



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

ESTUDIO DE LA INTENSIFICACIÓN DE LOS VIENTOS EN
EL PUERTO DE VERACRUZ MEDIANTE MODELACIÓN
NUMÉRICA

T E S I S

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

PRESENTA:

ING. MARÍA ELENA OSORIO TAI

TUTORA:

DRA. ROSARIO DE LOURDES ROMERO CENTENO
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA

MÉXICO, D.F., MARZO, 2015



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

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

ESTUDIO DE LA INTENSIFICACIÓN DE LOS
VIENTOS EN EL PUERTO DE VERACRUZ
MEDIANTE MODELACIÓN NUMÉRICA

T E S I S

QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

ING. MARÍA ELENA OSORIO TAI

JURADO EXAMINADOR

DIRECTORA DE TESIS: DRA. ROSARIO DE L. ROMERO CENTENO

PRESIDENTE: DR. ISMAEL PÉREZ GARCÍA

VOCAL: DR. IGNACIO ARTURO QUINTANAR ISAÍAS

SUPLENTE: M. EN C. FABIÁN VÁZQUEZ ROMAÑA

SUPLENTE: DR. LUIS MANUEL FARFÁN MOLINA

*“Y donde está el final,
lo descubrirás cuando llegues a él.”*

A Kimi y Rodo ...

Agradecimientos

Agradezco a mi familia, amigos (Erika, Erick, Ovel, Ara, Nine, Aron, Ana, Citla, Maru, Fer, Adolfo y Angel) y a todas las personas que han compartido su tiempo conmigo.

Al grupo IOA por todas las facilidades brindadas.

Al M. en C. Octavio Gómez Ramos por apoyarme a resolver problemas técnicos, y al Dr. Artemio Gallegos García por las recomendaciones para mejorar este trabajo. A ambos gracias por su amistad.

Al Cap. 2/o F.A. Met Bruno A. Pineda y al Tte. F.A. Aegta. José F. Nochebuena por el tiempo dedicado en las juntas discutiendo cuestiones relacionados con mi tesis.

En particular a los doctores Rosario Romero Centeno y Jorge Zavala Hidalgo por todo el apoyo y tiempo compartido, aparte de los conocimientos transmitidos durante la estancia en el grupo.

A los miembros de jurado: Dr. Ismael Pérez García, Dr. Ignacio Arturo Quintanar Isaías, M. en C. Fabián Vázquez Romaña y al Dr. Luis Manuel Farfán Molina por haber leído la tesis y por sus atinadas sugerencias y comentarios.

Al CONACYT por la beca otorgada para la realización de mis estudios.

Este estudio forma parte de los proyectos:

SEP-CONACYT 133299

PAPIIT 120408-3

PAPIIT IN116111.

A mi pueblo...

Índice general

Agradecimientos	III
Contenido	IV
Lista de Figuras	VII
Lista de Tablas	IX
Resumen	XI
Abstract	XII
I Introducción	1
I.1 Zona de estudio	3
I.2 Objetivos	5
I.3 Hipótesis	5
II Los vientos	7
II.1 Definición	7
II.2 Fuerzas que determinan el movimiento del viento	7
II.3 Distintos tipos de viento	9
III Nortes	13
III.1 Definición	13
III.2 Estadística de <i>nortes</i> y de la intensificación de vientos en Veracruz	14
III.3 Análisis y descripción del <i>Norte</i> del 27 de noviembre de 2011	18
IV Métodos y datos	27
IV.1 El modelo Weather Research Forecasting	27
IV.2 Física del modelo	29
IV.3 Capa límite planetaria y los esquemas en el modelo WRF	30
IV.4 Configuración del modelo WRF diseñada para este estudio	35
IV.5 Datos satelitales de viento	37
IV.6 Datos de boyas	38
V Resultados	41
V.1 Validación de la simulación	41
V.1.1 Análisis estadístico	44
V.2 Análisis del evento de <i>norte</i> del 27 de Noviembre de 2011 con apoyo de la simulación numérica	47
V.2.1 Descripción del evento a partir de la simulación numérica	47

V.2.2 Estructura vertical	55
V.3 Características dinámicas de la intensificación de los vientos	60
VI Discusión	67
VII Conclusiones	71

Índice de figuras

I.1	Ubicación del área de estudio	4
II.1	Esquema de las fuerzas centrípeta y centrífuga	9
III.1	Ejemplos de los gráficos de apoyo utilizados para identificar eventos de <i>norte</i> , obtenidos a partir de los pronósticos numéricos generados con el modelo WRF	17
III.2	Análisis de superficie del Weather Prediction Center (WPC)	19
III.3	Análisis de superficie del WPC para el 27 de noviembre de 2011 a las 0000Z.	20
III.4	Mapas sinópticos de superficie cada 6 horas para el 27 de noviembre de 2011	21
III.5	Radiosondeos de la estación 76692	25
III.6	Imágenes satelitales	26
IV.1	Diagrama de la coordenada vertical de presión hidrostática (η) que sigue el contorno del terreno.	28
IV.2	Mallas horizontal y vertical empleadas por el modelo para la discretización espacial de las ecuaciones.	28
IV.3	Diagrama de flujo de la integración de los procesos físicos en el núcleo ARW	30
IV.4	Esquema de la capa límite	31
IV.5	Esquema del perfil logarítmico	32
IV.6	Mapa que muestra las regiones cubiertas por los tres dominios usados en la simulación numérica	36
IV.7	Fotografía del WindSAT	38
IV.8	Boyas utilizadas para validación	39
V.1	Comparación de las series de tiempo de la magnitud del viento (m/s) observada en los sitios de las boyas en el GM y la estimada por el modelo WRF	42
V.2	Comparación de las series de tiempo de temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) generadas a partir de los datos de las boyas y de las salidas de la simulación numérica	44
V.3	Vientos en superficie (a 10 m) a partir de las salidas del modelo numérico para el dominio 1	49
V.4	Vientos en superficie (a 10 m) a partir de las salidas del modelo WRF para el dominio 2 y el dominio 3	51
V.5	Mapas de magnitud del viento a 50 m sobre el nivel del mar a partir de la simulación numérica con partículas “sembradas” correspondiente al dominio 2.	53
V.6	Cortes horizontales de la presión atmosférica (mb) a 50 m y a 2,500 m de altura sobre el nivel del mar, a partir de la simulación numérica.	54
V.7	Mapas de divergencia del viento (s^{-1}) a 50 m sobre el nivel del mar a partir de la simulación numérica.	55
V.8	Corte zonal de la razón de mezcla de vapor de agua (kg/kg) a lo largo de 19.17°N para el dominio 1 de la simulación.	58
V.9	Corte zonal y meridional de la componente V del viento	59
V.10	Comparación entre la magnitud de la componente V del viento calculada por el modelo y la estimada a partir de la ecuación del viento geostrófico	61

V.11	Series de tiempo de la componente meridional del viento (m/s) a partir de la simulación para distintos niveles de la atmósfera	62
V.12	Series de tiempo de la magnitud de los términos de la ecuación de momento en la dirección zonal y meridional	64
V.13	Mapas que muestran la magnitud de los términos de la ecuación de momento calculados a partir de las salidas del modelo numérico, para el nivel de 500 m.	65
VI.1	Modelo conceptual del represamiento o <i>damming</i> , adaptado de Bell and Bosart (1988)	69
VI.2	Esquema de la evolución del frente y formación del <i>jet</i>	70

Índice de tablas

I.1	Habitantes de poblaciones en estados costeros	3
III.1	Clasificación de <i>Nortes</i> -SMN-	14
III.2	Fechas en las que ocurrieron eventos de <i>norte</i> durante las temporadas 2010-2011 y 2011-2012.	15
IV.1	Resumen de la configuración utilizada en la simulación numérica con el modelo WRF.	37
IV.2	Información del identificador, nombre y ubicación de las boyas metoceanicas	39
V.1	Intensidad máxima registrada por la boya y estimada por el modelo	43
V.2	Valores de los estadísticos calculados para evaluar el desempeño del modelo WRF para reproducir la magnitud del viento en los sitios de las boyas.	46
V.3	Intensidad máxima del viento estimada por el modelo sobre el punto con coordenadas 19.5°N, 96.1°W, en diferentes niveles de la atmósfera.	62

Resumen

En este trabajo se analiza la intensificación local de los vientos en el puerto de Veracruz y zonas adyacentes asociada con la ocurrencia de eventos conocidos como *nortes*. Para el análisis se utilizaron observaciones de cuatro boyas meteoceánicas ubicadas en el Golfo de México (GM), radiosondeos de la estación de Veracruz y estimaciones del viento cerca de la superficie oceánica obtenidas del escaterómetro WindSAT. Asimismo, se analizaron los datos de una simulación numérica de alta resolución del evento de *norte* ocurrido entre el 27 y el 29 de Noviembre de 2011, realizada con el modelo atmosférico de mesoescala WRF (Weather Research & Forecasting Model). El desempeño del modelo es evaluado comparando con las observaciones mencionadas.

Se identificaron los mecanismos responsables de la ocurrencia de dicha intensificación de los vientos en Veracruz (para la cual se determinó utilizar el término *jet*), encontrándose que es provocada por la presencia de la Sierra Madre Oriental (SMO) y está asociada a un incremento en la magnitud del gradiente de presión y al crecimiento de los términos no lineales en la ecuación de momento con respecto a los términos dominantes, que son el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Los términos no lineales crecen en presencia del frente frío y durante el período en que el *jet* es más intenso.

Durante el evento de *norte* analizado, se produjo un descenso de la temperatura en la región de 5°C en una hora y de 8°C en 12 horas; las masas de aire frío asociadas al *jet* se localizaron por debajo de 2,500 m sobre el nivel medio del mar. Los vientos del *jet* cerca de la costa alcanzaron alrededor de 25 m/s, siendo mucho más intensos que los vientos observados costa afuera (~18 m/s). Los vientos pasaron de una condición de calma (menos de 5 m/s) a más de 15 m/s en menos de 6 hrs y se mantuvieron muy intensos por más de 12 hrs, debilitándose posteriormente durante las siguientes 36 hrs. La simulación numérica muestra que la intensidad de los vientos se incrementa con la altura hasta los 2,000 m, alcanzando el máximo valor alrededor de los 1,000 m. En niveles bajos se observó que los vientos se intensificaron 5 hrs antes de la llegada del frente frío.

Además de la zona del *jet*, se observaron vientos intensos en una región ubicada entre la SMO y la zona oeste del GM, cercana a Tamaulipas, producto de la interacción del sistema con la sierra. En esta zona los gradientes de presión se incrementan y se observa una convergencia muy fuerte de los vientos a lo largo de la línea frontal.

De este análisis se concluye que el desarrollo del *jet* se ve favorecido por eventos de *norte* en los cuales los gradientes de presión son más intensos, por la posición y trayectoria del sistema de alta presión y cuando las masas de aire asociadas al frente tienen una diferencia de temperatura importante con respecto a la que se presenta en el GM.

Abstract

The wind intensification of the local winds in the Port of Veracruz and nearby regions associated to *norther* events is analyzed in this work. Observations from four buoys located in the Gulf of Mexico (GM), soundings of Veracruz, and near surface winds from the WindSAT scatterometer are used for the analysis. Also, data from a high-resolution numerical simulation of the *norther* event developed during November 27-29, 2011, are analyzed. This numerical simulation was carried out using the mesoscale atmospheric model WRF (Weather Research & Forecasting Model) and the model performance was evaluated comparing with the above mentioned observations.

The mechanisms responsible for the occurrence of the intensification of the winds in Veracruz (for which the term *jet* is used) were identified. It was found that the *jet* is caused by the topography of the Sierra Madre Oriental (SMO) and it is associated with an increase of the pressure gradient and an increase of the non-linear terms in the momentum equation with respect to the dominant terms, which are the pressure gradient and the Coriolis force. The non-linear terms increase in the presence of the cold front and during the period when the *jet* intensifies.

During the *norther* event that was analyzed, a sudden decrease of the temperature in the region was observed, of 5°C in one hour and 8°C in twelve hours; the cold air masses associated to the *jet* were located below 2,500 m height. The winds associated to the *jet* near the coast reached about 25 m/s, being stronger compared to the observed off-shore winds (~ 18 m/s). Winds went from calm conditions (less than 5 m/s) to over 15 m/s in less than 6 hours and remained very strong for over 12 hours, becoming weaker in the next 36 hours. The numerical simulation shows that the winds intensity increases with height, up to 2,000 m, reaching the maximum value around 1,000 m height. In the lower levels, winds intensified around five hours before the arrival of the cold front.

Besides the jet, strong winds were observed in a region located between the SMO and the western GM, near Tamaulipas, due to the interaction of the system with the topography. In this region, pressure gradients increase and a very strong winds convergence is observed along the frontal line.

From this analysis we concluded that the development of the *jet* is favored by *norther* events where pressure gradients are stronger, by the position and trajectory of the high pressure system and when air masses associated with the front have a significant temperature difference with respect to that observed in the GM.

Capítulo I

Introducción

Se denomina *norte* a la condición meteorológica caracterizada por vientos intensos y fríos cuya dirección predominante es del norte-noreste y que afectan amplias regiones del territorio mexicano, particularmente las zonas costeras del Golfo de México (GM). Generalmente los *nortes* ocurren entre Septiembre y Mayo y están asociados con el movimiento hacia el sur de un anticiclón de núcleo frío¹. Por lo general, estos eventos están precedidos por tiempo cálido y nublado o lluvioso con vientos del sur. El *norte* llega como una ráfaga y provoca un descenso repentino de la temperatura de hasta 25°F ($\sim 14^\circ\text{C}$) en una hora o de hasta 50°F ($\sim 28^\circ\text{C}$) en tres horas durante el invierno (<http://glossary.ametsoc.org/wiki/Norther>). Los *nortes* causan un impacto importante en el clima al oeste y sur del GM por la presencia de fuertes lluvias (López-Méndez, 2009) y la generación de vientos muy intensos que alcanzan más de 20 m/s y producen oleaje de hasta 5.5 m de altura (Appendini et al., 2013).

Existen varios factores que favorecen el desarrollo de las condiciones para que sistemas meteorológicos de alta presión, que tienen asociados sistemas frontales y masas de aire seco y frío que viajan desde latitudes altas hacia el sur, pasen sobre el GM y al este de la Sierra Madre Oriental. Entre estos factores se encuentran las características del terreno, en particular, la topografía y la ubicación de la Sierra Madre Oriental (ver Figura I.1). Se han hecho estudios previos para analizar los vientos en niveles bajos de la troposfera cuando hay interacción con una topografía compleja y en particular cuando hay una pendiente, que pudiera ser una sierra. Trabajos en esa línea son el de Mass and Dempsey (1985) y el de Bell and Bosart (1988). Mass and Dempsey (1985) usaron un modelo de una capa basado en ecuaciones primitivas (sin ecuación de continuidad) en coordenadas sigma. Ellos encontraron que cuando los vientos interactúan con las montañas, el flujo en superficie se deflecta en lugar de cruzarlas, como resultado del enfriamiento y calentamiento adiabático experimentado por una masa de aire en una atmósfera establemente estratificada conforme asciende y desciende sobre el terreno. La deflexión se produce debido a que al ascender la parcela de aire por barlovento

¹Cualquier sistema de alta presión, en un nivel determinado de la atmósfera, que se caracteriza por aire más frío cerca de su centro que en la periferia (http://glossary.ametsoc.org/wiki/Cold_anticyclone)

se enfría adiabáticamente, y bajo la suposición hidrostática, la presión en los niveles bajos aumenta, desarrollando un gradiente de presión perpendicular a la sierra.

El área de impacto de los *nortes* puede ser muy extensa, generando vientos intensos sobre el GM y los estados costeros del GM y Mar Caribe, así como descensos de temperatura y aumento de nublados con precipitaciones que pueden llegar a ser severas en los estados del centro del país, como Hidalgo, Puebla y el Distrito Federal (López-Méndez, 2009). Algunos eventos también llegan a impactar a los países centroamericanos.

De acuerdo con el registro histórico (2000-2013) de la Subgerencia de Pronóstico Meteorológico de la Coordinación General del Servicio Meteorológico Nacional, en promedio ingresan 51 frentes fríos² al territorio nacional por temporada (considerando la temporada de Septiembre a Mayo). Según el Departamento de Meteorología de la Fuerza Aérea Mexicana, ocurrieron en promedio 53.7 frentes fríos y 22.9 *nortes* entre la temporada 2000-2001 y la temporada 2012-2013.

Durante la ocurrencia de algunos de los eventos de *norte*, se observa la formación e intrusión de una *cuña* (por la forma que toman las isobaras y que es diferente a la *cuña* que comúnmente se refiere a la masa de aire frío que entra por debajo de una masa de aire cálido) en los mapas de presión superficial y una intensificación local de los vientos en Veracruz (a la cual nos referiremos como *jet*). En este trabajo se analiza el evento de *norte* que inició el 27 de Noviembre de 2011, a partir del cual se generó un *jet* de unos 50 km de ancho a lo largo de la costa de Veracruz.

Para analizar la estructura del *jet* y la dinámica asociada a la intensificación de los vientos, se realizó una simulación numérica de alta resolución con el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting Model (WRF) (Skamarock et al., 2008). El desempeño del modelo para simular el fenómeno se evaluó comparando sus salidas con datos satelitales del escaterómetro WindSAT y con datos de boyas metoceanicas del National Data Buoy Center (NDBC). Se eligió el modelo de mesoescala WRF debido a que es utilizado principalmente para realizar investigación y hacer pronóstico. El modelo es de código abierto³, lo cual lo hace flexible y posee la ventaja de que se pueden realizar ajustes a los parámetros dependiendo del tipo de estudio y región de interés. Permite configurar la resolución espacial y temporal, así como las parametrizaciones de diversos procesos físicos. Este modelo es utilizado en el grupo Interacción Océano-Atmósfera del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM para realizar distintos estudios y para generar el pronóstico operativo meteorológico para la República Mexicana desde 2008.

²Un *frente* es una zona de transición o frontera entre dos masas de aire que tienen diferentes propiedades de temperatura, viento y humedad. En el caso de un frente frío se tiene una zona de transición entre aire frío y aire cálido, en donde el aire frío avanza y desplaza a la masa de aire más caliente (<http://www.crh.noaa.gov/lmk/?n=basic-fronts>).

³El software de código abierto es aquel cuyo código fuente es distribuido bajo una licencia que permite su uso, modificación y redistribución.

I.1. Zona de estudio

Aunque la región de influencia de los *nortes* es muy extensa, este estudio se enfoca en la zona occidental del GM y en los estados costeros de Tamaulipas, Veracruz y Tabasco, ya que es la zona en donde se observa la intensificación de los vientos asociados a los *nortes*, como se muestra más adelante.

En los estados de Tamaulipas y Veracruz predomina una extensa planicie delimitada al oriente por el GM y al occidente por la Sierra Madre Oriental, la cual tiene pendientes grandes hacia la planicie y alturas que superan los 2,000 m (Fig. I.1). En la zona de la meseta central la sierra incluye volcanes como el Cofre de Perote y el Pico de Orizaba. Esta compleja orografía modifica la trayectoria de los vientos, que es el interés principal de este estudio.

En la región existen varias ciudades grandes y poblaciones menores. Las ciudades costeras con más de 50,000 habitantes son: Matamoros, Tampico, Ciudad Madero y Altamira en el estado de Tamaulipas, y Tuxpan, Veracruz, Boca del Río, San Andrés Tuxtla, Minatitlán y Coatzacoalcos en el estado de Veracruz. La población de estas ciudades se incluye en la Tabla I.1 (INEGI, <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/ver/poblacion/>), dando un total de 2,053,184 habitantes.

Tabla I.1: Poblaciones costeras con mayor número de habitantes en los estados de Tamaulipas y Veracruz (fuente INEGI). Cabe mencionar que las localidades de Tampico, Ciudad Madero y Altamira están conurbadas y que el INEGI considera a Veracruz y Boca del Río como una sola localidad.

Estado	Municipio	Localidad	Habitantes (2010)
Tamaulipas	Matamoros	Heroica Matamoros	449,815
Tamaulipas	Tampico	Tampico	297,284
Tamaulipas	Ciudad Madero	Ciudad Madero	197,216
Tamaulipas	Altamira	Altamira	59,536
Veracruz	Veracruz	Veracruz	428,323
Veracruz	Coatzacoalcos	Coatzacoalcos	235,938
Veracruz	Minatitlán	Minatitlán	112,046
Veracruz	Boca del Río	Veracruz	126,507
Veracruz	Tuxpan	Tuxpam de Rodríguez Cano	84,750
Veracruz	San Andrés Tuxtla	San Andrés Tuxtla	61,769

La zona tiene varios puertos, en particular el Puerto de Veracruz, uno de los de mayor importancia en el país tanto en el ámbito económico, pesquero y turístico como en el histórico y cultural, y del cual se tiene planeada su ampliación en el muy corto plazo (<http://www.cemda.org.mx/wp-content/uploads/2014/01/Reporte-a-Ramsar-SAV.pdf>). El Puerto de Veracruz se encuentra protegido por los arrecifes de coral del Sistema Arrecifal Veracruzano, que funcionan como barrera de amortiguamiento contra el oleaje intenso y otros efectos de las tormentas, pero su ampliación (que será hacia el norte del sitio actual) no tendrá la misma protección. También hay puertos importantes en Tuxpan y Tampico, los cuales a su vez se ven afectados por los vientos y el oleaje asociados a los *nortes*.

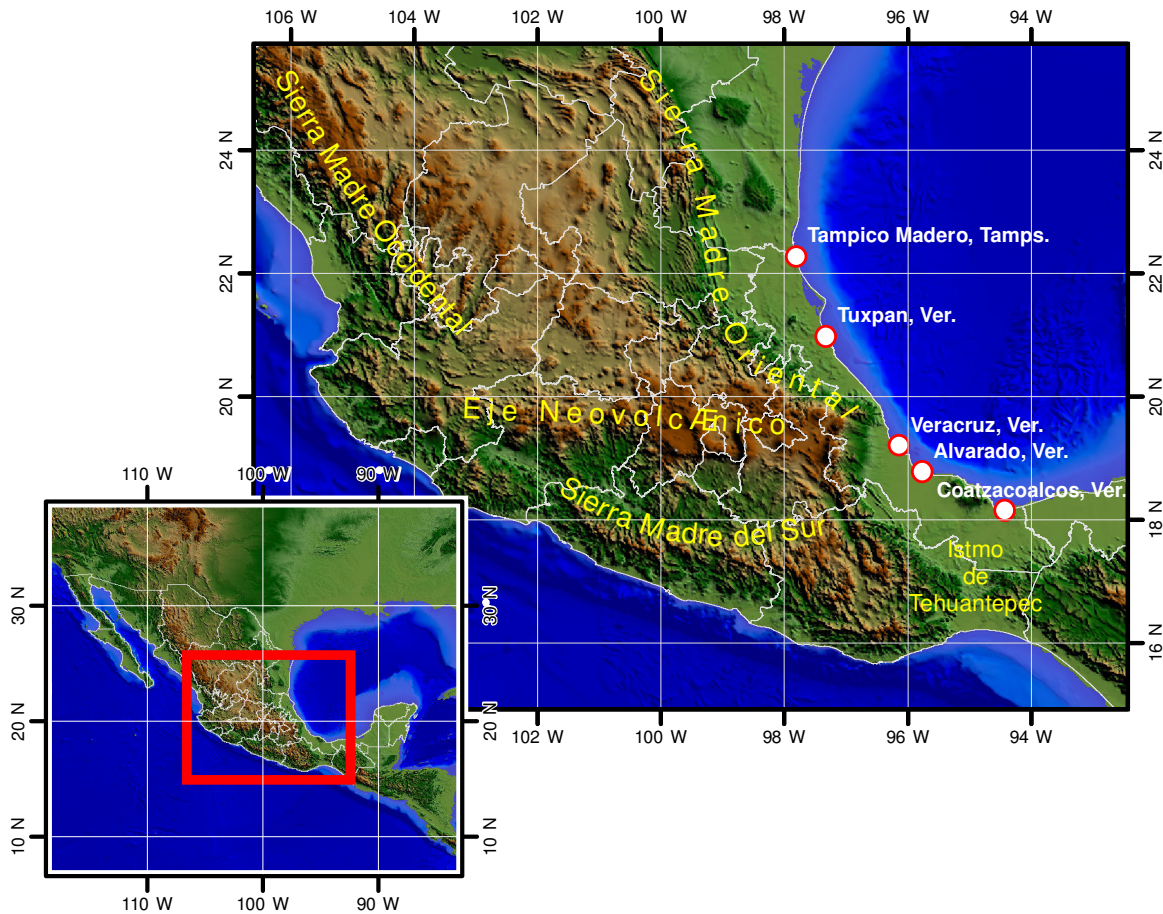


Figura I.1: Ubicación del área de estudio. El puerto de Veracruz se encuentra ubicado al sureste de la Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico en las coordenadas $19^{\circ}12'12''\text{N}$ y $96^{\circ}07'40''\text{W}$. Se muestra la ubicación de las poblaciones más importantes de la región.

Por su ubicación geográfica, la región de estudio es altamente vulnerable a diversos fenómenos meteorológicos, como ondas tropicales, ciclones tropicales y frentes fríos, además de los *nortes*. En particular, la línea de costa de Tamaulipas y Veracruz es muy extensa, abarcando aproximadamente 1,150 km de litoral. La plataforma continental de Tamaulipas y Veracruz incluye varios arrecifes de coral, entre los que se encuentran los grupos arrecifales de Lobos, Tuxpan y el Sistema Arrecifal Veracruzano (Sanvicente-Añorve et al., 2014). Los *nortes* intensos pueden afectar los arrecifes de coral, pues el fuerte oleaje que generan los destruye. Aunque estos eventos siempre han ocurrido en la región, la capacidad de resiliencia de los arrecifes ha disminuido debido a la presencia de contaminantes, a la elevación de la temperatura de la superficie del mar y al exceso de sedimentos (Ortiz-Lozano et al., 2013).

En la zona descargan varios ríos de importancia, entre los que sobresalen los ríos Papaloapan, Coatzacoalcos, Pánuco, Bravo y Tuxpan, y más hacia el sureste los sistemas Grijalva-Usumacinta y Palizada. Estos sistemas también se ven impactados por los *nortes* debido a que puede haber precipitaciones intensas, particularmente cuando se presenta una interacción con masas de aire tropical. Además, los *nortes* tienen asociada una elevación del nivel del mar por lo que disminuye el gradiente

entre los ríos y el océano, retrasando la descarga de los ríos en las avenidas (Jorge Zavala-Hidalgo del CCA, comunicación personal).

I.2. Objetivos

Dada la recurrencia año con año de los eventos de *norte* sobre la región de estudio y los impactos adversos que pueden producir, afectando diversas actividades e infraestructuras, los objetivos que se plantearon para este trabajo de investigación se presentan a continuación.

Objetivo general

Estudiar las causas, el desarrollo y la evolución de la intensificación de los vientos en la región costera de Veracruz y zonas adyacentes relacionada con algunos eventos de *norte*.

Objetivos particulares

- Identificar los eventos de *norte* en los que ocurrió una intensificación de los vientos (o *jet*) en la zona de estudio durante los años 2011 y 2012.
- Evaluar el desempeño del modelo atmosférico de mesoescala WRF para reproducir la magnitud y dirección de los vientos y la temperatura en el caso específico del evento de *norte* ocurrido el 27 de Noviembre de 2011.
- Analizar la contribución de cada uno de los forzamientos en el desarrollo y evolución del *jet*, determinando la importancia relativa de los términos en la ecuación de momento dentro y fuera de la zona de intensificación.

I.3. Hipótesis

La topografía de la región de estudio propicia la generación de una intensificación de los vientos (o *jet*) en el Puerto de Veracruz y zonas adyacentes durante algunos eventos de *norte*, pudiendo deberse a un efecto de represamiento por la sierra, existiendo un balance dominante entre el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis y un aumento en el gradiente de presión en la zona en donde se desarrolla el *jet*.

Capítulo II

Los vientos

II.1. Definición

El viento está definido como el movimiento de aire en cualquier dirección y su magnitud puede variar desde un estado en calma hasta vientos muy intensos como los que genera un huracán (cuya intensidad es superior a los 119 km/h). La variación horizontal de la presión atmosférica produce el movimiento de las masas de aire, las cuales se mueven de un área de alta presión hacia un área donde la presión atmosférica es relativamente más baja. Otras fuerzas que determinan el movimiento de los vientos son: la fuerza de Coriolis, que es producto de la rotación de la tierra; la fuerza de fricción, que se produce por la interacción del viento con la superficie terrestre u oceánica o entre las parcelas de aire adyacentes cuando se mueven a distinta velocidad, y la fuerza centrípeta.

II.2. Fuerzas que determinan el movimiento del viento

Fuerza del gradiente de presión

En un mapa o carta de superficie, las líneas que conectan puntos de igual presión barométrica reducida al nivel del mar se denominan isobaras (www.theweatherprediction.com/habyhints/76/). Estas líneas muestran cómo varía la presión horizontalmente. El gradiente de presión se calcula mediante la diferencia de presión (P) entre dos puntos dividida por la distancia entre ellos, y la fuerza del gradiente de presión es la que resulta cuando existe una diferencia de presión a través de la superficie. Esta fuerza acelera el aire de las zonas de presión más alta hacia las de presión más baja. La magnitud del viento es aproximadamente proporcional a la distancia entre las isobaras (www.ecmwf.int/en/forecasts/charts/), es decir, mientras más juntas se encuentren mayor será la fuerza del gradiente de presión y los vientos serán más intensos; por el contrario, en una zona donde las isobaras se encuentren más distantes entre sí los vientos serán más débiles.

$$\text{Gradiente de presión} = \frac{\text{diferencia de presión}}{\text{distancia}} \quad (\text{II.1})$$

El gradiente de presión horizontal en la dirección x se denota mediante la expresión $\frac{\partial P}{\partial x}$, y en la dirección y mediante $\frac{\partial P}{\partial y}$.

Fuerza de Coriolis

Es una fuerza aparente (inercial) debida a la rotación terrestre, que fué descrita por Gaspard-Gustave Coriolis en 1836. El efecto de Coriolis se observa en un sistema de referencia en rotación (no inercial) cuando un cuerpo se encuentra en movimiento con respecto a dicho sistema de referencia¹. Este efecto consiste en la existencia de una aceleración relativa de la partícula en el sistema en rotación y una deflexión a la derecha (izquierda) en el hemisferio norte (hemisferio sur) mientras más alejada se encuentre del ecuador. Esta aceleración es siempre perpendicular a la dirección de desplazamiento de la partícula. El parámetro de Coriolis (f) se expresa de la siguiente manera:

$$f = 2\Omega \sin \varphi \quad (\text{II.2})$$

donde Ω es la velocidad angular de la Tierra (7.2921×10^{-5} rad/s), y φ es la latitud del lugar.

Fuerza centrípeta y centrífuga

La fuerza centrípeta es aquella que actúa sobre una partícula que se mueve sobre una trayectoria curvilínea. La dirección de la fuerza centrípeta es siempre ortogonal a la velocidad de la partícula y está dirigida hacia el centro de curvatura de la trayectoria (Fig. II.1). Por ejemplo, la fuerza que se aplica con una cuerda para mantener a la misma distancia a un objeto amarrado en un extremo y que se encuentra girando. Por el contrario, la fuerza centrífuga es una fuerza ficticia que aparece cuando se describe el movimiento de un cuerpo en un sistema de referencia no inercial (Fig. II.1).

Fuerza de fricción

Es la resistencia que opone una partícula al interactuar con su entorno. En meteorología, esta fuerza es muy importante cerca de la superficie. Su efecto provoca que la deflexión asociada a la fuerza de Coriolis disminuya y el movimiento del viento no sea paralelo a las isobaras, sino que adquiera una dirección que tiene una mayor contribución del gradiente de presión.

¹http://es.wikipedia.org/wiki/Efecto_Coriolis

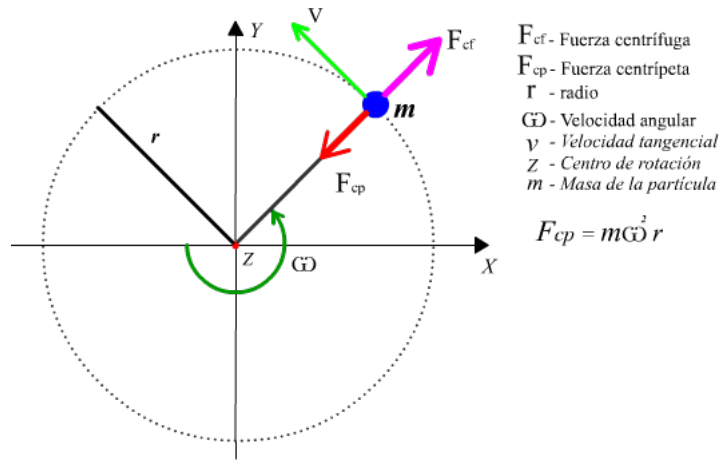


Figura II.1: Esquema de las fuerzas centrípeta (F_{cp}) y centrífuga (F_{cf}). Tomada de: www.ecured.cu/index.php/Fuerza_centri%C3%ADpeta.

II.3. Distintos tipos de viento

Dependiendo de las fuerzas dominantes, al viento se le ha denominado de distintas maneras (Holton and Hakim, 2013):

- Viento gradiente
- Viento ciclostrófico
- Viento inercial
- Viento geostrófico

Viento gradiente: Ocurre durante una situación estacionaria en la que existe un balance entre tres fuerzas: la fuerza centrífuga, la de Coriolis y la del gradiente de presión. Su formulación es la siguiente:

$$\begin{aligned} \frac{u^2}{R} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ \frac{v^2}{R} + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \end{aligned} \tag{II.3}$$

donde R es el radio de curvatura de la trayectoria seguida por la parcela de viento, u es la componente horizontal del viento en la dirección x , v es la componente horizontal del viento en la dirección y , f es el parámetro de Coriolis, ρ es la densidad del aire y P es la presión.

Viento ciclostrófico: Ocurre cuando existe un balance entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza centrífuga. Su formulación es la siguiente:

$$\begin{aligned}\frac{u^2}{R} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ \frac{v^2}{R} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}\end{aligned}\tag{II.4}$$

En este caso la fuerza de Coriolis es despreciable; lo cual ocurre cuando la escala horizontal es muy pequeña.

Viento inercial: Ocurre cuando existe un balance entre la fuerzas de Coriolis y la fuerza centrífuga, este viento es muy raro que ocurra.

$$\begin{aligned}\frac{u^2}{R} &= fv \\ \frac{v^2}{R} &= -fu\end{aligned}\tag{II.5}$$

Viento geostrófico: Ocurre cuando el balance principal se da entre el gradiente de presión horizontal y la fuerza de Coriolis. En este caso el viento es paralelo a las isobaras, la fricción no es considerada pues se supone que es muy pequeña en comparación con las otras fuerzas. Como se mencionó anteriormente, el aire tiende a moverse de zonas de alta presión a zonas de baja presión y una vez iniciado el movimiento su dirección cambia debido a la fuerza de Coriolis. Se considera que cuando existe balance geostrófico, las fuerzas están en equilibrio y no hay cambios en los vientos. Su formulación en la horizontal queda como sigue:

$$\begin{aligned}fv &= \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}\end{aligned}\tag{II.6}$$

En los casos anteriores, el movimiento se reduce a dos dimensiones y se supone que la componente vertical del viento es mucho menor que la horizontal.

Los vientos se pueden analizar desde una perspectiva Euleriana (analizando los vientos en un punto fijo) o desde una perspectiva Lagrangiana (siguiendo el movimiento de las partículas). A continuación se resume en qué consiste cada una de ellas.

Formulación Euleriana

En la formulación Euleriana, las propiedades de un fluido (u, v, p, ρ, T) en un punto se describen en función de la posición en que se encuentra en el espacio y el tiempo. Esta formulación da como resultado la distribución espacial de dichas propiedades.

$$\mathbf{U}(x_i, t) = \begin{bmatrix} u(x_i, t) \\ v(x_i, t) \\ w(x_i, t) \end{bmatrix} = \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} \quad (\text{II.7})$$

donde: $\mathbf{U}(x_i, t) = u\vec{i} + v\vec{j} + w\vec{k}$ en el caso vectorial.

Dentro de las ventajas que posee esta perspectiva o formulación, es que proporciona la historia completa en cualquier punto.

Formulación Lagrangiana

Especifica las propiedades de un elemento del fluido dada su posición inicial, (x_0, y_0, z_0) , en el tiempo t_0 , a partir de la cual se traza la ruta que sigue el elemento del fluido o partícula $(x_0, y_0, z_0, t - t_0)$.

Esta formulación tiene la ventaja de que se puede predecir, de manera relativamente sencilla, cómo cambian las propiedades del fluido como resultado de un forzamiento externo usando los principios básicos de conservación.

Capítulo III

Nortes

III.1. Definición

“*Norte*” se le denomina coloquialmente en México a la condición meteorológica de escala temporal corta (2-3 días) asociada con un sistema de alta presión que se origina frecuentemente en las montañas Rocallosas de los Estados Unidos y viaja desde latitudes altas hacia el GM. Los *nortes* están caracterizados por el paso de un frente frío que genera vientos intensos en dirección norte-sur, un descenso en la temperatura y precipitaciones [Schultz (2005); Appendini et al. (2013)].

Dependiendo de la intensidad de los *nortes*, los vientos pueden variar entre 20 y 118 km/h (5.5 y 32.7 m/s) o más (ver Tabla III.1). Los *nortes* ocurren principalmente entre Septiembre y Mayo y provocan descensos bruscos de temperatura que pueden ir de los 14^oa los 28^oC en pocas horas. Precipitaciones intensas (de 75 a 150 mm/h) pueden ocurrir al momento en que el frente frío se presenta (<http://smn.cna.gob.mx>), debido a la intrusión de la masa de aire frío que, por tener una mayor densidad, desplaza a la masa de aire cálido y ésta, al ascender, se satura de vapor de agua, el cual se condensa y con frecuencia provoca precipitaciones en la zona. Estas precipitaciones pueden ocasionar problemas y pérdidas en los sectores agropecuario y portuario, así como afectaciones a las actividades marítimas, aéreas y pesqueras [Acevedo Rosas and Luna (2005) ; Reding (1992)].

Los frentes son más intensos en superficie y se debilitan en altura (Sanders, 2008). A lo largo del frente se observa una confluencia de masas de aire y la intrusión (o entrainment) de aire cálido y húmedo en la zona frontal, en donde se desarrolla una zona de convección relativamente angosta. La zona frontal presenta una inclinación en la vertical, observándose el aire cálido por encima del aire frío. La zona por detrás del frente está más mezclada y es ligeramente inestable. Además de la densidad y la temperatura, los frentes muchas veces separan masas de aire con vientos diferentes, tanto en dirección como en magnitud. También se observan frecuentemente diferencias de presión y de contenido de vapor de agua entre ambos lados del frente (Schultz, 2005).

Este tipo de sistemas son observados en distintos lugares del planeta, pero una característica particular de los que llegan al GM es que los vientos asociados a estas intrusiones son intensos (ver Tabla III.1) y provienen del norte (de ahí su nombre popular en las ciudades a lo largo de las costas del GM), dándosele incluso más importancia a la intensidad de los vientos que a los cambios de temperatura asociados a estos fenómenos.

Se ha sugerido que los vientos del *norte* sufren un encañonamiento en su interacción con la orografía y que esto provoca su intensificación (Acevedo Rosas and Luna, 2005). Los fuertes vientos de los *nortes* generan mezcla en las costas del GM, corrientes intensas y oleaje (Appendini et al., 2013), y cambian la condición costera de surgencia a subsidencia (Mateos-Jasso et al., 2012).

La duración de los efectos del *norte* varía desde un día hasta una semana y su penetración hacia el sur también es variable. En general, la condición de *norte* perdura más tiempo en el norte del GM que en el sur (DiMego et al., 1976). *Norte* es el nombre más común con el que se conoce a estos sistemas, pero cuando los vientos asociados a ellos cruzan el Istmo de Tehuantepec hacia la costa del Pacífico se les conoce como Tehuanos; en Honduras se les conoce como Atemporalado [Brooks (1987) citado por Reding (1992)], e Invierno de las Chicharras en el norte de Venezuela [Snow (1976) citado por Reding (1992)].

Tabla III.1: Escala empleada por el Servicio Meteorológico Nacional para la clasificación de “*Nortes*”¹.

Clasificación	I. Débil	II. Moderado	III. Fuerte	IV. Intenso	V. Severo
Escala de Beaufort	4-5	6-7	8-9	10-11	12
Rango de vientos (km/h)	20-38	39-61	62-88	89-117	>118
Altura de ola significativa (m)	0.5 a 2.5	2.5 a 4.0	4.0 a 9.0	9.0 a 14.0	>14

III.2. Estadística de *nortes* y de la intensificación de vientos en Veracruz

Se realizó una revisión exhaustiva de los eventos de *norte* ocurridos durante las temporadas 2010-2011 y 2011-2012, usando para ello los datos históricos del pronóstico meteorológico numérico operacional que desarrolla el grupo Interacción Océano-Atmósfera (IOA) del Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) de la UNAM (<http://grupo-ioa.atmosfera.unam.mx/pronosticos/index.php>), generados con el modelo atmosférico de mesoescala Weather Research & Forecasting (WRF). En la Tabla

¹<http://smn.cna.gob.mx/boletin/avisos/nortes/nortes.html>

III.2 se presenta una lista de los eventos identificados, indicando su fecha de ocurrencia y marcando con un '*' si el *norte* fue fuerte y con una 'j' si se desarrolló el *jet* frente a las costas de Veracruz. Para decidir si se formó el *jet* y estimar la intensidad del *norte*, se llevó a cabo un análisis subjetivo con base en las salidas gráficas del pronóstico del grupo IOA-CCA, considerando un *norte* fuerte cuando la rapidez de los vientos fue mayor de 60 km/h y la formación del *jet* cuando la intensidad de los vientos en la zona marítima frente a la ciudad de Veracruz fue mayor que los vientos costa afuera y se formó una zona de convergencia a lo largo de la costa.

Tabla III.2: Fechas en las que ocurrieron eventos de *norte* durante las temporadas 2010-2011 y 2011-2012. El '*' indica si el *norte* fue fuerte y la 'j' si ocurrió una intensificación de los vientos (*jet*) en la zona costera de Veracruz.

2010-2011								
Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May
27	28*j	2*	8*	1	1	5*	5j	3*
		16	12*j	11*	4*	9j	11	
		18j	25*j	20*	7*j			
		26*j		25	9*j			
		30*j		30*				

2011-2012							
Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr
6	2	3*j	6	2j	5	4*	20*
23	18*	9*j	25	12*j	9	9	
	28*	17	28	18	12	20*	
		23		27	18*		
		27*j			25*j		

Con este criterio, se contabilizaron 24 eventos en la temporada 2010-2011 y 26 en la temporada 2011-2012. En el Departamento de Meteorología de la Fuerza Aérea Mexicana se contabilizaron 64 frentes fríos en la temporada 2010-2011, en 23 de los cuales se observó la *cuña* asociada con *nortes*, y 62 frentes fríos en la temporada 2011-2012, en 30 de los cuales se observaron *cuñas*. Cabe mencionar que, en algunos de estos eventos, el frente frío influyó en el desarrollo de ciclones tropicales que alcanzaron la categoría de huracán, como lo fue el caso del huracán Rina el 22 de Octubre de 2011, mismo que fué analizado por Blake (2012), y concluye que el ciclón se desarrolló gracias a una onda que dejó la costa oeste de África el 9 de octubre con poca convección y al frente frío que se encontró al Noroeste del Mar Caribe el 19 de Octubre.

De los eventos analizados (ver Tabla III.2), se puede decir que el *jet* se forma y es intenso cuando existe un sistema de alta presión bien formado, con una circulación cerrada y un fuerte gradiente de presión entre su centro y la periferia.

Cuando el frente entra al GM y avanza hacia el sureste, las isóbaras tienen una inclinación aproximada de 45° o más con respecto al norte. Mientras el frente se desplaza sobre los estados del noreste de México se desarrolla una *cuña* que, junto con la orografía de los estados de Tamaulipas y Veracruz, favorece la formación e intensificación del *jet*. Este *jet* tiene asociada una segunda línea frontal y vientos con diferente dirección a la de los vientos del frente de gran escala. La figura III.1 muestra ejemplos de los gráficos tomados del pronóstico del grupo IOA-CCA con los que se realizó este análisis.

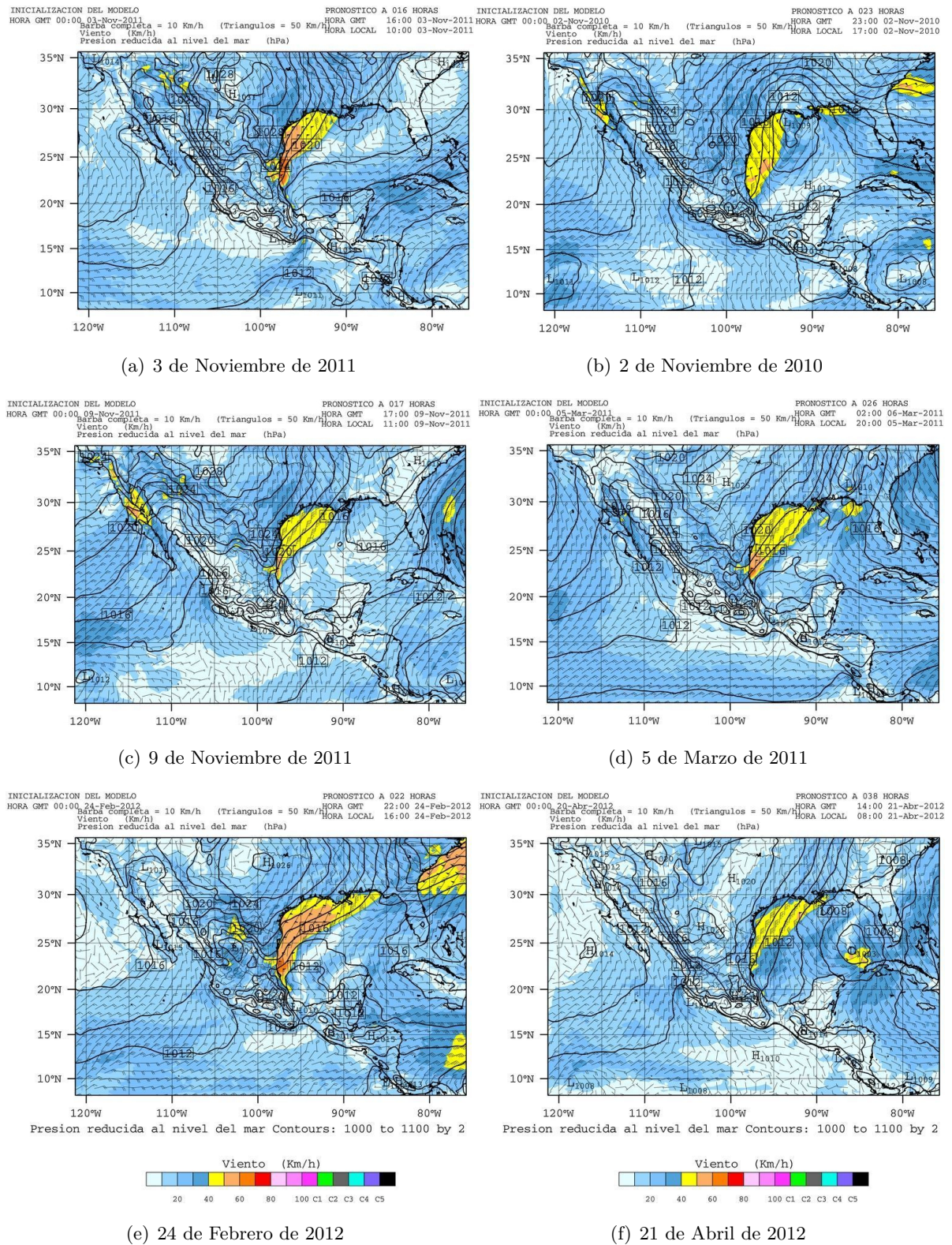


Figura III.1: Ejemplos de los gráficos de apoyo utilizados para identificar eventos de *norte*, obtenidos a partir de los pronósticos numéricos generados con el modelo WRF. En la columna izquierda se muestran casos en los que se generó el *jet* y en la columna derecha casos en los que no se generó el *jet*. Los vientos están representados mediante barbas y los contornos de color indican su magnitud según la escala inferior. Los contornos en negro representan la presión reducida al nivel del mar cada 2 hPa.

III.3. Análisis y descripción del *Norte* del 27 de noviembre de 2011

Con ayuda de mapas sinópticos de superficie del Weather Prediction Center (antes Hydrometeorological Prediction Center) (www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php), se analizó la evolución del evento de *norte* ocurrido en noviembre de 2011, durante el cual se observó la intensificación de los vientos en las costas de Veracruz.

En los mapas de las figuras III.2 y III.3, los vientos están representados mediante barbas en color azul claro (nudos), la temperatura se muestra con números en rojo ($^{\circ}\text{F}$), el punto de rocío en verde ($^{\circ}\text{F}$), la presión reducida al nivel del mar en anaranjado (restando 1000 mb y multiplicando por 0.10, p.e., 135 equivale a 1013.5 mb), y las isóbaras se muestran en color café (mb). Asimismo, la línea frontal asociada al sistema de alta presión (H) que se desplaza desde el noroeste de los Estados Unidos hacia el GM, está representada mediante la curva azul con triángulos. En dichos mapas, correspondientes al 26 de noviembre a las 1500Z y al 27 de noviembre a las 0000Z respectivamente, se observa que el sistema frontal también estaba asociado a un sistema de baja presión (L) centrado en la parte norte-centro de Estados Unidos, al sur del Lago Superior, en los estados de Wisconsin y Minnesota.

El sistema de alta presión se formó en la parte occidental de las montañas Rocallosas, en el estado de Idaho. Su presión máxima era de 1048 mb a las 1500Z del 26 de noviembre, justo en el momento en que la línea frontal era casi paralela a la costa oriental de Estados Unidos y se encontraba cruzando sobre la parte central de Texas y Missouri y por la parte oriental de Oklahoma y Iowa (ver Fig. III.2). La línea frontal se desarrolló desde el centro de baja presión hacia el sur, perpendicular a las isobaras del sistema de baja presión, recurvando sobre Texas hacia el noroeste en dirección al centro del sistema de alta presión.

Posteriormente, el frente se desplazó en dirección sur-sureste. Nueve horas después, a las 00Z del 27 de Noviembre (Fig. III.3), la presión en el centro del sistema de alta presión era de 1044 mb, momento en el que la línea frontal se localizaba a unos 120 km de la costa de Texas, uniendo la parte norte de Tamaulipas con los límites de Texas y Louisiana.

Conforme la masa de aire frío se va desplazando hacia el sur hasta llegar a la República Mexicana, en la línea frontal se presentan fuertes cambios en los vientos, principalmente en dirección, ya que justo antes del arribo del frente los vientos tienen componente del sur (conocidos como suradas) y cambian bruscamente a vientos con componente del norte. Las suradas son eventos opuestos a los *nortes*, pero con duración temporal menor (orden horas), y generalmente son producidas por el establecimiento de un fuerte gradiente de presión entre la parte norte y sur del GoM (Vázquez-Romaña, 2013). El frente va acompañado de un descenso brusco de la temperatura y, una vez que avanza la línea frontal, se observa un aumento en la presión. El descenso de temperatura registrado en una estación fronteriza entre Tamaulipas y Texas fue de 10°C , con vientos predominantes del norte que alcanzaron magnitudes de entre 50 y 60 km/h (Fig. III.3).

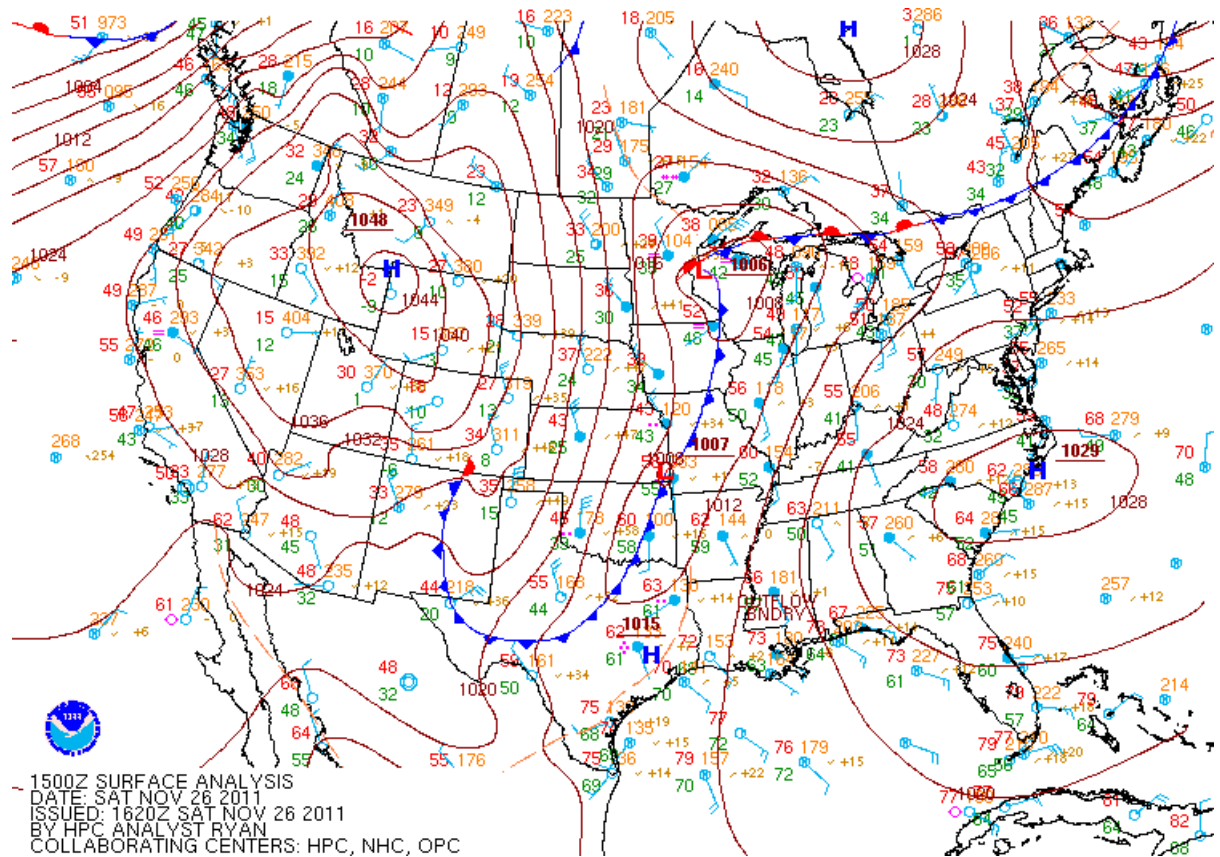


Figura III.2: Análisis de superficie del Weather Prediction Center (WPC), correspondiente al 26 de noviembre de 2011 a las 1500Z, tomado de http://www.wpc.ncep.noaa.gov/archives/web_pages/sfc/sfc_archive.php.

Los mapas de la figura III.4 muestran el desarrollo y la evolución del frente frío asociado con el evento de *norte* ocurrido el 27 de noviembre de 2011, en donde se observa la *cuña* que se genera en las isobaras sobre la parte oriental del territorio Mexicano y el desplazamiento del frente sobre el GM.

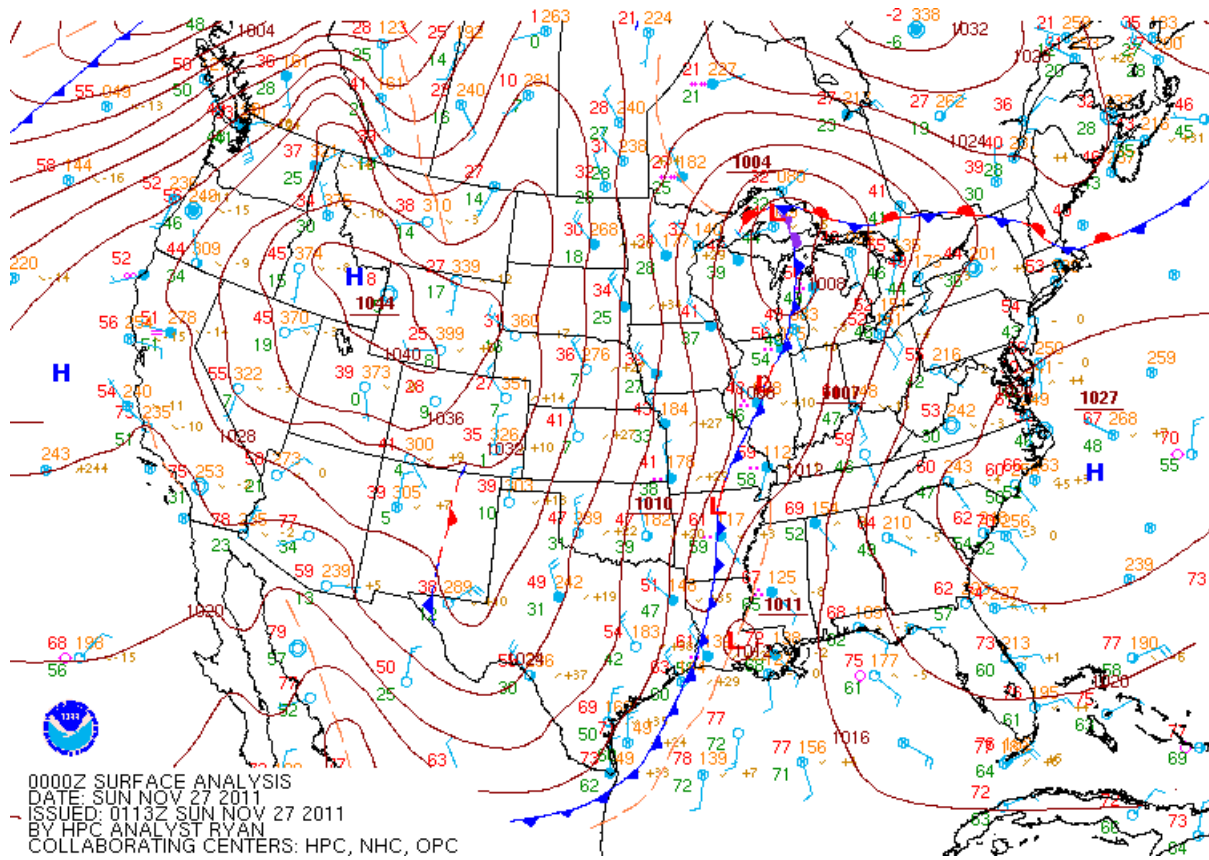
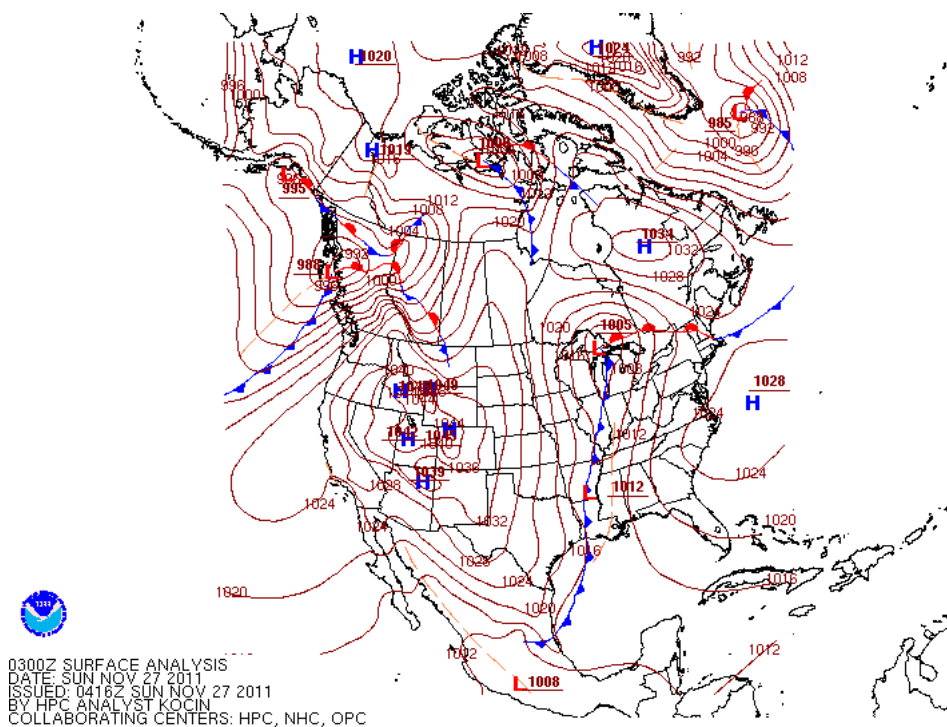
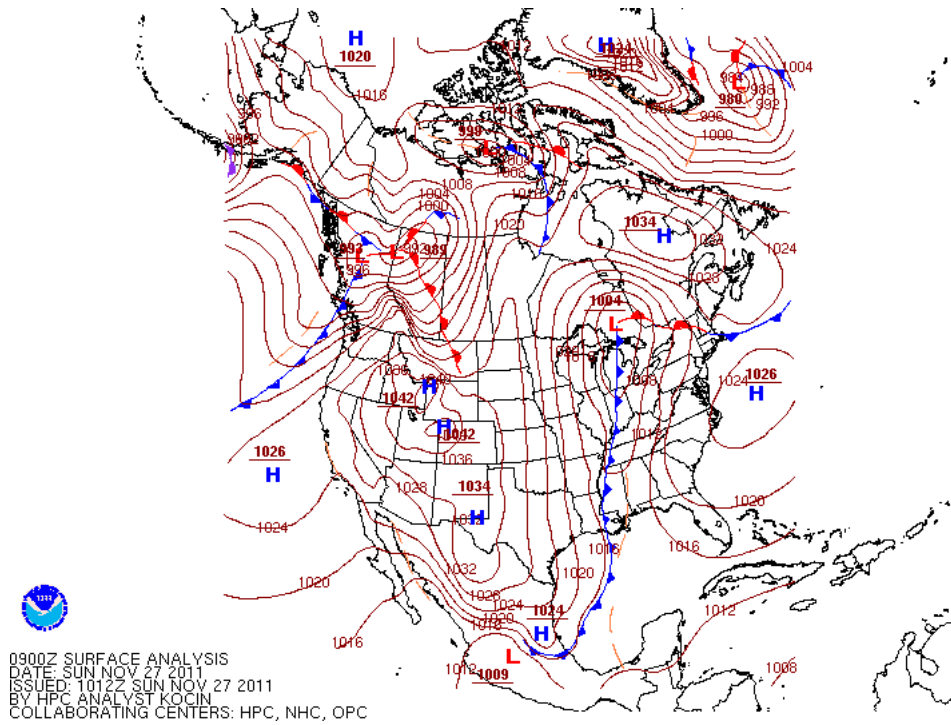


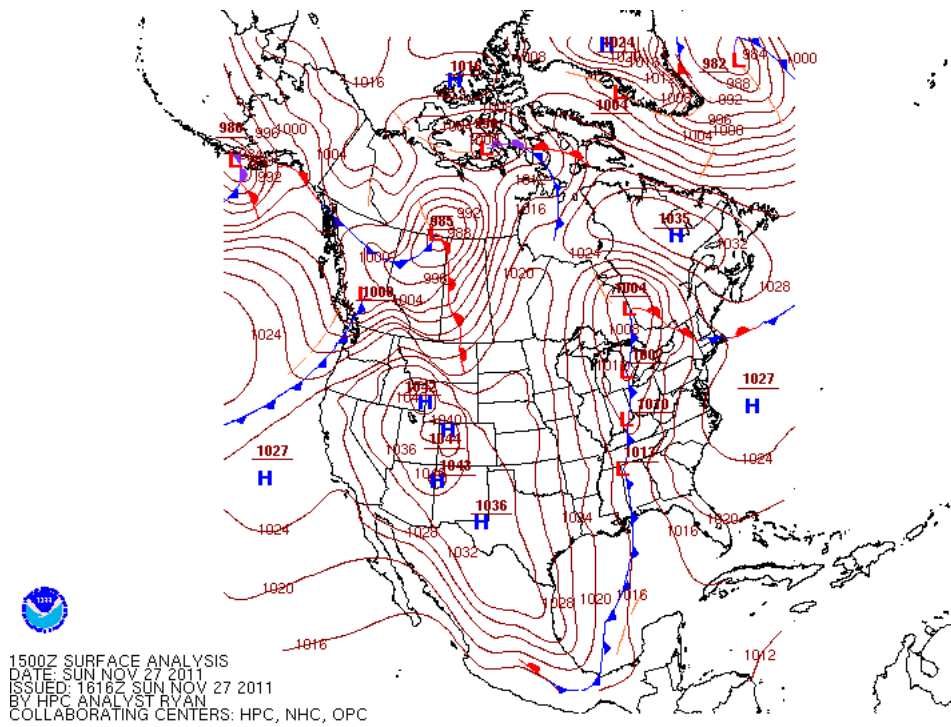
Figura III.3: Análisis de superficie del WPC para el 27 de noviembre de 2011 a las 0000Z.



(a)



(b)



(c)

Figura III.4: Mapas sinópticos de superficie cada 6 horas para el 27 de noviembre de 2011 a las: (a) 03:00Z, (b) 09:00Z y (c) 15:00Z

Análisis de radiosondeos

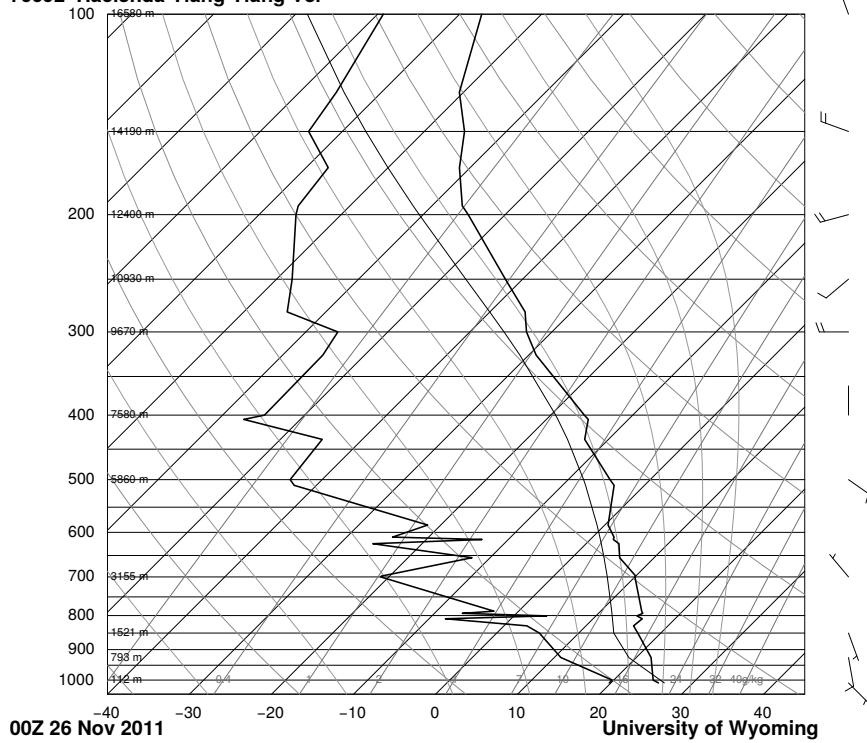
En esta sección se hace un análisis de los radiosondeos del 26 de Noviembre a las 00Z al 28 de Noviembre a las 12Z disponibles en el portal de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>), de los cuales se analizaron los correspondientes a la estación "76692 Hacienda Ylang Ylang Ver", que es el único sitio en la región de estudio y el más cercano a la zona de Veracruz.

En los radiosondeos de las figuras III.5(a) y III.5(b), se puede observar una atmósfera estable con aire seco, vientos débiles predominantemente del sur y con una temperatura superficial de aproximadamente 25°C. Para las 00Z del 27 de Noviembre (Fig. III.5(c)), se puede observar que hay viento débil de dirección variable (NE-N) y temperatura aproximada de 25°C.

Para el sondeo de las 12Z del día 27 (Fig. III.5(d)) la sonda dejó de transmitir en 555 mb, pero se observan vientos intensos de componente norte desde los 1000 mb hasta los 700 mb. La curva de la temperatura de punto de rocío muestra que la atmósfera estaba saturada, indicando la posible existencia de nubosidad y lluvia.

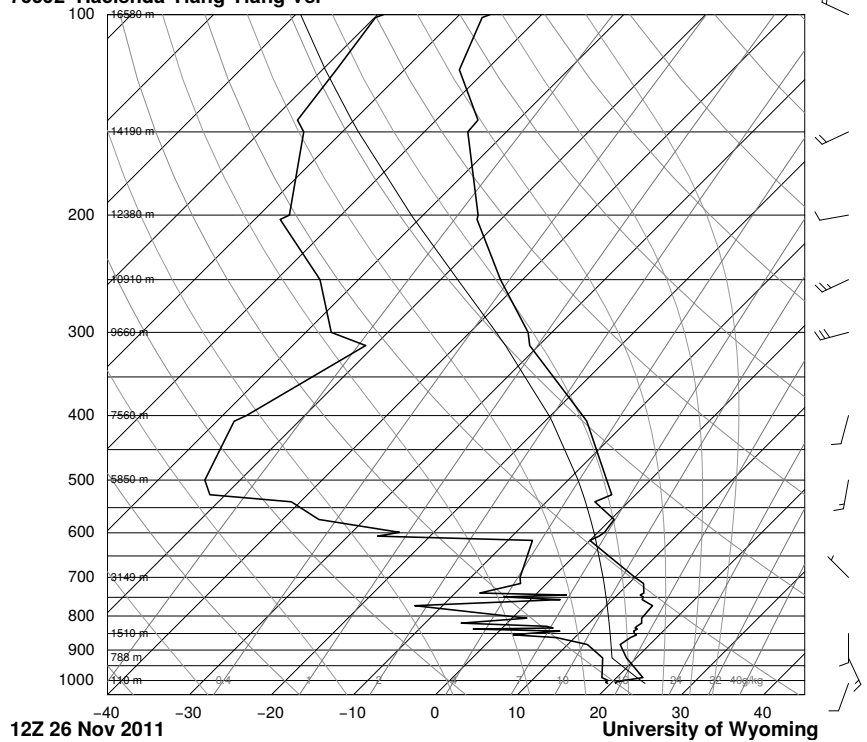
En los sondeos posteriores (Figs. III.5(e) y III.5(f)) se observa el avance de la masa de aire seco y frío, ya que en superficie la temperatura disminuyó a aproximadamente 16°C y hay presencia de aire seco hasta aproximadamente los 750 mb. Por otra parte, se observa una capa de aire húmedo aproximadamente entre los 750 y 550 mb asociada al ascenso de aire cálido y húmedo. Asimismo, se aprecia el incremento del viento en niveles superiores, identificándose viento máximo en el sondeo correspondiente al 28 de Noviembre a las 12Z a 300 mb (Fig. III.5(f)).

76692 Hacienda Ylang Ylang Ver



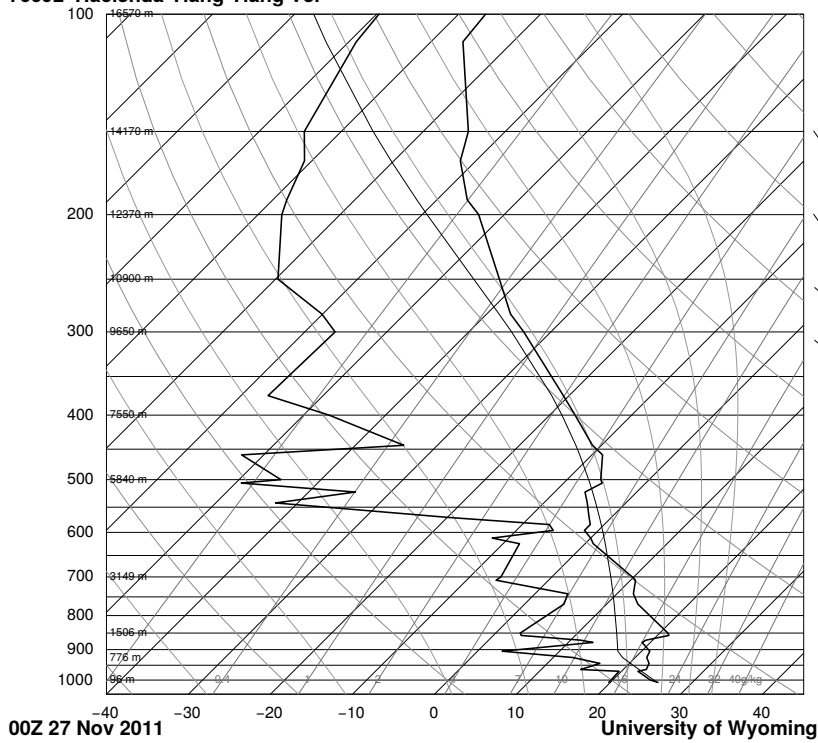
(a)

76692 Hacienda Ylang Ylang Ver



(b)

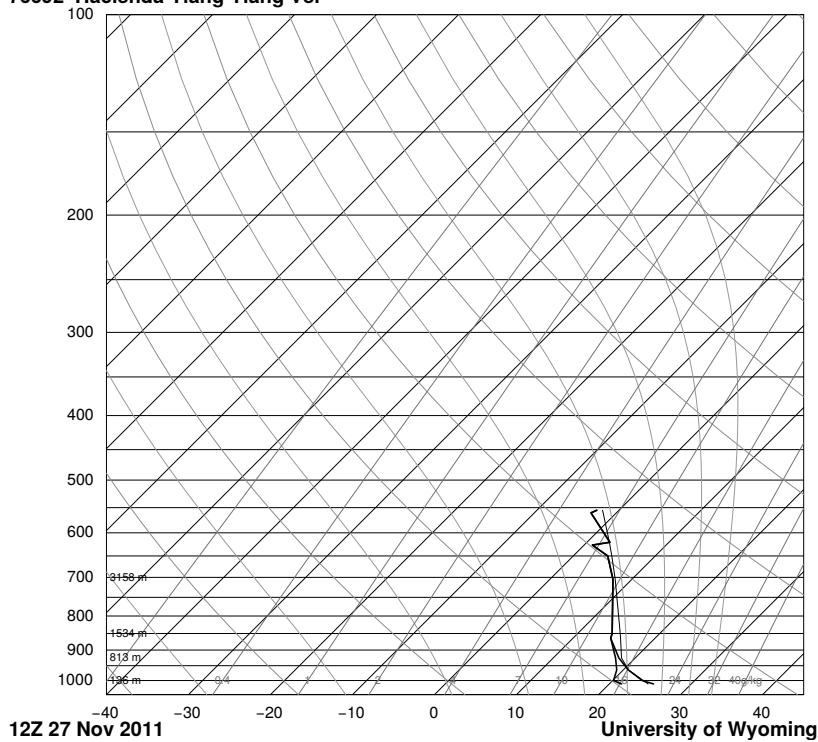
76692 Hacienda Ylang Ylang Ver



SLAT 19.15
 SLON -98.11
 SELV 13.00
 SHOW 7.54
 LIFT 1.45
 LFTV 0.76
 SWET 74.01
 KINK 13.90
 CTOT 8.90
 VTOT 26.90
 TOTL 35.80
 CAPE 80.06
 CAPV 130.6
 CINS -350
 CINV -260
 EQLV 515.8
 EQTV 511.1
 LFCT 650.7
 LFCV 665.9
 BRCH 23.33
 BRCV 38.09
 LCLT 290.6
 LCLP 914.3
 MLTH 296.1
 MLMR 14.03
 THCK 5744
 PWAT 31.48

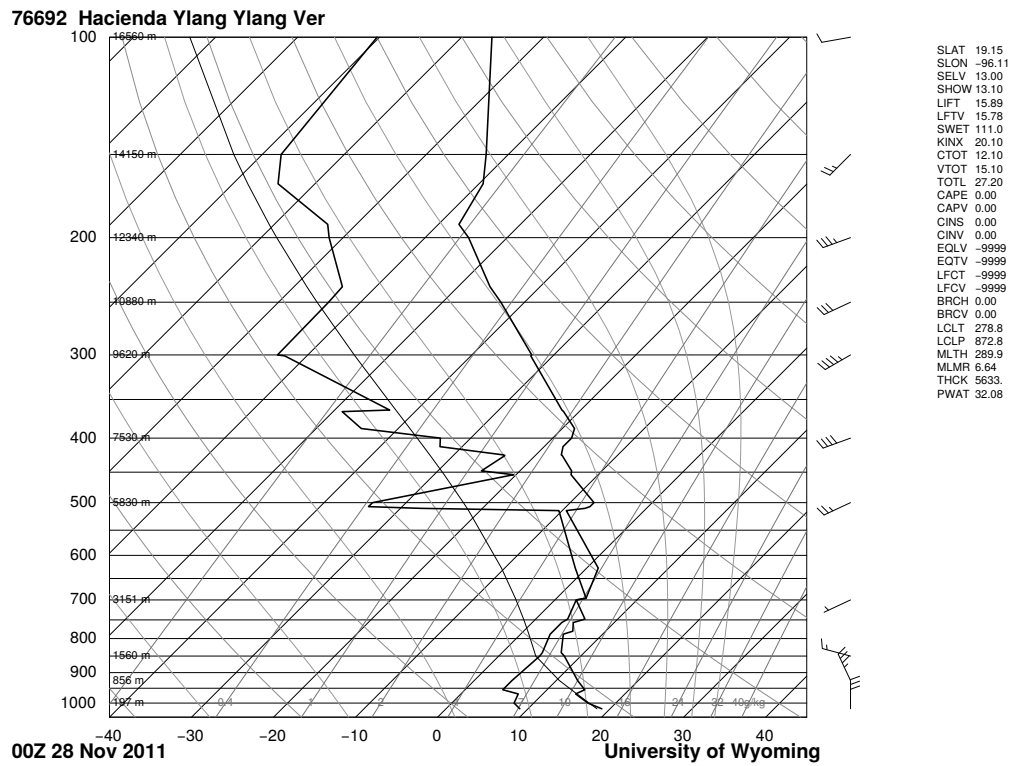
(c)

76692 Hacienda Ylang Ylang Ver

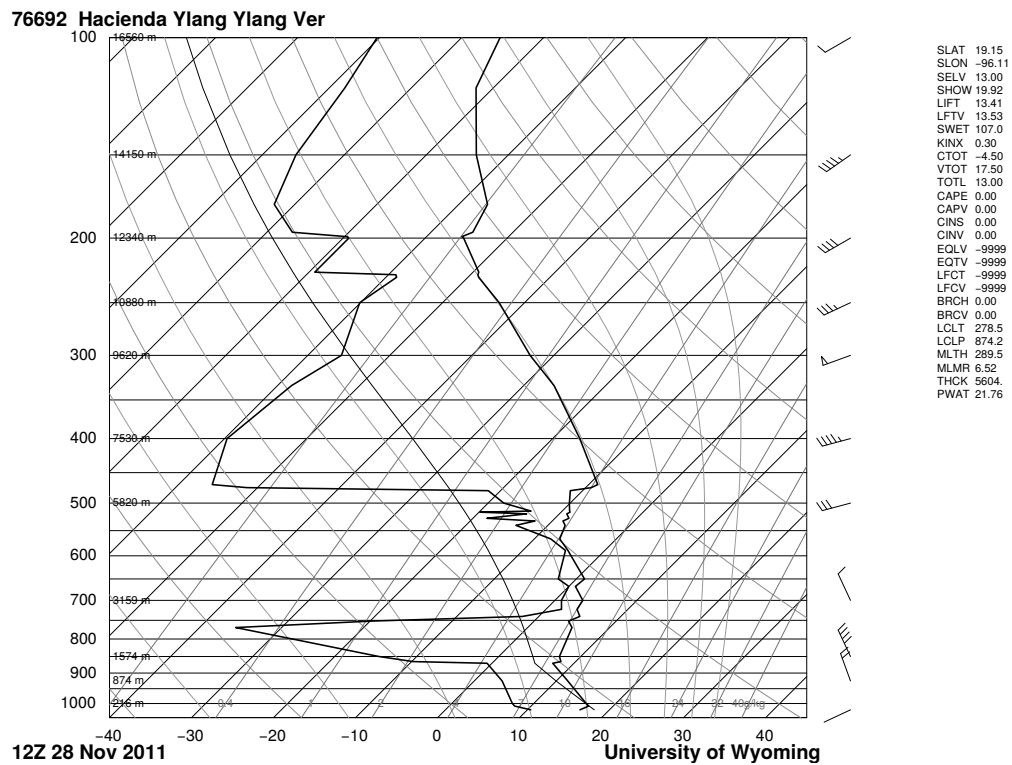


SLAT 19.15
 SLON -98.11
 SELV 13.00
 SHOW -9999
 LIFT 0.80
 LFTV 0.08
 SWET -9999
 KINK -9999
 CTOT -9999
 VTOT -9999
 TOTL -9999
 CAPE 107.0
 CAPV 119.9
 CINS -1.10
 CINV -0.52
 EQLV -9999
 EQTV -9999
 LFCT 936.4
 LFCV 940.4
 BRCH -9999
 BRCV -9999
 LCLT 292.3
 LCLP 947.8
 MLTH 296.8
 MLMR 15.04
 THCK -9999
 PWAT 50.29

(d)



(e)



(f)

Figura III.5: Radiosondeos de la estación 76692 Hacienda Ylang Ylang Veracruz correspondientes a las: (a) 00Z del 26 de Noviembre, (b) 12Z del 26 de Noviembre, (c) 00Z del 27 de Noviembre, (d) 12Z del 27 de Noviembre, (e) 00Z del 28 de Noviembre y (f) 12Z del 28 de Noviembre de 2011.

Imágenes satelitales

Las imágenes satelitales son una herramienta muy útil para identificar los sistemas frontales, analizar su desplazamiento y para determinar las características de las nubes asociadas a éstos. En la imagen satelital de la figura III.6(a), tomada del satélite GOES-EAST en la banda del visible, se distingue claramente una banda de nubes bien definida asociada al frente frío analizado. En la imagen satelital de la figura III.6(b), correspondiente al satélite GOES en la banda del espectro infrarrojo, las áreas más frías están resaltadas en tonos de azul y verde, que representan a las nubes de mayor altura, y las áreas más cálidas en tonos de café y amarillo, como las nubes que se encuentran a menor altura o la superficie terrestre.

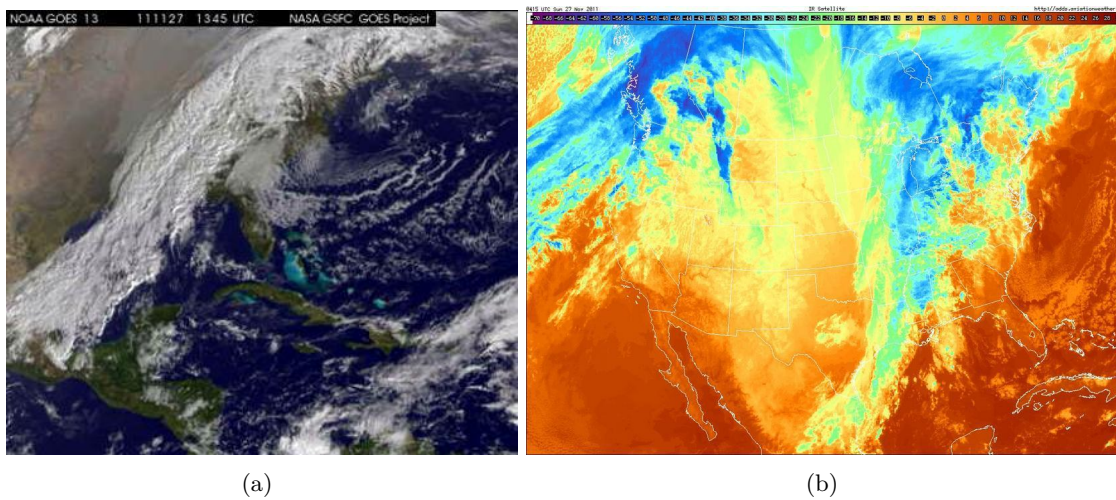


Figura III.6: (a) Imágen satelital en la banda del visible (extraída de http://goes.gsfc.nasa.gov/pub/goes/QTmovies/201111_alley.mov), correspondiente al 27 de Noviembre de 2011 a las 13:45Z. (b) Imagen satelital en la banda del infrarrojo (tomada de <http://locust.mmm.ucar.edu/case-selection/>, para el mismo día pero a las 04:15Z.

Capítulo IV

Métodos y datos

IV.1. El modelo Weather Research Forecasting

Para cumplir con los objetivos de este trabajo, se analizaron diversos procesos que intervienen en el desarrollo del *jet*, los cuales son de pequeña y de gran escala como se puede apreciar en las imágenes satelitales mostradas en el capítulo anterior (ver Fig. III.6). Para analizar los distintos procesos y la importancia relativa de cada uno de ellos en la formación del *jet*, se utilizó el modelo numérico de mesoescala Weather Research & Forecasting (WRF) (Skamarock et al., 2008).

El modelo WRF es un sistema de predicción numérica del tiempo de última generación, diseñado tanto para aplicaciones operacionales como para realizar investigación de la atmósfera. Cuenta con un sistema de asimilación de datos variacional de 3 dimensiones (3DVAR), con 2 núcleos dinámicos múltiples (el Non-hydrostatic Mesoscale Model -NMM- y el Advanced Research WRF -ARW-), y una arquitectura de software que permite cómputo en paralelo. Es un modelo no-hidrostático (con opción hidrostática disponible), de mesoescala, con ecuaciones totalmente compresible y con la posibilidad de realizar anidamientos múltiples, que sirven para poder alcanzar una resolución muy alta en zonas específicas y, a su vez, utilizar menos recursos de cómputo.

El desarrollo del modelo WRF ha sido producto de una labor conjunta realizada por organismos e instituciones como las siguientes: National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Centers for Environmental Prediction (NCEP), Forecast Systems Laboratory (FSL), Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), University of Oklahoma y la Federal Aviation Administration (FAA), entre otras. El modelo proporciona a los usuarios la posibilidad de llevar a cabo tanto simulaciones numéricas con datos reales como a partir de condiciones idealizadas, pudiéndose utilizar de manera eficiente como pronóstico meteorológico operativo y/o como herramienta fundamental para el desarrollo de la investigación.

Dentro de la infraestructura de software del modelo se encuentra el núcleo dinámico ARW, que es el utilizado en este trabajo, con las siguientes características: coordenada vertical η que sigue el terreno y una superficie de presión constante en el tope del dominio (Fig. IV.1); malla escalonada Arakawa tipo C en la horizontal y en la vertical (Fig. IV.2); ecuaciones Eulerianas (IV.1), que conservan masa, momento y energía; integración en tiempo utilizando un esquema Runge Kutta de 2do o 3er orden; resolución de términos advectivos de 2do a 6to orden en la vertical y horizontal; opción para especificar datos para las condiciones de frontera; múltiples proyecciones cartográficas disponibles, y posibilidad de realizar anidamientos. El ARW incluye diversas parametrizaciones para representar procesos de: microfísica, cúmulos, capa límite, radiación atmosférica, física del suelo y difusión, entre otros.

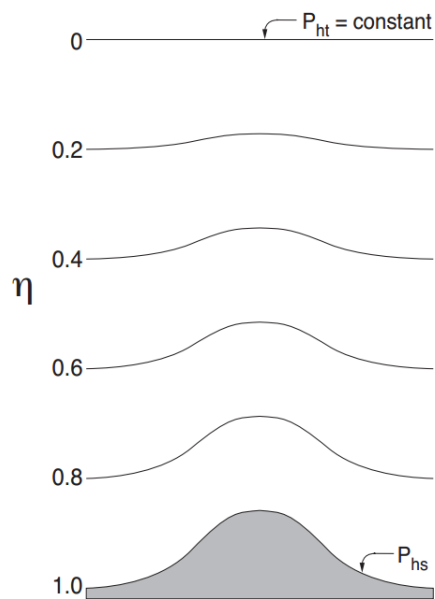


Figura IV.1: Diagrama de la coordenada vertical de presión hidrostática (η) que sigue el contorno del terreno. Tomada de Skamarock et al. (2008).

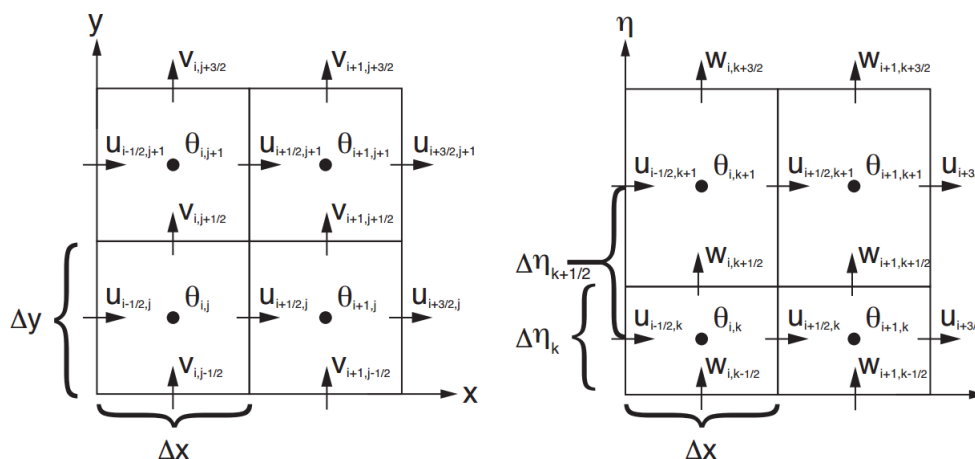


Figura IV.2: Mallas horizontal (izquierda) y vertical (derecha) empleadas por el modelo para la discretización espacial de las ecuaciones. Tomada de Skamarock et al. (2008).

$$\begin{aligned}
\partial_t U + (\nabla \cdot V u) - \partial_x(p\varphi_\eta) + \partial_\eta(p\varphi_x) &= F_U \\
\partial_t V + (\nabla \cdot V v) - \partial_y(p\varphi_\eta) + \partial_\eta(p\varphi_y) &= F_V \\
\partial_t W + (\nabla \cdot V w) - g(\partial_\eta p - \mu) &= F_W \\
\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V \theta) &= F_\Theta \\
\partial_t \mu + (\nabla \cdot V) &= 0 \\
\partial_t \varphi + \mu^{-1}[(V \cdot \nabla \varphi) - gW] &= 0
\end{aligned} \tag{IV.1}$$

donde u , v representan las componentes horizontales y w la componente vertical del viento ($\mathbf{v} = (u, v, w)$ representa el vector de viento); U, V, W son los transportes en las direcciones x, y y z , respectivamente; $\mathbf{V} = \mu \mathbf{v} = (U, V, W)$, donde μ es la masa por unidad de área; θ es la temperatura potencial y; $\Theta = \mu \theta$; $\varphi = gz$ es el geopotencial, y η es la coordenada en la vertical.

El modelo cuenta con un módulo de preprocesamiento, el WRF Preprocessing System (WPS), cuyo objetivo es preparar los datos de entrada brindando el formato adecuado para realizar las simulaciones en el modelo. En este módulo se definen los dominios que cubrirán las mallas, el número de puntos, la resolución espacial, el número de anidamientos, la proyección y el factor de escala del mapa. Una vez definidos los puntos de la malla, se interpolan todos los datos estáticos (cobertura vegetal, uso de suelo, modelo de terreno, albedo y máscara de tierra-mar) con el programa de preprocesamiento *geogrid.exe*, y se interpolan los datos meteorológicos de entrada (que se encuentran en formato GRIB - GRIBbed Binary) para empaquetarlos en un formato intermedio usando el programa *ungrib.exe*. Posteriormente, se interpolan los datos meteorológicos horizontales en el dominio del modelo con el programa *metgrid.exe* y se interpolan verticalmente los datos a las coordenadas del modelo con el programa *real.exe*. Finalmente, con el programa *wrf.exe* se genera la simulación de acuerdo con la configuración dada.

IV.2. Física del modelo

Las parametrizaciones físicas del modelo son categorizadas de manera modular, pero hay que recalcar que existen muchas interacciones entre ellas por medio de variables como la temperatura potencial, la humedad y el viento vía los flujos a través de la superficie. La radiación, la parametrización de cúmulus y los esquemas de capa límite, no tienen que utilizarse en cada paso de tiempo en los modelos debido al elevado costo computacional que conlleva realizar estos cálculos. Sin embargo, en el ARW los esquemas de capa límite y de física del suelo son llamados en cada paso de tiempo debido a que generan mejores resultados y la parametrización de microfísica actualiza el estado de la atmósfera al final de cada paso de tiempo.

Al momento de integrar, el cálculo de la radiación se realiza primero, debido a que el modelo de suelo requiere de los flujos radiativos como dato de entrada, que a su vez necesitan de la precipitación, de la parametrización de microfísica y del esquema de cúmulus, usando las salidas del paso de tiempo

anterior. Una vez que el modelo de suelo genera los flujos de calor y humedad, se llama al esquema de capa límite (Fig. IV.3).

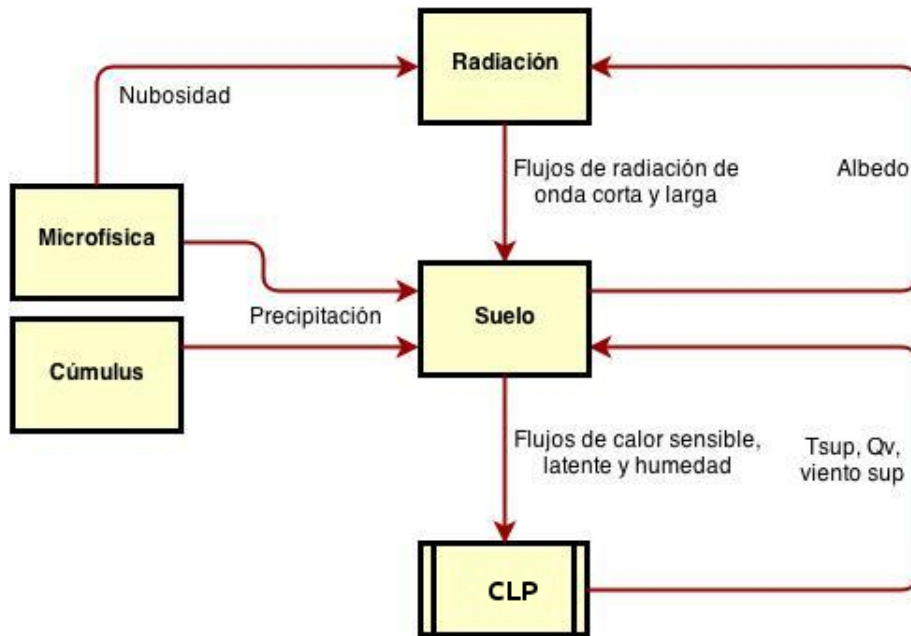


Figura IV.3: Diagrama de flujo de la integración de los procesos físicos en el núcleo ARW. (CLP=capa límite planetaria)

IV.3. Capa límite planetaria y los esquemas en el modelo WRF

Stull (1988) y Garratt (1994), basados en la solución al problema de la capa límite al que llegó Prandtl a principios del siglo XX, definen a la capa límite de manera similar. Stull la define como “la parte de la tropósfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre y responde a los forzamientos de superficie en escalas de tiempo de una hora o menos, y es influenciada por los intercambios de energía y materia.” Garrat, por su parte, menciona que en el contexto atmosférico no ha sido fácil definir con precisión el concepto de capa límite planetaria. Sin embargo, menciona que una definición útil puede ser la siguiente: “la capa de aire directamente sobre la superficie terrestre en la cual los efectos de la superficie (fricción, calentamiento y enfriamiento) son percibidos directamente en escalas de tiempo menores a un día, y en la cual los flujos de momento, calor o masa se llevan a cabo mediante movimientos turbulentos en una escala del orden de la profundidad de la capa límite o menor.”

En la capa límite (Fig. IV.4) ocurren diversos procesos, como la modificación de la magnitud y dirección del viento por fricción, los flujo de calor sensible y de calor latente, la emisión de contaminantes, la evaporación y la transpiración. La fricción provoca que las capas de aire más cercanas a la superficie circulen más lentamente, generando un efecto de cizalla sobre la superficie que genera turbulencia. La capa límite muestra una evolución diurna determinada por el ciclo diurno de la

radiación solar entrante, el cual produce diferencias en la cantidad de energía disponible para los procesos de superficie durante el día y la noche. Durante el día, los procesos en la capa límite son generados por conducción, convección y turbulencia, mientras que por la noche son generados por conducción y enfriamiento radiativo (www.met.ed.ucar.edu).

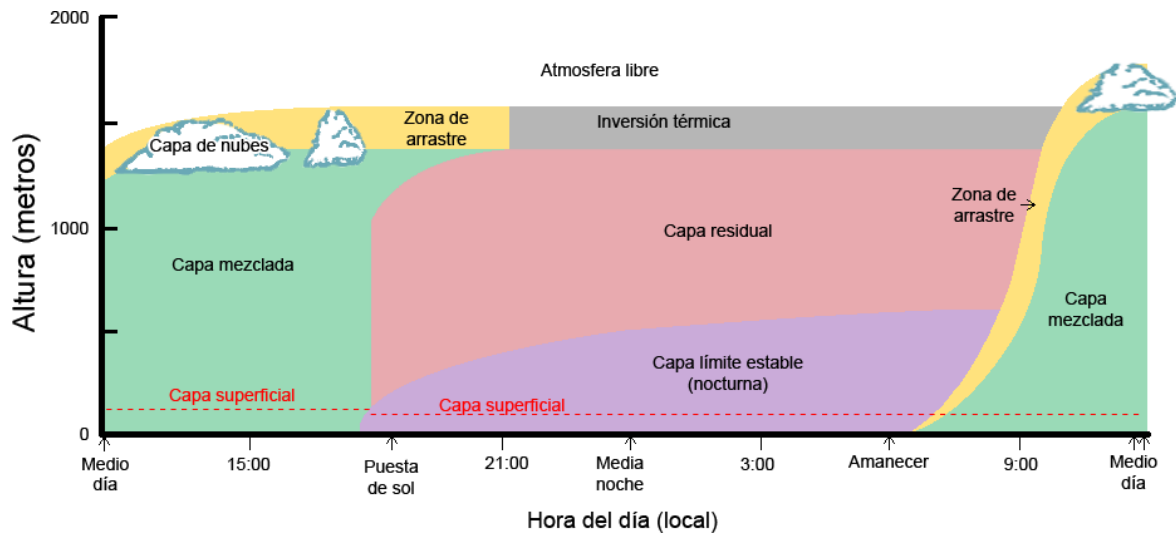


Figura IV.4: Esquema de la capa límite (Adaptada de Stull (1988)).

El perfil de la velocidad del viento como función de la altura sobre la superficie es logarítmico (Fig. IV.5) y está determinado por la ecuación:

$$u_z = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \left(\frac{z - d}{z_0} \right) \right] \tag{IV.2}$$

donde,

u_z = velocidad del flujo medio a una altura z sobre la superficie,

u_* = velocidad de fricción,

κ = constante de Von Karman ~ 0.41 ,

d = parámetro de desplazamiento

z_0 = superficie de rugosidad

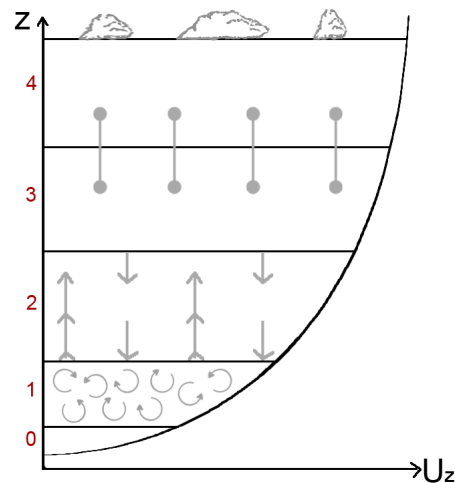


Figura IV.5: Esquema del perfil logarítmico.

En el esquema de la figura IV.5, los números representan lo siguiente:

- 0) **Capa superficial.** Es la más próxima al terreno.
- 1) **Capa de flujo constante.** En esta capa la mezcla está dominada por procesos turbulentos.
- 2) **Capa de mezcla.** Está dominada por procesos convectivos organizados.
- 3) **Zona de entrainment.** Intrusión de parcelas de aire entre capas.
- 4) **Tope de la capa límite.** Se define arbitrariamente en la base de las nubes.

La energía cinética turbulenta (TKE, por sus siglas en inglés) es una de las variables más importantes en la capa límite atmosférica, ya que es una medida de la intensidad de la turbulencia y está directamente relacionada con el transporte vertical de calor, vapor de agua, momento y humedad a través de la capa límite. Si la TKE disminuye con el tiempo la capa límite es cada vez menos turbulenta, y viceversa. Los procesos turbulentos que crean o destruyen la capa límite se incluyen en la ecuación de balance de la TKE.

Los procesos atmosféricos turbulentos se vuelven más complejos debido a que la capa límite depende en gran medida de la topografía, y para simularlos o estimarlos se usan modelos numéricos (que tratan de representar lo que ocurre en la realidad). Para aproximar el flujo atmosférico global, los modelos utilizan un conjunto de ecuaciones diferenciales no-lineales, conocidas como ecuaciones primitivas, que consiste de ecuaciones de balance como la ecuación de continuidad (o de conservación de masa) y las de conservación de momento (o ecuaciones de Navier-Stokes), humedad y energía.

Las ecuaciones primitivas para un flujo turbulento se pueden expresar de la siguiente manera (Stull, 1988):

$$\frac{\bar{P}}{\bar{R}} = \bar{\rho} \bar{T}_V \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_j} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{U}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}}{\partial x_j} = -f_c (\bar{V}_g - \bar{V}) - \frac{\partial (\overline{u'_j u'})}{\partial x_j} \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{V}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{V}}{\partial x_j} = +f_c (\bar{U}_g - \bar{U}) - \frac{\partial (\overline{u'_j v'})}{\partial x_j} \quad (4) \quad (IV.3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_T}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{q}_T}{\partial x_j} = + \frac{S_{q_T}}{\rho_{air}} - \frac{\partial (\overline{u'_j q'_T})}{\partial x_j} \quad (5)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} = - \frac{1}{\bar{\rho} C_P} \left[L_V E + \frac{\partial \bar{Q}^*_j}{\partial x_j} \right] - \frac{\partial (\overline{u'_j \theta'})}{\partial x_j} \quad (6)$$

$$\frac{\partial \bar{C}}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{C}}{\partial x_j} = + S_c - \frac{\partial (\overline{u'_j c'})}{\partial x_j} \quad (7)$$

- (1) Ecuación de estado
- (2) Ecuación de continuidad
- (3) Ecuación de conservación de momentum
- (4) Ecuación de conservación de momentum
- (5) Ecuación de conservación de humedad
- (6) Ecuación de conservación de calor
- (7) Ecuación de conservación de una cantidad escalar

En este caso P es la presión; R la constante de los gases; ρ la densidad del aire; T la temperatura absoluta; $\bar{U} = \int u dz$ el transporte zonal; $\bar{V} = \int v dz$ el transporte meridional; u' y v' las perturbaciones de las componentes horizontales de la velocidad con respecto al flujo medio; q y q' la humedad específica y su perturbación; θ y θ' la temperatura potencial y su perturbación; $C = \int c dz$ y c' la concentración promedio de un contaminante y su perturbación. x_j representan las coordenadas espaciales; S_{Q_T} es la humedad neta de la fuente o sumidero; C es el trazador; S_c es el término fuente de los procesos aún no tomados en cuenta en la ecuación, como reacciones químicas; L_v es el calor latente de vaporización; E es el flujo de vapor de agua por unidad de área (evaporación); T_v es la temperatura virtual, y Q^* es la radiación neta.

Cabe resaltar que existe un *problema de cerradura* debido a que el número de incógnitas es mayor que el número de ecuaciones, por lo que las incógnitas asociadas a la turbulencia se parametrizan en función de cantidades conocidas.

Como las ecuaciones anteriores tienen términos no lineales, no pueden ser resueltas analíticamente (es decir, de forma exacta), por lo cual se resuelven numéricamente en forma aproximada. Primero, se requiere saber cuáles son los procesos que se pueden y los que no se pueden resolver empleando métodos numéricos, para aproximarlos a soluciones que tratan de simular la evolución temporal de los fenómenos atmosféricos de escala mayor al tamaño de la malla del modelo. Para los procesos

de menor escala (como los flujos turbulentos), se recurre al uso de fórmulas deducidas teórica y empíricamente que están en función de diversos parámetros (varios tipos de parametrizaciones).

Para esto, todas las variables se pueden expresar como su media más una fluctuación o perturbación; por ejemplo, para la temperatura, $\theta = \bar{\theta} + \theta'$, y éstos serían los términos que necesitan parametrizarse. Las cantidades $\overline{u'\theta'}$, $\overline{u'q'}$, $\overline{u'u'}$ son las covarianzas de los términos no lineales, que corresponden al transporte turbulento horizontal de temperatura potencial, humedad y momento, respectivamente. Al estimar o promediar estos términos, vuelven a quedar más incógnitas con menos ecuaciones (de 2º orden ahora) y esto pasaría cada “n” iteraciones que se realicen, por lo que el sistema de ecuaciones no se puede resolver y hay que recurrir a las parametrizaciones.

Por lo tanto, los flujos verticales generados por la presencia de remolinos en la capa límite son calculados por los esquemas de capa límite en el modelo. A continuación se describen los esquemas de capa límite incorporados en el modelo WRF.

i. YonSei University (YSU)

Esquema no local (existencia de remolinos turbulentos en una capa de la atmósfera que interactúan con varios niveles en la vertical), basado en Hong et al. (2006), que utiliza la cerradura de primer orden o teoría K¹ y un término contragradiante² para representar flujos turbulentos debidos a gradientes no locales, con tratamiento explícito en la zona de entrainment en el tope de la capa límite; dicho entrainment es proporcional a los flujos de superficie. El tope de la capa límite es definido a partir de un número de Richardson, Ri crítico = 0, donde:

$$Ri = \frac{\frac{g}{\theta_V} \frac{\partial \bar{\theta}_V}{\partial z}}{\left[\left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \right)^2 \right]} \quad (IV.4)$$

Si $Ri < 0$, representa una atmósfera inestable.

Si $Ri \in (0,1)$, representa una atmósfera estáticamente estable y dinámicamente inestable.

Si $Ri > 1$, representa una atmósfera estable.

ii. Medium Range Forecast model (MRF)

Es una versión anterior a YSU, con tratamiento implícito en la zona de entrainment como parte de una capa mezclada no local K (Hong and Pan, 1996)

¹También conocida como teoría del transporte-gradiente, en la cual los flujos se relacionan con gradientes de los promedios variables como viento, temperatura y humedad. (Stull, 1988)

²Que va en contra del gradiente predominante del medio (<http://glossary.ametsoc.org/wiki/Counter-gradient>).

iii. Mellor-Yamada-Janjic (MYJ)

Esquema local (existencia de remolinos turbulentos en una capa de la atmósfera que interactúan sólo con las capas vecinas en la vertical), en el cual el tope de la capa límite depende de la energía cinética turbulenta, del empuje y la cizalla del flujo, dependiendo de si se tiene el caso estable o inestable. La ecuación de balance de energía cinética turbulenta se resuelve iterativamente, con mezcla vertical local (Janjić, 2002).

iv. Asymmetrical Convective Model version 2 (ACM2)

El ACM2 es una combinación del ACM con un modelo de difusión (Pleim, 2007). El ACM es una modificación del modelo convectivo *Blackdar*, el cual tiene como principal característica el simular los movimientos ascendentes. En condiciones convectivas el ACM2 puede simular transportes ascendentes rápidos en plumas y cizalla local inducida por difusión turbulenta.

IV.4. Configuración del modelo WRF diseñada para este estudio

Con el objeto de determinar la configuración adecuada para realizar la simulación con el WRF, se llevó a cabo una revisión bibliográfica de las diferentes parametrizaciones de capa límite disponibles en el modelo (Hong et al., 2006) y (Hu et al., 2010) (ver la IV.3); se estudió cómo se realizaron experimentos para probar parametrizaciones en estudios de intensificación de vientos, y se aprovechó el conocimiento previo sobre la configuración implementada para el pronóstico meteorológico operativo del grupo IOA-CCA. Con base en lo anterior, se decidió utilizar las siguientes parametrizaciones: para capa límite la de Yonsei University (YSU PBL); para microfísica se usó el modelo WSM3 (WRF single-moment 3-class), descrita en Hong et al. (2004), el cual predice tres categorías de hidrometeoros: vapor, nube de agua/hielo y lluvia/nieve; para precipitación y convección se eligió la parametrización de cúmulus de Kain-Fritsch (Kain, 2004); para la radiación atmosférica de onda corta se utilizó la parametrización MM5, basada en Dudhia (1989), y para la de onda larga se usó el modelo Rapid Radiative Transfer (RRTM), basado en Mlawer et al. (1997).

En la simulación se configuraron dos anidamientos, iniciando con una resolución de 21 km en el primer dominio hasta alcanzar una resolución de 2.3 km en el tercer dominio, considerando una razón de 1:3 entre los anidamientos y usando una proyección Mercator (Fig. IV.6). La simulación inicio a las 00Z del 25 de Noviembre de 2011 al 30 de Noviembre del mismo año a las 00Z.

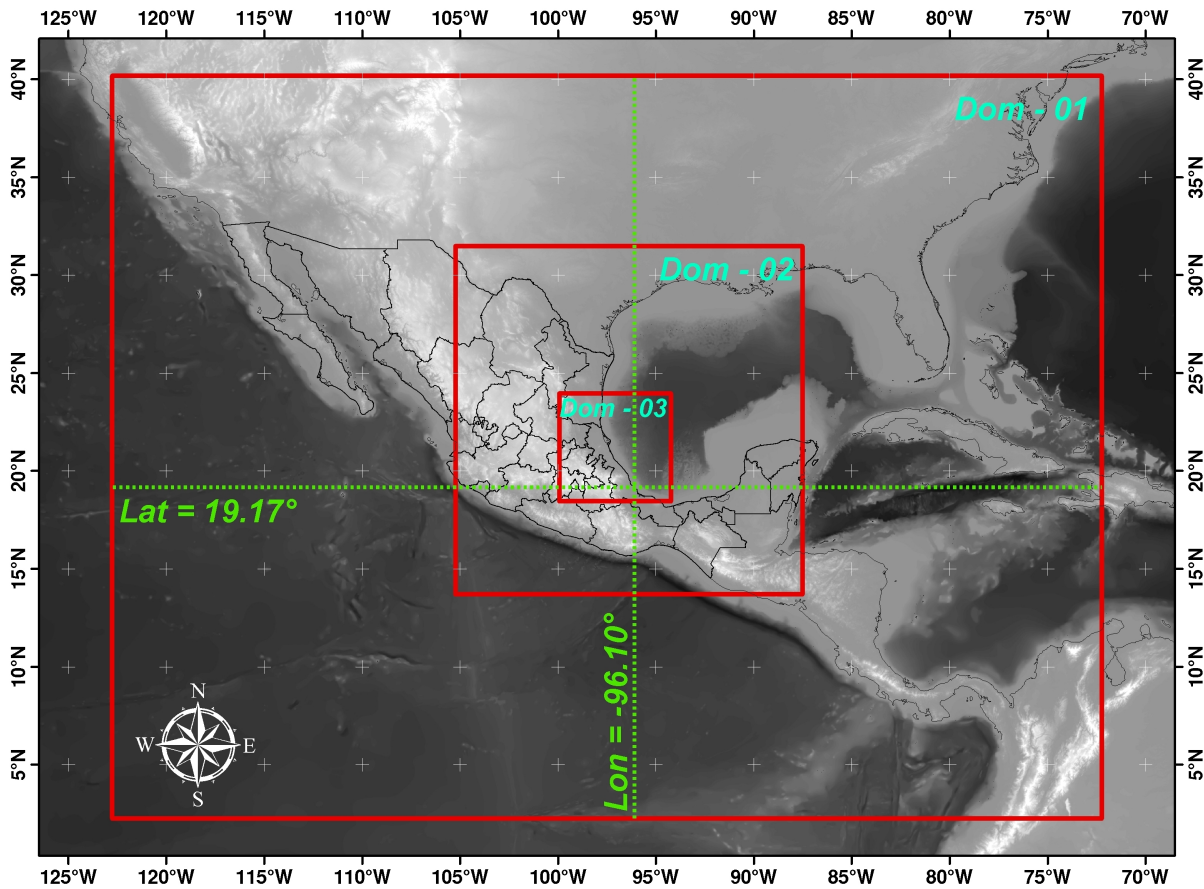


Figura IV.6: Mapa que muestra las regiones cubiertas por los tres dominios usados en la simulación numérica (recuadros rojos). Las líneas verdes muestran la latitud y longitud a lo largo de las cuales se realizaron cortes zonales y meridionales usados para el análisis presentado en la sección V.2.2.

La configuración empleada para la simulación se resume en la Tabla IV.1. Las condiciones iniciales y de frontera se tomaron del NCEP Global Final Analysis (FNL), que consiste en un análisis final operacional global con resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$, disponibles en superficie y 26 niveles mandatorios desde 1000 mb a 10 mb. Los parámetros que incluye son: presión, altura geopotencial, temperatura, temperatura de la superficie del mar, suelo, cobertura de hielo, humedad relativa, componentes u y v del viento, movimientos verticales, vorticidad y ozono (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>), impuestas cada 6 horas al modelo. La simulación se realizó en modo pronóstico en dos computadoras: en una de escritorio Dell i5, que tardó 58 horas utilizando 4 procesadores, y en un clúster perteneciente al CCA, en el que tardó 12 horas usando 48 procesadores (6 nodos). Esto muestra que una computadora de escritorio convencional tardó aproximadamente cinco veces más que en el clúster.

Tabla IV.1: Resumen de la configuración utilizada en la simulación numérica con el modelo WRF.

Microfísica	WSM3 (WRF single moment 3class)
Cúmulus	Kain-Fritsch
Capa límite planetaria	Yonsei University
Radiación de onda corta	Dudhia
Radiación de onda larga	RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)
Datos de temperatura superficial del mar	Promedios diarios
No. de dominios	3 (ver figura IV.6)
Anidamientos	2
Tipo de anidamientos	2 direcciones
Resolución espacial (km)	21, 7, 2.3
Resolución temporal (min)	60, 30, 30
Niveles en la vertical	27

Posprocesamiento de las salidas del WRF

Como se mencionó en la sección IV.1, las mallas horizontales del WRF son Arakawa C escalonadas (ver Fig. IV.2), lo que significa que las variables y los escalares son calculados en distintos puntos de la malla (coordenadas), ocasionando cierta dificultad para trabajar los datos y realizar los análisis correspondientes. Por lo tanto, se elaboró una serie de programas en MatLAB (www.mathworks.com) para recalcular todas las variables en los mismos puntos de malla, mediante interpolaciones lineales horizontales y verticales. Esto ocasionó que la programación y el cálculo de las variables necesarias para los análisis fueran muy costosos computacionalmente, ya que los tiempos de procesamiento fueron muy prolongados para cada variable.

Posteriormente, se almacenaron archivos con las variables necesarias para realizar los cálculos de todos los términos de la ecuación de momento en tiempo y en espacio. Con los datos obtenidos se generaron series de tiempo, gráficos horizontales en superficie y en distintos niveles verticales (tanto en metros como en niveles de presión), cortes verticales y horizontales de diversas variables, y gráficas de advección de partículas, entre otras.

IV.5. Datos satelitales de viento

Para evaluar o verificar las simulaciones realizadas con el WRF en los tres dominios (ver Fig. IV.6), se utilizaron datos de WindSAT (Fig. IV.7). El WindSAT es un radiómetro de microondas polarimétrico desarrollado por la armada de Estados Unidos, diseñado para medir dirección e intensidad del viento sobre la superficie del océano, temperatura superficial del mar, agua precipitable total, agua líquida en las nubes, intensidad de lluvia sobre los océanos, humedad del suelo y hielo marino, entre otras variables. Este instrumento va montado sobre el satélite Coriolis y fué lanzado en Titan II el 6 de enero de 2003. En este estudio se utilizaron los datos de intensidad del viento para compararlos con los datos registrados por las boyas y la intensidad de viento simulada por el modelo. (Utilizando los pasos ascendentes y descendentes del satélite).



Figura IV.7: Fotografía del WindSAT, tomada de <http://www.nrl.navy.mil/WindSat/Description.php>

IV.6. Datos de boyas

La información meteorológica utilizada para realizar la verificación de los datos de salida del modelo WRF, proviene de los datos históricos medidos en tiempo real por boyas meteoceánicas localizadas en el GM (Fig. IV.8), los cuales son publicados por la NOAA y el Centro Nacional de Datos de Boyas (NDBC - *National Data Buoy Center*). Las estaciones utilizadas (Tabla IV.2) forman parte de la red de boyas que registran datos in situ en tiempo real a nivel mundial y están disponibles en el sitio <http://www.ndbc.noaa.gov/>. Estas boyas proporcionan información de dirección y rapidez del viento [m/s], temperatura del aire [°C], presión barométrica [hPa], altura significativa de ola [m] y período de ola [seg], entre otras variables. Para este estudio se utilizaron los datos de temperatura, dirección y rapidez del viento del año 2011.

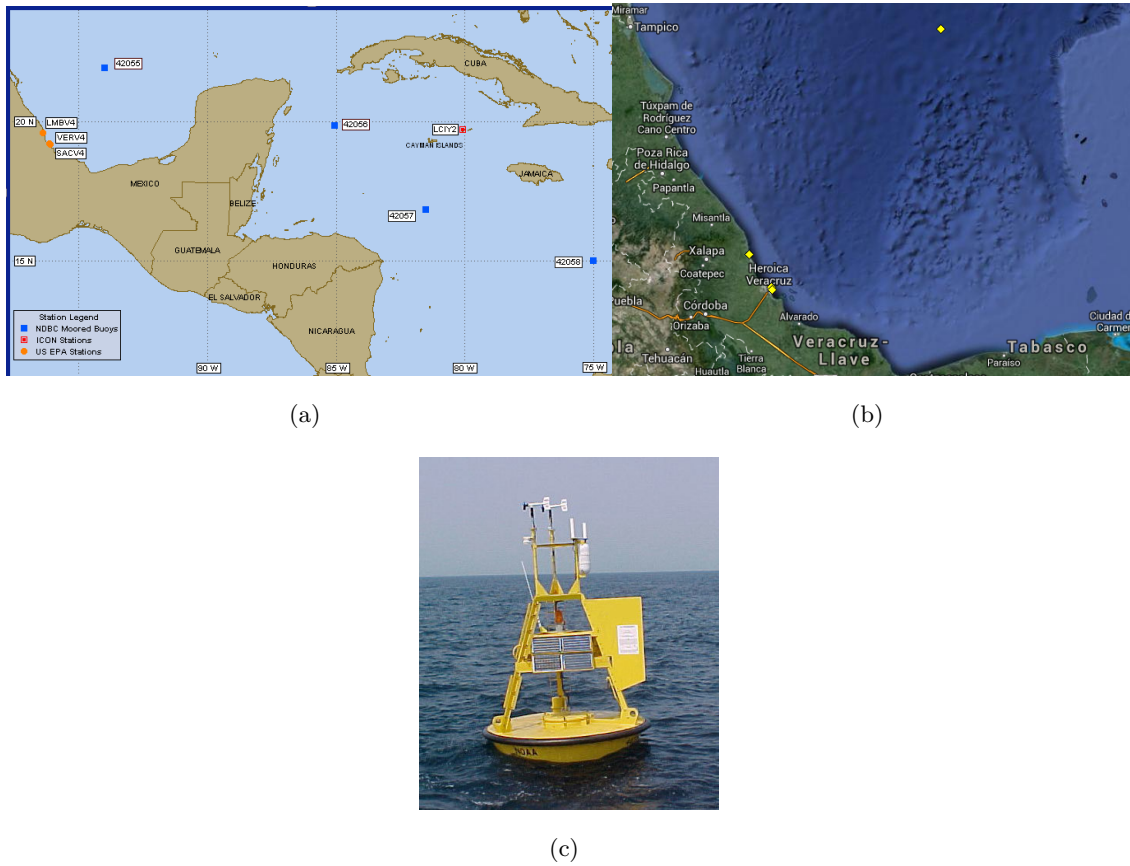


Figura IV.8: (a) Mapa que muestra el identificador y la ubicación de las boyas usadas para la validación del modelo atmosférico: En anaranjado las estaciones operadas mediante un programa de cooperación entre el gobierno mexicano y la US EPA³, y en azul las pertenecientes y operadas por la NOAA. (b) Acercamiento a la ubicación de las boyas empleadas en la validación (amarillo). (c) Fotografía del tipo de boya, mostrando algunos sensores como el anemómetro.

Tabla IV.2: Información del identificador, nombre y ubicación de las boyas meteoceánicas utilizadas para la evaluación del desempeño del modelo WRF.

ID	Nombre de la boya	Ubicación
LMBV4	La Mancha Beach, Mexico	19.594 N, 96.379 W
SACV4	Sacrifice Island, Mexico	19.174 N, 96.093 W
VERV4	Veracruz Harbor, Mexico	19.202 N, 96.113 W
42055	Campeche Bay	22.203 N, 94.000 W

³US EPA = United States Environmental Protection Agency

Capítulo V

Resultados

V.1. Validación de la simulación

Con el objeto de evaluar el desempeño del modelo WRF para reproducir los vientos en la zona de estudio, se realizó una comparación entre las series de tiempo de la magnitud del viento observada por las boyas descritas en el capítulo anterior y la calculada por el modelo. También se usaron datos del NCEP-FNL (*NCEP Final Operational Global Analysis*, <http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>), con resolución temporal de 6 horas, para la evaluación. Para ello, se interpolaron los datos de la simulación en los tres dominios (ver sección IV.4) al sitio de ubicación de las boyas. Las gráficas de comparación de las series de tiempo de la magnitud del viento se muestran en la figura V.1. El período de las series de tiempo se extiende del 25 al 29 de Noviembre de 2011, el cual incluye la ocurrencia del evento de *norte* descrito en la sección III.3.

La serie de tiempo para la boya de La Mancha (LMBV4) muestra vientos que alcanzan una rapidez máxima de 12 m/s el día 27 de Noviembre de 2011 a las 12:00Z (6:00 hrs tiempo local) y que son aproximadamente 8 m/s menos intensos que los vientos estimados por el WRF para ese sitio en los tres dominios (Fig. V.1(a)). Para la boya ubicada cerca del Pto. de Veracruz (VERV4) (Fig. V.1(b)), la intensidad máxima de los vientos estimados con el WRF en los dominios 2 y 3, de ~ 23 m/s, es muy similar a la observada y es ligeramente inferior si se considera el dominio 3. En el caso de la boya 42055, ubicada mar adentro y fuera del dominio 3 (ver Figs. IV.6 y IV.8), el modelo reproduce adecuadamente las magnitudes observadas (Fig. V.1(d)) debido a que no existe influencia del relieve topográfico; mientras que la simulación subestima aproximadamente por 2.5 m/s la intensidad máxima observada en la boya de Isla Sacrificios (SACV4), de aproximadamente 26 m/s (Fig. V.1(c)), la cual está ubicada muy cerca de la línea de costa. La única boya ubicada mar adentro es la 42055, en donde se registró un viento máximo de ~ 18 m/s, que es alrededor de 7 m/s menor al registrado en la boya de Isla Sacrificios. En la Tabla V.1 se presenta un resumen de estos resultados.

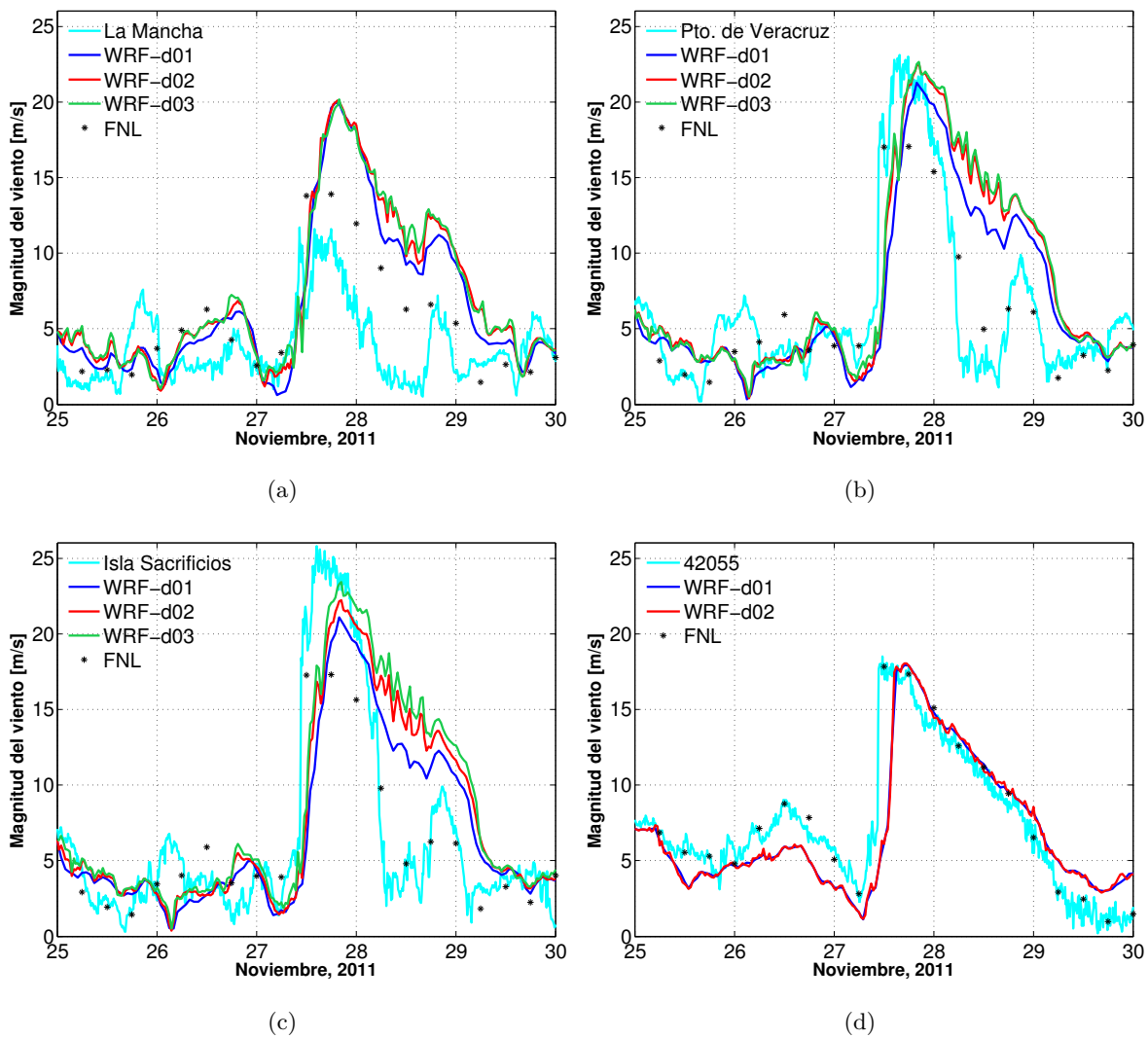


Figura V.1: Comparación de las series de tiempo de la magnitud del viento (m/s) observada en los sitios de las boyas en el GM y la estimada por el modelo WRF: (a) La Mancha (LMBV4); (b) Pto. de Veracruz (VERV4); (c) Isla Sacrificios (SACV4), y (d) 42055. Los colores correspondientes a los valores observados y a los simulados en cada dominio se indican en los recuadros. Los asteriscos indican los valores extraídos del FNL en las coordenadas de cada boya. Las series abarcan del 25 de Noviembre a las 00Z al 29 de Noviembre a las 23Z de 2011.

Tabla V.1: Comparación entre las intensidades máximas de los vientos medidos por las boyas y estimadas por el modelo.

Boyas	Intensidad máxima registrada por la boya (m/s)	Intensidad máxima estimada por el WRF (m/s)
La Mancha	12.0	20.5
Puerto de Veracruz	22.5	22.5
Isla Sacrificios	25.0	22.5
42055	18.0	18.0

Para analizar el comportamiento de la temperatura del aire antes y después del paso del frente, se graficaron las series de tiempo de los datos medidos por las boyas contra los valores estimados por el modelo considerando los tres dominios, después de interpolar al sitio de las boyas (Fig. V.2). En estas gráficas destaca la alta correlación que existe entre las series, aunque en general el modelo subestima los valores mínimos y máximos de temperatura, lo cual es más evidente en los sitios de las boyas del Puerto de Veracruz y la 42055 (Figs. V.2(b) y V.2(d)). Se observa que la diferencia de temperaturas antes y después del paso del frente fue de aproximadamente 6°C en un tiempo menor a 12 horas y de 7°C considerando dos días. En las boyas de La Mancha (Fig. V.2(a)) y de Isla Sacrificios (Fig. V.2(c)), el modelo reproduce adecuadamente la temperatura antes del paso del frente, incluyendo las variaciones observadas. Al paso del frente el modelo sobreestima la temperatura observada en todos los sitios, mostrando cierta deficiencia para reproducir el descenso brusco de la temperatura durante el evento analizado. Una posible causa es que el modelo no se encuentra acoplado con un modelo oceánico o que no fue alimentado con la temperatura superficial del mar de una corrida de reanálisis, es decir, la temperatura superficial del mar no se modifica a lo largo de la simulación numérica.

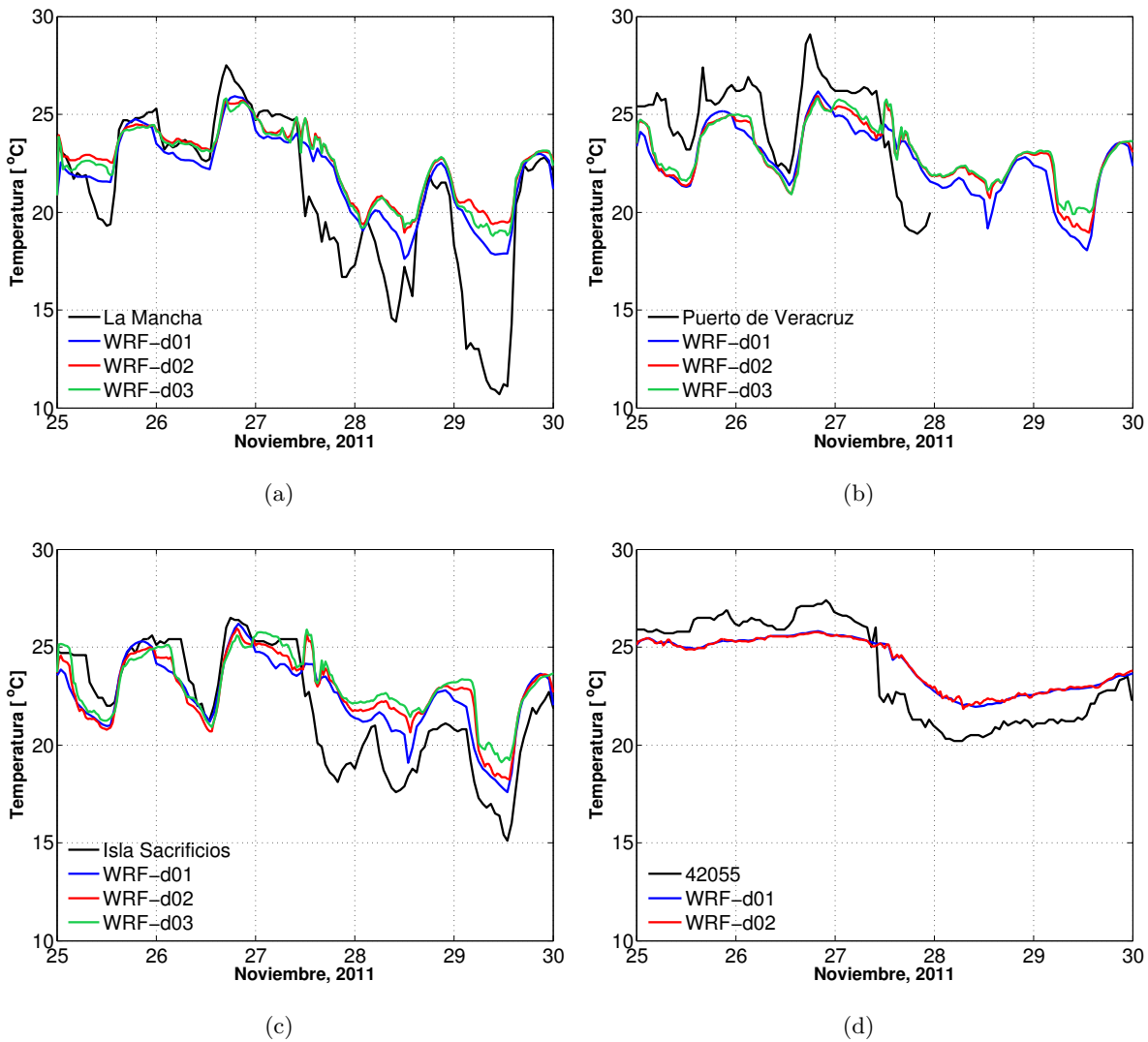


Figura V.2: Comparación de las series de tiempo de temperatura del aire (°C) generadas a partir de los datos de las boyas y de las salidas de la simulación numérica, considerando los tres dominios (excepto para la boya 42055 que está ubicada fuera del dominio 3): (a) La Mancha, (b) Pto. de Veracruz; (c) Isla Sacrificios, y (d) 42055. Las series abarcan del 25 de Noviembre a las 00Z al 30 de Noviembre a las 00Z de 2011.

V.1.1. Análisis estadístico

Para realizar la evaluación del desempeño del modelo WRF para reproducir las variaciones de la magnitud del viento durante el evento analizado, se calcularon los siguientes estadísticos: el coeficiente de correlación de Pearson; el coeficiente de determinación; el índice de Willmott o IOA (Index of agreement); el error absoluto medio y la raíz cuadrada del error cuadrático medio. Las definiciones de estos estadísticos se obtuvieron de Wilks (2011) y Willmott et al. (2012).

Con el apoyo de estos estadísticos, se tiene una estimación cuantitativa sobre la discrepancia o concordancia entre la salida del modelo y los datos observados por las boyas. A continuación se detalla en qué consiste cada uno de ellos.

Coefficiente de correlación de Pearson

Es una medida del grado de covariación entre dos variables relacionadas linealmente. Para el cálculo de este coeficiente (r), se emplea la covarianza entre los datos observados y los simulados. Los valores que puede tomar r están entre -1 y 1, y se calcula mediante:

$$r_{op} = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2]^{1/2} [\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2]^{1/2}} \quad (\text{V.1})$$

donde O representa las observaciones, P los valores estimados con el modelo, la barra denota el promedio y n es el total de datos.

Coefficiente de de determinación

El coeficiente de determinación (R^2) es el cuadrado del coeficiente de correlación de Pearson y especifica la proporción de la variabilidad de una de las variables que es descrita por la otra (en términos lineales). Puede tomar valores entre 0 y 1, donde un valor cercano a 1 indica que el modelo se ajusta mejor a las observaciones.

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{[\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2]^{1/2} [\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2]^{1/2}} \right]^2 \quad (\text{V.2})$$

Error absoluto promedio

El error absoluto promedio (MAE, *mean absolute error*) es una medida escalar utilizada para evaluar la precisión del modelo mediante la suma de las diferencias, en valor absoluto, entre los datos reales y los datos simulados por el modelo. Este estadístico le otorga el mismo peso a todos los errores, pero no indica la dirección de las desviaciones. Un ajuste perfecto daría un valor del MAE = 0.

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \quad (\text{V.3})$$

Raíz del error cuadrático medio

La raíz del error cuadrático medio (RMSE, *root mean squared error*), es una medida de la magnitud promedio de los errores del pronóstico. Es un estadístico que da más peso a los errores grandes que a los errores pequeños y se calcula mediante:

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 \right]^{1/2} \quad (\text{V.4})$$

Índice de Willmott

El índice de concordancia de Willmott (IOA, *index of agreement*) mide el grado de error en la predicción del modelo. Originalmente el índice podía tomar valores entre 0 y 1, donde 1 representaba un ajuste perfecto entre los valores reales y los arrojados por el modelo. Este índice era muy sensible a valores extremos en la formulación de Willmott (Legates and McCabe, 1999), debido a los cuadrados que se empleaban. En Willmott et al. (2012) hicieron una reformulación a este índice, pudiendo tomar valores entre -1 y 1.

Para calcular el índice de concordancia (d) se considera lo siguiente:

$$IOA = \begin{cases} d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|}{c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}; & \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| \leq c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \\ d = \frac{c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}|}{\sum_{i=1}^n |P_i - O_i|} - 1; & \sum_{i=1}^n |P_i - O_i| > c \sum_{i=1}^n |O_i - \bar{O}| \end{cases} \quad (V.5)$$

En la Tabla V.2 se presentan los valores obtenidos para los estadísticos antes descritos, considerando los datos observados y simulados de la magnitud del viento en los sitios de las boyas durante el evento de *norte* de Noviembre de 2011.

Tabla V.2: Valores de los estadísticos calculados para evaluar el desempeño del modelo WRF para reproducir la magnitud del viento en los sitios de las boyas.

Estadísticos-Boya	42055	La Mancha	Isla Sacrificios	Puerto de Veracruz
Pearson	0.85	0.55	0.75	0.7
R²	0.72	0.3	0.57	0.49
RMSE (m/s)	2.42	5.4	4.61	4.82
MAE (m/s)	1.77	4.04	3.2	3.33
IOA	0.73	-0.04	0.66	0.58

Si la salida del modelo fuese exactamente igual a los datos observados, se obtendrían los siguientes valores para los estadísticos: $RMSE = 0$, $MAE = 0$, r y $R^2 = 1$ e $IOA = 1$. Entonces, de los resultados presentados en la Tabla V.2, se puede observar que los estadísticos obtenidos para los sitios de las boyas 42055 e Isla Sacrificios indican una buena correspondencia entre los datos observados y los valores simulados. La mejor correspondencia se obtuvo para la boya 42055, debido posiblemente a que se encuentra ubicada mar adentro y no se ve afectada por la cercanía a la costa o por montañas aledañas, como se mencionó anteriormente. Para este sitio se obtuvo un coeficiente de determinación de 0.72, lo que indica que el modelo reproduce alrededor del 70 % de la variabilidad observada. En contraste, la menor correspondencia entre observaciones y modelo fue en el sitio de la boya de La Mancha, con $R^2 = 0.30$ y valores altos de RMSE y MAE, debido probablemente a que se ubica muy cerca de la costa y el dosel y la topografía estén afectando los valores registrados por esta boya.

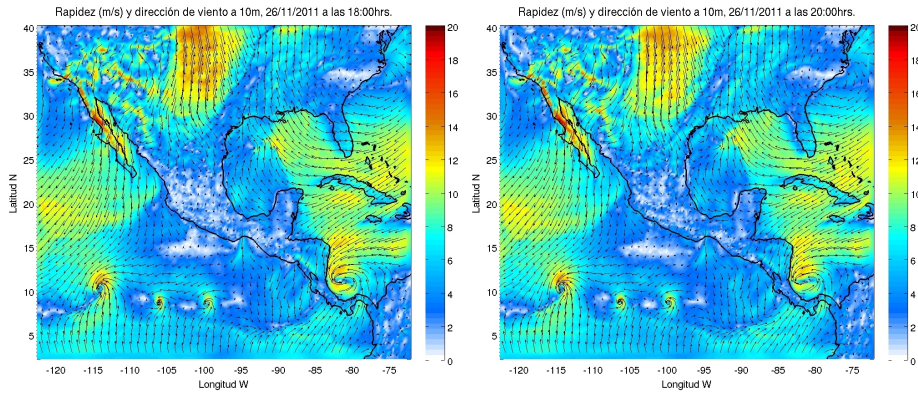
Podemos concluir que, con excepción del sitio de La Mancha, el modelo reprodujo de manera satisfactoria las variaciones horarias de la magnitud del viento durante el evento de *norte* analizado, representando entre el 50 % y el 70 % de su variabilidad.

V.2. Análisis del evento de *norte* del 27 de Noviembre de 2011 con apoyo de la simulación numérica

En esta sección se analiza la evolución del evento de *norte* ocurrido el 27 de Noviembre de 2011 mediante las salidas del modelo atmosférico WRF considerando distintas variables. Asimismo, se analiza la estructura horizontal y vertical asociada al chorro de vientos intensos (o *jet*) que afectan las costas de Veracruz y zonas adyacentes.

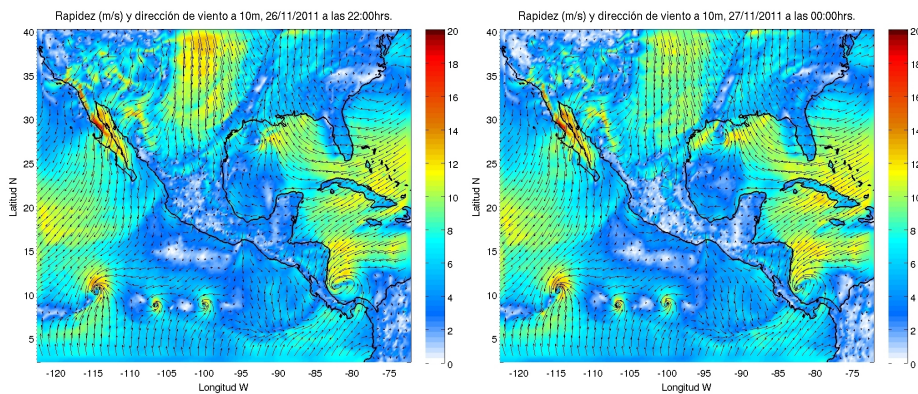
V.2.1. Descripción del evento a partir de la simulación numérica

Las gráficas de la figura V.3 muestran la historia evolutiva del frente frío que ocasionó el evento de *norte* analizado, mediante mapas que incluyen contornos de magnitud y vectores curvilíneos del viento a 10 m sobre la superficie en el dominio 1, iniciando a las 18:00Z (12 hrs tiempo local) del 26 de Noviembre y hasta las 16:00Z (10:00 hrs tiempo local) del 27 de Noviembre, momento en que el *jet* alcanza la desembocadura del río Papaloapan. Los colores representan la intensidad del viento en m/s, según la barra de color y con un rango acotado en 20 m/s, lo que hace que el color rojo se sature en las zonas donde se observa el *jet*, al sur de Tamaulipas y frente a las costas de Veracruz. En los mapas del día 27 se puede observar un frente secundario bien marcado con dirección Sur-Norte, que inicia en el extremo noroeste de la península de Yucatán y se extiende hasta el delta del Mississippi, a lo largo del cual convergen los vientos provocando un fuerte cizallamiento debido a la diferencia en la dirección de éstos a un lado y otro de dicho frente. Al oeste de esta línea frontal se observan los vientos intensos asociados al evento de *norte* analizado.



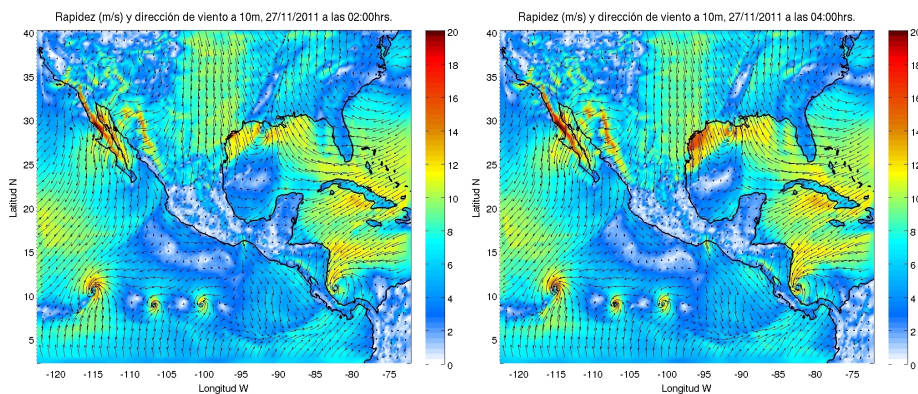
(a)

(b)



(c)

(d)



(e)

(f)

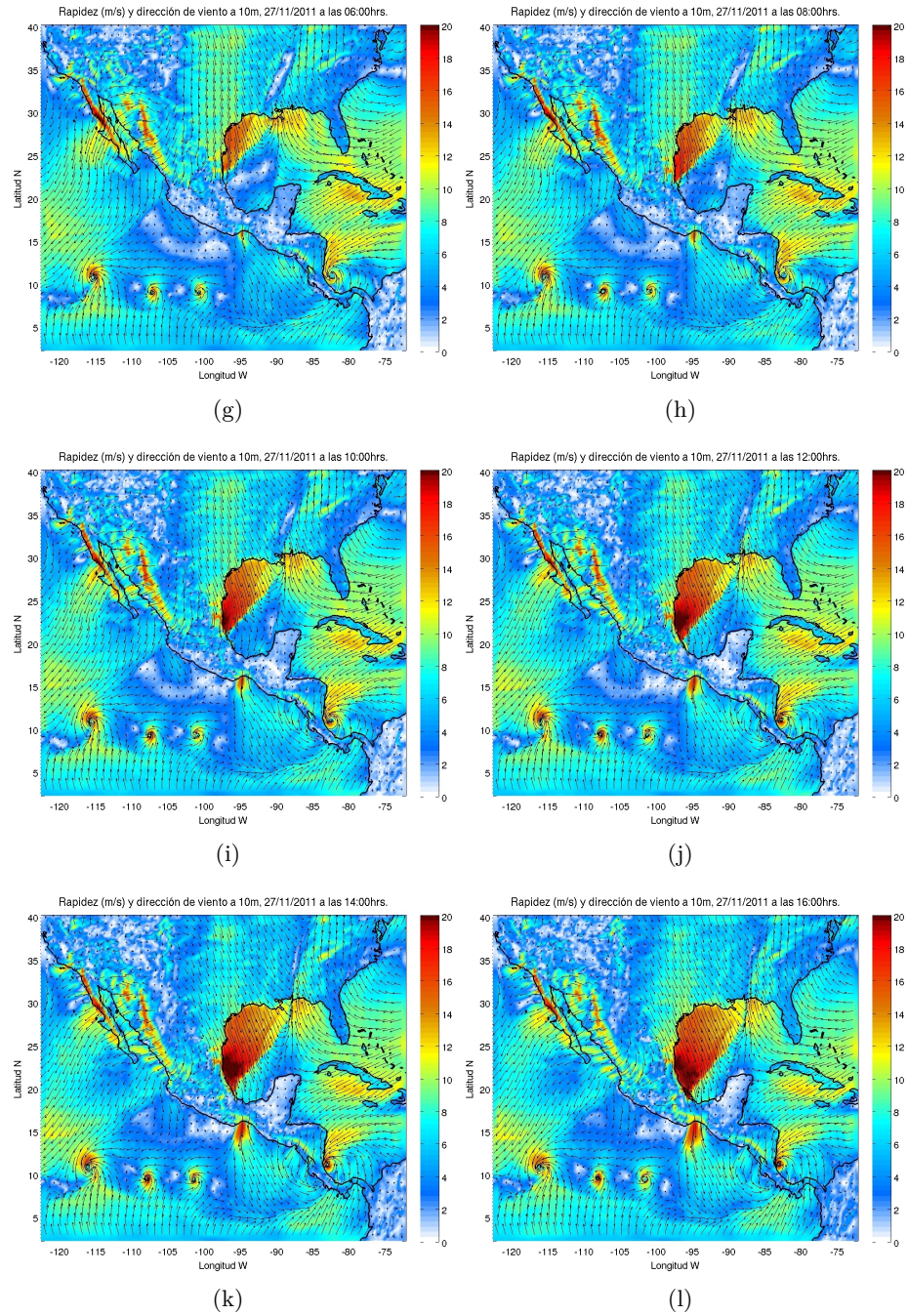


Figura V.3: Vientos en superficie (a 10 m) a partir de las salidas del modelo WRF para el dominio 1, que muestran la evolución del evento de *norte* a partir de las 1800Z del día 26 y hasta las 16:00 hrs del día 27 de Noviembre de 2011, cada dos horas. Se han utilizado vectores curvilíneos para representar los vientos y los colores indican su magnitud en m/s según la escala mostrada.

En la figura V.4 se muestran mapas similares a los de la figura V.3 pero para los dominios 2 y 3. En estos casos se muestra la evolución del *norte* de las 10:00Z (4:00 hrs tiempo local) hasta las 16:00Z (10:00 hrs tiempo local) del día 27 de Noviembre de 2011, a intervalos de 2 horas. En estas series se muestran momentos de la evolución del *jet*, que se pueden apreciar con más detalle en el dominio 3. En el primer momento, el frente se encuentra cruzando la laguna de Tamiahua, al norte del estado de Veracruz, y destaca la intensidad de los vientos que se presentan en los límites entre Veracruz y Tamaulipas. En esta zona se empiezan a intensificar los vientos al presentarse una reducción espacial causada por la presencia de la sierra y las montañas que hay en Tamaulipas, produciendo un efecto de represamiento (proceso conocido como *damming* en inglés) [ver (Steenburgh et al., 1998)]. En la última gráfica correspondiente al dominio 3, se puede observar un frente asociado al *jet* provocado por los vientos que son obligados a rodear la sierra e ir en dirección costa afuera. Esto provoca que haya un encuentro entre estos vientos y los asociados al frente, que vienen desplazándose desde el norte del GM y chocan con los vientos del *jet* de manera casi perpendicular, formando una segunda zona frontal y desviando los vientos del *jet* hacia el sureste. Con esto podría pensarse que se desvían porque al dejar de existir la fuerza que los genera (al norte de Perote), su dinámica es casi la de un flujo inercial y giran hacia la derecha. Por otra parte, existe una intensificación de los vientos al pasar del continente al GM, debido a que encuentran menos fricción.

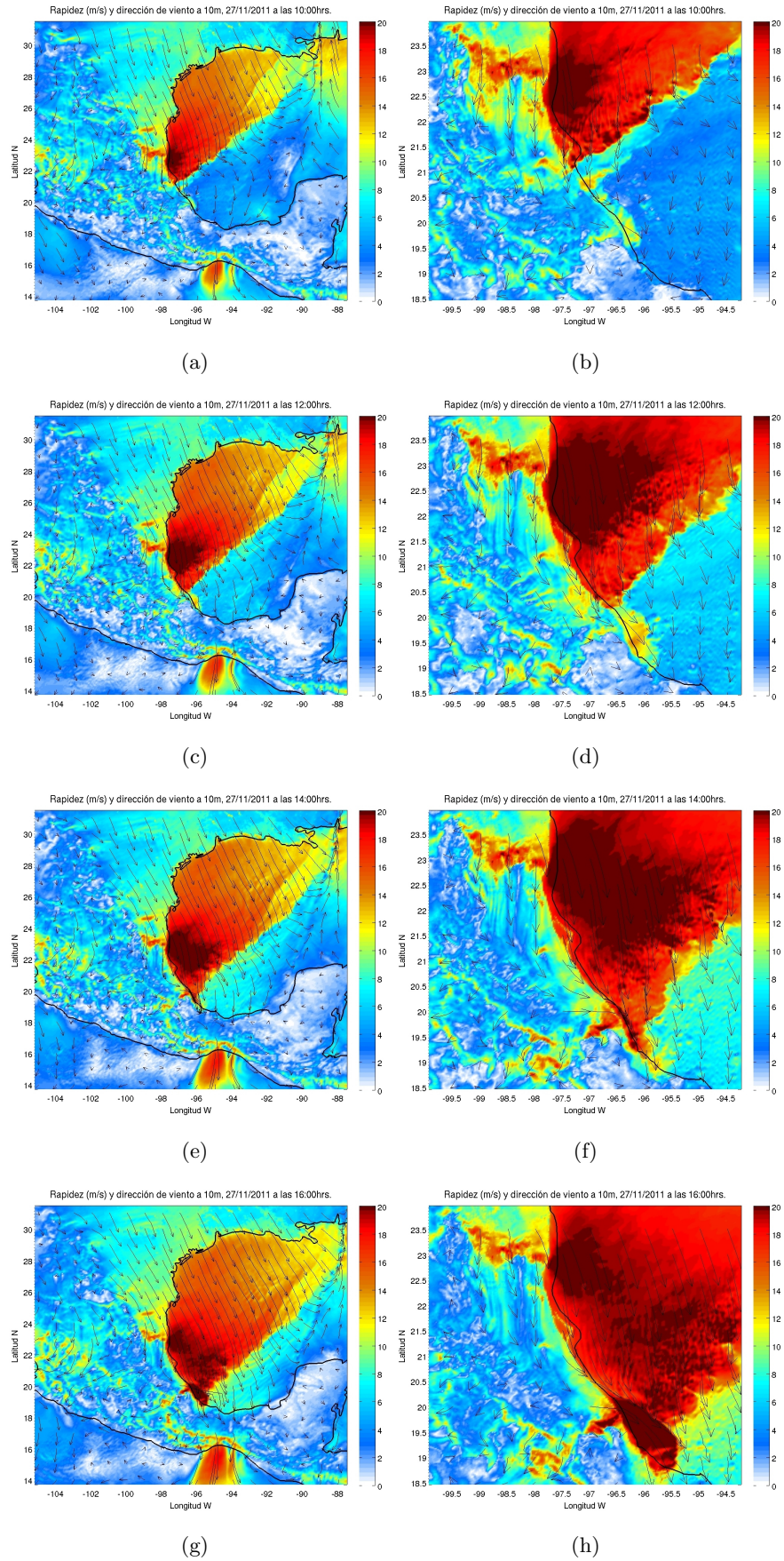


Figura V.4: Vientos en superficie (a 10 m) a partir de las salidas del modelo WRF para el dominio 2 (izquierda) y el dominio 3 (derecha), que muestran la evolución del evento de *norte* de las 10:00Z a las 16:00Z del día 27 de Noviembre de 2011, cada dos horas. Se han utilizado vectores curvilíneos para representar los vientos y los colores indican su magnitud en m/s según la escala mostrada.

Con el objeto de analizar el comportamiento dinámico del frente, se realizó una simulación numérica en la que se “sembraron partículas” cada hora en 10 puntos sobre dos líneas imaginarias perpendiculares a la costa, en donde el punto más alejado se ubicó a más de 200 km de la costa. En la figura V.5 se muestran los mapas de la magnitud del viento a 50 m sobre la superficie en el dominio 2, incluyendo la ubicación de las partículas que son transportadas por el flujo con el propósito de obtener una mejor representación de la evolución del *norte*. Se muestran las gráficas cada 2 horas desde las 00:00Z del 27 de Noviembre hasta las 14:00Z del mismo día, y en ellas se observa claramente la existencia de una surada previa a la llegada del frente, por lo que todas las partículas son trasladadas con dirección nor-oeste, hasta encontrarse con la zona frontal, posteriormente, el desplazamiento de las partículas es hacia el sur a medida que el frente va avanzando, y su desplazamiento es de aproximadamente 55km/h. En las figuras V.5(f) y V.5(g) se hace notar la zona del *jet* y las partículas que lo rodean, en la parte sur y en la parte este, marcando 2 frentes con diferente orientación. Es importante mencionar que los cálculos se realizaron a una altura de 50 m, y por lo tanto las áreas del terreno con una elevación mayor se encuentran en color blanco.

Para analizar la formación del *jet*, en la figura V.6 se muestran mapas horarios de la presión atmosférica a 50 m y a 2,500 m de altura, de las 12:00 a las 15:00Z (de las 06:00 a las 09:00 hrs tiempo local) del 27 de Noviembre. Para los gráficos se utilizan dominios distintos para una mejor visualización en cada caso. En estos gráficos se observa que el *jet* se forma a baja altura, ya que en los mapas correspondientes a 50 m las isobaras dibujan el *jet* pero esto no se observa a mayor altura, por lo que la variación de presión a 2,500 m sobre la superficie no se ve influenciada por la topografía.

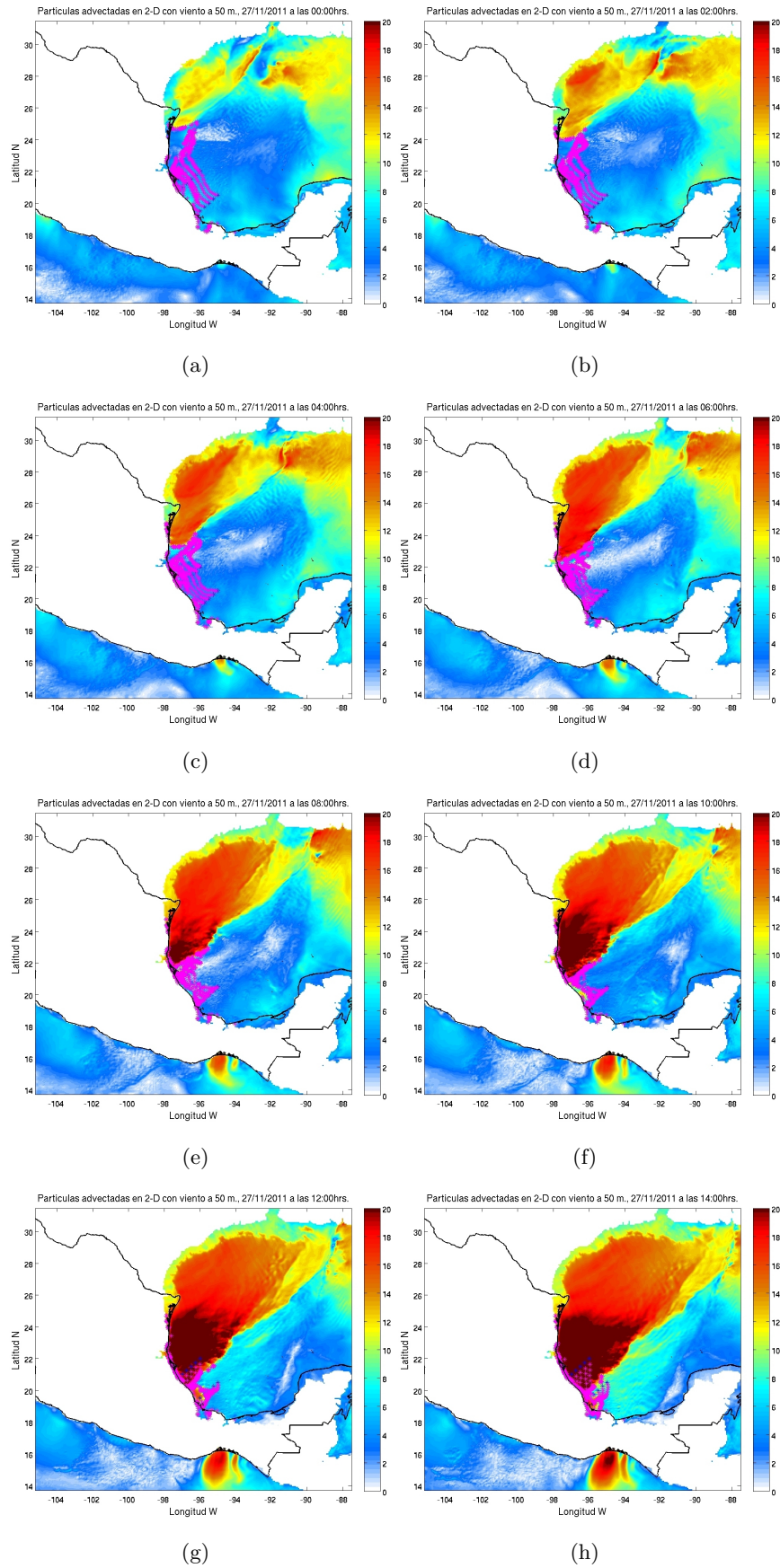


Figura V.5: Mapas de magnitud del viento a 50 m sobre el nivel del mar a partir de la simulación numérica con partículas “sembradas” correspondiente al dominio 2. Las partículas fueron “sembradas” cada hora sobre un transecto perpendicular a la costa. La posición de las partículas se muestra en color magenta y se presentan las salidas cada dos horas a partir de las 00:00Z del 27 de Noviembre de 2011.

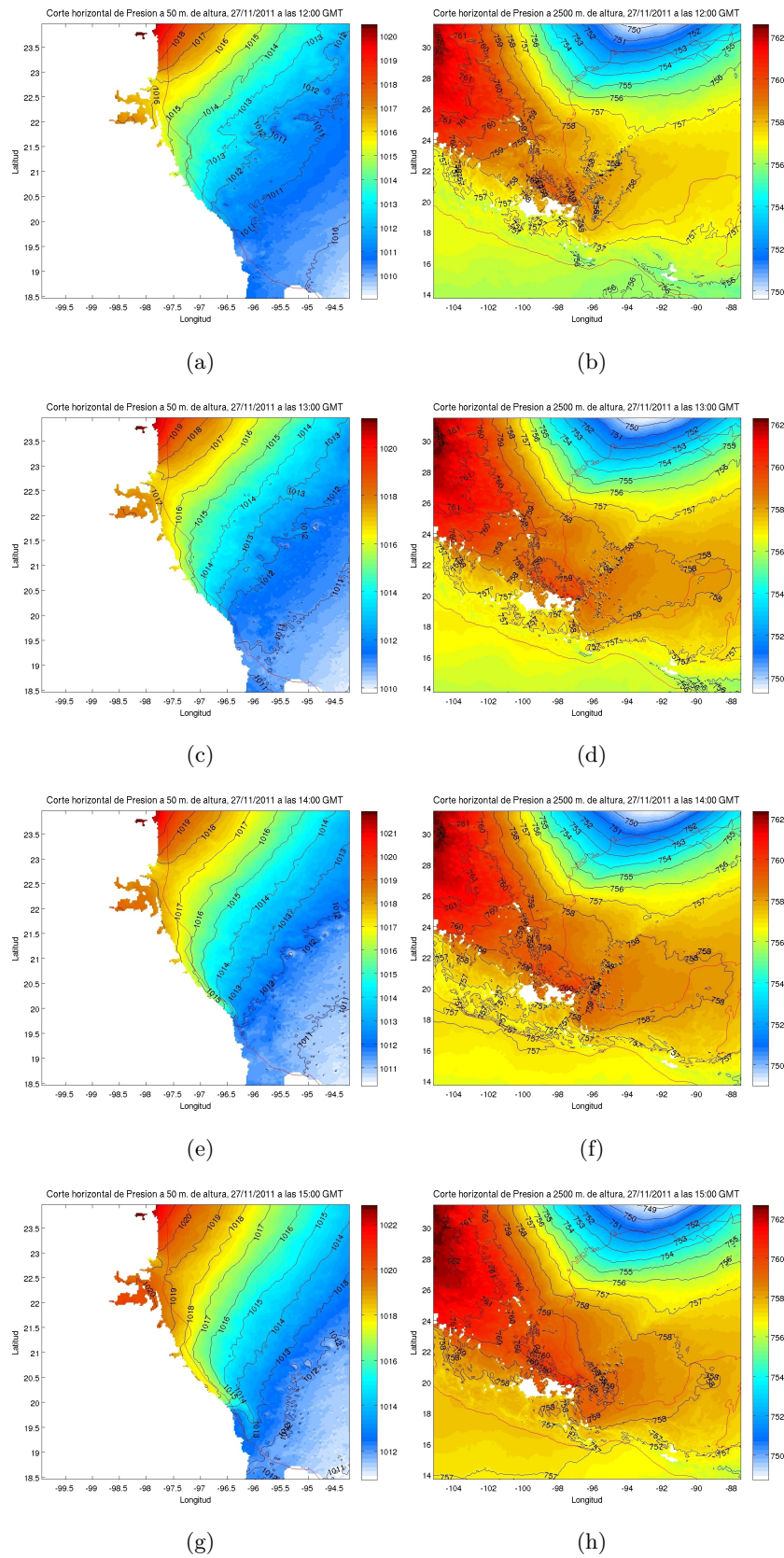


Figura V.6: Cortes horizontales de la presión atmosférica (mb) a 50 m (izq) y a 2,500 m (der) de altura sobre el nivel del mar, a partir de la simulación numérica. Se muestran los mapas horarios comenzando a las 12:00Z (6:00 hrs tiempo local) del 27 de Noviembre de 2011. Se utilizan dominios distintos para cada altura para una mejor visualización del fenómeno.

Se realizaron cálculos de la divergencia del viento a 50 m de altura a partir de las salidas del WRF con el objeto de identificar las zonas de mayor convergencia de los vientos. La figura V.7 muestra los mapas correspondientes a las 05:00, 07:00, 09:00 y 11:00Z. Las regiones costeras que muestran fuerte divergencia del viento (en rojo), son regiones en donde el viento medio interactúa con la brisa marina o terrestre y este fenómeno se presenta durante la mañana y por la tarde-noche. En el interior del GM se pueden apreciar dos franjas de convergencia bien delimitadas (en azul) que están asociadas a dos líneas frontales: una casi en dirección norte-sur ubicada hacia el este (ver sección V.2.1), y la otra que forma un ángulo de 45° con respecto al norte y que corresponde al evento de *norte* del 27 de Noviembre. En la zona costera de Veracruz se puede identificar el *jet* como una franja de convergencia pegada a la línea de costa, la cual se extiende hacia el sur. Además, es notorio que en las penínsulas de Florida y Yucatán en la parte oriental se observa convergencia mientras que del lado occidental se observa divergencia, lo que puede estar asociado a la interacción del viento medio con la brisa terrestre y/o a un cambio en la fricción superficial.

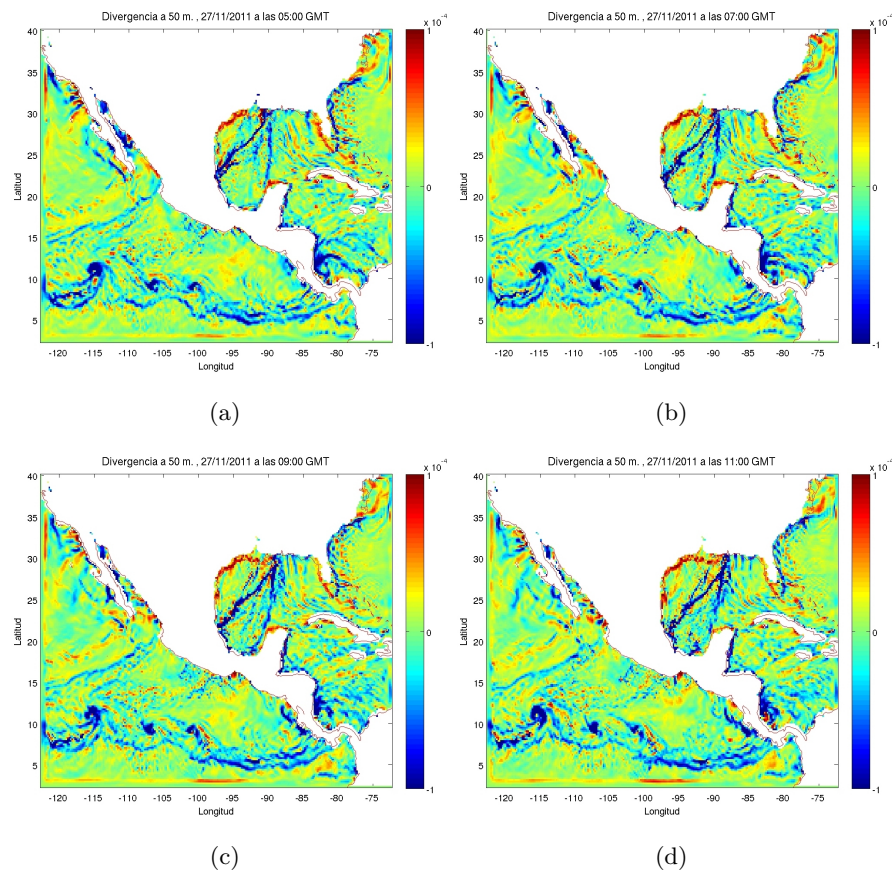


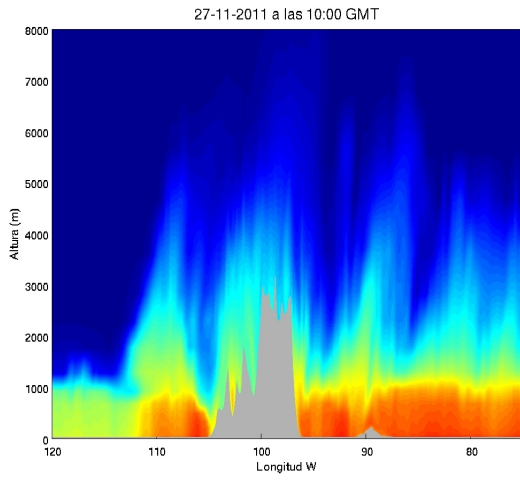
Figura V.7: Mapas de divergencia del viento (s^{-1}) a 50 m sobre el nivel del mar a partir de la simulación numérica. Se muestran los mapas correspondientes a las 05:00, 07:00, 09:00 y 11:00Z del 27 de Noviembre de 2011.

V.2.2. Estructura vertical

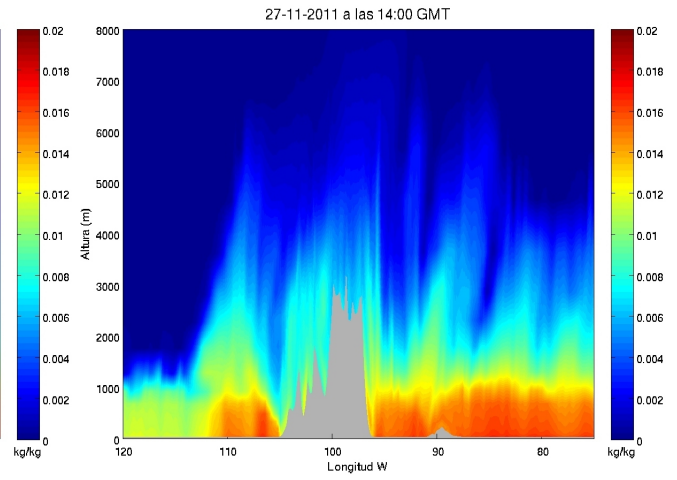
Con el objeto de analizar la estructura vertical del frente y del *jet* se graficaron cortes verticales, tanto zonales como meridionales, de distintas variables. En el mapa de la figura IV.6 se muestra

la ubicación de la latitud y la longitud a lo largo de las cuales se realizaron los cortes zonales y meridionales. Las coordenadas de los transectos fueron elegidas considerando la zona de máxima intensidad del *jet*.

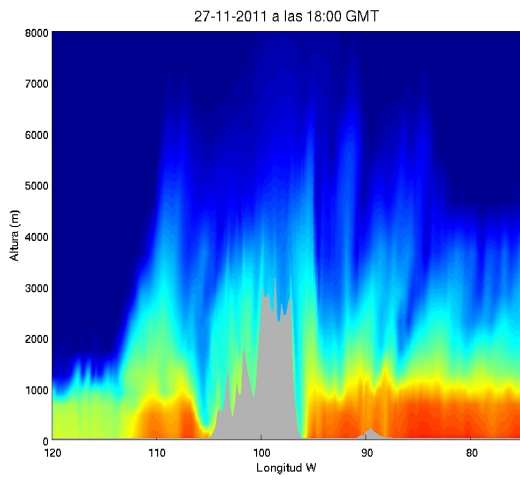
Debido a que las masas de aire asociadas a este frente son frías y secas y que los vientos vienen del norte, las variables consideradas para detectar su intrusión en la región fueron la razón de mezcla del vapor de agua (que es una medida de la cantidad de humedad en la atmósfera) y la componente meridional del viento. Los cortes zonales de la razón de mezcla del vapor de agua (kg/kg) a lo largo de 19.17°N (Fig. V.8), muestran que antes de la llegada del *jet*, en los paneles correspondientes a las 10:00 y 14:00Z del 27 de Noviembre, la razón de mezcla es muy alta en los primeros 1,000 m de altura a lo largo de toda la sección y disminuye rápidamente con la altura. A las 18:00Z, se observa una columna con valores más bajos de humedad adyacente a la sierra, aproximadamente entre 95°y 96°W, asociada a la intrusión de aire más seco. Conforme avanza el tiempo, esta columna se va ensanchando y va disminuyendo el contenido de vapor de agua, lo que muestra la presencia de masas de aire seco tras el paso del frente frío.



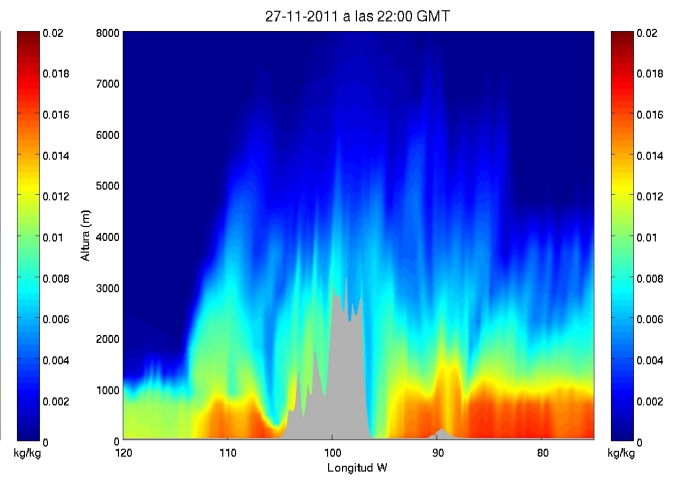
(a)



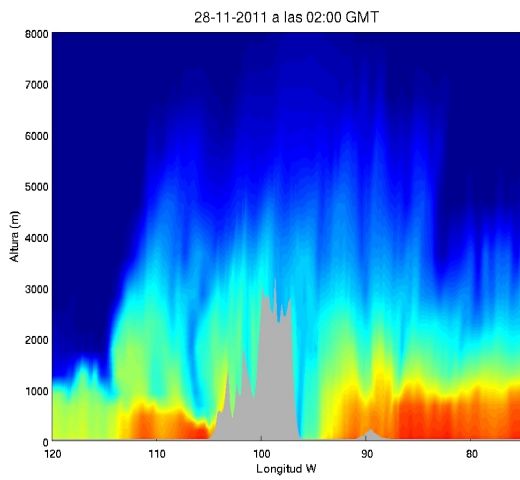
(b)



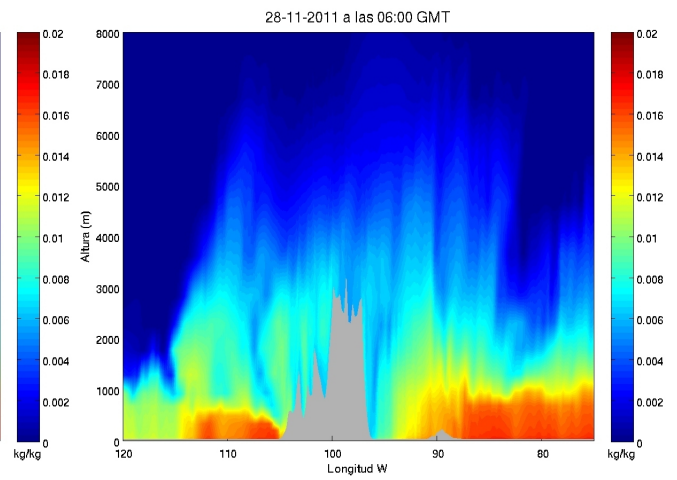
(c)



(d)



(e)



(f)

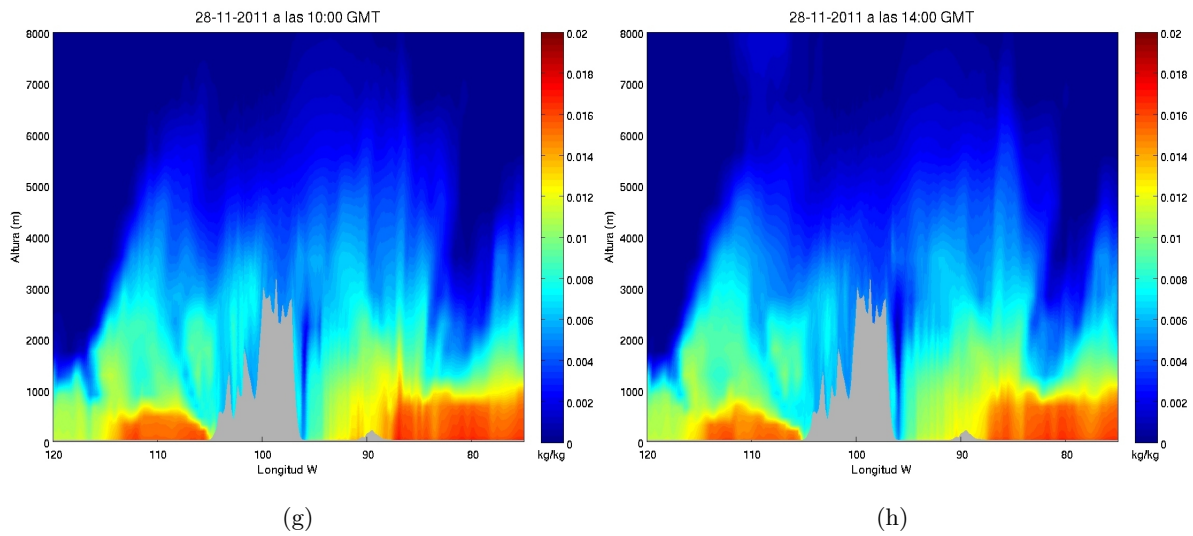
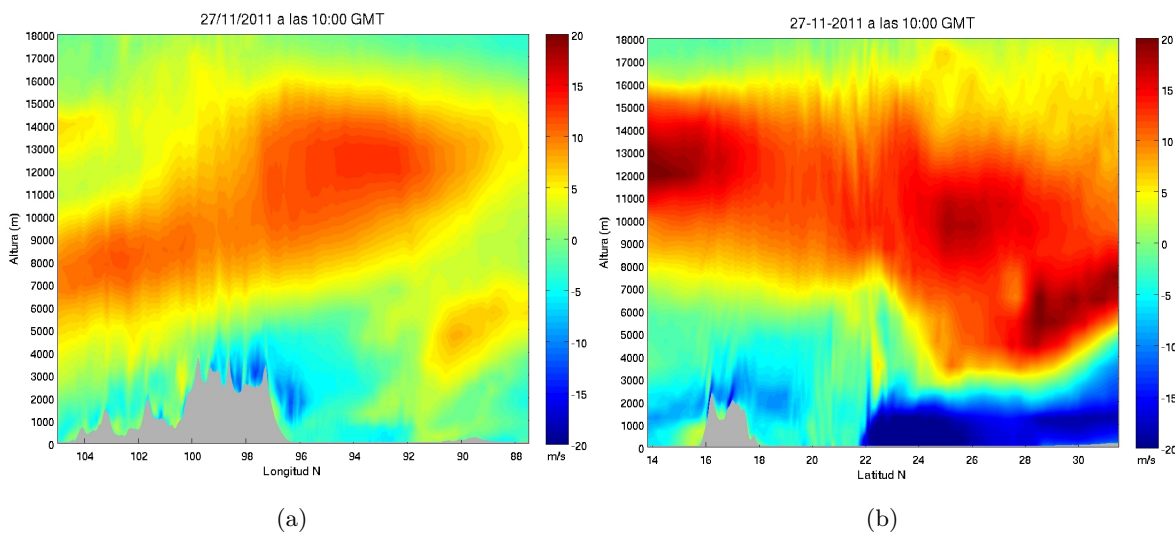


Figura V.8: Corte zonal de la razón de mezcla de vapor de agua [kg/kg] a lo largo de 19.1795°N para el dominio 1 de la simulación. Se muestran gráficos cada 4 horas a partir de las 10:00Z (04:00 hrs tiempo local) del día 27 y hasta las 14:00Z del día 28 de Noviembre de 2011.

Los gráficos de la figura V.9 contienen los cortes verticales de la componente meridional del viento (V); zonal a lo largo de 19.17°N (columna izquierda) y meridional a lo largo de 96.10°W (columna derecha). Los gráficos se muestran cada 4 horas a partir de las 10:00Z del 27 de noviembre de 2011 hasta las 22:00Z del mismo día, considerando la simulación del WRF para el dominio 2. En ellos se observa que el *jet* de vientos intensos se adelanta aproximadamente 6 horas al frente y llega a unos 2,000 m de altura, mientras que el frente tiene una altura aproximada de casi 10 km, como se ilustra en la figura V.9(h). También se observa que, por encima del *jet* y el frente, los vientos viajan en dirección opuesta y en los cortes zonales se ve un filamento con V en dirección norte [Figs. V.9(e) y V.9(g)].



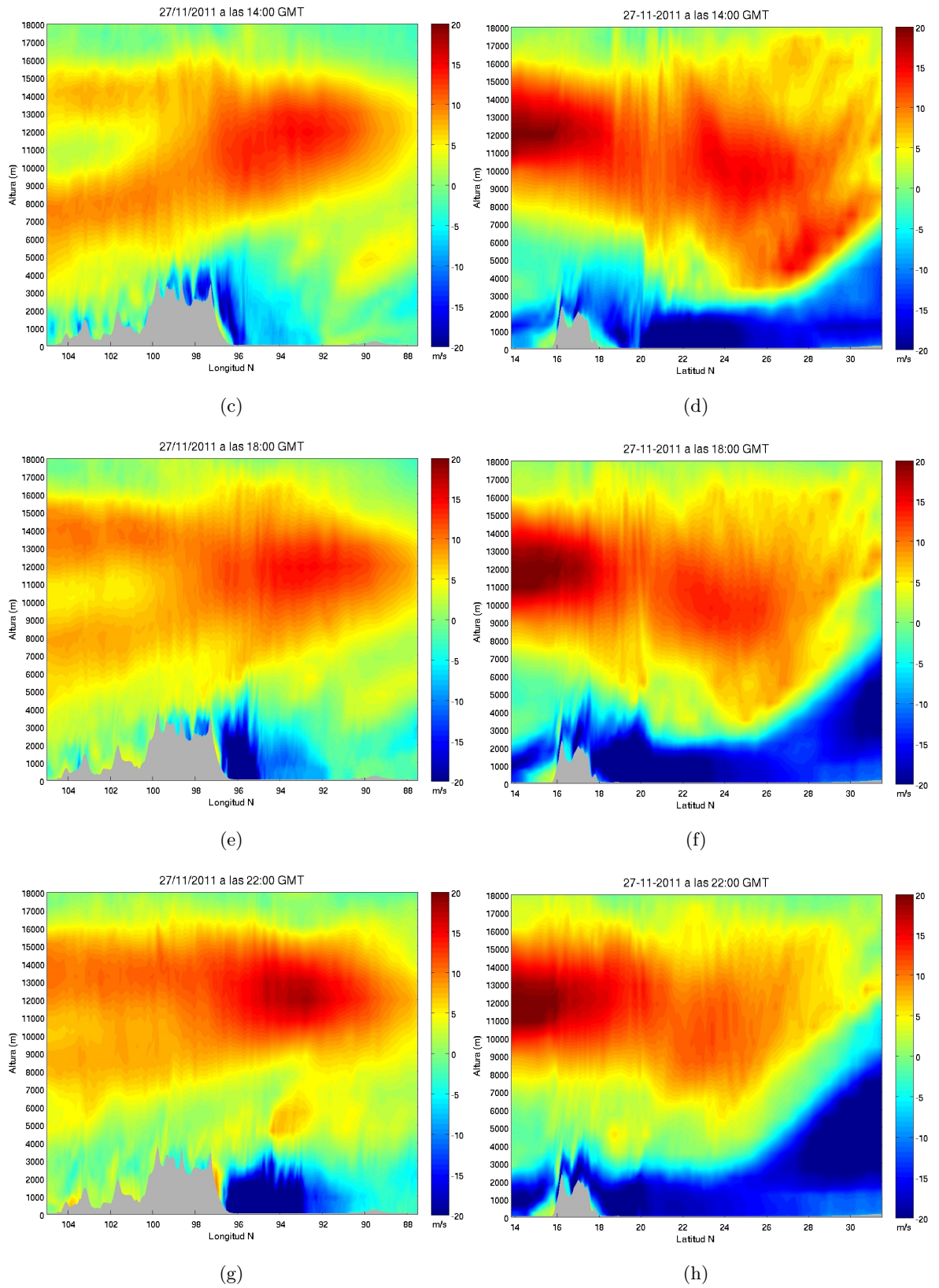


Figura V.9: Izquierda: Corte zonal de la componente meridional del viento (V) a lo largo de 19.17°N . Derecha: Corte meridional de V a lo largo de 96.1°W . En ambos casos está representado el dominio 2 de la simulación numérica y se presentan los gráficos a partir de las 10:00Z del 27 de Noviembre y hasta las 00:00Z del 28 de Noviembre de 2011, cada 4 horas.

V.3. Características dinámicas de la intensificación de los vientos

Una de las características del evento analizado es que los vientos son muy intensos, como se puede observar en las series de tiempo de la magnitud del viento de la figura V.1. En esta sección se analizan, con la ayuda de la salida de la simulación numérica, las características dinámicas de este proceso. En particular se analizan los siguientes aspectos: la región espacial en donde los vientos alcanzan su máxima intensidad; la evolución temporal del frente; la formación del *jet*, y la importancia relativa de los términos de la ecuación de momento.

Los gráficos de la figura V.10 se basan en la teoría descrita en el Capítulo II, en donde se presenta el balance entre la fuerza de Coriolis y la del gradiente de presión horizontal que existe cuando un viento se considera como geostrófico (ec. II.6). En ellos se compara la magnitud de la componente V del viento calculada por el modelo e interpolada al punto con coordenadas 19.5°N y 96.25°W, con la obtenida a partir de la ecuación del viento geostrófico utilizando los valores de presión calculados por el modelo en los puntos (19.5°N, 96.0°W) y (19.5°N, 96.5°W). Se presentan las series de tiempo para las 120 horas de la simulación en distintos niveles de la atmósfera. En estos gráficos se puede apreciar que existe un balance geostrófico hasta la llegada del frente, pero después de su paso las condiciones se vuelven ageostróficas.

Con el objeto de analizar el comportamiento de los vientos en los diferentes niveles, en la figura V.11 se muestran las series de tiempo de la magnitud de la componente V del viento en el punto (19.5°N, 96.1°W), localizado cerca del Puerto de Veracruz, para distintos niveles de la atmósfera, en donde se muestran los datos de las 120 horas de la simulación a partir de las 00:00Z del 25 de Noviembre. En el tiempo 60, que equivale a las 12:00Z del 27 de Noviembre, el frente hace su arribo al puerto y V alcanza un máximo cerca de la superficie 6 horas después, manteniendo su intensidad alrededor de 10 a 12 horas. En los niveles altos, a partir de 2,500 m aproximadamente, la intensidad se mantiene por unas 6 horas y después disminuye hasta llegar al estado de calma ~40 horas después. El gráfico muestra el efecto del frente hasta una altura aproximada de 5,000 m, siendo más intenso en los niveles de 2,000 m, 1,500 m, 1,000 m, 500 m, 50 m y 10 m, como se observa en la Tabla V.3. La mayor intensidad estimada por el modelo fué de 28 m/s y corresponde al nivel de 1,000 m, que es aproximadamente 8 m/s más intenso que cerca de la superficie (10 m). A lo largo de la columna de aire se observa un cambio en la dirección de los vientos, siendo predominantemente del norte en los primeros 2,000 m y del sur entre los 2,500 a 4,000 m.

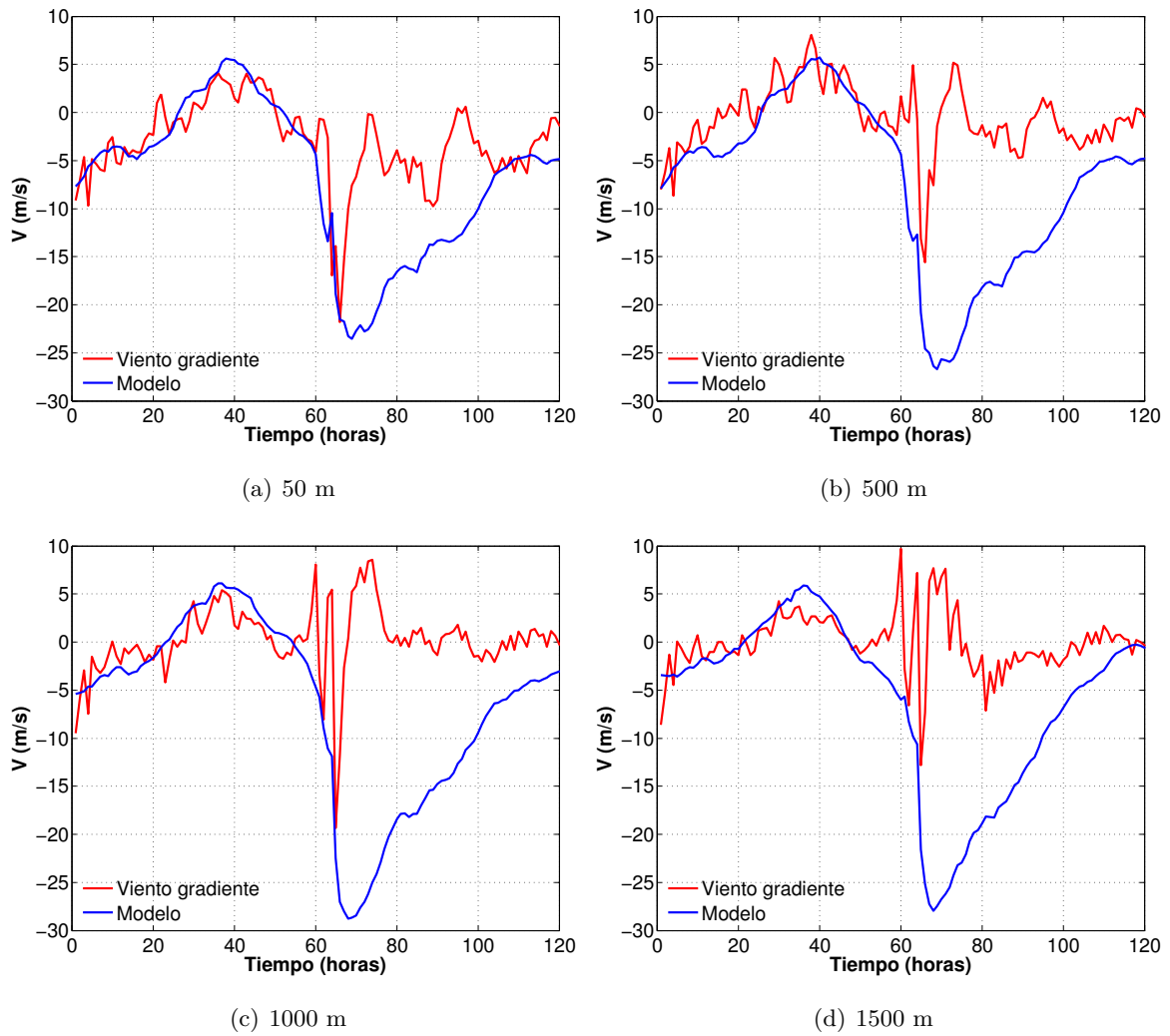


Figura V.10: Comparación entre la magnitud de la componente V del viento calculada por el modelo e interpolada al punto 19.5°N y 96.25°W (en azul) y la estimada a partir de la ecuación del viento geostrófico utilizando valores de presión calculados por el modelo en los puntos $(19.5^{\circ}\text{N}, 96.0^{\circ}\text{W})$ y $(19.5^{\circ}\text{N}, 96.5^{\circ}\text{W})$ (en rojo), para distintas alturas: (a) 50 m, (b) 500 m, (c) 1,000 m y (d) 1,500 m. Las series de tiempo incluyen los valores horarios a partir de las 00:00Z del 25 de Noviembre de 2011.

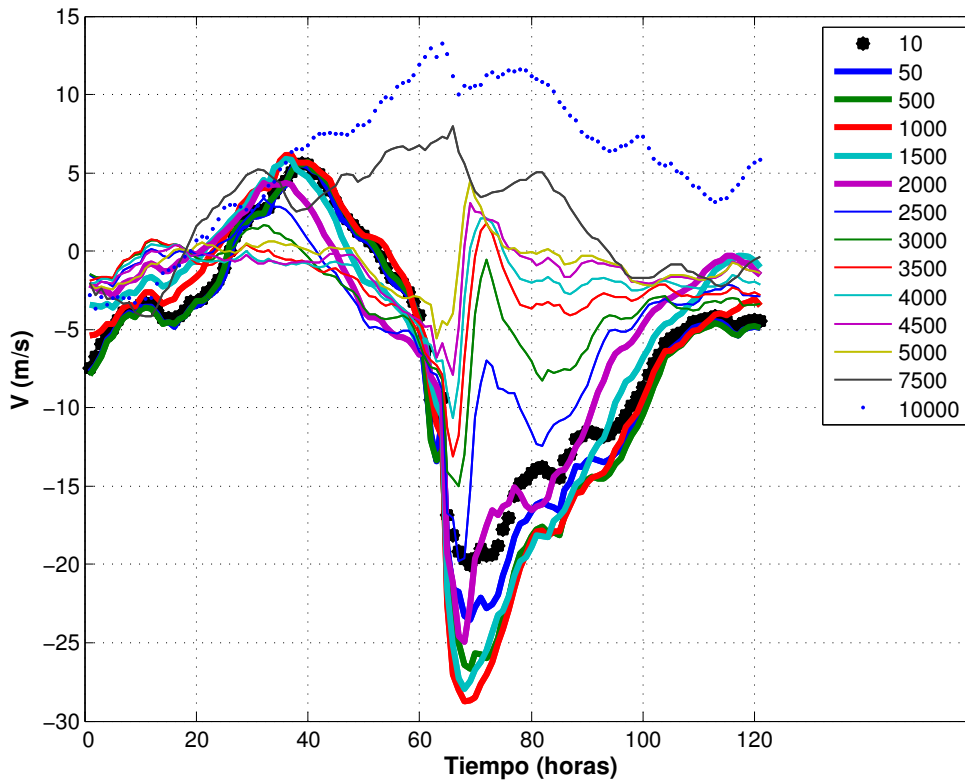


Figura V.11: Series de tiempo de la componente meridional del viento (m/s) a partir de la simulación e interpolada al punto con coordenadas (19.5°N, 96.1°W) para distintos niveles de la atmósfera (según el color mostrado en el recuadro). Las series de tiempo incluyen los valores horarios a partir de las 00:00Z del 25 de Noviembre de 2011.

Tabla V.3: Intensidad máxima del viento estimada por el modelo sobre el punto con coordenadas 19.5°N, 96.1°W, en diferentes niveles de la atmósfera.

Altura (m)	10	50	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500
Intensidad máxima (m/s)	20	23	26.5	28	27.5	25	20	15	17.5	10.5	7.5

Se estimó la importancia relativa de cada uno de los términos de las ecuaciones de momento zonal y meridional, dadas por:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + F_x \\
 \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + F_y
 \end{aligned}
 \tag{V.6}$$

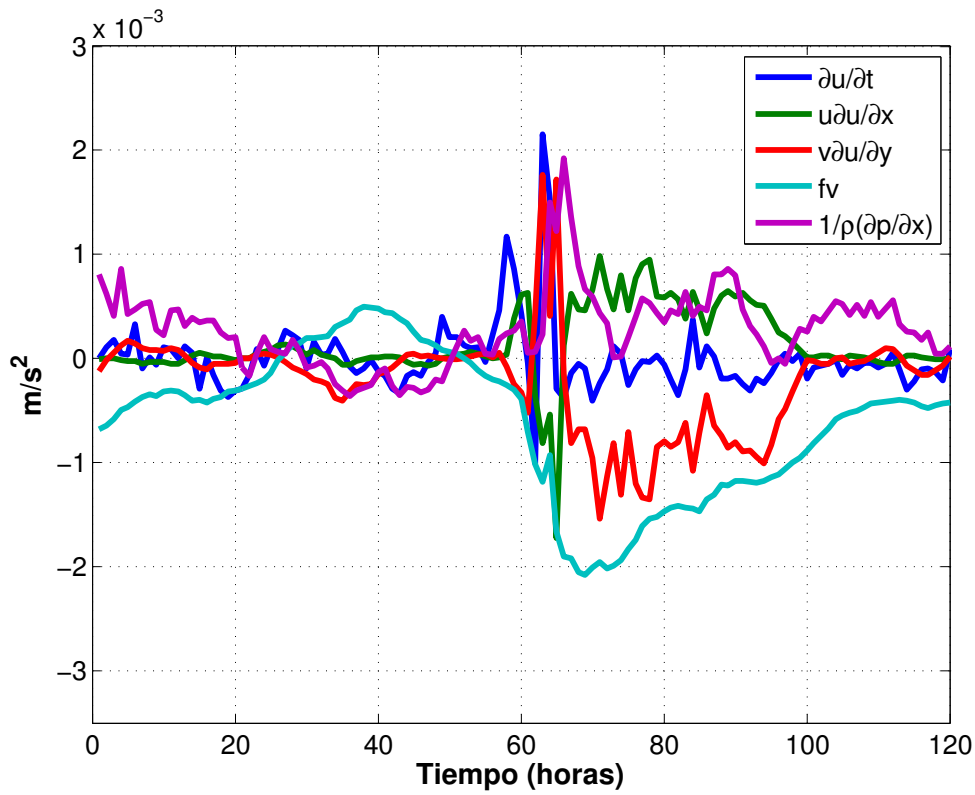
El primer término del lado izquierdo de las ecuaciones representa el cambio respecto al tiempo, el segundo y tercero son los términos no lineales, y el cuarto corresponde a la fuerza de Coriolis. El primer término del lado derecho de las ecuaciones representa la fuerza del gradiente de presión y el

segundo corresponde a la fuerza de fricción. Las series de tiempo de cada uno de estos términos evaluados en el punto (19.5°N, 96.1°W), con excepción de los términos de fricción, se muestran en la figura V.12. Las series de tiempo de los términos de las ecuación de momento zonal V.12(a) y meridional V.12(b), para un período de tiempo de 120 horas que incluye 60 horas antes de la llegada del frente y 60 horas después de la llegada del frente.

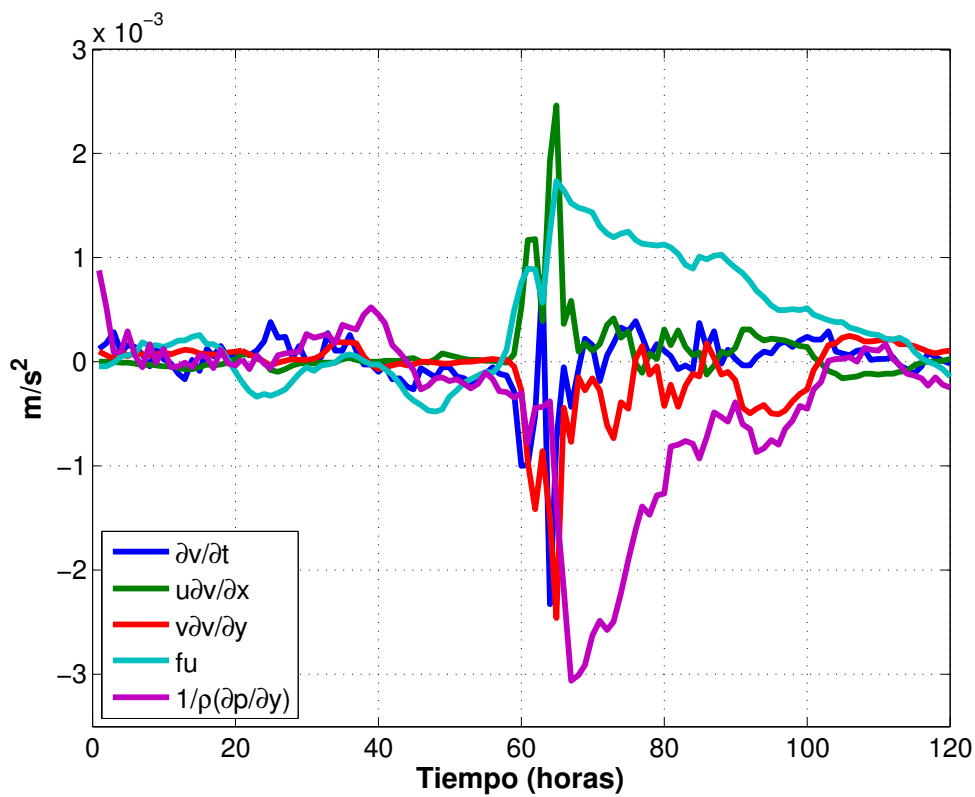
En el periodo antes de la llegada del frente, los términos de la ecuación de momento zonal son más grandes que los de la ecuación de momento meridional (ver ecuaciones en V.6). A la llegada del frente los términos no lineales ($u \frac{\partial u}{\partial x}$, $v \frac{\partial u}{\partial y}$, $\frac{\partial u}{\partial t}$, $u \frac{\partial v}{\partial x}$, y $v \frac{\partial v}{\partial y}$) crecen y después del paso del frente, predominan los términos del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, principalmente en la ecuación meridional (figura V.12(b)), lo que muestra que predomina un balance geostrófico debido a que éstos términos son del mismo orden de magnitud y de signo contrario, y los demás términos son relativamente menores. En los términos de la ecuación zonal (Fig. V.12(a)), los términos no lineales mantienen un tamaño relativamente importante hasta 30 horas después del paso del frente.

El comportamiento de las series de tiempo muestra que el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis, en la ecuación meridional (figura V.12(b)) muestran que el balance geostrófico predomina, excepto a la llegada del frente en que los términos no lineales son del mismo orden de magnitud. En la ecuación correspondiente a la dirección zonal (x) el término dominante es el de la fuerza de Coriolis, pero el gradiente de presión y los términos no lineales son del mismo orden.

Lo que se obtuvo a partir del análisis de estas gráficas fue la identificación de los términos más importantes de la ecuación de momento para este evento y se identificó cuáles términos se balancearon.



(a) Términos de la ecuación de momento zonal



(b) Términos de la ecuación de momento meridional

Figura V.12: Series de tiempo de la magnitud de los términos de la ecuación de momento en la dirección zonal (a) y meridional (b), calculados a partir de las salidas del modelo interpolando los valores al punto (19.5°N, 96.1°W). El color correspondiente a cada término se muestra en el recuadro. Las series de tiempo incluyen los valores horarios a partir de las 00:00 GMT del 25 de Noviembre de 2011.

Posteriormente se calculó cada término de la ecuación por separado en todo el dominio, incluyendo los movimientos ascendentes y descendentes (w) y se muestran mediante los mapas de la figura V.13 para una altura de 500 m. Con los resultados de estos cálculos se observa que el balance dominante en la región afectada por la masa de aire polar es el balance geostrófico, excepto en la región frontal en donde los términos no lineales son importantes. Asimismo, sobresale una región, que podemos identificar con forma de V, en donde los términos no lineales son grandes incluso fuera de la zona frontal (Fig. V.13). En esa región es donde se presenta un incremento en la velocidad del viento producto de la interacción del frente con la sierra, lo que da lugar a los vientos más intensos cercanos a la costa, como se observó en las figuras V.3, V.4 y V.5. También se observa que, en la zona frontal, w tiene los valores más grandes (Fig. V.13f). Es notorio que los vientos en la región oriental del GM provienen del sur mientras que en la región occidental provienen del norte, generando una zona con una cizalla muy grande.

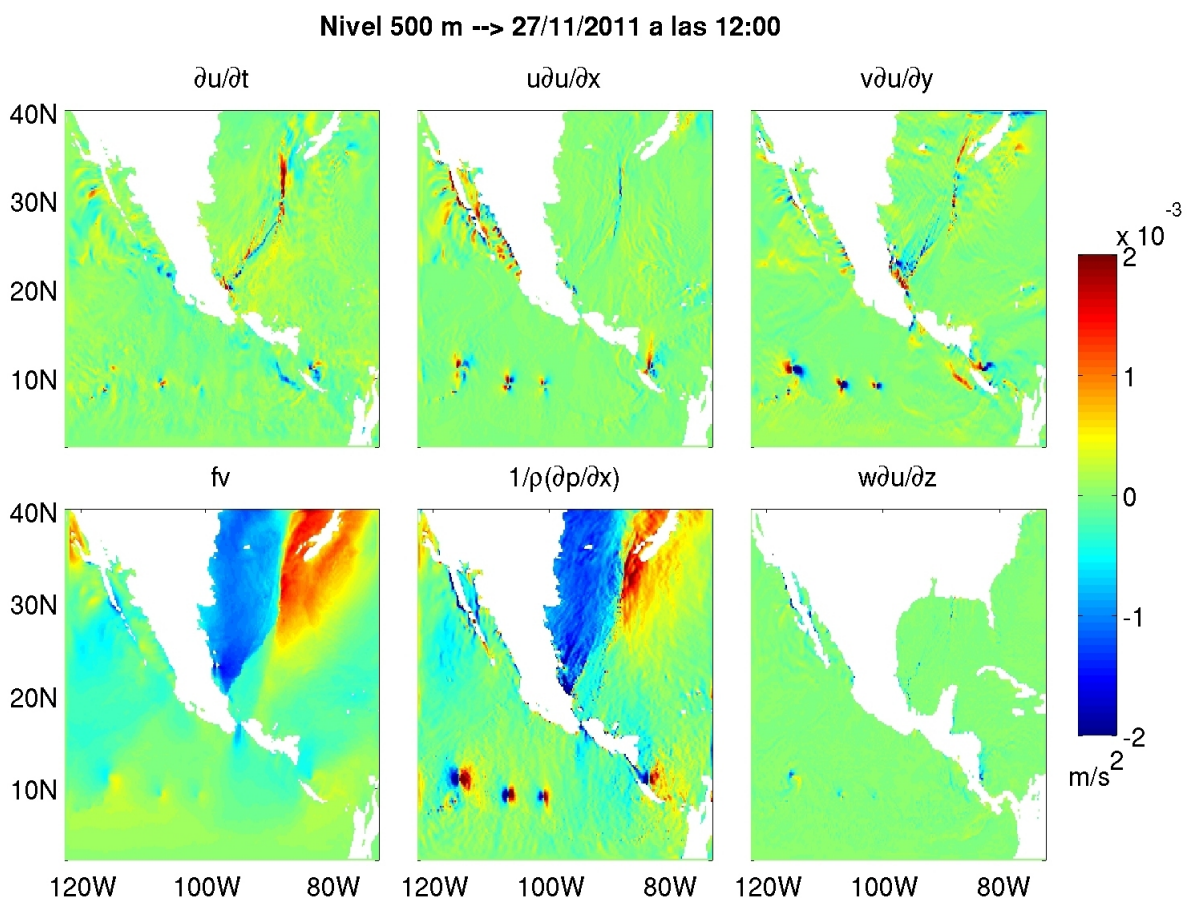


Figura V.13: Mapas que muestran la magnitud de los términos de la ecuación de momento calculados a partir de las salidas del modelo numérico, para el nivel de 500 m. Las salidas corresponden a las 12:00Z del día 27 de Noviembre de 2011, cuando se había desarrollado el *jet* de vientos en las costas de Veracruz.

Capítulo VI

Discusión

La ocurrencia de un *jet* de vientos intensos en el Puerto de Veracruz y zonas adyacentes, el cual se observa durante algunos eventos de norte, se verificó mediante el análisis de los vientos registrados en cuatro boyas ubicadas en el Golfo de México; una de ellas (42055, ver Fig. IV.8(a)), se localiza fuera de la zona de influencia del *jet* y no tiene interacción con la zona costera, mientras que las otras tres se localizan cerca de la costa y dentro de la zona de influencia del *jet* (LMBV4, VERV4, SACV4, ver Fig. IV.8(b)). La magnitud máxima alcanzada por los vientos durante el evento de *norte* del 27 de noviembre de 2011 en la boya 42055 fue de 18.0 m/s, mientras que en las boyas ubicadas cerca de la costa, en la Isla Sacrificios y el Puerto de Veracruz, alcanzó los 25.0 m/s y 22.5 m/s respectivamente. En la boya ubicada en La Mancha los vientos registrados fueron considerablemente más débiles que en los otros tres sitios a pesar de ubicarse relativamente cerca de Veracruz e Isla Sacrificios, lo cual puede deberse a efectos locales por la presencia de obstrucciones al paso del viento.

Estos resultados muestran que los vientos cercanos a la costa de Veracruz son considerablemente más intensos que los observados mar adentro, como también sugieren las simulaciones numéricas del WRF realizadas con alta resolución. El *jet* tiene asociada la formación de una vaguada pre-frontal¹ inducida por la difluencia del viento cerca del frente frío, independiente del sistema de gran escala, lo cual no se ve registrado en los análisis de superficie consultados (Fig. III.4).

El modelo reprodujo adecuadamente la diferencia en intensidad del viento entre la zona costera y el mar profundo, registrando 22.5 m/s en el Puerto de Veracruz e Isla Sacrificios y 18.0 m/s en el sitio de la boya 42055 ubicada en la Bahía de Campeche. Esto representa una evaluación del desempeño del modelo para reproducir la evolución del frente y los vientos asociados a éste. En general, para el evento de *norte* analizado, los valores de los estadísticos calculados para comparar las observaciones del viento en las boyas y los obtenidos con la simulación numérica (ver sección V.1.1), muestran que el modelo lo reprodujo adecuadamente, incluyendo los vientos máximos. Sólo en el sitio de la boya de La Mancha se obtuvo un pobre desempeño del modelo que, como se explicó con anterioridad,

¹Un área alargada de relativa baja presión que precede al frente frío, que se suele asociar con un cambio en la dirección de los vientos. (<http://forecast.weather.gov/glossary.php?letter=p>)

puede deberse a que la boya no está instalada en un sitio adecuado y se vea afectada por la orografía local.

Los cambios de temperatura causados por el paso del frente fueron de aproximadamente 6°C en la parte central de la Bahía de Campeche y de más de 10°C en la zona cercana a la costa. Cabe mencionar que durante los dos días posteriores al paso del frente frío la temperatura continuó descendiendo, debido a la persistencia de los vientos del norte. Esto fue particularmente notorio durante el día 29 de Noviembre.

El análisis de los términos de la ecuación de momento muestra que al avanzar el frente, a lo largo de él y detrás de éste, los términos no lineales son importantes, lo que puede dar lugar a convección, intensificación de los vientos y desarrollo del *jet*.

Desarrollo del jet

Antes del desarrollo del *jet*, la simulación numérica muestra que el frente frío penetra hacia el Golfo de México con una orientación suroeste-noreste y con vientos del norte, los cuales fluyen sobre el golfo y la planicie de Tamaulipas. Posteriormente, al interactuar los vientos con la Sierra Madre Oriental, se produce un efecto de represamiento o *damming* como se le conoce en inglés (Bell and Bosart, 1988) (ver figura VI.1) y una elevación de la presión en la zona aledaña a la sierra, lo que se observa en las isobaras (Fig. V.6). Los vientos recurvan hacia el sur-sureste manteniéndose paralelos a la cordillera (Fig. VI.2(a)) y desarrollándose la difluencia. Al avanzar los vientos e interactuar con el Eje Neovolcánico, al norte del Cofre de Perote en donde la sierra tiene una orientación zonal, recurvan hacia el este-sureste, generando un chorro o *jet* de vientos intensos que tiene una forma alargada y se extiende a lo largo de la costa, como se puede ver en la figura VI.2(b). La causa de la intensificación de los vientos observada en los mapas de viento a 10 m (Fig. V.3) es el represamiento, que aumenta el gradiente de presión como se observó en los mapas de la figura V.6. El represamiento depende de la dirección de los vientos y, por lo tanto, de la posición y estructura del sistema de alta presión asociado al *norte*, aunque, como se mencionó anteriormente, puede haber frentes asociados a sistemas de baja presión.

Al avanzar el *jet*, de la zona norte de Veracruz hacia el sur del Golfo de México, los vientos recurvan anticiclónicamente, lo cual puede deberse a un movimiento inercial (es decir, cuando existe un balance entre el término de aceleración y la fuerza de Coriolis) dado que ya no están sujetos a un forzamiento orográfico. Una vez desarrollado el *jet*, se forma una especie de vaguada pre-frontal entre el *jet* y el frente original. La vaguada pre-frontal, está muy bien definida, mostrando vientos con diferente dirección y magnitud a cada lado. Como los vientos dentro del *jet* son más intensos, éste avanza por delante del frente de gran escala, rompiéndose la línea frontal original en esa zona. El *jet* tiene una anchura aproximada de medio grado (~ 50 km) y se extiende aproximadamente desde los 20.5°N hasta los 18°N. Más al sur, el *jet* va perdiendo su estructura frontal pero los vientos intensos continúan su trayectoria hacia el Istmo de Tehuantepec por donde cruzan hacia el Golfo de Tehuantepec en el océano Pacífico.

Los vientos asociados a los eventos de *norte* generan oleaje intenso que representa un peligro para la navegación y es una variable a la cual se le da mucha importancia en esta región, a diferencia de otros sitios en donde la mayor importancia se le da a los cambios de temperatura. Por ello, es esencial contar con buenos pronósticos de mediano plazo (varios días) que sirvan de base para emitir alertas tempranas a la población y, en particular, a los sectores que se ven más afectados durante la ocurrencia de estos eventos. Aunque en general se hace un buen monitoreo del desplazamiento de los frentes fríos en cada temporada, los resultados de este trabajo muestran que durante ciertos eventos de *norte* se puede generar un chorro de vientos más intensos a lo largo de las costas de Veracruz, el cual podría ser pronosticado con anticipación si se observan características similares el frente aquí estudiado.

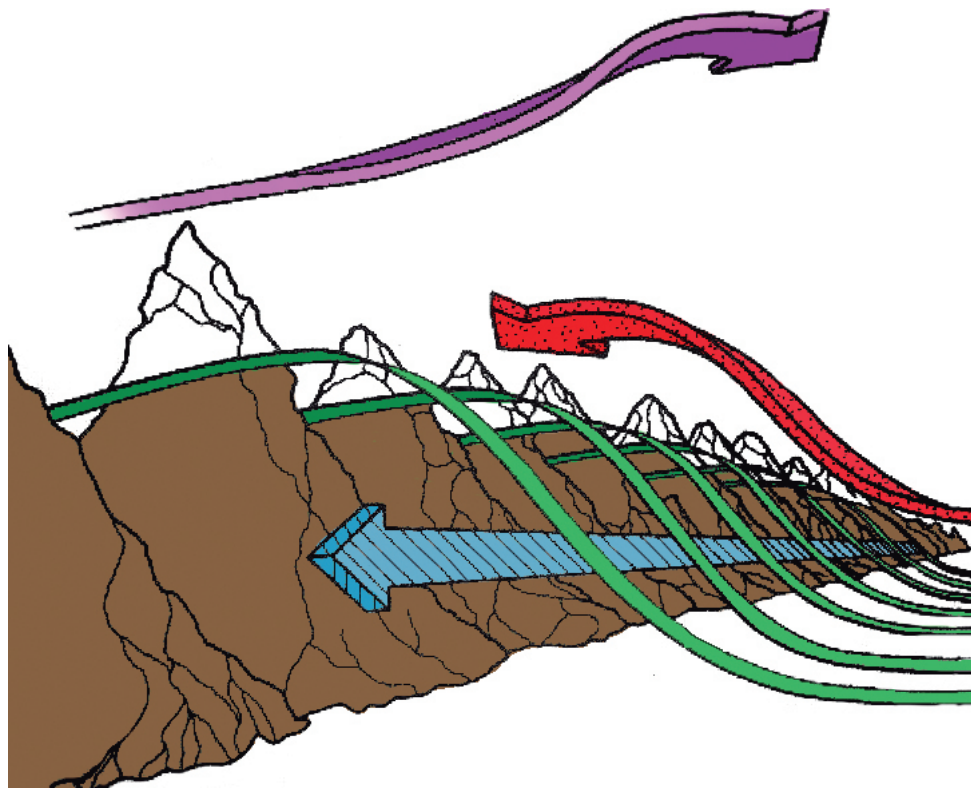
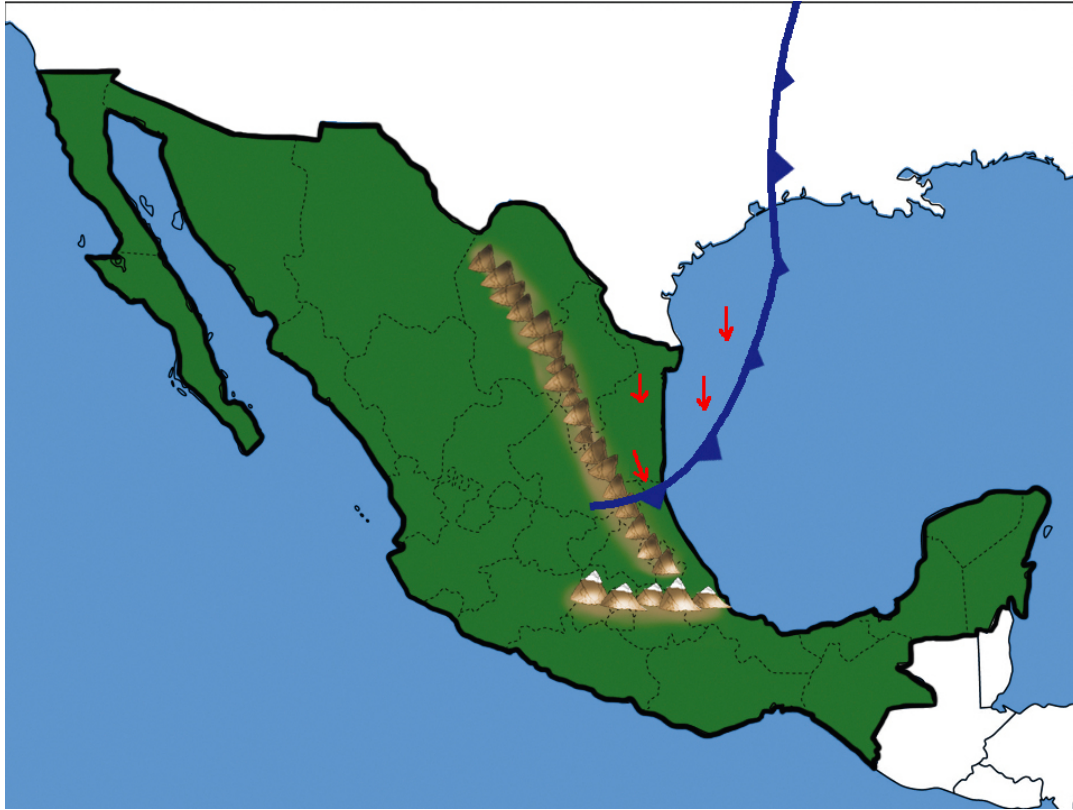
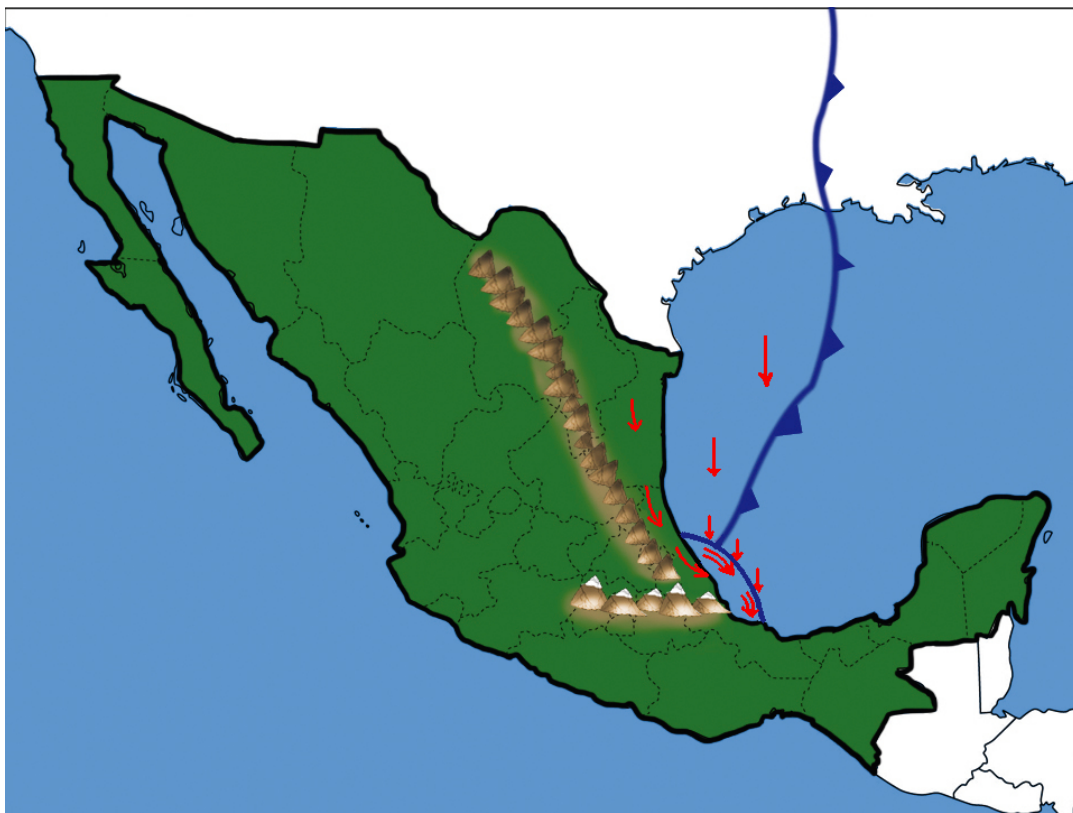


Figura VI.1: Modelo conceptual del represamiento o *damming*, adaptado de Bell and Bosart (1988). La flecha roja representa la masa de aire cálido, la flecha azul representa los vientos en niveles bajos que se generan por el represamiento y el gradiente de presión. Las líneas verdes indican el ascenso del viento sobre la sierra que dan lugar al desarrollo del gradiente de presión.



(a)



(b)

Figura VI.2: Esquema de la evolución del frente y formación del *jet*. La línea azul con pequeños triángulos indica la posición del frente, con flechas rojas se indica la dirección de los vientos (flechas dobles indica mayor intensidad) y con una línea azul los límites del *jet* y la zona de convergencia asociada a éste.

Capítulo VII

Conclusiones

Analizando observaciones de viento y las salidas de una simulación numérica de alta resolución, se mostró que los vientos asociados al evento de norte estudiado (ocurrido el 27 de noviembre de 2011) fueron más intensos frente a Veracruz que los vientos costa afuera por ~ 7 m/s, comparados con los registrados en la boya 42055. Se encontró que la intensificación de los vientos en el Puerto de Veracruz y zonas adyacentes está fuertemente influenciada por la presencia de la Sierra Madre Oriental y está asociada a un incremento en la magnitud de los términos no lineales de la ecuación de momento con respecto a los términos dominantes, que son el gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Como consecuencia de la interacción con la Sierra Madre Oriental se da un proceso de represamiento y redireccionamiento de los vientos, un incremento en el gradiente de presión, el desarrollo de un chorro de vientos o *jet*, y la generación de un frente regional (o vaguada pre-frontal) que se manifiesta por la presencia de vientos con distinta dirección e intensidad, además de una línea de convergencia. Los análisis de superficie que se consultaron, señalan la formación de una *cuña* pero no la del *jet* y el frente asociado a éste. Las masas de aire asociadas al *jet* de viento son frías y se localizan por debajo de los 2,500 m sobre el nivel medio del mar.

De este análisis se concluye que el desarrollo del *jet* se ve favorecido por eventos de *norte* en los cuales los gradientes de presión son más intensos, por la posición y trayectoria del sistema de alta presión y la consecuente dirección de las isobaras en la planicie de Tamaulipas y el norte de Veracruz, así como el hecho de que las masas de aire asociadas al frente tengan una diferencia de temperatura importante con respecto a las que existen en el Golfo. Se mostró que una vez formado el *jet*, al pasar al sur-sureste del Cofre de Perote y deja de interactuar con la cordillera, éste va recurvando anticiclónicamente hacia el Istmo de Tehuantepec. Dentro de las investigaciones que pueden derivarse de este trabajo estaría la comparación de los resultados obtenidos usando el modelo WRF-ARW y los que pudieran obtenerse con modelos más simples y que requieren menos recursos computacionales, como el de Mass and Dempsey (1985) quienes en su trabajo comentan que una posibilidad para analizar este tipo de configuraciones sería mediante un modelo de ecuaciones primitivas en tres dimensiones del tipo del que se usó en este trabajo.

Bibliografía

- Acevedo Rosas, F. and Luna, D.-P. A. (2005). *Principales fenómenos meteorológicos que afectaron al Estado de Veracruz en el año 2005. En: Inundaciones en el estado de Veracruz.* 53-67, ISBN: 968-834-754-X.
- Appendini, C., T.-F. A., Fernando, O., Paulo, S., Jose, L., and Tonatiuh, M. (2013). Wave modeling performance in the Gulf of Mexico and Western Caribbean: Wind reanalyses assessment. *Applied Ocean Research*, 39:20–30.
- Bell, G. D. and Bosart, L. F. (1988). Appalachian Cold-Air Damming. *Monthly Weather Review*, 116(1):137–161.
- Blake, E. S. (2012). Tropical Cyclone Report Hurricane Rina. Technical Report AL182011, National Hurricane Center (www.nhc.noaa.gov).
- DiMego, G. J., Bosart, L. F., and Endersen, G. W. (1976). An examination of the frequency and mean conditions surrounding frontal incursions into the Gulf of Mexico and Caribbean Sea. *Monthly Weather Review*, 104(6):709–718.
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3077–3107.
- Garratt, J. R. (1994). *The atmospheric boundary layer.* Cambridge university press.
- Holton, J. R. and Hakim, G. J. (2013). *An introduction to dynamic meteorology.* Academic press.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., and Chen, S.-H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1):103–120.
- Hong, S.-Y., Noh, Y., and Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, 134(9):2318–2341.
- Hong, S.-Y. and Pan, H.-L. (1996). Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly weather review*, 124(10):2322–2339.
- Hu, X.-M., Nielsen-Gammon, J. W., and Zhang, F. (2010). Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(9):1831–1844.

- Janjić, Z. I. (2002). Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. *NCEP office note*, 437:61.
- Kain, J. S. (2004). The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1):170–181.
- Legates, D. R. and McCabe, G. J. (1999). Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1):233–241.
- López-Méndez, J. V. (2009). *Análisis del evento meteorológico del 2007 relacionado con la inundación de Tabasco*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría.
- Mass, C. F. and Dempsey, D. P. (1985). A one-level, mesoscale model for diagnosing surface winds in mountainous and coastal regions. *Monthly weather review*, 113(7):1211–1227.
- Mateos-Jasso, A., Zavala-Hidalgo, J., Romero-Centeno, R., and Allende-Arandía, M. E. (2012). Variability of the thermohaline structure in the northern Veracruz Coral Reef System, Mexico. *Continental Shelf Research*, 50:30–40.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 102(D14):16663–16682.
- Ortiz-Lozano, L., Pérez-España, H., Granados-Barba, A., González-Gándara, C., Gutiérrez-Velázquez, A., and Martos, J. (2013). The Reef Corridor of the Southwest Gulf of Mexico: Challenges for its management and conservation. *Ocean & Coastal Management*, 86:22–32.
- Pleim, J. E. (2007). A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(9):1383–1395.
- Reding, P. J. (1992). *The Central American cold surge: an observational analysis of the deep southward penetration of North American cold fronts*. Texas A& M University. Tesis de Maestría.
- Sanders, F. (2008). A career with fronts: Real ones and bogus ones. *Synoptic–Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting. A Tribute to Fred Sanders*, pages 421–422.
- Sanvicente-Añorve, L., Zavala-Hidalgo, J., Allende-Arandía, M., and Hermoso-Salazar, M. (2014). Connectivity patterns among coral reef systems in the southern Gulf of Mexico. *Marine Ecology Progress Series*, 498:27–41.
- Schultz, D. M. (2005). A review of cold fronts with prefrontal troughs and wind shifts. *Monthly weather review*, 133(8):2449–2472.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., and Powers, J. G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3. Technical report, DTIC Document.

- Steenburgh, W. J., Schultz, D. M., and Colle, B. A. (1998). The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126(10):2673–2691.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 13 of *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*. Springer. 666 pp.
- Vázquez-Romaña, F. (2013). *Evaluación del riesgo en instalaciones costeras y costa afuera por efectos de ciclones tropicales en el Golfo de México*. Ciencias del Agua: Hidrometeorología y Meteorología Operativa. Instituto Mexicano de Tecnología del Agua. Tesis de Maestría.
- Wilks, D. S. (2011). *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100 of *International Geophysics Series*. Academic Press. 627 pp.
- Willmott, C. J., Robeson, S. M., and Matsuura, K. (2012). A refined index of model performance. *International Journal of Climatology*, 32(13):2088–2094.