 y las 16 horas (Llanos y Cervantes, 1995). Durante el verano la brisa marina es muy persistente porque se sobrepone a los vientos alisios, mientras que en invierno es muy debilitada por los nortes. Cuando hay presencia de brisa marina su efecto llega hasta Xalapa, haciéndose patente por un máximo relativo de humedad absoluta alrededor del mediodía (Ruiz A. et al., 2010).

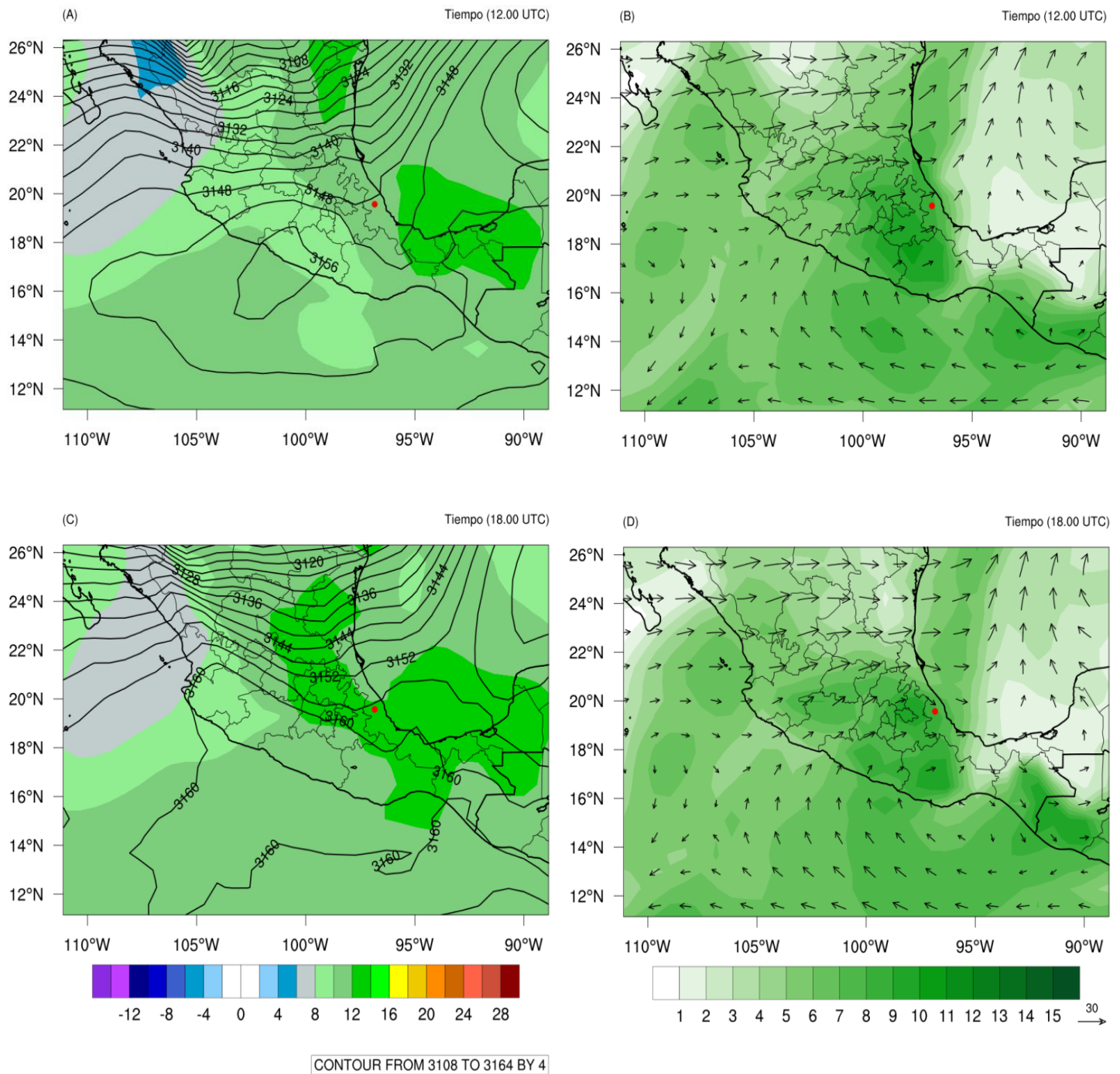
Para la humedad específica es observable altos valores sobre la ciudad de Xalapa y sus alrededores en los 850 hPa (figuras 4.4B y 4.4D). Pero en conjunto, se ve como en los tres niveles (850, 700 y 500 hPa) hay altos valores de humedad específica sobre esa región respecto a otras regiones del área analizada (imágenes B y D, en figuras 4.4, 4.5 y 4.6).

En las figuras 4.4A y 4.4C la temperatura del aire en 850 hPa asciende en una proporción de 2 °C con el avance del día en la región del estado de Veracruz. Este mismo comportamiento es observado en el nivel de 700 hPa (figuras 4.5A y 4.5C), pero

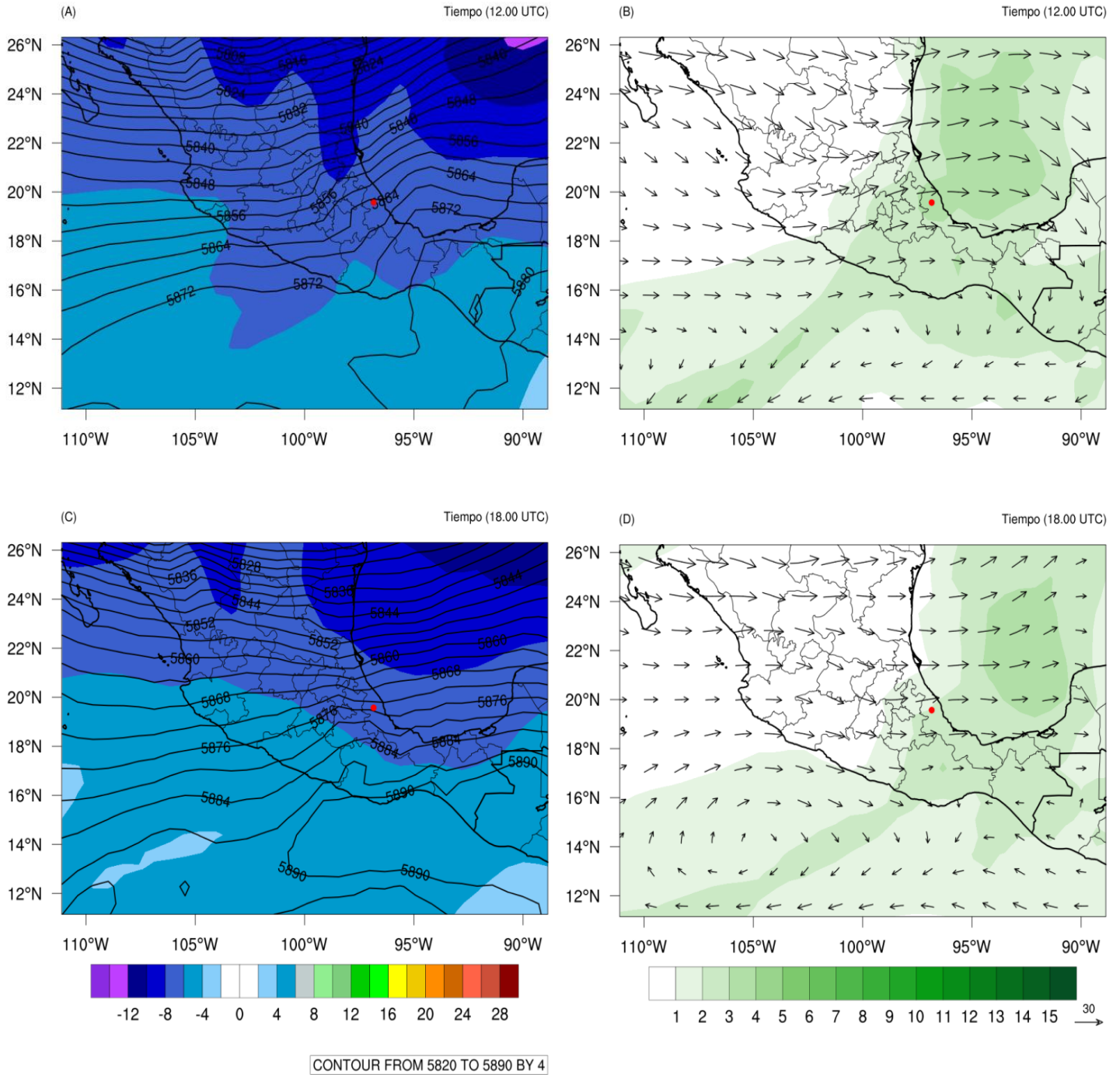
en los 500 hPa la variable se mantiene constante en su evolución en el tiempo sobre el punto de interés (figuras 4.6A y 4.6C).

Después del análisis individual de estas variables meteorológicas en la altura, se puede resumir que en los niveles más bajos de la atmósfera hubo altos valores de temperatura y humedad específica. La presión atmosférica del aire sobre la región centro-norte de México se mantuvo más baja que en los alrededores, debido al gradiente meridional de presión. Los vientos cerca de la superficie en la región de estudio respondieron a la circulación ciclónica sobre México, la influencia de la dorsal ciclónica sobre el Caribe y a las circulaciones locales. Mientras que en los niveles medios las condiciones se mantuvieron en correspondencia con la situación imperante en superficie, pero en los niveles altos se observó una vaguada en la altura, bajas temperaturas del aire sin variaciones en el tiempo y un flujo de vientos máximos provenientes del oeste.





**Figura 4.5:** Variables meteorológicas a 700 hPa en los horarios 12.00 y 18.00 UTC para el 27 de abril de 2014. (A) y (C) muestran: Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ; contornos sombreados), Altura Geopotencial (mgp; líneas de contornos). (B) y (D) muestran: Humedad Específica (g/kg; contornos sombreados), Viento (kts, vector).



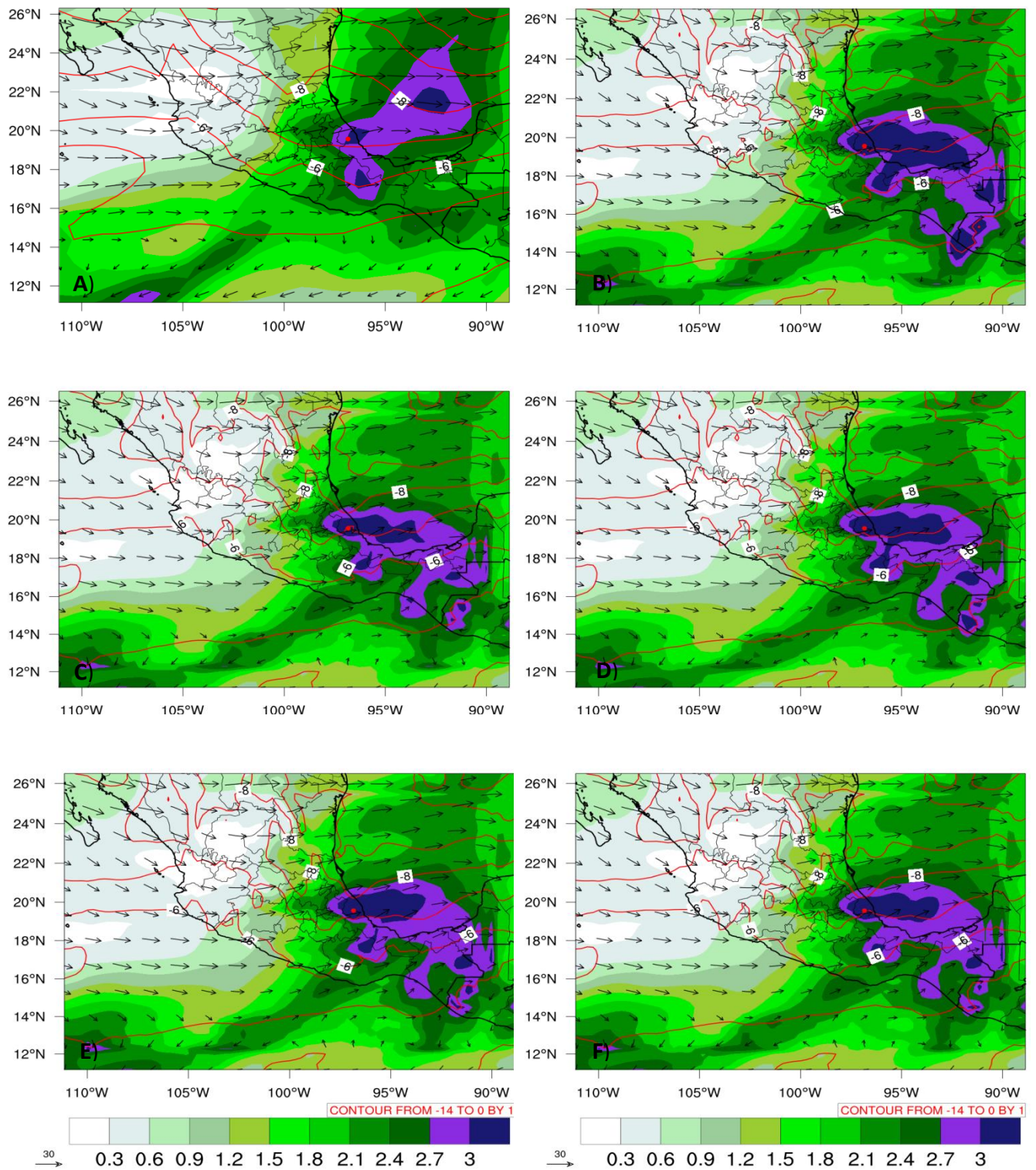
**Figura 4.6:** Variables meteorológicas a 500 hPa en los horarios 12.00 y 18.00 UTC para el 27 de abril de 2014. (A) y (C) muestran: Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ; contornos sombreados), Altura Geopotencial (m; líneas de contornos). (B) y (D) muestran: Humedad Específica ( $\text{g/kg}$ ; contornos sombreados), Viento (kts, vector).

### **4.3 Análisis del modelo WRF en la representación de la escala sinóptica**

Para validar el diseño de nuestro experimento numérico, se analizó el desempeño del modelo en la representación de las circulaciones sinópticas, comparando la humedad específica, viento y temperatura de los datos del ERA-Interim con las salidas de las simulaciones numéricas. La figura 4.7 muestra un promedio de 24 horas para los campos de humedad específica, viento y temperatura a 500 hPa en el dominio computacional más grueso (de 30 km), durante el 27 de abril de 2014.

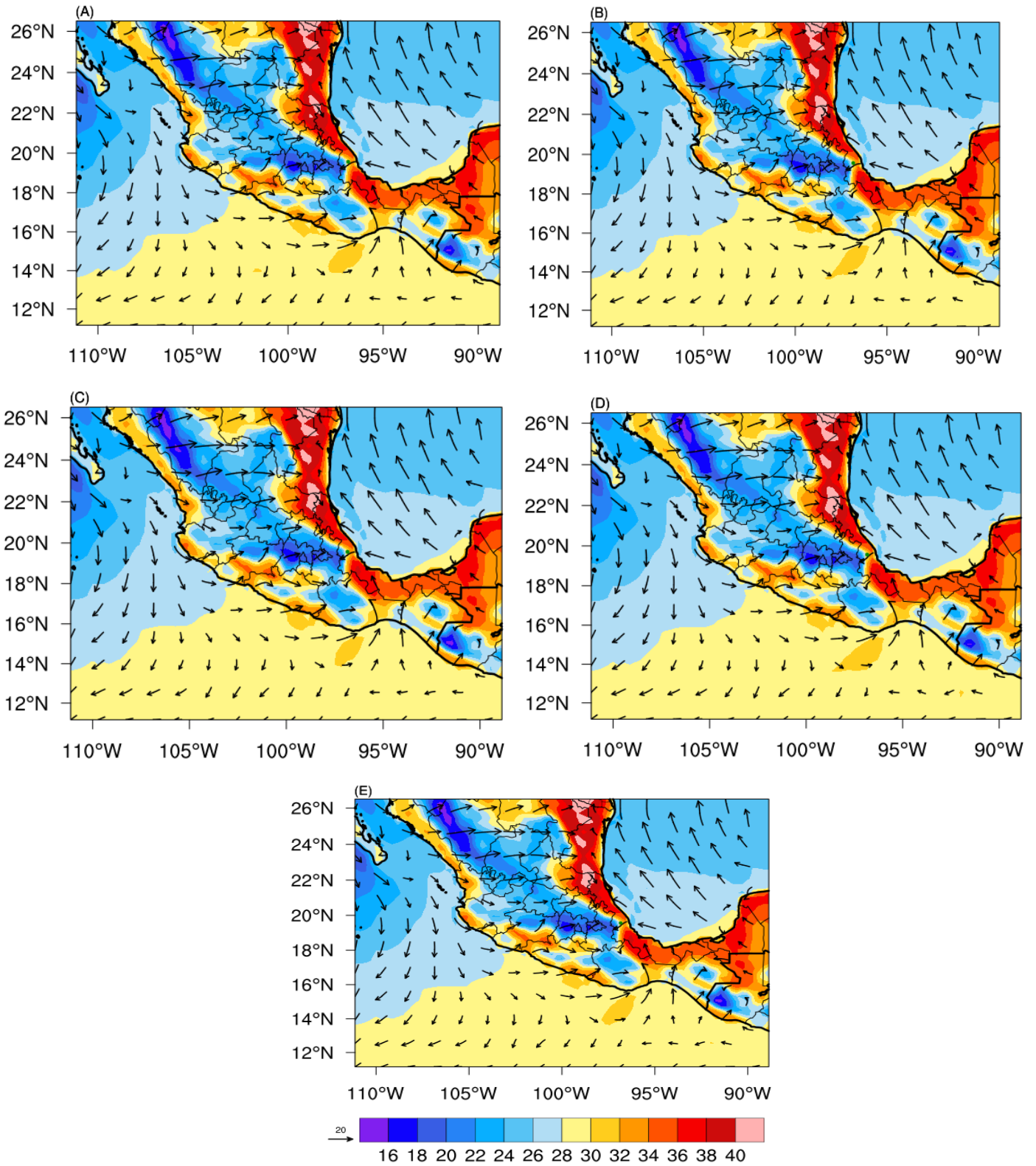
El modelo WRF fue capaz de representar los procesos de escala sinóptica, pues el flujo del viento representado por las salidas obtenidas para cada una de las parametrizaciones microfísicas fue muy similar al mostrado para ERA-Interim (figura 4.7). Además, la comparación de la temperatura del aire y humedad específica simuladas por el modelo, revela que el patrón espacial y sus valores, son cercanos a los datos de ERA-Interim. Las pequeñas diferencias observadas para la humedad específica se pueden relacionar a la diferencia en la resolución espacial, entre las salidas de las simulaciones y los datos de ERA-Interim. Otro aspecto a considerar, es que las cinco parametrizaciones manifiestan un comportamiento bastante similar en la representación de las tres variables meteorológicas.

Debido a que el modelo pudo representar razonablemente bien los procesos de escala sinóptica (i.e., razonable en el sentido de la comparación con ERA-Interim), se realizaron mapas de superficie con las salidas de WRF para las variables viento y temperatura del aire a las 20 UTC del 27 de abril de 2014, dos horas antes que se reportara la tormenta. La figura 4.8 permite ver el comportamiento de estas variables en superficie sobre el dominio de mayor resolución (de 30 Km).



**Figura 4.7:** Representación de humedad específica (g/kg, contornos sombreados), temperatura ( $^{\circ}$ C, líneas de contorno) y viento (kts, vector), para: ERA-Interim (A), Keslser (B), WSM6 (C), GCE (D), Thompson (E) y Milbrandt (F). El punto rojo indica la posición geográfica de Xalapa.





**Figura 4.8:** Representación de temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ , contornos sombreados) y viento (kts, vector) en superficie con las salidas de las simulaciones del WRF, en el horario 20 UTC, para Kessler (A), WSM6 (B), GCE (C), Thompson (D) y Milbrandt (E) . El punto verde indica la posición geográfica de Xalapa.

Primeramente, la figura 4.8 indica que las simulaciones numéricas de las variables viento y temperatura para el dominio más grueso, a escala sinóptica no presentan diferencias importantes, entre sí, como se mostró también en la figura 4.7. Esto se puede atribuir a que los procesos a escala sinóptica no son muy sensibles a las parametrizaciones microfísicas en el dominio más grueso. Además se observa en la región donde ocurrió el evento un fuerte gradiente térmico debido a la orografía, con altos valores de temperatura en las superficies más bajas en el rango de los 34 a 38 °C y bajas temperaturas en las zonas más elevadas sobre los 24 y 18 °C.

En la figura 4.8 se observa más visiblemente, la confluencia de los vientos desde el estrecho de Tehuantepec, el chorro de bajos niveles estacional y la componente local del viento. Además, se ven los efectos de las circulaciones de valle-montaña, al norte geográfico de Xalapa.

En los mapas para las salidas numéricas con cada una de las parametrizaciones microfísicas se visualiza la convergencia de vientos cerca de Xalapa (figura 4.8), compuesto por vientos de componente oeste debido a la circulación ciclónica, vientos del sur desde el Istmo de Tehuantepec al que se le unen vientos del sureste provenientes desde el Caribe; y las circulaciones locales, por vientos del este que fluyen desde la costa (brisa marina) y vientos del norte (vientos de brisa valle-montaña). Este comportamiento de los vientos coincide con lo expuesto anteriormente en la sección 4.2, pero con la diferencia que a través de la figura 4.8 se argumentó mejor el efecto de los vientos a escala local.

## **Capítulo 5: Análisis de sensibilidad de las parametrizaciones microfísicas**

Con énfasis de evaluar el desempeño de las cinco parametrizaciones microfísicas seleccionadas en este estudio, para la simulación numérica con el modelo WRF del evento de granizada ocurrido en Xalapa, se procedió a realizar una serie de análisis cualitativos y cuantitativos, a partir de las salidas numéricas obtenidas con el dominio de mayor resolución ( 2.5 Km). En la evaluación fueron utilizadas diferentes fuentes de datos, como: reanálisis, estaciones meteorológicas, sondeos y de satélites, además se consultaron los reportes emitidos por el SMN para el 27 de abril de 2014.

Primeramente se analizaron un grupo de variables meteorológicas elementales como son la precipitación, humedad relativa y velocidad del viento. Más adelante se muestran algunos aspectos termodinámicos y relacionados con la intensidad de la convección.

### **5.1 Análisis de la precipitación**

En el análisis de la precipitación se realizó una representación espacial del comportamiento de esta variable. En la figura 5.1 se muestran los acumulados de precipitación en 24 horas, de las salidas numéricas de cada una de las parametrizaciones microfísicas en conjunto con la representación de los datos de CHIRPS, para el día que ocurrió el evento.

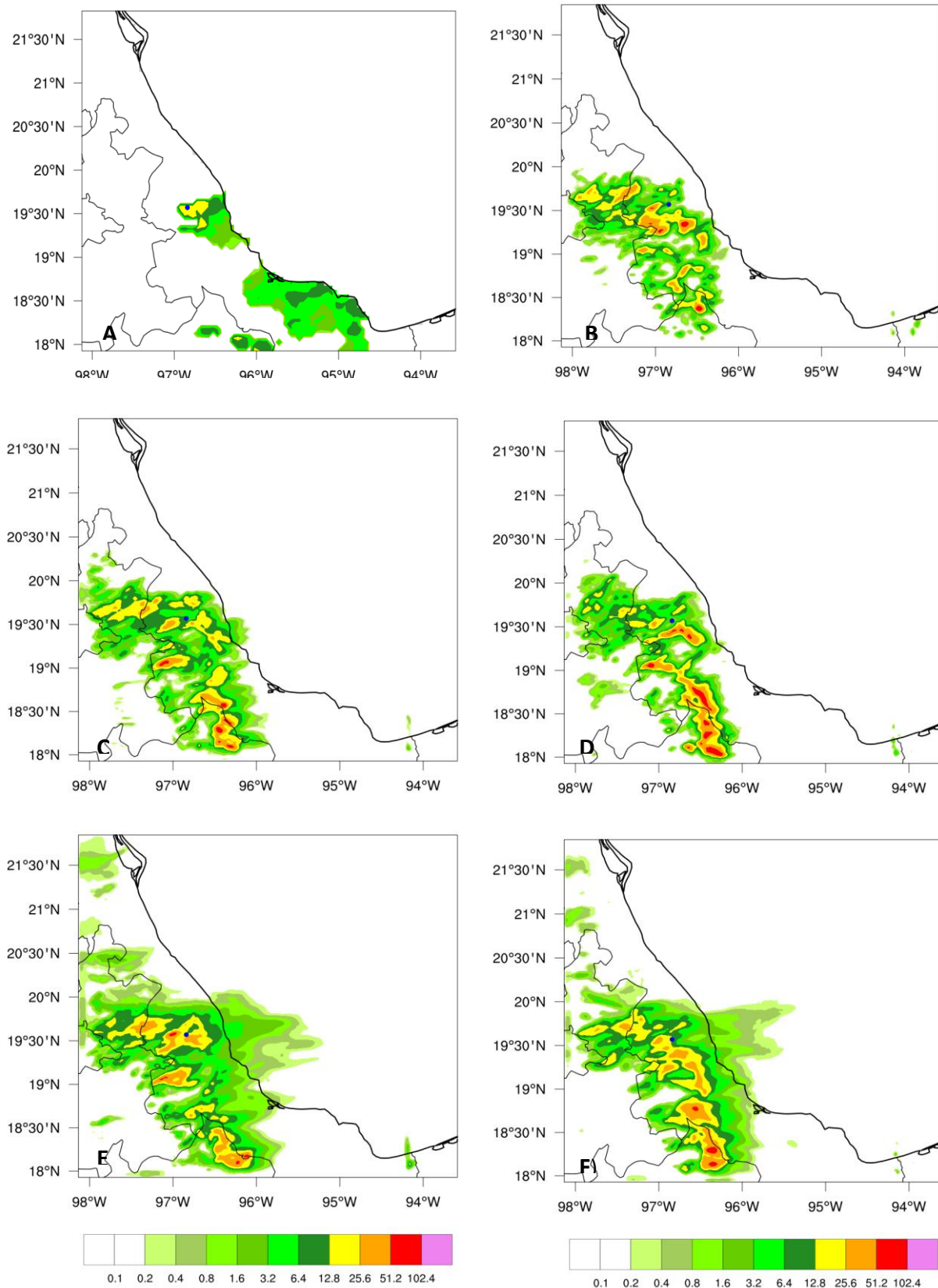
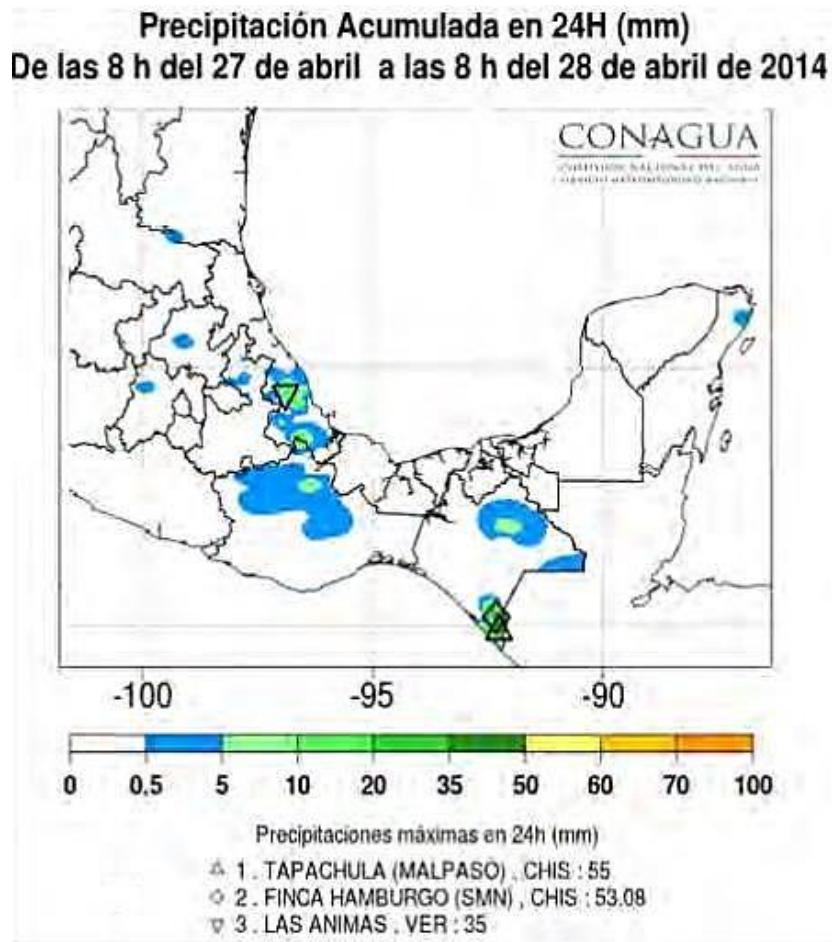


Figura 5.1: Precipitación acumulada en 24 horas para el 27 de abril de 2014, para: CHIRPS (A), Kessler (B), WSM6 (C), GCE (D), Thompson (E) y Milbrandt (F). El punto azul indica la posición geográfica de Xalapa.

De los campos de precipitación que componen la figura 5.1, se observa como la representación espacial obtenida con los datos de CHIRPS (figura 5.1A) no coincide con las salidas de las simulaciones numéricas de cada una de las parametrizaciones microfísicas usadas. La figura 5.1A muestra la precipitación cerca de la línea costera del sur de Veracruz, lo cual, difiere con el patrón espacial representado en las simulaciones numéricas (figura 5.1B-5.1F). Además, lo mostrado con los datos de CHIRPS (figura 5.1A) no coincide con lo publicado en un boletín del SMN (figura 5.2), ni con los datos registrados de precipitación en la estación meteorológica automática de Veracruz (figura 5.3), para ese día.



**Figura 5.2:** Mapa emitido por el SMN de precipitación acumulada en 24 horas.

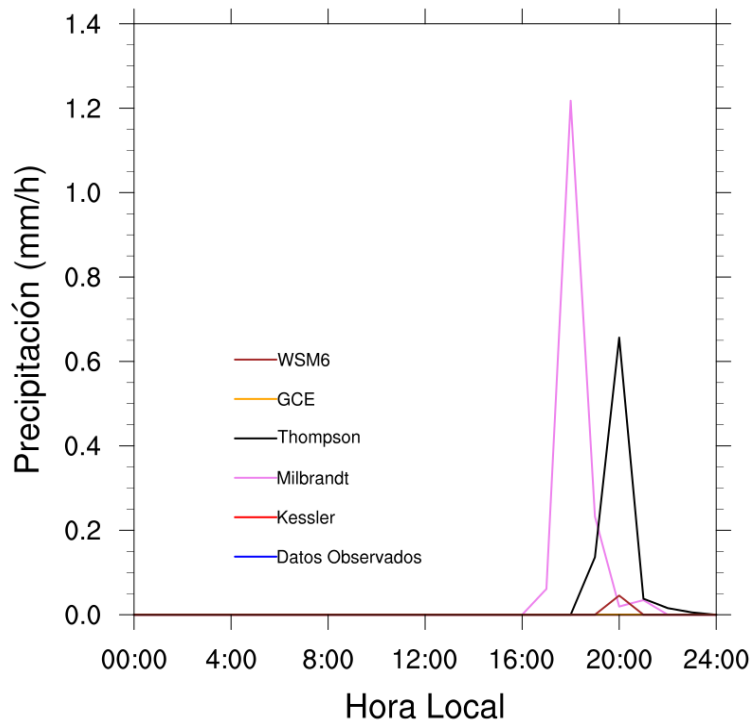
Sin embargo, la figura 5.2 no es el mejor marco de referencia para este análisis, ya que el periodo de tiempo empleado para calcular el acumulado de precipitación en 24 horas por el SMN no es coincidente con el utilizado en el cálculo de la precipitación acumulada

de la figura 5.1, además que las escalas utilizadas para representar esta variable son diferentes. Ya que, en la estación meteorológica de Veracruz no se registró precipitación para el periodo de tiempo de ambas figuras (5.1B-F y 5.2) y el hecho de no contar con una mejor fuente de datos para validar nuestras salidas numéricas, se procedió a la comparación de ambas informaciones.

Se puede ver en las figuras 5.1 y 5.2, que la representación espacial de la precipitación obtenida a partir de las salidas numéricas del modelo WRF es un poco similar al mapa publicado por el SMN, pues se muestra muy claramente la ausencia de precipitación al sur del estado de Veracruz y registra la mayor parte de esta sobre las regiones montañosas. Con las parametrizaciones de Milbrandt y Thompson se observa una mayor región donde ocurren precipitaciones, en comparación a las otras parametrizaciones y la información del SMN.

Otro aspecto a tener en cuenta en los resultados, son los acumulados de precipitación, donde CHIRPS muestra en todo el dominio menos acumulados puntuales de precipitación en 24 horas que lo observado en la representación obtenida por el modelo WRF con cada una de las parametrizaciones microfísicas (ver figura 5.1). Sin embargo los rangos de acumulados de precipitación puntuales en 24 horas obtenidos en la modelación numérica (figura 5.1B-F) fueron más cercanos a lo que reportó el SMN (figura 5.2).

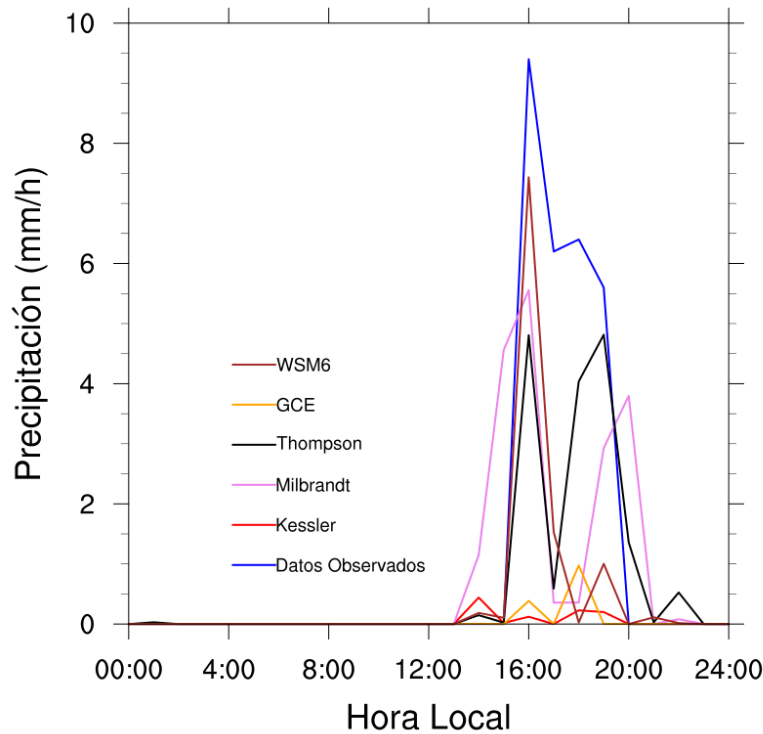
Además, en la figura 5.1 se observa que las parametrizaciones con valores más cercanos a los datos observados por el SMN en la localidad de Xalapa, fueron WSM6 y Milbrandt. También, se aprecia en la figura 5.1 como todas las parametrizaciones tratan de representar un máximo puntual al lado oeste del indicador de Xalapa, reportado por el SMN para la localidad de Las Animas (ver figura 5.2).



**Figura 5.3:** Comportamiento de la precipitación en Veracruz para el 27 de abril de 2014.

Para ver el comportamiento horario de los registros de precipitación para el día 27 de abril de 2014, se seleccionaron las estaciones meteorológicas de Veracruz y Xalapa. Las figuras 5.3 y 5.4 muestran los datos de precipitación con los resultados obtenidos para cada una de las parametrizaciones microfísicas y los observados en esos puntos geográficos.

En la figura 5.3 se aprecia que los esquemas microfísicos de Milbrandt, Thompson y WSM6 sobrestiman un poco la precipitación en Veracruz para el horario de la tormenta, siendo el esquema de Milbrandt el que registra la mayor diferencia con un valor de 1.2 mm. Estas sobrestimaciones tienen valores bastante pequeños, por lo que, se pueden considerar poco importantes. Los esquemas GCE y Kessler se muestran totalmente coincidentes con los datos de la estación meteorológica, donde la precipitación registrada fue nula.



**Figura 5.4:** Comportamiento de la precipitación en Xalapa para el 27 de abril de 2014.

En la figura 5.4 se observa que todas las parametrizaciones microfísicas subestimaron los acumulados observados de precipitación en la localidad de Xalapa. Los mayores acumulados se obtienen con la parametrización microfísica WSM6 respecto a los datos observados, seguida por los esquemas microfísicos de Milbrandt y Thompson. Mientras que Kessler y GCE fueron los peores esquemas en representar la precipitación acumulada.

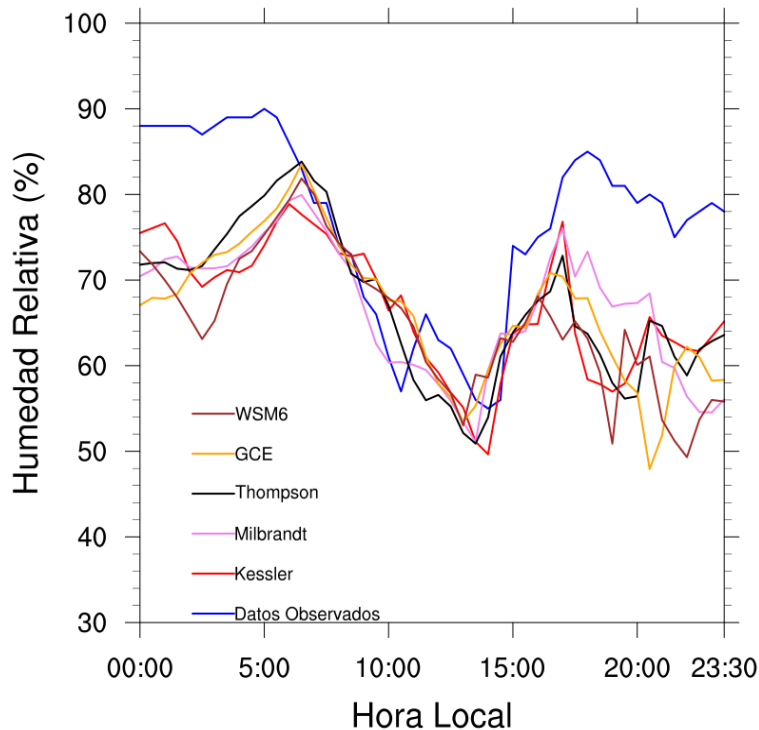
## 5.2 Análisis de la humedad relativa y velocidad del viento.

Para la humedad relativa y velocidad del viento se elaboraron gráficas del comportamiento de esas variables para el día del evento. Las figuras 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8 muestran los resultados obtenidos con las salidas de las simulaciones para cada parametrización microfísica, en conjunto con los datos de las estaciones de Veracruz o



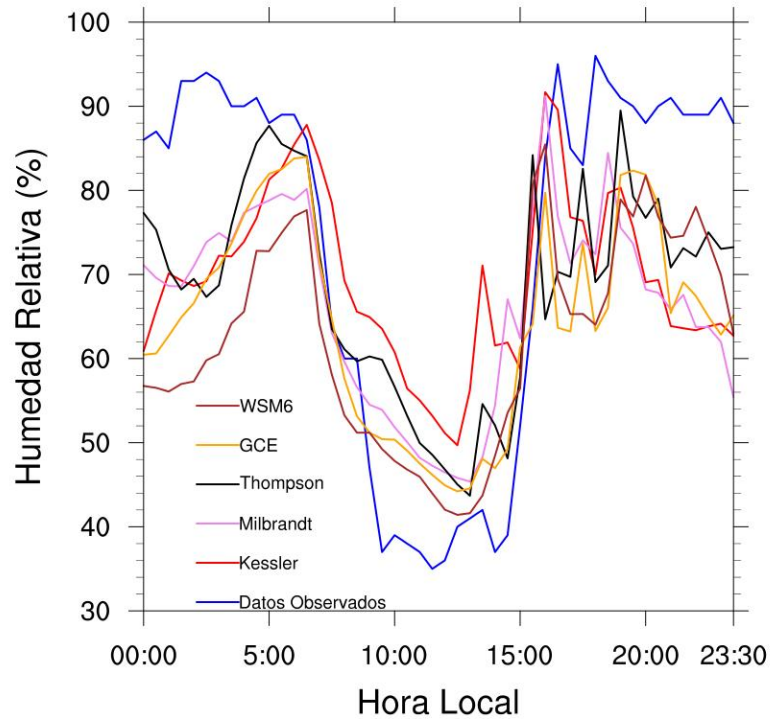
Xalapa. Además se realizó un análisis estadístico con toda esta información, el cual se muestra en las tablas 5.1, 5. 2, 5.3 y 5.4.

En las figuras 5.5 y 5.6, los datos de humedad relativa de las salidas numéricas del modelo en las primeras y ultimas horas del día, muestran que el modelo es significativamente más seco respecto a los datos observados en las estaciones meteorológicas. Sin embargo, entre las 5:00 y 20:00 horas (figuras 5.5 y 5.6) se observa como los valores simulados tienden a representar el comportamiento de los datos observados. Es notable el rápido aumento de la humedad relativa alrededor de las 16:00 horas, tanto en la observación como en las simulaciones.



**Figura 5.5:** Comportamiento de la humedad relativa en Veracruz para el 27 de abril de 2014.

Las parametrizaciones de Milbrandt y Kessler fueron las mejores en representar el máximo de humedad relativa en ambos gráficos, ocurrido cercano al horario de la tormenta (entre las 16:00 y 18:00 horas). Las salidas del modelo muestran más cercanía a los datos observados en la estación de Xalapa, en la representación de ese máximo de humedad relativa, que en la de Veracruz.



**Figura 5 6:** Comportamiento de la humedad relativa en Xalapa para el 27 de abril de 2014.

Teniendo en cuenta los resultados del análisis estadístico entre las salidas numéricas para cada parametrización y los datos de las estaciones meteorológicas de Xalapa y Veracruz, se pudo validar la representación de la humedad relativa por el modelo cuantitativamente. Cuando los estadígrafos ME, MAE y RMES tienen valor cero, representa que los valores observados y los simulados numéricamente son iguales. Debe considerarse que el análisis se realiza en porcentaje de error para la variable humedad relativa.

Entonces, podemos ver como en Veracruz (tabla 5.1) la parametrización de Milbrandt fue la que mejor resultados obtuvo en cuanto a la correspondencia de los datos observados con los valores simulados, seguida por las parametrizaciones de Thompson y Kessler. El hecho de que los valores de ME sean negativos, indica que los valores de humedad relativa de las salidas del modelo fueron mucho menores a los observados por las estaciones. Esta subestimación de la humedad relativa en el modelo WRF ha sido documentada en Ochoa et al (2015). Sin embargo, también,

deben considerarse las diferencias en el valor de humedad relativa que hubo en las primeras y últimas horas del día en ambas estaciones respecto a los valores simulados, ya que influye mucho en el resultado de ese estadígrafo. En cuanto, a la correlación de los datos, se ve en la tabla 5.1 que los resultados coinciden con el análisis hecho anteriormente con los otros tres estadígrafos.

**Tabla 5.1:** Análisis estadístico para la humedad relativa en Veracruz.

Estadísticos	Milbrand	Thompson	WSM6	GCE	Kessler
ME	-10.2142	-9.7565	-11.8243	-10.4477	-10.0628
MAE	10.8534	10.9234	13.4208	12.0879	11.2767
RMSE	12.774	12.7704	15.9352	14.4062	13.2113
CORR	0.6785	0.639	0.3507	0.4439	0.5834

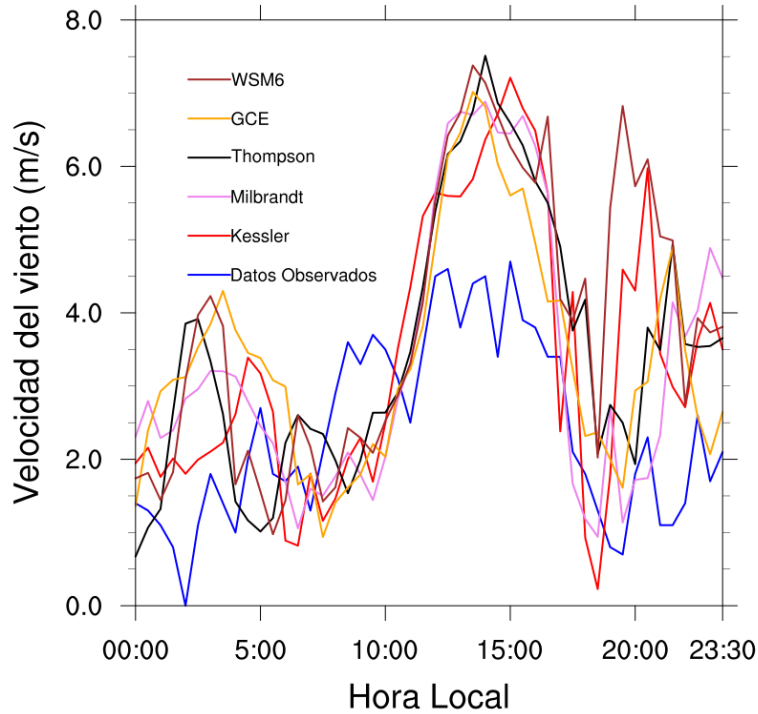
Para Xalapa (ver tabla 5.2), la parametrización de Thompson fue la que mostró mejor correspondencia entre los valores simulados y los datos observados, seguida por las parametrizaciones de Milbrandt, GCE, WSM6 y Kessler. En la tabla 5.2, se observa que las salidas representan mejores resultados en el coeficiente de correlación para la estación de Xalapa, que en la de Veracruz. Este comportamiento en Veracruz puede atribuirse a la cercanía con la costa.

**Tabla 5.2:** Análisis estadístico para la humedad relativa en Xalapa.

Estadísticos	Milbrand	Thompson	WSM6	GCE	Kessler
ME	-7.8973	-5.3486	-11.6174	-9.5114	-4.7791
MAE	15.0309	12.5287	16.0437	14.1944	16.9389
RMSE	17.0266	14.6949	18.8556	16.9048	18.7111
CORR	0.7692	0.8299	0.766	0.8168	0.5802

En las figuras 5.7 y 5.8 se muestra la representación de la variable velocidad del viento para valores simulados y datos observados. En ambas figuras se observa

como los valores simulados sobrestiman los valores de los datos observados en las estaciones de Veracruz y Xalapa, respectivamente

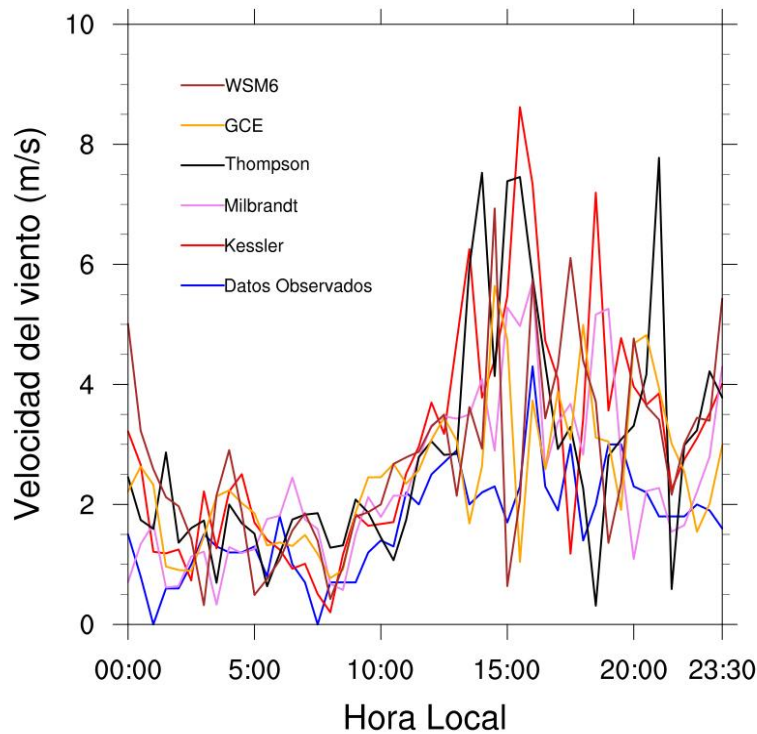


**Figura 5.7:** Comportamiento de la velocidad del viento en Veracruz para el 27 de abril de 2014.

En la figura 5.7 se aprecia como el modelo representa los valores máximos de viento registrado por la estación de Veracruz entre las 12:00 y 18:00 horas, pero lo sobreestima en 2 m/s aproximadamente. En la figura 5.8 resulta más difícil el análisis debido a las diferencias en las variaciones de la velocidad del viento entre los valores simulados y los datos observados.

Como el análisis comparativo individual para cada una de las parametrizaciones microfísicas respecto a esta variable, es muy difícil mediante las gráficas de las imágenes 5.7 y 5.8, se decidió basarlo totalmente sobre la estadística. En las tablas

5.3 y 5.4 aparecen los cálculos realizados para las estaciones meteorológicas de Veracruz y Xalapa, respectivamente.



**Figura 5.8:** Comportamiento de la velocidad del viento en Xalapa para el 27 de abril de 2014.

En cuanto a los valores de los estadígrafos ME, MAE y RMSE para la variable velocidad del viento (tabla 5.3 y 5.4), la parametrización GCE fue la que mejor correspondencia tuvo entre los valores simulados y los datos observados para la estación de Veracruz, mientras que en Xalapa estos resultados se obtuvieron con el esquema de Milbrandt.

**Tabla 5.3:** Análisis estadístico para la velocidad del viento en Veracruz.

Estadísticos	Milbrandt	Thompson	WSM6	GCE	Kessler
ME	0.9985	1.1099	1.4578	1.0302	1.0089
MAE	1.4837	1.5382	1.8326	1.4198	1.5332
RMSE	1.7582	1.7918	2.2541	1.6828	1.7442
CORR	0.6151	0.6079	0.4428	0.5356	0.6317

**Tabla 5.4:** Análisis estadístico para la velocidad del viento en Xalapa.

Estadísticos	Milbrand	Thompson	WSM6	GCE	Kessler
ME	0.7713	1.1809	1.3172	0.8434	1.3239
MAE	0.9398	1.3939	1.4373	1.0176	1.4563
RMSE	1.3155	2.0142	1.7786	1.3553	1.948
CORR	0.6473	0.4709	0.4663	0.4832	0.6661

En la tabla 5.4 se ve como las mayores correlaciones entre los valores simulados y los datos observados para la estación meteorológica de Xalapa se obtuvieron con las parametrizaciones de Kessler y Milbrandt. Sin embargo, en Veracruz ( tabla 5.3) se observan valores del coeficiente de correlación por encima de 0.5 para cuatro de los esquemas microfísicos, mientras que en Xalapa solo dos esquemas cumplen con esto. Además la parametrización de Kessler tuvo el mayor valor del coeficiente de correlación de Pearson, en ambas estaciones meteorológicas.

### **5.3 Análisis del comportamiento de variables termodinámicas**

En esta sección se realiza una comparación entre variables de salidas del modelo en la vertical, con datos del radiosondeo del 27 de abril de 2014 para las 12 UTC, el cual está disponible en el sitio web (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>) de la Universidad de Wyoming . Para la comparación se seleccionó la estación “76692 (Hacienda Ylang Ylang Ver)”, siendo la única en la región de estudio.

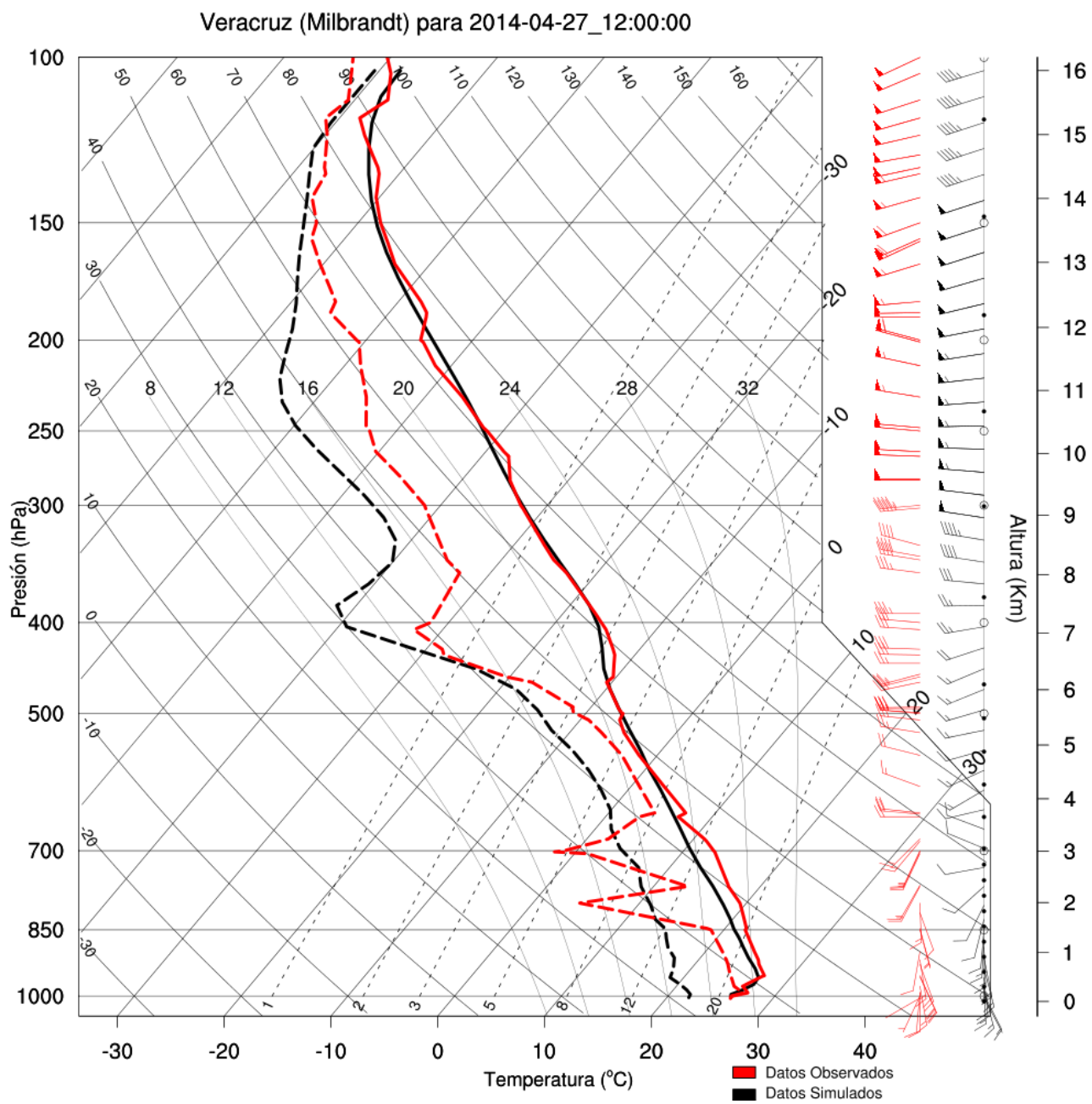
Con estas informaciones se elaboraron termodiagramas comparativos entre los datos observados en el radiosondeo y las salidas numéricas para las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson, WSM6, GCE y Kessler, los cuales se muestran en las figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13. En todos los termodiagramas se aprecia como entre las cinco parametrizaciones no hay mucha diferencia en la representación del perfil vertical de temperatura, temperatura de punto de rocío, y la dirección y velocidad del viento.

El perfil vertical de temperatura del aire representado con los valores simulados es bastante consistente con los datos observados en el sondeo, para cada una de las parametrizaciones (figuras 5.9-5.13). En cuanto a los vientos, el modelo fue bastante realista en la representación de la dirección de los mismos, aunque subestimó un poco la intensidad (aproximadamente 5 nudos) en todo su perfil vertical (figuras 5.9-5.13).

En el perfil vertical de temperatura de punto de rocío se ve como el modelo es menos húmedo que los datos observados, lo cual se presencia para cada una de las salidas numéricas de las distintas parametrizaciones (figuras 5.9-5.13). No obstante, los valores simulados tratan de representar a grosso modo las variaciones registradas de la temperatura de punto de rocío en la vertical, en correspondencia con los datos observados por el sondeo.

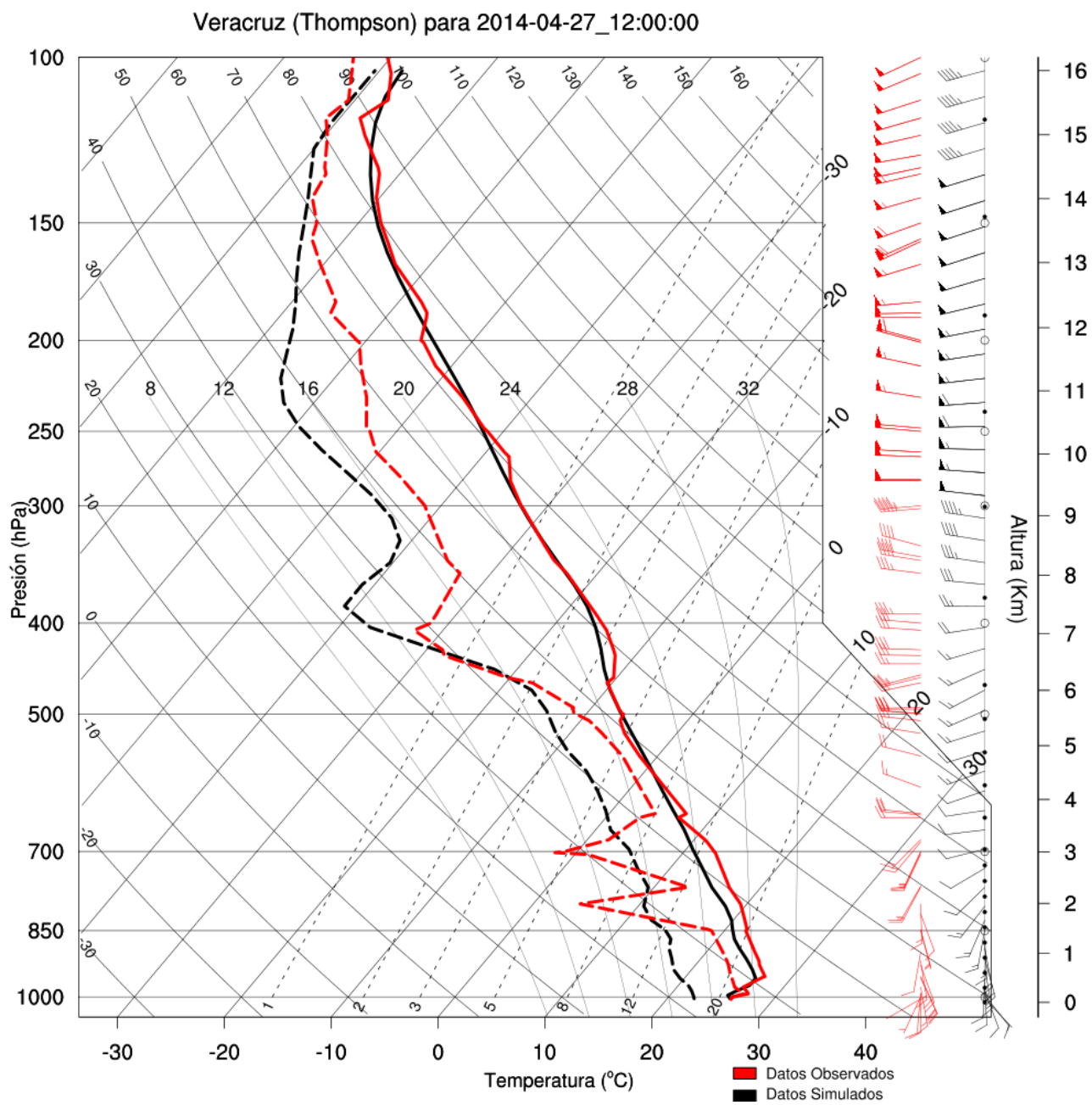
Además, se observa en las figuras 5.9, 5.10, 5.11, 5.12 y 5.13, como los datos del sondeo en las capas atmosféricas más cercanas a la superficie muestran una sobresaturación, producto talvez a un error del lanzamiento del sondeo. Por lo que se procedió a comparar la humedad específica en la vertical con los datos de reanálisis de NARR y ERA-Interim, los observados en el sondeo y los valores simulados con el modelo WRF para cada una de las parametrizaciones, a fin de corroborar la hipótesis de este posible error en el sondeo (figura 5.14).

Se utilizó la base de datos de reanálisis de NARR, para compararla con los datos de ERA-Interim y verificar si estuvo correcta la fuente de datos seleccionada en el experimento para forzar el modelo inicialmente. Lo representado en la gráfica corresponde al punto geográfico de la estación de radiosondeo de Veracruz.

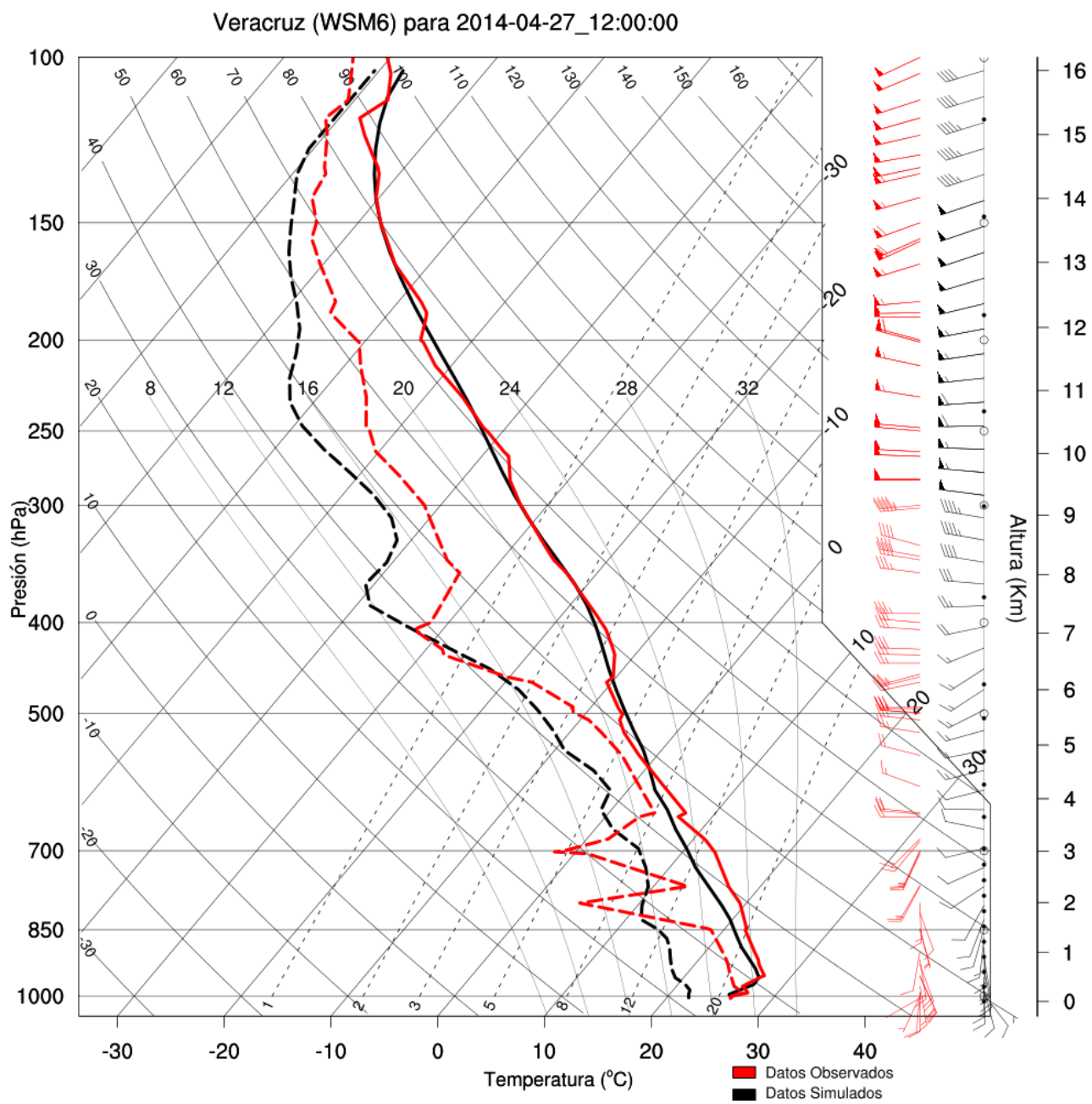


**Figura 5.9:** Termodiagrama con datos del sondeo de Veracruz y valores simulados para la parametrización de Milbrandt a las 12:00 UTC del 27 de abril de 2014 .

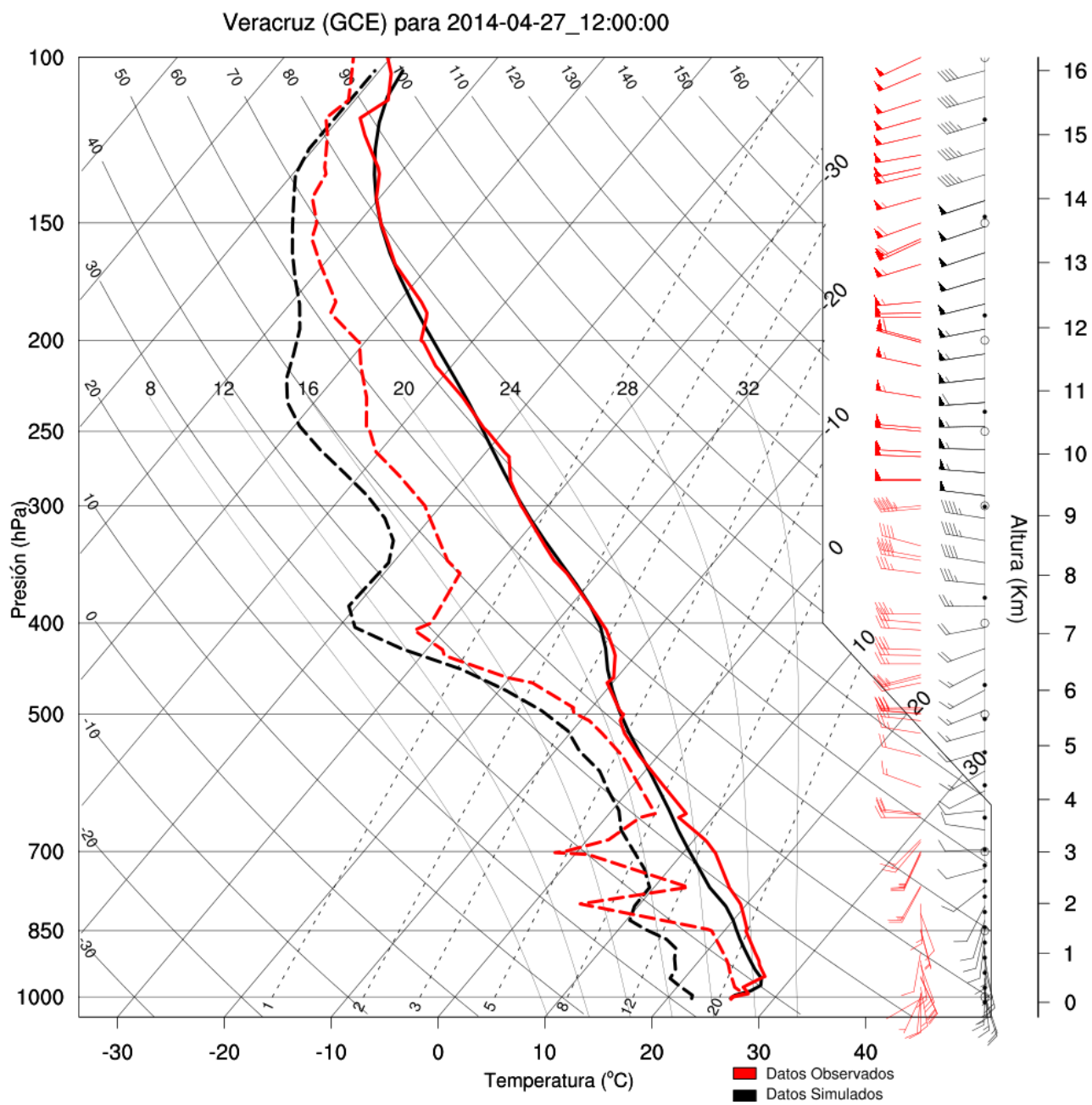




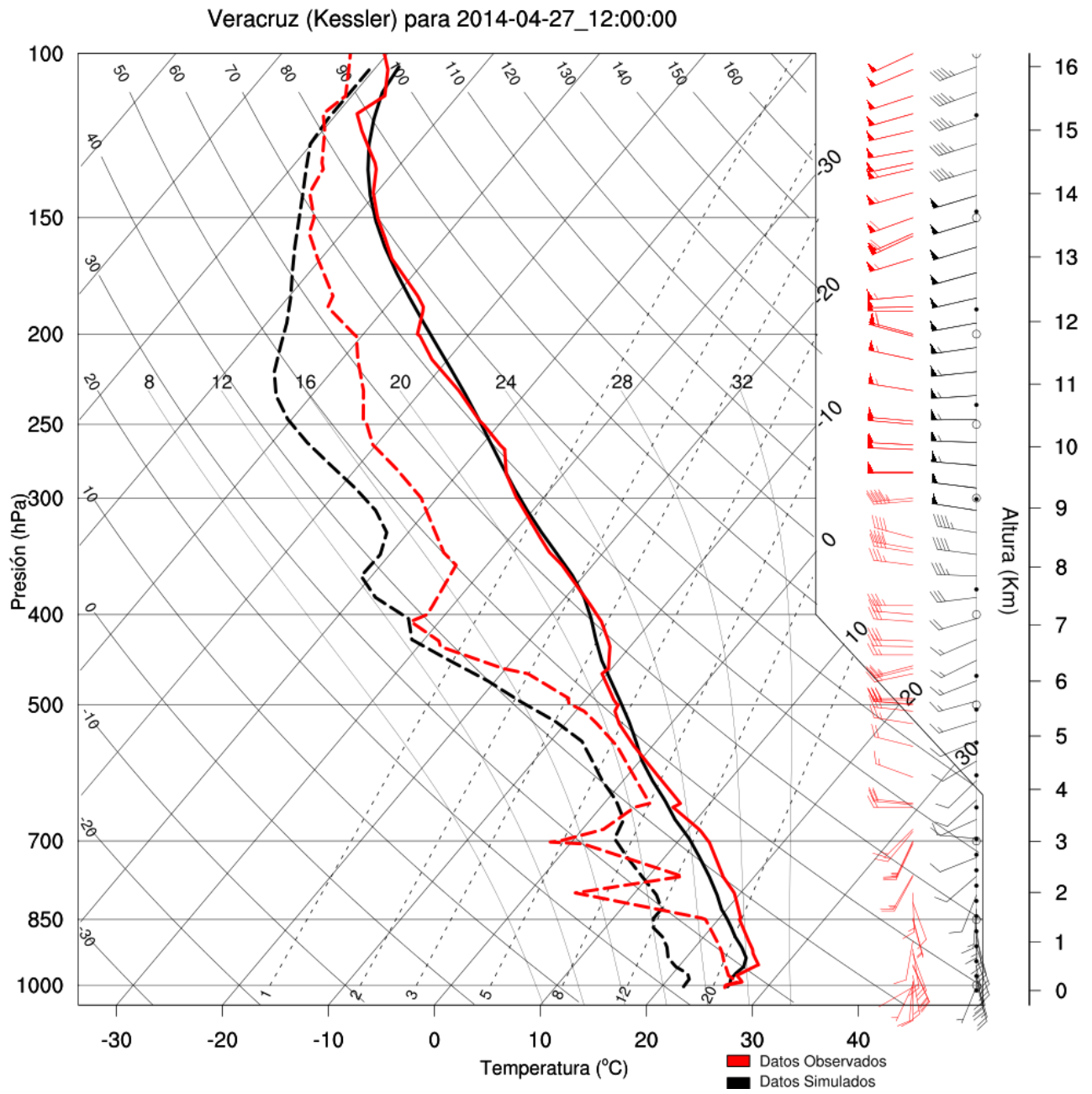
**Figura 5.10:** Termodiagrama con datos del sondeo de Veracruz y valores simulados para la parametrización de Thompson a las 12:00 UTC del 27 de abril de 2014.



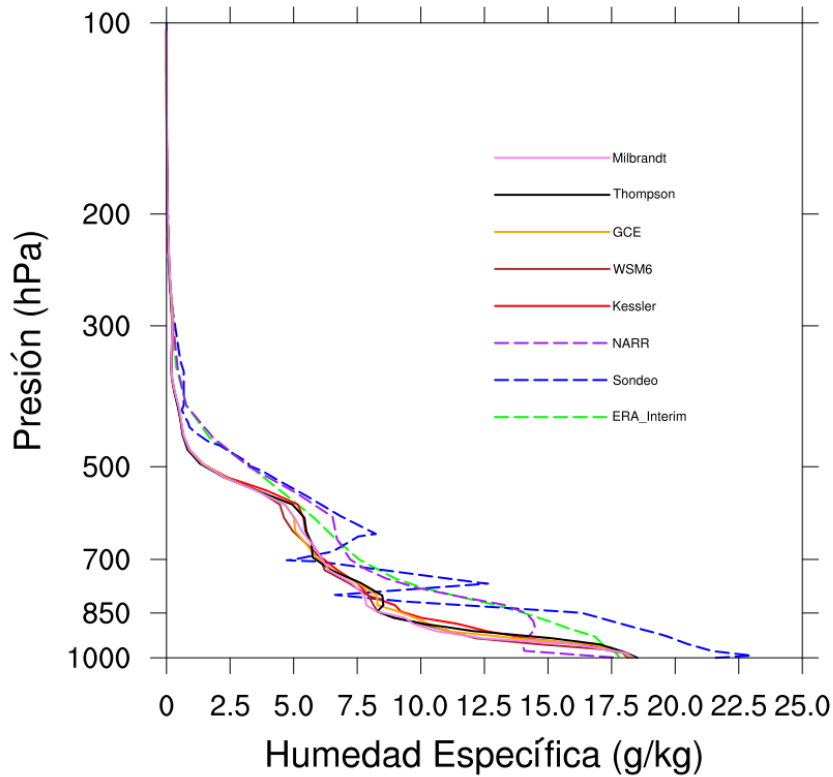
**Figura 5.11:** Termodiagrama con datos del sondeo de Veracruz y valores simulados para la parametrización de WSM6 a las 12:00 UTC del 27 de abril de 2014.



**Figura 5.12:** Termodiagrama con datos del sondeo de Veracruz y valores simulados para la parametrización de GCE a las 12:00 UTC del 27 de abril de 2014.



**Figura 5.13:** Termodiagrama con datos del sondeo de Veracruz y valores simulados para la parametrización de Kessler a las 12:00 UTC del 27 de abril de 2014.



**Figura 5.14:** Comparación del perfil vertical de humedad específica de las salidas de las simulaciones numéricas con datos observados y de reanálisis.

La figura 5.14 muestra una vez más que los datos observados son más húmedos en superficie y las capas atmosféricas cercanas a esta, que los datos de reanálisis y los simulados con el modelo, pues estos tienen una diferencia de hasta 4 g/kg aproximadamente con respecto a los datos de reanálisis (NARR y ERA-Interim) y las salidas de las simulaciones para los cinco esquemas microfísicos seleccionados. Esta diferencia en la humedad específica provoca variaciones en los valores del CAPE, lo cual es analizado más adelante.

Las salidas numéricas obtenidas con el modelo WRF, cerca de la superficie, tienen más relación con los datos de reanálisis de NARR y ERA-Interim (figura 5.14) que con los del sondeo. Otro aspecto importante a mencionar es que las salidas de las simulaciones son menos húmedas en la vertical con respecto a los datos observados y de reanálisis utilizados para la comparación. También, los datos de reanálisis son más secos que los datos observados por el sondeo.

Además, en la figura 5.14 se aprecia como los datos de NARR son un poco más secos que los de ERA-Interim en gran parte de su perfil vertical. Esta diferencia es mucho más notoria por debajo de 750 hPa aproximadamente. Debido al comportamiento entre ambos reanálisis, la decisión de forzar el modelo con ERA-Interim fue bastante acertada y el hecho de que las salidas de la simulaciones sean más secas que la realidad, ya es un problema propio del WRF y de los datos de inicialización, pero no del diseño del experimento numérico.

A fin de complementar este análisis se realizó la comparación de algunos parámetros termodinámicos como son el CAPE, agua precipitable (Pwat), presión y temperatura para el nivel de convección por levantamiento (LCLP y LCLT, siglas en inglés), obtenidas a partir de los datos del sondeo y los valores simulados con el modelo WRF, los cuales se muestran en la tabla 5.5.

Tabla 5.5: Parámetros termodinámicos del sondeo de Veracruz y los obtenidos con las salidas de las simulaciones numéricas del modelo.

<b>Sondeos</b>	<b>CAPE(J/kg)</b>	<b>Pwat(mm)</b>	<b>LCLP(hPA)</b>	<b>LCLT(°C)</b>
Observado	4438	61.2	959.6	25.15
Milbrandt	1067	50	942	21
WSM6	1113	50	943	21
GCE	1018	50	940	21
Thompson	921	50	950	21
Kessler	1213	50	937	21

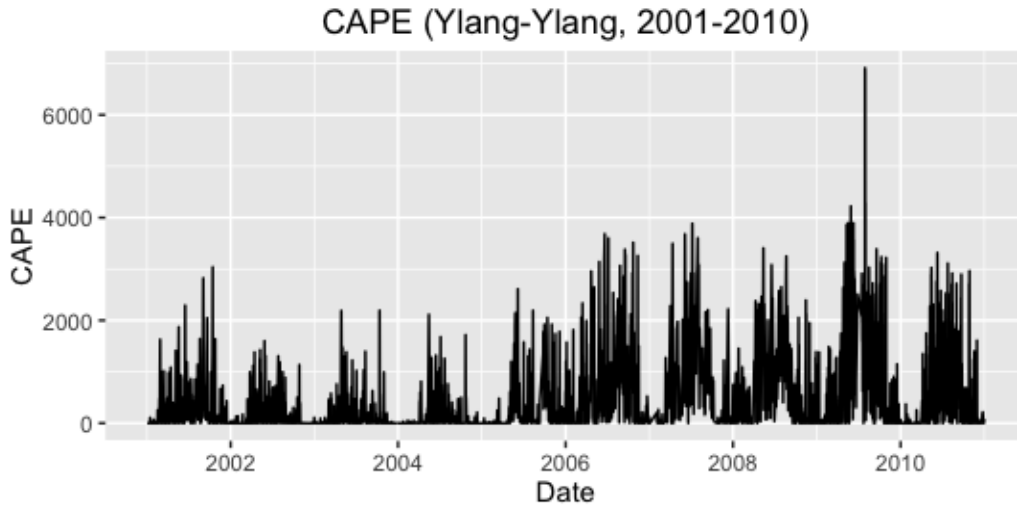
En la comparación de los parámetros termodinámicos entre las diferentes simulaciones numéricas, se observó que la parametrización de Kessler es la que resultó con el mayor valor de CAPE (tabla 5.5). Todas las parametrizaciones tienen el mismo valor de agua precipitable y de temperatura en el nivel de convección por levantamiento. Se muestran algunas diferencias en los valores de presión para el nivel de convección por levantamiento, registrándose el valor más elevado por Thompson y el más bajo por Kessler.

En la tabla 5.5 se observa como el valor de CAPE obtenido con los datos del sondeo de Veracruz es cuatro veces mayor, que los obtenidos con el modelo. Pero si se

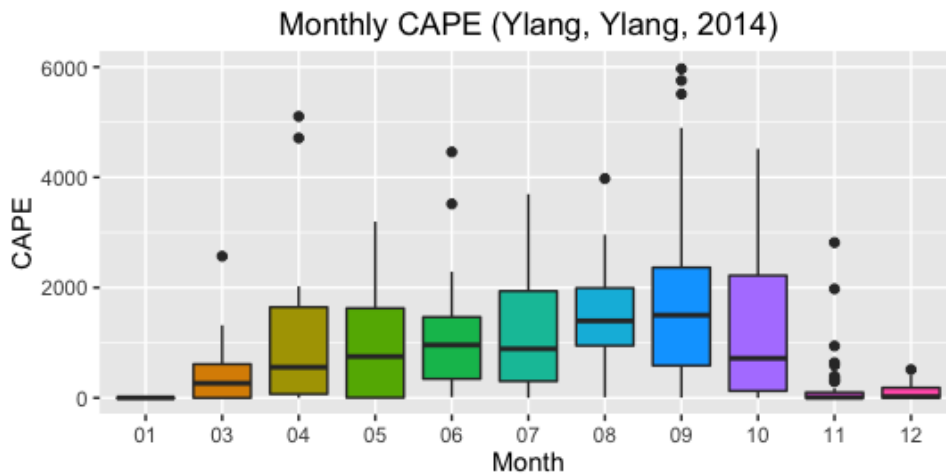
tiene en cuenta que por cada 1g/kg de incremento en la humedad específica, el CAPE puede aumentar un 20%, entonces los valores simulados están en correspondencia con la realidad, si hubo un error en el lanzamiento del sondeo para ese día. La diferencia de 4 g/kg de humedad específica en superficie en los datos del sondeo con respecto al resto de los datos mostrados en la figura 5.14, explica que el valor de CAPE del sondeo sean cuatro veces mayor que los obtenidos con el modelo. Además se puede apreciar como los otros tres parámetros mostrados en la tabla 5.5 son sensibles a los valores de humedad específica en la superficie, pero sin duda el más afectado es CAPE.

La figura 5.15 representa el comportamiento climatológico de los valores de CAPE para el periodo 2001 al 2010 en la región de estudio. Ahí, los valores de CAPE son extremadamente altos y poco realistas. La figura 5.16 muestra valores de CAPE para el año 2014 en Veracruz, algunos registros son tan altos como los observados en la serie de 2001 a 2010. El análisis y los gráficos fueron proporcionados por cortesía del Dr. Carlos Lizárraga Celaya del Departamento de Física de la Universidad de Sonora.

A pesar de las anomalías vistas en la figura 5.16, se observa como el mes de abril se encuentra entre los meses donde comienzan a registrarse altos valores de CAPE en Veracruz. Lo cual es un indicativo de que existen condiciones para la ocurrencia de convección profunda en esa época del año, para la zona de estudio. Es importante considerar que en los sondeos de esa región ocurre alguna anomalía, lo cual debería ser objeto de estudio en una investigación futura.



**Figura 5.15:** Serie de CAPE en el decenio 2001-2010 para Veracruz. Realizada por el Dr. Carlos Lizárraga Celaya.



**Figura 5.16:** Comportamiento del CAPE por mes en Veracruz para el 2014. Realizado por el Dr. Carlos Lizárraga Celaya.

#### 5.4 Análisis de la temperatura de tope de nube

En las imágenes 5.17 y 5.18 se muestra para los horarios 21:30 y 22:30 UTC, la representación espacial de la temperatura de tope de nube de las salidas de las simulaciones para el dominio más interno, además de la representación de los datos



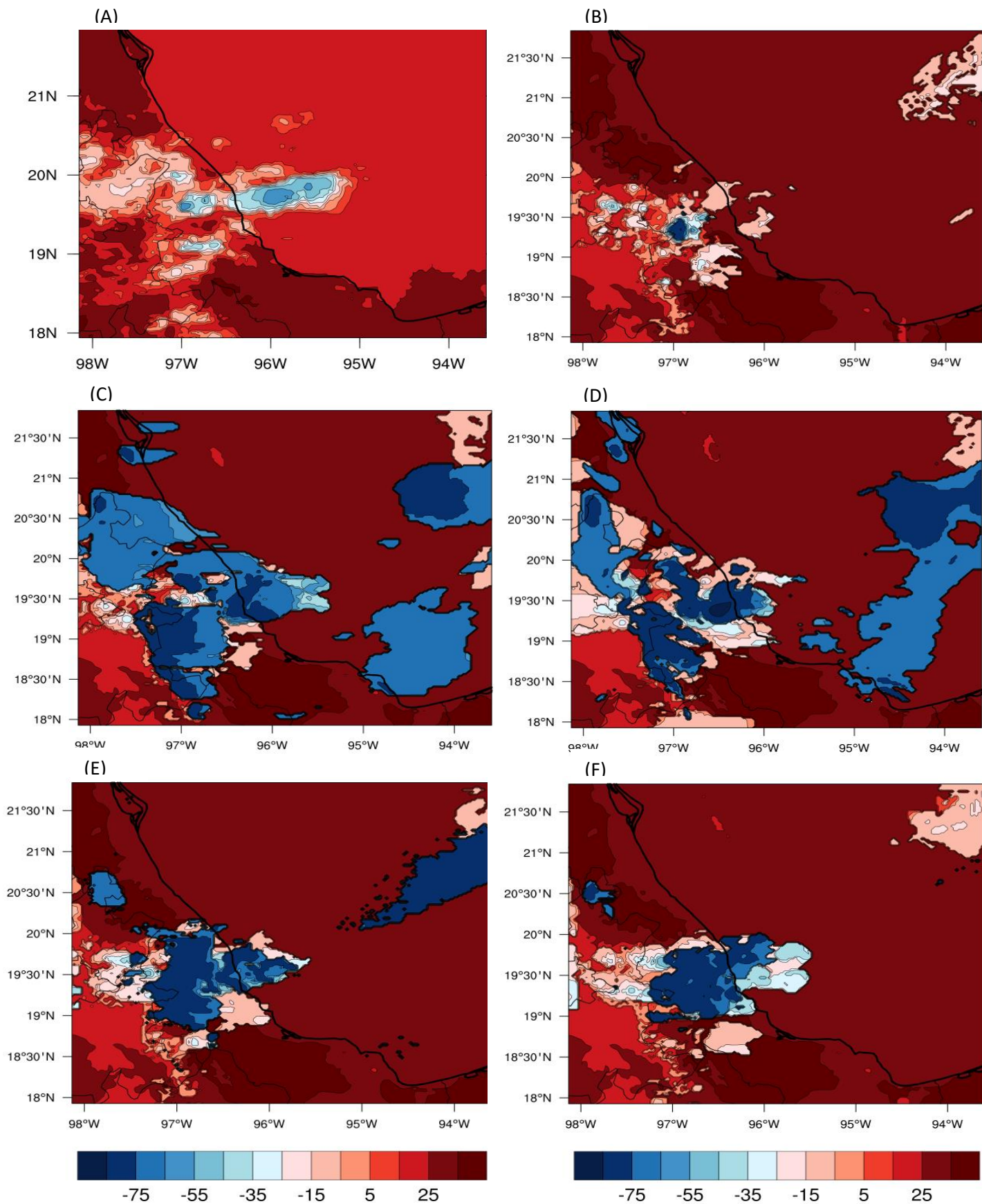
de GOES para esos horarios como referente de comparación. En el cálculo de la temperatura de tope de nube con las simulaciones del modelo, se buscaron los valores más bajos de temperatura en la vertical para cuando comienza la presencia de nubes, realizando el cálculo desde el tope del modelo al nivel más superficial.

Después se calculó un promedio al área seleccionada con los valores más bajos de temperatura, tomándose en cuenta la resolución de las salidas de las simulaciones y de los datos GOES. Esto se realizó cada una hora para el día del evento, obteniéndose la evolución temporal de la temperatura de tope de nube de ese día (figura 5.19).

En la figura 5.17 es apreciable como las parametrizaciones de Kessler, Thompson y Milbrandt (figuras 5.17B, 5.17E y 5.17F) muestran un comportamiento cercano en la representación de la tormenta a lo mostrado con los datos de GOES (figura 5.17A). Por otro lado, en la figura 5.18 las parametrizaciones de Kessler y Milbrandt (figuras 5.18B y 5.18F) son las que mejor representan la tormenta. Aunque Kessler (figura 5.18B) no puede representar la intensidad de la convección, es capaz de ubicarla espacialmente y temporalmente.

Las parametrizaciones de GCE y WSM6 presentaron muchas diferencias respecto a lo mostrado por GOES en las figuras 5.17 y 5.18. En el caso de la parametrización de Thompson solo mostró habilidad en el horario de las 21.30 para representar la tormenta, ya que en la figura 5.18E reveló diferencias con respecto al patrón de temperatura de tope de nube mostrado por GOES.

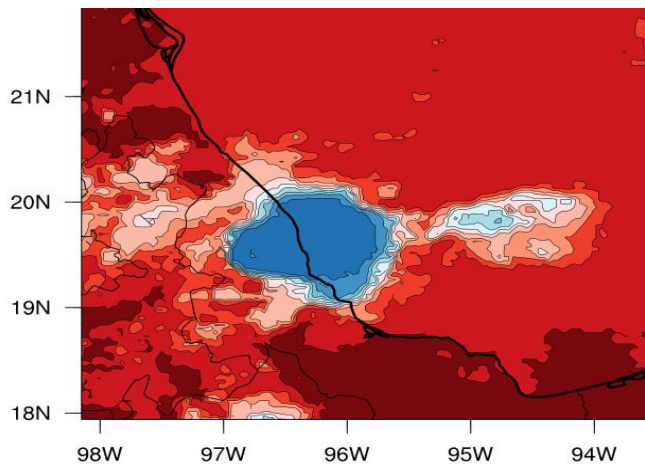
Para conocer como el modelo fue capaz de representar la intensidad de la convección en este caso de estudio, se realizó un análisis temporal de la temperatura de tope de nube para el 27 de abril de 2014 (figura 5.19). Este representa el promedio del área donde se encontraban los valores más bajos de la variable, con punto central  $19.57^{\circ}$  N y  $96.56^{\circ}$  W , cercano a la región de Xalapa ( $19.51^{\circ}$  N y  $96.90^{\circ}$  W).



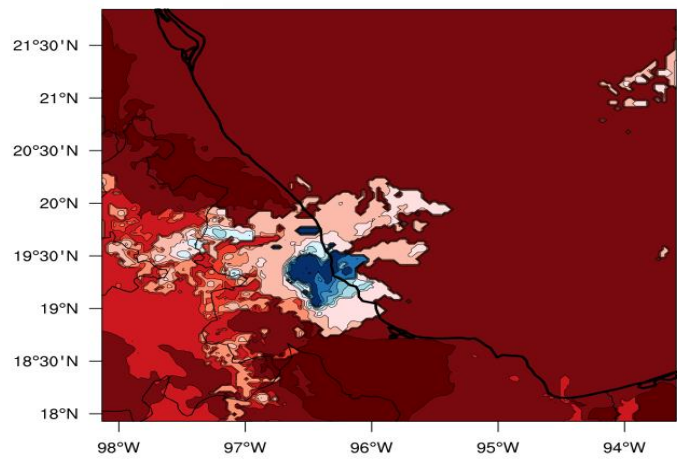
**Figura 5.17:** Representación de la temperatura de tope de nube a las 21:30 (UTC) para : (A) GOES, (B) Kessler, (C) WSM6, (D) GCE, (E) Thompson y (F) Milbrandt.

(B)

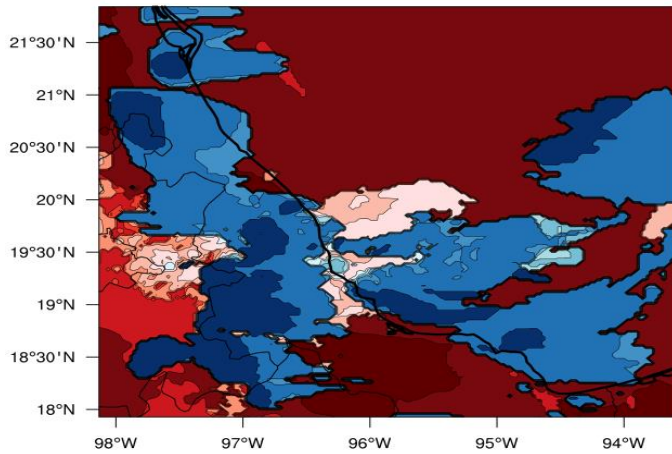
(A)



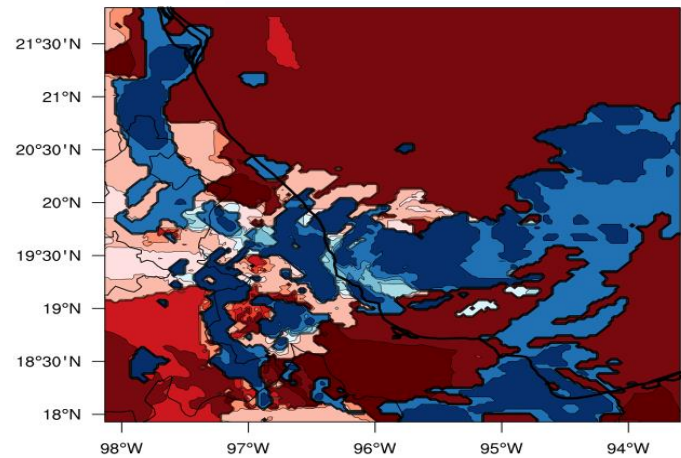
(B)



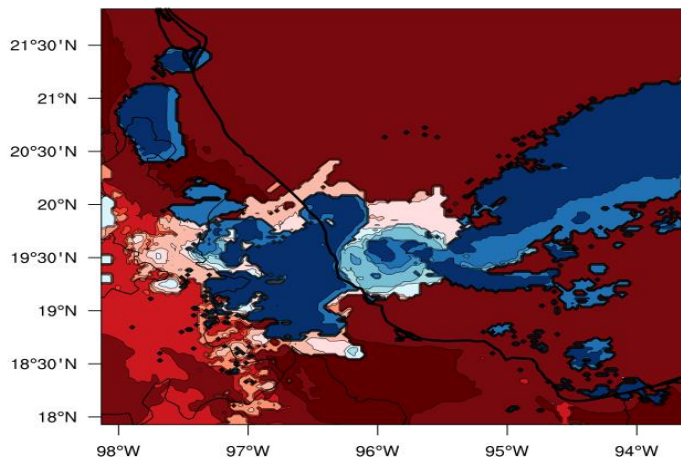
(C)



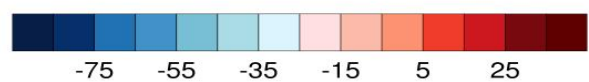
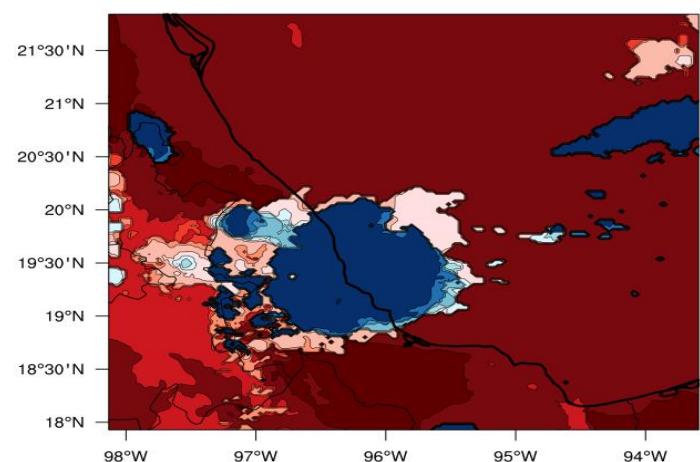
(D)



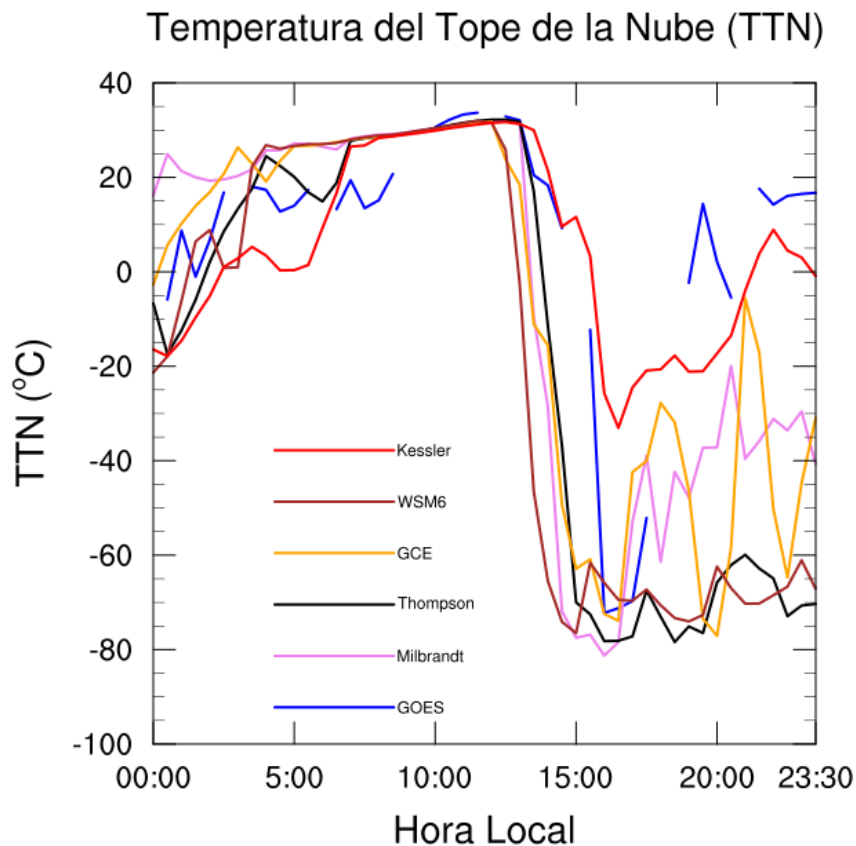
(E)



(F)



**Figura 5.18:** Representación de la temperatura de tope de nube a las 22:30 (UTC) para : (A) GOES, (B) Kessler, (C) WSM6, (D) GCE, (E) Thompson y (F) Milbrandt.

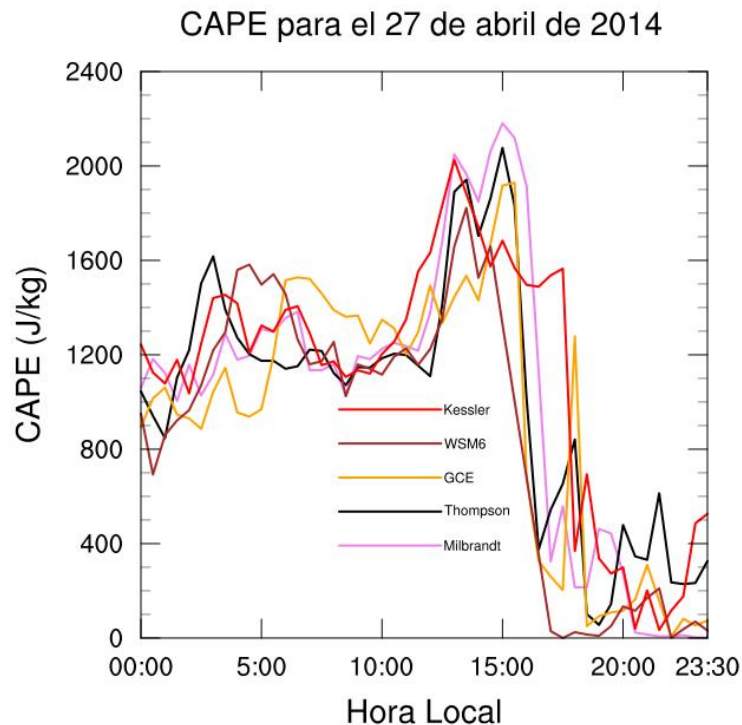


**Figura 5.19:** Comparación de la temperatura de tope de nube obtenida con las salidas de las simulaciones y los datos de GOES para el 27 de abril de 2014.

Los valores de temperatura de tope de nube obtenidos para cada una de las parametrizaciones y los de GOES sobre el área seleccionada, se muestran en la figura 5.19. En esta se observa como las salidas de las simulaciones con las parametrizaciones de GCE y WSM6, se adelantan aproximadamente entre 1 y 2 horas en el inicio de la convección, a excepción de los resultados obtenidos con los esquemas de Milbrandt, Thompson y Kessler. La parametrización de Kessler coincide en el tiempo con los datos de GOES para el inicio de la convección, pero no es capaz de representar la intensidad de la convección como lo hacen el resto de las parametrizaciones, debido a la física que incluye este esquema.

Las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson, GCE y WSM6 se adelantan en la evolución de la intensidad de la convección con respecto a los datos de GOES, pero Milbrandt, Thompson y GCE alcanzan la máxima intensidad en el mismo tiempo que es mostrado por los datos de GOES (a las 14:00 horas aproximadamente, figura 5.19). Para ese horario es observable como las parametrizaciones de Milbrandt y Thompson tienen los valores más bajos de la variable. Pasado el horario de la tormenta (después de las 18:00 horas), las parametrizaciones de Milbrandt y Kessler son las únicas que siguen el comportamiento de los datos de GOES, siendo Kessler la que muestra los valores más cercanos a los de GOES.

Además se analizó la evolución temporal del CAPE sobre el punto central de la región donde se calcularon los valores de temperatura de tope de nube del modelo para la figura 5.19. La figura 5.20 muestra la representación del CAPE obtenido con las salidas numéricas de las cinco parametrizaciones en los  $19.57^{\circ}$  N y  $96.56^{\circ}$  W.



**Figura 5.20:** Comportamiento del CAPE obtenido con las salidas de las simulaciones para el 27 de abril de 2014 en los  $19.57^{\circ}$  N y  $96.56^{\circ}$  W.

Los mayores valores de CAPE en la figura 5.20 se muestran entre las 13:00 y 15:00 horas aproximadamente, alcanzando valores por encima de 2000 J/kg para las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson y Kessler. Además, las parametrizaciones de Kessler y WSM6 tienen el máximo de CAPE a las 13:00 horas, mientras que el resto de las parametrizaciones lo hacen alrededor de las 15:00 horas, donde comienza a descender el CAPE hasta su mínimo valor. Entre las figuras 5.19 y 5.20 se observa una correspondencia entre el mínimo valor de temperatura de tope de nube (que representa la intensidad de la convección) y la caída de CAPE.

### **5.5 Análisis del perfil vertical de la tormenta**

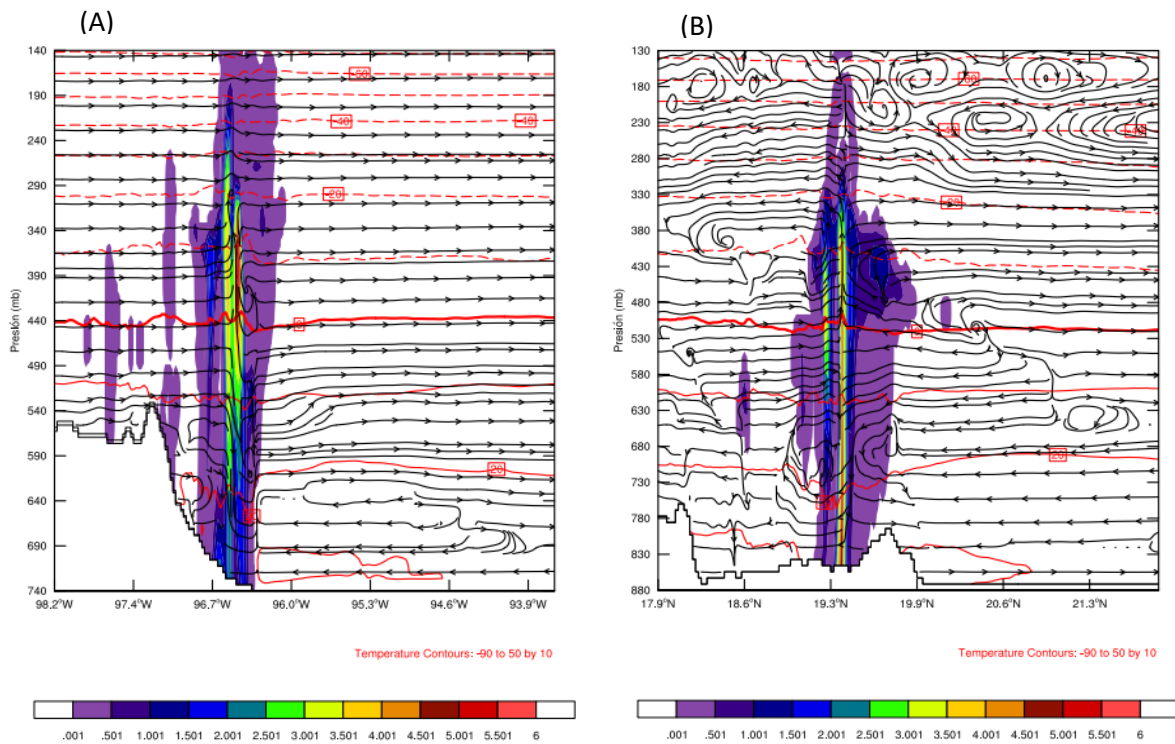
Con el objetivo de ver la existencia de fuertes corrientes ascendentes en la tormenta simulada con el modelo, se elaboraron imágenes de corte vertical para las salidas numéricas obtenidas con cada una de las parametrizaciones microfísicas. Estas imágenes se realizaron para el horario 22.30 UTC, que es, donde se observó la mayor intensidad de la tormenta según los datos de GOES, mostrándose la suma de todos los hidrometeoros que incluyen las parametrizaciones microfísicas, la temperatura y el viento en la vertical con su componente zonal o meridional.

En las figuras 5.21, 5.22, 5.23, 5.24 y 5.25 se muestra el punto donde mejor se representará la tormenta en la vertical, para cada parametrización microfísica. Estos puntos geográficos son 19.30° N y 96.66° W para Kessler, 19.37° N y 96.49° W para WSM6, 18.90° N y 96.7° W para GCE, 19.01° N y 96.49° W para Thompson y 19.03° N y 96.54° W para Milbrandt. Las figuras tienen un corte longitudinal para ver la representación de la componente u y w del viento (5.21A-5.25A), mientras que en el corte de norte a sur se muestra la componente v y w del viento (5.21B-5.25B).

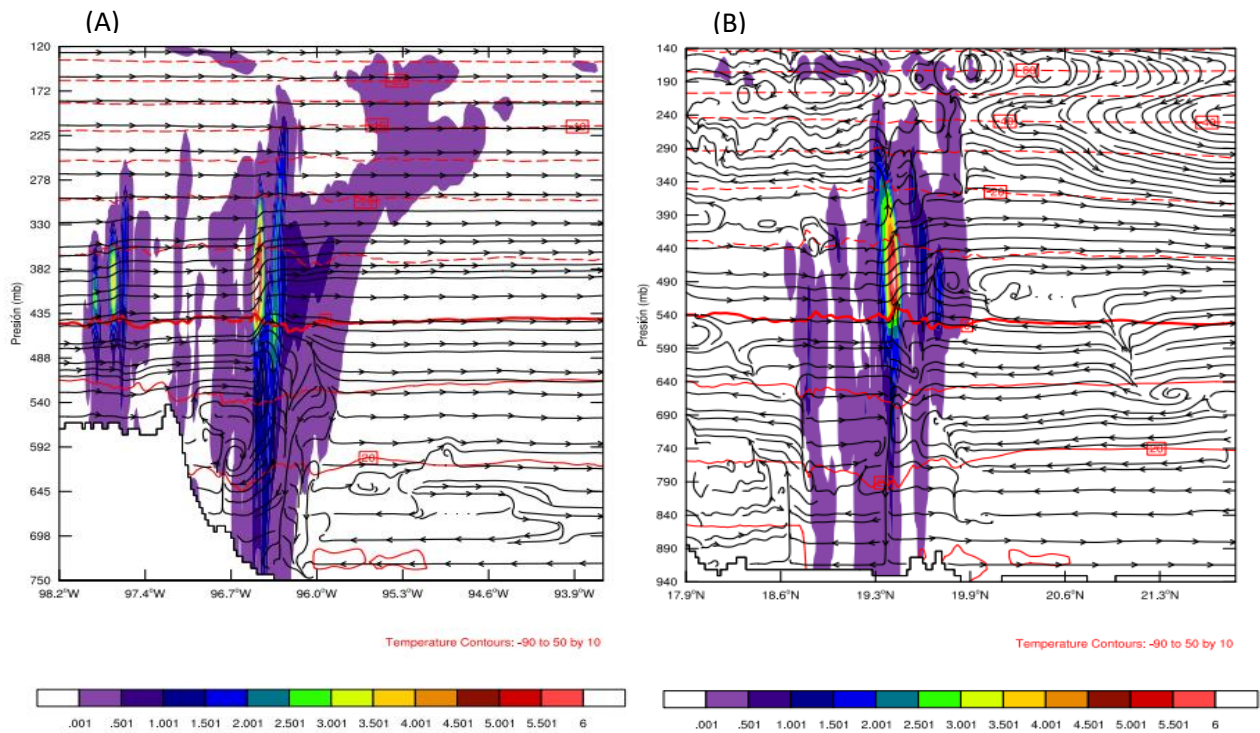
En las figuras 5.21-5.25 se aprecia las corrientes en la vertical para cada una de las imágenes. Además, es notoria la presencia de una tormenta con gran desarrollo en la vertical y con varias celdas convectivas en distintos estados de madurez. La presencia de fuertes corrientes ascendentes y múltiples celdas en una tormenta, son

importantes para la formación de granizo en la misma (ver Capítulo 1). Entre todas las parametrizaciones, Milbrandt es la que da lugar a corrientes verticales más intensas y una estructura de la tormenta mejor definida (figura 5.25).

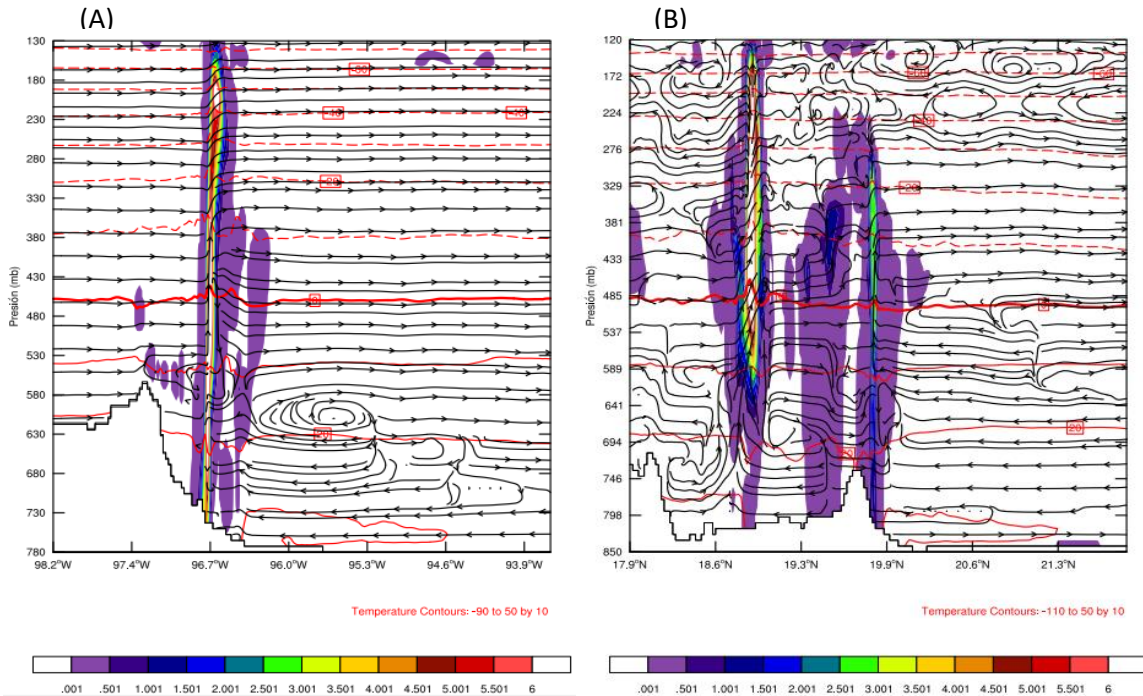
En las imágenes de corte longitudinal (5.21A-5.25A) de cada figura se puede ver la componente del viento desde el este que confluye con la orografía y asciende por la ladera de la montaña. Además es apreciable las componentes de viento del oeste en niveles más altos que se integran a la tormenta.



**Figura 5.21:** Representación de la suma de hidrometeoros (contornos sombreados, g/kg), temperatura (líneas de contorno rojas, °C) y viento en la vertical (líneas de corriente, kts) con la componente zonal (A) y meridional (B.) para la parametrización de Kessler.

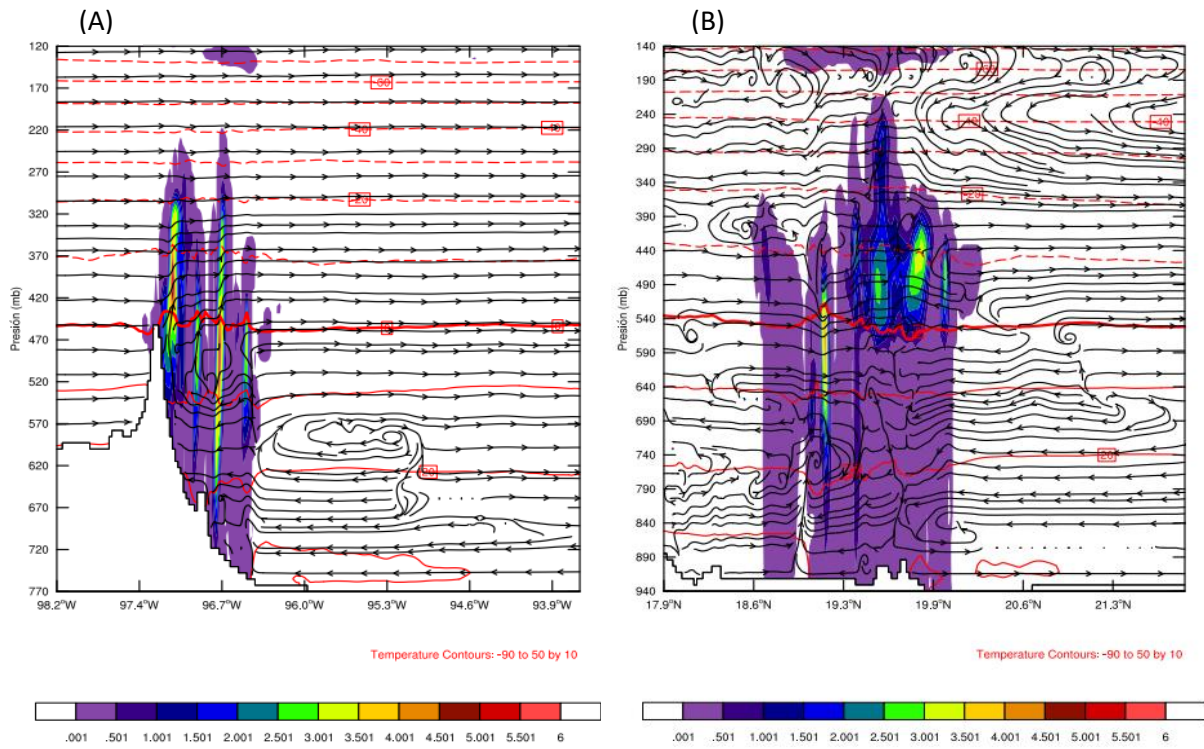


**Figura 5.22:** Representación de la suma de hidrometeoros (contornos sombreados, g/kg), temperatura (líneas de contorno rojas, °C) y viento en la vertical (líneas de corriente, kts) con la componente zonal (A) y meridional (B), para la parametrización de WSM6.

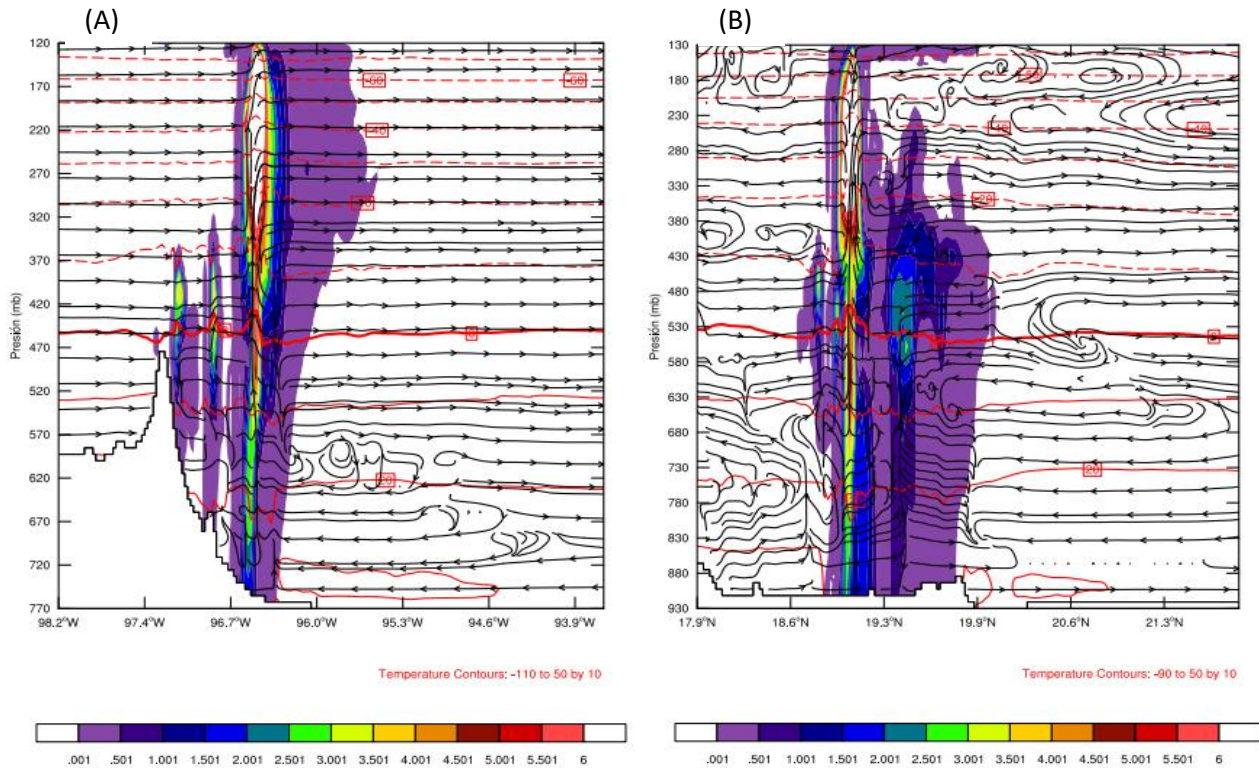


**Figura 5.23:** Representación de la suma de hidrometeoros (contornos sombreados, g/kg), temperatura (líneas de contorno rojas, °C) y viento en la vertical (líneas de corriente, kts) con la componente zonal (A) y meridional (B) para la parametrización de GCE.





**Figura 5.24:** Representación de la suma de hidrometeoros (contornos sombreados, g/kg), temperatura (líneas de contorno rojas, °C) y viento vertical (líneas de corriente, kts) con la componente zonal (A) y meridional (B) para la parametrización de Thompson.



**Figura 4.25:** Representación de la suma de hidrometeoros (contornos sombreados, g/kg), temperatura (líneas de contorno rojas, °C) y viento en la vertical (líneas de corriente, kts) con la componente zonal (A) y meridional (B) para la parametrización de Milbrandt.

## Capítulo 6: Discusión de los resultados

La fuerte tormenta producida en la localidad de Xalapa el 27 de abril de 2014, pudo estar relacionada a una sobreposición de la circulación sinóptica sobre la circulación local de la región. Se puede llegar a la hipótesis que los vientos provenientes desde el Istmo de Tehuantepec con el chorro de bajos niveles en el Golfo de México, más la circulación local cerca de Xalapa, pudieron haber transportado aire húmedo y cálido, desde diferentes regiones hasta la zona donde se ubica el municipio de Xalapa. Estos al encontrarse con la elevación del terreno ascendieron y generaron nubes orográficas. La orografía de esta zona que es en parte escarpada provoca variaciones de los movimientos de las masas de aire (Ruiz A. et al., 2010), donde se puede crear turbulencia en la ladera de la montaña, provocando el aumento de la inestabilidad atmosférica.

Por otro lado, al crearse las condiciones para la convección y esta sobrepasar el nivel de convección libre, los vientos en la atmósfera media pudieron formar parte de las corrientes ascendentes haciendo que estas ganaran más intensidad y la tormenta tuviera un notable crecimiento en la vertical. Parte de estos vientos en la vertical, pudieron recurvar para mantener su dirección inicial (de oeste a este) y en ese proceso formarse múltiples corrientes ascendentes y descendentes, haciendo que la tormenta evolucionara de una simple celda a una de multicelda. La generación de varias celdas fueron alimentando a la tormenta e hizo que esta tuviera un tiempo de vida de más de 3:00 horas en todo su recorrido y generara la formación de granizos.

Finalmente se supone que la influencia de las circulaciones de escala sinóptica sobre la local, fueron las que contribuyeron inicialmente que se produjera esta tormenta, pero debe investigarse más a fondo este supuesto en otro trabajo, ya que el objetivo de la presente investigación es evaluar el desempeño del modelo WRF en la simulación del evento, a través del análisis de la sensibilidad de un conjunto de parametrizaciones microfísicas seleccionadas. El análisis del estado del tiempo para ese día y los

posibles factores que contribuyeron en la generación de la convección en Xalapa, se tuvieron en cuenta en la elaboración del diseño del experimento numérico para nuestro caso de estudio.

El diseño de nuestro experimento numérico fue bastante exitoso, pues los datos simulados sugieren que el modelo regional WRF tiene un nivel de habilidad aceptable para representar la circulación sinóptica del día de la tormenta. En las salidas numéricas para el dominio más externo, se comprobó que cada una de las parametrizaciones fue capaz de representar bien las variables viento, humedad específica y temperatura en el nivel 500 hPa. La elección de inicializar el modelo con los datos de ERA-Interim en vez con los datos de NARR resultó mejor, ya que los datos de humedad específica de NARR son más secos que los de ERA-Interim, comparados con el radiosondeo de Veracruz, principalmente en los niveles de presión por debajo de los 750 hPa.

Todas las parametrizaciones microfísicas mostraron un nivel aceptable de la representación espacial de los acumulados de precipitación en 24 horas y horaria para el día 27 de abril de 2014, considerando que las diferencias observadas son pequeñas entre ellas y respecto con las fuentes de datos consultadas. Una excepción fueron los datos de CHIRPS, los cuales no fueron un buen referente de comparación en nuestro caso de estudio, ya que tuvo demasiadas incongruencias respecto a la información emitida por el SMN y los datos de las estaciones meteorológicas automáticas. Entre las diferencias observadas, la parametrización WSM6 fue la que tuvo menos margen de error respecto a la representación de la variable acumulados de precipitación en 24 horas y en la cercanía a los acumulados registrados para Xalapa.

La variable humedad relativa fue subestimada por el modelo, pero los rangos de error estuvieron por debajo del 15 %, lo cual es aceptable. Para la estación meteorológica automática de Xalapa se obtuvo la mejor relación lineal entre los datos observados y los valores simulados, además de, mayores valores de correlación respecto a la estación de Veracruz.

La diferencia de los resultados alcanzados en Veracruz puede atribuirse a la cercanía con la costa, ya que el modelo no toma en cuenta la temperatura de superficie del mar observada para ese periodo, y por tanto, el contraste en temperaturas tierra-oceano puede no estar bien representado. Esto puede causar que los flujos de humedad en la costa también tengan un sesgo importante e impacten desfavorablemente en la representación de los campos de humedad relativa en esa región. En contraste, en Xalapa las condiciones orográficas juegan un papel primordial en el forzante del flujo de humedad que asciende por su lado costero, y eso permitiría una mejor representación de la humedad relativa en esa localidad.

Las parametrizaciones microfísicas que mejores resultados mostraron y se mantuvieron más estables en la simulación de esta variable para ambos puntos geográficos, fueron Milbrandt, Thompson y Kessler, obteniéndose los mejores resultados con las dos primeras. Las parametrizaciones WSM6 y GCE mostraron comportamientos muy diferentes en la comparación con los datos observados de las dos estaciones meteorológicas automáticas. Sin embargo, en la representación del máximo de humedad relativa cercano al inicio de la tormenta, fueron las parametrizaciones de Milbrandt y Kessler, las que tuvieron los valores simulados más cercanos con respecto a los datos observados de las estaciones meteorológicas de Veracruz y Xalapa.

Para la variable velocidad del viento en superficie, el modelo WRF sobrestimó los valores simulados con cada una de las parametrizaciones en un rango medio de 1 a 2 m/s. Los mayores valores del coeficiente de correlación se obtuvo con los esquemas microfísicos de Kessler y Milbrandt respecto a los datos observados de las estaciones meteorológicas de Veracruz y Xalapa. La parametrización de Kessler registró los mejores valores de correlación.

Todas las parametrizaciones microfísicas tuvieron un comportamiento similar y cercano a los datos observados en la representación de los termodiagramas. La velocidad del viento y temperatura de punto de rocío resultaron subestimadas por las simulaciones numéricas, pero esta última fue la que más diferencias presentó. En superficie se observa una sobresaturación a partir de los datos del sondeo, lo que se asocia a un error de las mediciones en las capas atmosféricas superficiales. Esto provocó que los

valores de CAPE se cuadruplicaran mostrando valores anómalos y poco realistas, errores vistos con frecuencia en la región de estudio.

En cuanto a la representación espacial de la temperatura de tope de nube, la parametrización de Milbrandt fue la que mejores resultados obtuvo, seguida por las parametrizaciones de Thompson y Kessler, aunque esta última debido a la simplicidad del esquema, no mostró toda la intensidad de la tormenta estudiada. En la evolución temporal de la temperatura de tope de nube, las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson, GCE y WSM6 fueron capaces de representar la intensidad de la convección para el día del evento, pero los mejores resultados se obtuvieron con el esquema de Milbrandt. El esquema de Kessler logró ubicar la tormenta temporalmente pero no representó su intensidad, coincidiendo con lo mostrado en la representación espacial. También el esquema de Kessler tuvo el comportamiento más cercano respecto a los datos de GOES, después de la inhibición de la tormenta.

Además se pudo apreciar como el CAPE cerca de la región de Xalapa empezó a aumentar a partir de las 13:00 horas, alcanzando valores por encima de los 2000 J/kg para las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson y Kessler. Teniendo en cuenta los valores de CAPE, las corrientes ascendentes en la vertical pudieron tener velocidades máximas de hasta 63 m/s aproximadamente. Este valor de velocidad máxima de las corrientes ascendentes siempre es más alto que su valor real, debido a las simplificaciones que se consideran en la función de cálculo de CAPE. También hubo una correspondencia entre la caída del CAPE y la disminución de la temperatura de tope de nube de las salidas de las simulaciones.

El perfil vertical de la tormenta mostró para cada una de las parametrizaciones que el modelo pudo representar las corrientes en la vertical. Pero la mejor simulación de la tormenta para cada una de las parametrizaciones, ocurrió en diferentes puntos geográficos.

A modo de resumen se presenta la siguiente tabla:

**Tabla 6.1:** Tabla resumen de la sensibilidad de las parametrizaciones microfísicas en la modelación numérica del evento.

Parámetros	Parametrizaciones microfísicas				
	Milbrandt	Thompson	GCE	WSM6	Kessler
Representación de la escala sinóptica en el dominio más grueso	Aceptable	Aceptable	Aceptable	Aceptable	Aceptable
Representación espacial de acumulados de precipitación en 24 horas	Aceptable	Aceptable	Aceptable	Aceptable	Aceptable
Comparación con registros de precipitación en Xalapa	Valores cercanos	Valores cercanos	Subestimo	Valores muy cercanos	Subestimo
Comparación con registros de precipitación en Veracruz	Valores muy cercanos	Valores muy cercanos	Igual	Valores muy cercanos	Igual
Análisis estadístico de la humedad relativa respecto a datos observados de Veracruz y Xalapa	Buenos resultados en ambas estaciones	Buenos resultados en ambas estaciones	Buenos resultados en una estación	Buenos resultados en una estación	Buenos resultados en ambas estaciones
Análisis estadístico de la velocidad del viento respecto a datos observados de Veracruz y Xalapa	Buenos resultados en ambas estaciones	Buenos resultados en una estación	Buenos resultados en una estación	Buenos resultados en una estación	Buenos resultados en ambas estaciones
Representación del sondeo de Veracruz	Aceptable	Aceptable	Aceptable	Aceptable	Aceptable
Representación espacial de la temperatura de tope de nube respecto a GOES	Aceptable (la mejor)	Aceptable	Regular	Regular	Aceptable
Representación temporal de la temperatura de tope de nube respecto a GOES	Aceptable (la mejor)	Aceptable	Aceptable	Aceptable	Regular
Perfil vertical de la tormenta	Con cada una de las parametrizaciones, el modelo pudo representar las corrientes en la vertical				

## Conclusiones

Una vez realizada la discusión del análisis de cada uno de los resultados alcanzados con las salidas de las simulaciones numéricas, obtenidas con el modelo atmosférico WRF, se llegó a las siguientes conclusiones:

- La intensidad de la convección pudo estar relacionada a los efectos de las circulaciones sinópticas sobre la escala local, aunque se recomienda estudiar más a fondo esta hipótesis.
- El diseño del experimento numérico fue exitoso, pues representó bien las circulaciones de la escala sinóptica mediante las salidas numéricas del dominio más externo.
- La simulación de la variable acumulados de precipitación en 24 horas por el modelo respecto a los datos observados, fue adecuada. Todas las parametrizaciones microfísicas mostraron buenos resultados pero los mejores se obtuvieron con la parametrización WSM6.
- Para las variables de superficie, humedad relativa y velocidad del viento, las parametrizaciones de Milbrandt y Kessler lograron los mejores resultados en general.
- Todas las parametrizaciones microfísicas mostraron el mismo comportamiento en la representación vertical de las variables temperatura del aire, temperatura de punto de rocío y velocidad y dirección del viento.
- Los valores simulados de humedad específica con el modelo atmosférico WRF fueron más secos que los datos observados en superficie como en todo el perfil vertical de la atmósfera, además que subestima los valores simulados de velocidad del viento.
- Altos valores de CAPE se observaron cerca de Xalapa por encima de los 2000 J/kg para las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson y Kessler cercano al horario de la tormenta, lo cual condiciona alta inestabilidad en la

región de Xalapa y presencia de fuertes corrientes ascendentes, mostrando la intensidad de la convección para el caso de estudio.

- Las parametrizaciones de Milbrandt, Thompson, GCE y WSM6 pudieron representar la intensidad de la convección a través de las simulaciones numéricas.
- El esquema de Kessler es bueno en la ubicación espacial y temporal de la tormenta, pero no para representar la intensidad de la convección.
- La parametrización de Milbrandt resultó ser la mejor en la representación espacial de la tormenta y en mostrar el perfil vertical a las 22:30 horas. Además las variables de superficie obtenidas con las simulaciones de esta parametrización, mostraron habilidad en la comparación con los datos observados.
- El modelo WRF mostró habilidad en simular el evento ocurrido el 27 de abril de 2014. Los mejores resultados se hallaron con las parametrizaciones de Milbrandt y Thompson, pero también la parametrización de Kessler mostró buen desempeño con la limitante de que no pudo representar la intensidad de la convección, debido a la física simplificada del esquema microfísico.



## Recomendaciones

Este trabajo investigativo es el primero en su tipo realizado para la región de Xalapa, representando un importante aporte al conocimiento de la modelación numérica en el contexto de las tormentas severas. A futuro, se recomienda:

1. Repetir dicho estudio para otros casos de granizadas severas que se han reportado en la localidad de Xalapa, con el objetivo de completar los resultados obtenidos en este trabajo investigativo y poder validar la habilidad del modelo numérico atmosférico WRF en simular eventos de convección profunda en dicha región.
2. Realizar experimentos donde se analice la sensibilidad respecto a varias series de datos de reanálisis con las que se puede inicializar el modelo numérico atmosférico WRF.
3. Investigar que relación existe entre la circulación atmosférica sinóptica y la circulación local de la región de estudio (localidad de Xalapa y alrededores), que de origen a eventos convectivos extremos en dicha zona
4. Realizar un control de calidad tomando en cuenta las condiciones de saturación de la troposfera baja y su impacto en el cálculo de las series de tiempo de CAPE de la estación de radiosondeo de Veracruz, para identificar la causa de la existencia de valores anómalos (demasiado altos) de CAPE registrados y corregirlos en caso de ser necesario.
5. Identificar un conjunto de variables termodinámicas y dinámicas para construir series de tiempo que permitan el análisis de la presencia de granizos en las tormentas y las dimensiones de los mismos.

## Bibliografía

Acevedo, F., 2014: *Lo atípico e inusual o extraordinario de este año 2014( considerando hasta el 8 de julio)*, Meteorólogos, Boletín de Meteorología, No.8, pp 20-23.

Admirat, P., G. G. Goyer, L. Wojtiw, E. A. Carte, D. Roos, and E. P. Lozowski, 1985: *A comparative study of hail in Switzerland, Canada and South Africa*. J. Climatol., **5**, 35–51.

ARW, 2015: *Version 3 Modeling System User's Guide*. National Center for Atmospheric Research (NCAR). Mesoscale & Microscale Meteorology Division.

Banta, R. M. y C. B. Schaaf, 1987: *Thunderstorm genesis zones in Colorado Rocky Mountains as determined by traceback of geosynchronous satellite images*. Mon. Wea. Rev., **115**, 463-476.

Banta, R. M., 1990: *The role of mountain flows in making clouds*. Meteor. Monogr., **45**, p. 283.

Barnes G., 2001: *Severe Local Storm in the Tropics*. Meteorological Monographs, **28**, 359–432.

Brimelow, J. C., G. W. Reuter, and E. R. Poolman, 2002: *Modeling maximum hail size in Alberta thunderstorms*. Wea. Forecasting, **17**, 1048–1062.

Chatterjee, P., D. Pradhan, and U. K De, 2008: *Simulation of hailstorm event using Mesoscale Model MM5 with modified cloud microphysics scheme*. Ann. Geophys., **26**, 3545–3555.

Chevuturi A., A. P. Dimri and Gunturu U. B., 2014: *Numerical Simulation of a rare winter hailstorm event over Delhi, India on 17 January 2013*. Nat. Hazards Earth Sust. Sci., **14**, 3331-3344, doi:10.5194/nhess-14-3331-2014.

CONAGUA, 2014: *Precipitación*. Reporte del Clima en México, Comisión Nacional del Agua, Servicio Meteorológico Nacional, No. 4, pp 10.

Cortez, A., 2000: *Variaciones intraestacionales de la actividad convectiva en México y América Central: Atmósfera*, Vol. 13, No. 2, pp.95-108.

Cossu, F. and Hocke, K., 2014: *Influence of microphysical schemes on atmospheric water in the Weather Research and Forecasting model*. Geosci. Model Dev., 7, 147-160, doi:10.5194/gmd-7-147-2014.

Curry J. A. y Webster P. J., 2005: *Thermodynamics of atmospheres and oceans* . Volumen 65 of International Geophysics Series. Academic Press. 456 pp.

Dee, D. P., et al., 2011: *The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system*. Q. J. R. Meteorol. Soc., 137, 553–597, doi:[10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828).

Doswell, C. A., 2001: *Severe Convective Storms - An Overview*. Meteorological Monographs, 28, 1–26.

English. M., 1973: *Alberta Hailstorms. Part II: Growth of large hail in the storm*. Meteorological Monographs, No. 36, Amer. Meteor. Soc, 37-98.

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A. & Michaelsen, J., 2015: *The climate hazards infrared precipitation with stations – a new environmental record for monitoring extremes*. Scientific Data 2. 150066. doi:10.1038/sdata.2015.66 2015.

Garcia-Garcia, F., and R. List, 1992: *Laboratory measurements and parameterizations of supercooled water skin temperatures and bulk properties of gyrating hailstones*. J. Atmos. Sci, 49, 2058-2073.

García-Ortega, E., L. Fita, R. Romero, L. López, C. Ramis, & J. L. Sánchez, 2007. *Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain*. Atmospheric Research, 83(2), 225-241.

Holton, J. R., 2004: *An introduction to dynamic meteorology (fourth edition)*. Volumen 88 of International Geophysics Series. Academic Press. 531 pp.

Hong, S.-Y., and Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: *A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes*. Mon. Wea. Rev., 134, 2318–2341.

Hong, S.-Y., and J.-O. J. Lim, 2006: *The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6)*, J. Korean Meteor. Soc., 42, 129–151.

Houze, R. A., 1981: *Structures of atmospheric precipitation systems. A global survey*. Radio Science, 16(5), 671-689.

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

Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., and Collins, W. D., 2008: *Radiative forcing by long lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models*. J. Geophys. Res.-Atmos., 113, D13103, doi:10.1029/2008JD009944.

Llanes, A., 2014: *Las granizadas*, Meteorólogos, Boletín de Meteorología, No.9, pp 42-45.

Llanos, A. y Cervantes, J., 1995: *Vientos máximos en el Estado de Veracruz*: Universidad Veracruzana, La Ciencia y el Hombre No. 21, pp.185-207. URL: <http://cdigital.uv.mx/bitstream/123456789/5335/2/199521P185.pdf>

Jolliffe, I. T. and Stephenson D. B., 2003: *Forecast verification: A partitioner's guide in atmospheric sciences*. John Wiley and Sons. 254 pp.

Kain, J. S., 2004: *The Kain-Fritsch convective parametrization: An update*. J. Applied Meteorology, 43, 170-181.

Kirshbaum, D. J., G. H. Bryan y R. Rotunno, 2007: *The triggering of orographic rainbands by small-scale topography*. J. Atmos. Sci., 64, 1530-1549.

Kessler, E., 1969: *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation*. Meteorological Monographs 10 (32), 84.

Knapp, K. R., 2008: *Scientific data stewardship of International Satellite Cloud Climatology Project B1 global geostationary observations*. Journal of Applied Remote Sensing, 2, 023548, doi:10.1117/1.3043461

Knight and Knight, 2001: *Hailstorm*. Meteorological Monographs, 28, 223–253.

Koch, S. E. and Ray, C. A., 1997: *Mesoanalysis of summertime convergence zones in central and eastern North Carolina*. Weather and Forecasting, pp. 56-77.

Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: *Bulk parameterization of the snow field in a cloud model*. J. Climate Appl. Meteor., 22, 1065–1092.

Macklin, W. C., 1977: *The characteristics of natural hailstones and their interpretation*. Meteorological Monographs. No. 58, pp. 65-88.

Medina, M. E., 2000: *Las granizadas en Xalapa en los últimos treinta años*, Universidad Veracruzana, La Ciencia y el Hombre, no. 3, p. 41-44. URL: <http://cdigital.uv.mx/bitstream/123.456789/5487/2/20003P41.pdf>.

Mesinger, F., G. DiMego, E. Kalnay, K. Mitchell, and Coauthors, 2006: *North American Regional Reanalysis*. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**, 343–360, [doi:10.1175/BAMS-87-3-343](https://doi.org/10.1175/BAMS-87-3-343) .

Miglietta, M. M. y R. Rotunno, 2009: *Numerical Simulations of Conditionally Unstable Flows over a Mountain Ridge*. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1865–1885.

Milbrandt, J. A. and Yau, M. K., 2005: *A multimoment bulk microphysics parametrization. Part I: Analysis of the role of the spectral shape parameter*. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3051–3064.

OMM (2012): *El tiempo, el clima y el agua, motores de nuestro futuro*, Organización Meteorologica Mundial, No. 1084, pp. 21-22.

Palencia, C., D. Giaiotti, F. Stel, A. Castro, and R. Fraile, 2010: *Maximum hailstone size: Relationship with meteorological variables*. *Atmos. Res.*, **96**, 256–265.

Pruppacher, H. R. and Klett, J. D., 2010: *Microphysics of clouds and precipitation*, 2nd edition, *Atmos. Ocean. Sci. Lib.*, **18**, Springer, New York, USA, pp. 976.

Renick, J. H., and J. B. Maxwell, 1977: *Forecasting hailfall in Alberta. Hail: A Review of Hail Science and Hail Suppression*, *Meteor. Monogr.*, No. 38, Amer. Meteor. Soc., 145–151.

Roger R. R. and Yau M. K., 1996: *A short course in Cloud Physics. International series in natural philosophy*, v.113, ISBN 0-7506-3215-1, pp 1-291.

Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1984: *The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands*. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 2949–2972.

Schiro K., Neelin J., Adams D., and Lintner B., 2016: *Deep Convection and Column Water Vapor over Tropical Land vs. Tropical Ocean: A comparison between the Amazon and the Tropical Western Pacific*. *J. Atmos. Sci.* [doi:10.1175/JAS-D-16-0119.1](https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0119.1), in press.

Skamarock, W. C, J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Huang, W. Wang y J. G. Powers, 2008: *A description of the Advanced Research WRF Version 3*. NCAR Tech. Note. NCAR/TN-475+STR, pp. 113.

Smith, R. B., 1979. *The influence of mountains on the atmosphere*. *Advances in Geophysics*. **21**, 87–229.

Smith, B. T., R. L. Thompson, J. S. Grams, C. Broyles, and H. E. Brooks, 2012: *Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous United States. Part I: Storm classification and climatology*. *Wea. Forecasting*, **27**, 1114–1135.

Tao, W.-K., and J. Simpson, 1993: *The Goddard cumulus ensemble model. Part I: Model description*. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, **4**, 35–72.

Tao, W.-K., J. Simpson, D. Baker, S. Braun, M.-D. Chou, B. Ferrier, D. Johnson, A. Khain, S. Lang, B. Lynn, C.-L. Shie, D. Starr, C.-H. Sui, Y. Wang, and P. Wetzel, 2003: *Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model*. *Meteor. and Atmos. Phys.*, **82**, 97–137.

Tao, W.-K., J. Simpson, and M. McCumber, 1989: *An ice-water saturation adjustment*, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 231–235.

Thompson, G., Rasmussen, R. M., and Manning, K., 2004.: *Explicit forecasts of winter precipitation using an improve bulk microphysics scheme. Part-I: Description and sensitivity analysis*, *Mon. Weather Rev.*, **132**, 519–542.

Tulich, S. N., Kiladis, G. N., and Suzuki-Parker, A., 2011: *Convectively coupled Kelvin and easterly waves in a regional climate simulation of the tropics*, *Clim. Dynam.*, **36**, 185–203.

Vidal, L., 2009: *Convección extrema sobre Sudamérica: estructura interna, ciclos de vida e influencia de la topografía en la iniciación*. Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires, 149 pp.

Wallace, J. M. and Hobbs, P. V., 2006: *Atmospheric Science (second edition)*. Volumen 92 of International Geophysics Series. Academic Press. 471 pp.

Weisman, M. L. and J. B. Klemp, 1986. *Characteristics of isolated. Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Ed Amer. Meteor. Soc., 331-337.

Wilks, D. S., 2011: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Volumen 100 of International Geophysics Series. Academic Press. 627 pp.

Wilson, J. W. and W. E. Schreiber, 1986: *Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines*. *Monthly Weather Review*, p.2516-2536.