



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**CIRCULACIÓN LOCAL Y SU EFECTO EN LA CALIDAD DEL AIRE: CASO DE
ESTUDIO DE LA REGIÓN CENTRAL DEL ESTADO DE VERACRUZ**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

KARLA PEREYRA CASTRO

TUTOR

DR. ERNESTO DOS SANTOS CAETANO NETO (IG UNAM)

JURADO

DR. JOSÉ AGUSTÍN GARCÍA REYNOSO (CCA UNAM)

DR. ARON JAZCILEVICH DIAMANT (CCA UNAM)

DR. JUAN MATÍAS MÉNDEZ PÉREZ (UV)

DR. ADALBERTO TEJEDA MARTÍNEZ (UV)

CIUDAD DE MÉXICO

JUNIO 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales"

*A mis padres,
por el amor que recibo cada día.*

Agradecimientos

A mi hermosa familia, por el amor incondicional, el apoyo y los cuidados. Me siento dichosa de haber nacido entre ustedes.

A mis amigos, por la risa, el cariño y el apoyo. Especialmente a Gemma, Rosita y Dolores, por los años de amistad y las experiencias compartidas.

Al Dr. Ernesto dos Santos Caetano Neto, por la enseñanza, la paciencia y la ayuda durante la realización de esta tesis.

A los sinodales Dr. José Agustín García Reynoso, Dr. Arón Jazcilevich Diamant, Dr. Adalberto Tejeda Martínez y Dr. Juan Matías Méndez Pérez, por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo y las aportaciones que ayudaron a mejorarlo.

Al Ing. Gustavo Vázquez Cruz, M. en G. Luis Galván Ortiz, M. en I. Gilberto Fuentes García y LCA. Edgar Dolores Tesillos por su asistencia técnica durante la realización de este trabajo.

A mis profesores, por la paciencia, las enseñanzas y el esfuerzo para transmitir su conocimiento. Especialmente al Dr. Víctor Orlando Magaña Rueda, quien me mostró otra perspectiva de las Ciencias Atmosféricas.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) por la educación integral que en ella he recibido, por la ciencia y por la danza.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por el apoyo económico brindado a través de la beca no. 630947, que fue fundamental para mi manutención durante la maestría.

Al PAPIIT por la beca otorgada dentro del proyecto IT100715 titulado "Vulnerabilidad de Humedales Costeros ante un clima cambiante: evaluación usando modelación hidrodinámica"

Contenido

Lista de figuras	7
Lista de tablas	9
Resumen	10
Abstract	12
1. Introducción.....	13
1.1 Motivación.....	14
1.2 Antecedentes.....	16
1.3 Objetivos de la tesis.....	17
1.4 Marco teórico.....	18
1.5 Estructura de la tesis	20
2. Datos y metodología	22
2.1 Descripción de la zona de estudio	22
2.2. Datos.....	23
2.2.1 Estaciones meteorológicas en superficie y boyas oceanográficas	23
2.2.2 Reanálisis Regionales de Norteamérica (NARR)	27
2.2.3 Observaciones en altura	27
2.2.4 Cobertura de suelo	27
2.2.5 Topografía.....	29
2.2.6 Datos North American Mesoscale Forecast System (NAM)	29
2.2.7 Datos de calidad del aire	30
2.3 El modelo CALMET	30
2.3.1 Rutinas de cálculo	32
2.3.2 Configuración del experimento.....	34
3. Resultados	36
3.1 Climatología NARR del viento en superficie.....	36
3.2 Circulaciones locales observadas en estaciones de superficie.....	38
3.3. Variabilidad estacional del viento en superficie.....	41
3.4 Simulaciones con CALMET	45
3.3.1 Retrotrayectorias	46
3.3.2 Efecto del crecimiento urbano en la ciudad de Veracruz.....	48

3.3.3. Vientos en superficie y capa límite	49
a) Evento de la estación seca: 12-15 de marzo de 2014.....	50
b) Evento de la estación húmeda: 24-28 de julio de 2014	55
c) <i>Suradas</i>	61
3.5 Síntesis de resultados.....	65
4. Conclusiones	67
5. Referencias.....	70
Anexo A.....	78
Anexo B.....	79
Anexo C.....	81

Lista de figuras

Figura 1.1. Evolución de la capa límite	20
(tomado https://www.meted.ucar.edu/nwp/model_physics_es).....	20
Figura 2.1. Región de estudio con topografía (en m), el cuadro delimita la zona central del estado de Veracruz. La escala de colores indica la altitud en metros.	22
Figura 2.2. Estaciones climatológicas (círculos grises), boyas oceanográficas Isla de Sacrificios (SACV) y La Mancha (LMBV) (círculos rojos) y radiosondeo (triángulo negro) en la zona de estudio.	24
Figura 2.3. Cobertura de suelo en la región de estudio en código USGS. Clasificación de uso de suelo: 10: urbano, 20: agricultura de riego, 30: arbustos, 40: bosque, 50: agua, 60: humedales, 70: tierra árida. La barra indica el uso de suelo en código USGS.	28
Figure 2.4. Cobertura de suelo a) datos de GLCC de 1992 b) uso de suelo actualizado (2010) usando datos de INEGI. Clasificación de uso de suelo: 10: urbano, 20: agricultura de riego, 30: arbustos, 40: bosque, 50: agua, 60: humedales, 70: tierra árida. La barra indica la cobertura de suelo en código USGS.	28
Figura 2.5. Topografía en la zona de estudio (base GTOPO 30). La escala de colores indica la altitud en m.	29
Figura 2.6. Insumos necesarios para la ejecución del modelo meteorológico CALMET.....	31
Figura 2.7. Diagrama de flujo del viento en CALMET.	33
Figura 2.8. Dominio usado en los experimentos con CALMET. Los círculos indican las estaciones climatológicas usadas en el estudio. El recuadro señala la ciudad de Veracruz.....	35
Figura 3.1. Climatología de NARR del viento a 10m para a) verano (julio) e invierno (enero) . Periodo 1981-2014.	37
Figura 3.2. Flujo de viento promedio de NARR para las 03:00 y 15:00 HL. Periodo 1979-2001. La barra corresponde a la magnitud del viento en ms^{-1}	38
Figura 3.3. Rosas de los vientos a 10 m de Isla de Sacrificios. Periodo 2011-2014.....	42
Figura 3.4. Rosa de los vientos a 10 m en La Mancha. Periodo 2011 a 2014.	43
Figura 3.5. Rosas de los vientos a 10 m de Xalapa. Periodo 2011 a 2014.	44
Figura 3.6. Rosas de los vientos a 10 m en Perote. Periodo 2013 a 2014.	44
Figura 3.6. Rosas de los vientos a 10 m de Perote. Periodo 2013 a 2014 (continuación).	45
Figura 3.7. Retro trayectorias de viento simulado a 10 m para un día de invierno (14 de marzo) y un día verano (26 julio) del 2014. Las retro trayectorias se iniciaron a las 22 HL a intervalos de una hora.	46
Figura 3.8. Retro trayectorias de viento simulado a 10 m para una noche de invierno (14 de marzo) y un día de verano (26 julio) del 2014. Las retro trayectorias iniciaron a las 10 HL a intervalos de una hora.....	47

Figura 3.9. Diferencia de altura (en m) de la capa límite simulada con uso de suelo modificado y de 1992 a las a) 06:00 HL y b) 18:00HL.	48
Figura 3.10. Índice de Vegetación Normalizado promedio del 2000 al 2015.	50
a) b).....	51
Figura 3.11. Viento a 10 m a) en las estaciones climatológicas y b) simulado con CALMET del 12 al 15 de marzo de 2014. El largo de la flecha indica la rapidez del viento y la punta hacia dónde se dirige el viento.	51
Figura 3.12. Evolución del viento simulado en superficie para un día de invierno (15 marzo de 2014). La barra indica la magnitud del viento en ms^{-1}	52
Figura 3.14. Altura de la capa límite simulada para un sitio en montaña (Xalapa) y altiplano (Perote) del 12 al 15 de marzo de 2014.....	54
Figura 3.15. Comportamiento de la temperatura (línea verde), la humedad específica (línea negra) y la concentración de PM_{10} (línea azul) observado en Xalapa del 12 al 16 de marzo de 2014	55
Figura 3.16. Situación sinóptica del 24 de julio de 2014 (SMN, 2014).	56
Figura 3.17. Viento a 10 m; a) en las estaciones climatológicas y b) simulado con CALMET del 24 al 28 de julio de 2014. El largo de la flecha indica la rapidez del viento y la punta hacia dónde se dirige viento.	56
Figura 3.18. Evolución del viento simulado en superficie para un día de invierno (26 julio de 2014), en que los efectos locales dominaron la circulación. La barra indica la magnitud del viento en ms^{-1}	58
Figura 3.19. Altura de la capa límite simulada (m) en La Mancha y Veracruz del 24 al 28 de julio de 2014. Ambos sitios se encuentran en la costa.....	59
Figura 3.20. Altura de la capa límite simulada (m) en un sitio en montaña (Xalapa) y altiplano (Perote) del 24 al 28 de julio de 2014.	60
Figura 3.21. Comportamiento de la temperatura (línea verde), humedad relativa (línea negra) y concentración de PM_{10} (línea azul) observada en Xalapa del 24 al 28 de julio de 2014.	60
Figura 3.22. Viento horizontal durante a) surada (6/04/2014) y b) frente frío (7/04/2014) y c) corte transversal de viento horizontal (flechas) y vertical (sombreado) en 18.9°N durante la surada. La barra indica la magnitud del viento en ms^{-1}	61
Fig. 3.23. a) Retro trayectorias del viento simulado a 10m durante surada (07/04/2014) y corte transversal (19.5°N y de 96°W a 98°W) durante la surada del b) 5 de abril y c) 7 de abril de 2014.....	62
Figura 3.24. Comportamiento de la temperatura (línea verde), la humedad específica (línea negra), la concentración de PM_{10} (línea azul) y el viento a 10 m observado en Xalapa del 1 al 8 de abril.	63
Figura 3.25. Altura de la capa límite simulada (m) en Veracruz y La Mancha del 1 al 8 de abril de 2014.	64

Figura 3.26 Altura de la capa límite simulada (m) en un sitio en montaña (Xalapa) y altiplano (Perote) del 1 al 8 de abril de 2014.	65
--	----

Lista de tablas

Tabla 1. Condiciones de consistencia interna de algunas variables meteorológicas	25
Tabla 2. Porcentaje de datos confiables por año de las estaciones y boyas climatológicas con resolución temporal de 10 minutos ubicadas la zona de estudio	26
Tabla 3. Resumen de los datos y parámetros usados en los experimentos con CALMET	35
Tabla 4. Viento horario promedio en el observatorio de Xalapa. Los datos de Barradas fueron tomados de Fitzjarrald (1986).	39
Tabla 5. Dirección promedio horaria en La Mancha, Veracruz medida por la boya LMBV. Período 2011-2014.	40
Tabla 6. Dirección promedio horaria en Isla de Sacrificios (SACV) medida por la boya SACV. Período 2011-2014.	41

Resumen

La región central del estado de Veracruz es un centro económico, cultural e industrial importante. En ella se ubican la capital del estado y el Puerto de Veracruz, el más importante de México. Actualmente se realiza un proyecto de ampliación del mismo, por lo que se prevé el incremento de la población, el parque vehicular y las emisiones así como cambios de la cobertura de suelo en la región. Ante este panorama resulta importante conocer las condiciones meteorológicas de la región que favorecen o no la dispersión de contaminantes. Existen algunas estimaciones del potencial de dispersión de contaminantes para la zona, sin embargo, no se ha analizado el papel de las circulaciones locales, la variabilidad de la capa de mezcla y las posibles trayectorias de partículas emitidas.

En este trabajo se caracterizaron los vientos (diurna y estacionalmente) en la región central de estado de Veracruz con ayuda de estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional, boyas del National Data Buoy Center y los Reanálisis Regionales de Norteamérica. También se utilizó el modelo CALMET para simular períodos con concentración alta y baja de PM_{10} en Xalapa, con la finalidad de examinar las condiciones meteorológicas bajo las cuales se produjeron los eventos y la variabilidad de la capa límite. Los períodos fueron: 12-15 marzo, 1-7 abril y 24-28 julio de 2014.

Se encontró que en invierno el fuerte gradiente topográfico y el calentamiento diferencial producen vientos en la región del altiplano que descienden hacia las planicies durante la noche. Algunos máximos "naturales" en la concentración de PM_{10} ocurren durante eventos de *norte* y *suradas*. En las regiones costeras, la brisa marina lleva partículas tierra adentro durante el día, y por la noche las emisiones se quedan atrapadas en la capa límite somera cercana a la línea de costa.

En el verano, las brisas marinas y los vientos alisios llevan partículas desde las planicies costeras hasta el altiplano. Por la noche, el flujo del este impiden el descenso de partículas de estas regiones.

Por otro lado, las *suradas* y *nortes* incrementan el espesor de la capa límite en invierno, por mecanismo convectivos y mecánicos respectivamente, siendo las regiones costeras más vulnerables a estos sistemas. El paso de masas de aire polar disminuye su espesor. En este sentido crecimiento urbano en el Puerto de Veracruz también modifica la altura de la capa límite, haciéndola más profunda hasta 300 m en el día y 100 m en la noche.

Finalmente se puede decir que CALMET reproduce la variabilidad del campo de vientos y la capa de mezcla por eventos sinópticos y de escala local, por lo que resulta un modelo apropiado para simular la dispersión de contaminantes en la región.

Abstract

Veracruz Harbor is the most important in Mexico. Recently an expansion project has result a population and vehicular fleet increase and a major emission rate, as well as changes in the region land cover. Therefore examine the changes in the meteorological conditions that favor or not the pollution dispersion is important to decision markers. There is some studies about the pollution dispersion in the zone, however, the role of local circulations, the mixing height variability and the likely trajectories of emitted particles has not been analyzed yet.

The characterization of daily and seasonally wind fields in the region is obtained by meteorological surface stations, buoys and the North America Regional Reanalysis data. The meteorological conditions for periods with medium to low PM_{10} concentration events are examined using the CALMET model.

The results show strong katabatic wind originates from radiational cooling of air atop the Central Mexican Plateau reaches the coast during the night transporting particles to Xalapa city area. Some "natural" maxima in PM_{10} concentration occur before and during cold surge events due to wind erosion. Also during daylight the sea breeze carries particles inland and at night the emissions are trapped in a shallow boundary layer near the coastline. In the summer, sea breezes and trade winds carry particles from the plains to the plateau. At night, the easterly flow prevents the descent of particles from these regions.

The events known as *suradas* and *nortes* increase the thickness of the boundary layer in winter, by convective and mechanical mechanisms, with coastal regions being more vulnerable to these systems. The passage of polar air masses decreases the thickness of the boundary layer.

The growing of the urban area at Veracruz City modifies the height of the boundary layer, being about 300 m deeper at daylight and 100 m in the overnight. CALMET reproduces the variability of the wind field and the mixing layer by synoptic and local scale events. Thus, it seems an appropriate model to simulate the dispersion of contaminants in the region for studies of environment impact.

1. Introducción

La Agencia de Protección al Ambiente (EPA, por sus siglas en inglés) de los Estados Unidos define la contaminación del aire como la presencia de sustancias en el aire que interfieren con la salud o bienestar humano o produce otros efectos ambientales perjudiciales. Estas sustancias nocivas son producto, generalmente, de la actividad humana como la industria, la agricultura, el transporte, entre otros. Algunos contaminantes por actividades humanas son el óxido sulfúrico (SO_3), monóxido de carbono (CO), dióxido de carbono (CO_2), amoníaco (NH_3), óxidos de nitrógeno (NO_x), compuestos volátiles (COV), metano (CH_4) y partículas. Usualmente, las emisiones provienen de una fuente puntual o de área. Después de ingresar a la atmósfera, dependiendo de las condiciones de presión, viento, temperatura, humedad, radiación solar, etc., pueden interactuar con otros contaminantes, y depositarse en la superficie terrestre o permanecer en el aire en forma de contaminante (Watson, 1988).

La calidad del aire depende de las emisiones in situ o lejanas y de las condiciones meteorológicas. El papel de la meteorología en la contaminación ha sido reconocido en diversos trabajos, por ejemplo Holzworth (1968) realizó una climatología sobre potencial de contaminación en Estados Unidos. En dicho estudio se consideraron dos parámetros: la profundidad de la capa en que los contaminantes se encuentran bien mezclados y el viento medio en la misma. Estos factores son importantes pues el viento vertical y horizontal es el principal responsable del transporte de masa de una región a otra, mientras que la capa de mezcla influye en el volumen disponible para la dilución de contaminantes. La capa de mezcla presenta variabilidad diurna y estacional. La presencia de sistemas de alta presión reduce la altura de ésta y produce estabilidad en la atmósfera, disminuyendo la posibilidad de lluvia y “lavado” de los contaminantes. En el caso opuesto, un sistema de baja presión favorece los movimientos ascendente que remueven las emisiones de la superficie.

La ubicación geográfica también es un factor en la dispersión de contaminantes.. Por ejemplo, en ciudades como Los Ángeles y Ciudad de México ubicadas en un valle, las emisiones tienden a permanecer más tiempo en la región independientemente de los patrones de viento, contribuyendo a problemas de contaminación. Por otra parte, en ciudades como Beijing, Bangkok, y Delhi que están sobre terrenos planos, la meteorología tiene un impacto mayor en la dispersión de contaminantes (Guttikunda y Gurjar, 2012).

En México, las ciudades más contaminadas son Ciudad de México, Guadalajara, Toluca, Monterrey, Puebla, Mexicali, Tijuana, Guanajuato y Ciudad Juárez (INE-SEMARNAT, 2011; WMO, 2016).

El problema de la contaminación en la Ciudad de México ha sido ampliamente estudiado. Al inicio de la década de los setenta, se determinó que la atmósfera de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México (ZMCM) era una de la más contaminada del mundo (SMA-GDF, 2010). Se respondió al problema con distintas acciones, programas y políticas ambientales, control de emisión de fuentes fijas, cambios de combustibles, entre otras (CAM, 2010).

En 2006 se llevó a cabo el proyecto Iniciativa para Megaciudades: Observaciones de Investigación Local y Global (MILAGRO por sus siglas en inglés) cuya finalidad fue determinar los contaminantes atmosféricos presentes en la ZMCM, localizar sus fuentes principales y trazar sus trayectorias. Además se analizó el impacto de éstos a escala local, regional y global por medio de mediciones en superficie, en aeronaves y satélites. Se encontró que el terreno complejo que rodea la Ciudad de México produce circulaciones regionales y locales que gobiernan el transporte a corto alcance; sin embargo, las condiciones sinópticas medias modulan las circulaciones térmicas por lo que en varios días el flujo cerca de la superficie se acopla a los vientos en altura (Fast *et al.*, 2007; Jazcilevich *et al.*, 2003; Jazchilevich *et al.*, 2005).

1.1 Motivación

Estudios anteriores muestran que la contaminación del aire también es un problema para el estado de Veracruz. Vijay *et al.*(2004) calcularon las emisiones atmosféricas por la quema de combustibles fósiles en el sector eléctrico en México, siendo Veracruz el que emite la mayor cantidad de contaminantes. Concluyeron que la planta termoeléctrica de Tuxpan es la principal responsable del perfil de emisión del estado, pues usa combustible con alto contenido de azufre. También los complejos petroquímicos al sur del estado son responsables de las altas concentraciones de O₃, SO₂ y NO₂ en ciudades como Minatitlán y Coatzacoalcos (Gonzalez, *et al.*, 2016).

Otra fuente de emisiones importante en la región son los ingenios azucareros. Veracruz es el principal productor de caña de azúcar a nivel nacional. Cuenta con 22 de los 58 ingenios que operan en México y la mayoría se concentran en la región central del estado (SAGARPA, 2017).

Hall *et al.* (2012), reportaron que la quema de la caña de azúcar emite hollín, partículas menores o iguales a $10\mu m$ (PM_{10}), monóxido de carbono (CO), metano (CH_4), compuestos volátiles orgánicos (COV) e Hidrocarburos Policíclicos Aromáticos (HPA). Ramos-Guizar (2014) encontró que la quema de caña de azúcar incrementa un 40% la concentración de partículas en el aire.

En cuestión de emisiones vehiculares, la actividad y el estado del parque vehicular determinan en gran medida la cantidad de contaminantes generados. En relación a la actividad vehicular, Veracruz ocupó el quinto lugar con 63 kilómetros recorridos por día por cada auto, mientras que su índice de motorización es de 196 vehículos por cada 1000 habitantes, ocupando el número 13 de las 15 ciudades evaluadas (Martínez, 2011).

De acuerdo con INECC (2012), la ciudad de Veracruz tiene 291 vehículos por cada 1000 habitantes, índice similar a ciudades como Puebla y Monterrey. De los vehículos registrados, el 50% tienen una antigüedad igual o menor de cuatro años, un 29% tiene de cinco a nueve años y el 21% tiene más de 10 años. La proporción por grupo de antigüedad es similar a la reportada para el Distrito Federal además los recorridos que hacen los vehículos que circulan en el Puerto de Veracruz son mayores que los reportados para la ZMVM.

En 2015, la población de la Zona Metropolitana Veracruz-Boca del Río (ZMV-BR) constituía el 9.92% del total estatal, se considera que es la zona de mayor concentración poblacional, cifra superior a la de la capital Xalapa (8.33%) (INEGI, 2015). El origen del crecimiento urbano de la ZMV-BR está relacionado con la actividad portuaria comercial que se asentó en Veracruz en la década de 1970 a 1980, lo que propició la entrada masiva de población proveniente de otros lugares de país en busca de empleo (INE, 2007).

Actualmente se realiza el proyecto de Ampliación del Puerto de Veracruz, según APIVER (2011) la expansión concluirá en 2030 y comprende la adición de 2 km de rompeolas, posiciones de atraque, zonas de actividades logísticas, recepción de embarcaciones de mayor calado, vías carreteras y ferroviarias. Por lo que se espera incremento de la población y de la flota vehicular así como cambio en la cobertura de suelo en la ciudad de Veracruz.

Ante este panorama es primordial conocer la calidad del aire del estado de Veracruz, por lo que en 2013 se instalaron estaciones de monitoreo en las ciudades de Xalapa y Minatitlán. Las cuales

están a cargo de la Secretaría de Medio Ambiente (SEDEMA). Ambas recopilan datos de O₃, NO, NO₂, SO₂, CO, PM₁₀ y PM_{2.5}. González-Rocha *et al.* (2016) encontraron que la concentración de PM₁₀ en estos sitios excedió la norma mexicana y la norma de la Organización Mundial de la Salud (OMS) de promedio diario. En 2014 las concentraciones más elevadas de PM₁₀ ocurrieron en marzo (el 8% de los días tuvieron calidad del aire regular) . Mientras que O₃ y SO₂ mostraron una tendencia de moderada a regular en Xalapa y de regular a mala en Minatitlán (INECC, 2014).

1.2 Antecedentes

Existen algunos estudios sobre el papel de la meteorología en la dispersión de contaminantes para el estado de Veracruz. Jáuregui (1983) utilizó la red nacional de radiosondeos y, siguiendo el método sugerido por Holzworth (1968), examinó la variación espacial y estacional de la profundidad máxima de la capa de mezcla. Asimismo calculó la velocidad media del viento en la capa límite y contabilizó las inversiones térmicas superficiales. Entre los radiosondeos que empleó se encuentra el realizado en Veracruz, sus resultados muestran que la capa de mezcla es más profunda durante verano.

Por otra parte, la central nucleoelectrónica de Laguna Verde ha sido objeto de numerosos estudios en el campo de la meteorología (Jáuregui *et al.*, 1980; Hernández, 1999; Tejeda-Martínez *et al.*, 1997; Tejeda-Martínez *et al.*, 2004; Méndez-Pérez *et al.*, 2015, Tejeda-Martínez *et al.*, 2016), especialmente sobre la capa de mezcla y la circulación de los vientos. A finales de la década de 1970 se elaboró una primera climatología local a partir de la de la climatología regional y se caracterizó la estabilidad atmosférica, usando los perfiles de temperatura de la torre de 60 m (Jauregui *et al.*, 1980). Para ese mismo sitio, Tejeda-Martínez *et al.* (2004), encontraron que el 90% de los movimientos ascendentes son por forzamiento orográfico. Con datos de la estación climatológica, determinaron la altura de la capa de mezcla, la evaluación del balance de calor superficie-atmósfera y la descripción de la turbulencia.

Debido a las condiciones locales, la predominancia de la brisa (del mar) es considerablemente menor (26-36%) en el área de estudio que en otros lugares tropicales sometidos todo el año a la influencia de una sola masa de aire (Jáuregui *et al.*, 1984). Jáuregui *et al.* (1984), confirmó que la brisa marina, que usualmente se observa en terrenos planos, es capaz de llegar a la ciudad de Xalapa (alrededor de las 14 horas) en presencia de vientos débiles en la escala sinóptica.

En 2016, Limón-Ramírez caracterizó el régimen de brisa a lo largo de la costa mexicana del Golfo de México para el período 2008-2012. Concluyó que Citlaltépec y Laguna Verde son sitios con alto porcentaje de frecuencia de brisa con relación al resto de los sitios, mismos que tienen la mayor duración promedio del fenómeno. Además determinó que los meses en que se presenta brisa marina debido al gradiente de temperatura mar-tierra, fueron de abril a noviembre. Mayo es el mes con la mayor frecuencia en brisa marina con un 38%, le sigue septiembre con 31 %, agosto con 29% y abril con 28 %.

Respecto a Xalapa, Fitzjarrald (1986) realizó perfiles de temperatura, humedad y velocidad del viento para describir la evolución del estado del tiempo, enfocándose en tres puntos: el desarrollo de inversiones térmicas, el crecimiento de la capa límite convectiva inestable y el flujo descendente asociado con las tormentas convectivas. En este mismo estudio Fitzjarrald (1986) menciona que el surgimiento de inversiones térmicas durante el invierno es favorable al incremento de concentración de contaminantes y sugiere realizar observaciones de la estructura de la capa límite para periodos con neblina durante los meses de invierno. Asimismo Fitzjarrald (1984) concluye que algunas partículas liberadas en las laderas de las montañas, podrían regresar a su altitud inicial horas más tarde, como consecuencia de la inversión de la dirección del viento. Esto es relevante en estudios de contaminación del aire a lo largo de las montañas en el estado de Veracruz.

1.3 Objetivos de la tesis

Generales

Caracterizar las condiciones meteorológicas para la dispersión de contaminantes.

Específicos

- a) Examinar la influencia de los sistemas de circulación en la zona de estudio (brisa marina-terral, vientos catabáticos, invasiones polares, suradas) en la dispersión de contaminantes.
- b) Examinar el potencial de dispersión vertical de contaminantes (altura de la capa de mezcla)

1.4 Marco teórico

Algunos fenómenos atmosféricos como la brisa marina-terral, los vientos de montaña, así como algunas actividades humanas juegan un papel importante en la contaminación del aire a escala regional (Kurita *et al.*, 1985; Kimura, 1983; Jáuregui, 1988, Jáuregui *et al.*, 1992, Fast *et al.*, 2007) . Estos fenómenos son flujos forzados térmica u orográficamente que muestran variaciones relacionadas a topografía local, forma de la costa, temperatura de la superficie y rugosidad del suelo (Steyn, 2003).

La brisa marina-terral es un tipo de circulación térmica, que se genera por el desigual calentamiento de la superficie continental y oceánica. Durante el día, la tierra se calienta mucho más rápido que el agua adyacente, y el calentamiento del aire por encima de ésta produce una baja térmica poco profunda. El aire encima del agua permanece más frío que el aire sobre continente; originando una alta térmica sobre el océano. El efecto de esta distribución de presiones es una brisa marina que sopla desde el océano hacia el continente. Ya que los gradientes más intensos de temperatura y presión ocurren cerca de la frontera entre océano y continente, los vientos más fuertes son cerca de la línea de costa y disminuyen tierra adentro (Ahrens, 2007).

En la noche, la tierra se enfría mucho más rápido que el agua, por lo que el aire por encima de continente es más denso que sobre el océano. De esta manera se establece una alta térmica en continente y una baja térmica sobre océano, ocasionando una inversión de los vientos respecto a la circulación diurna, yendo del continente hacia el océano. Esto es una brisa terrestre (Ahrens, 2007).

Los vientos de montaña, al igual que la brisa marina-terrestre, son generados por gradientes de presión, los cuales se originan por diferencias horizontales de temperatura. Las diferencias de temperatura que generan los vientos de montaña se originan porque el aire adyacente a las laderas está más caliente o más frío que el aire sobre el terreno plano. Esto ocasiona diferencias de densidad entre las laderas y el valle (Steyn, 2003). En el día, las laderas están más calientes que el aire en el valle; el aire más cálido y menos denso, se mueve hacia arriba a lo largo de las laderas (flujo anabático). Por la noche, cuando el aire se enfría y se vuelve denso, se mueve colina abajo por efecto de la gravedad (flujo catabático).

Los vientos catabáticos en sentido estricto son flujos locales de gravedad que descienden de la montaña ocasionados por enfriamiento radiativo cerca de la superficie (Price *et al.*, 2007). Los vientos catabáticos se forman en la noche y durante el invierno, cuando el enfriamiento radiativo domina el sistema energético en superficie (Whiteman y Zong, 2008). La topografía local es importante en la modulación de estos vientos, los más intensos se experimentan en barrancos y cañadas que en laderas amplias (Defant, 1951; Whiteman y Zhong, 2008).

Las circulaciones térmicas antes mencionadas ocurren en la capa límite atmosférica (PBL por sus siglas en inglés). Ésta se define como la parte baja de la tropósfera que es directamente influenciada por la superficie terrestre, y responde a los forzamientos superficiales en escalas de una hora o menos (Stull, 1988). En esta capa de la atmósfera hay importantes intercambios de momento, energía y humedad con la superficie.

Las sustancias emitidas a la atmósfera en la capa límite planetaria se dispersan en la horizontal y vertical por acción de la turbulencia, y se mezclan en esta capa si se les da suficiente tiempo. Por ello, en estudios de calidad del aire se usa el término capa de mezcla. Sin embargo bajo condiciones de estabilidad el mezclado no se da por completo. La altura de la capa de mezcla es un parámetro clave en modelos de dispersión de contaminantes. Ésta determina el volumen disponible para la dispersión de contaminantes. Se usa en muchos modelos de pronóstico y/o diagnóstico para evaluar la concentración de contaminantes, además de ser relevante en modelos de flujo atmosférico. La capa de mezcla no es medida en prácticas meteorológicas, ya que es un parámetro con distintas formas de estimación (Seibert *et al.*, 2000).

La evolución de la capa límite responde a la radiación solar, que es la fuente principal de energía del sistema climático, la cual es absorbida por la superficie terrestre y transmitida hacia la atmósfera. La capa límite atmosférica crece durante el día en respuesta al calentamiento de la superficie. La región donde ocurren procesos convectivos o circulaciones térmicas que producen mezclado vertical de la atmósfera se conoce como capa límite convectiva o capa de mezcla (CBL, por sus siglas en inglés) (Stull, 1988) (Fig. 1.1).

Por la tarde, la CBL alcanza su máxima profundidad y una zona de arrastre se ubica sobre ella. Esta última es la región de transición donde se encuentra aire de la atmósfera libre que se incorpora a la capa de mezcla. La profundidad de la capa límite varía, dependiendo de la estabilidad atmosférica y el flujo de calor sensible (Stull, 1988).

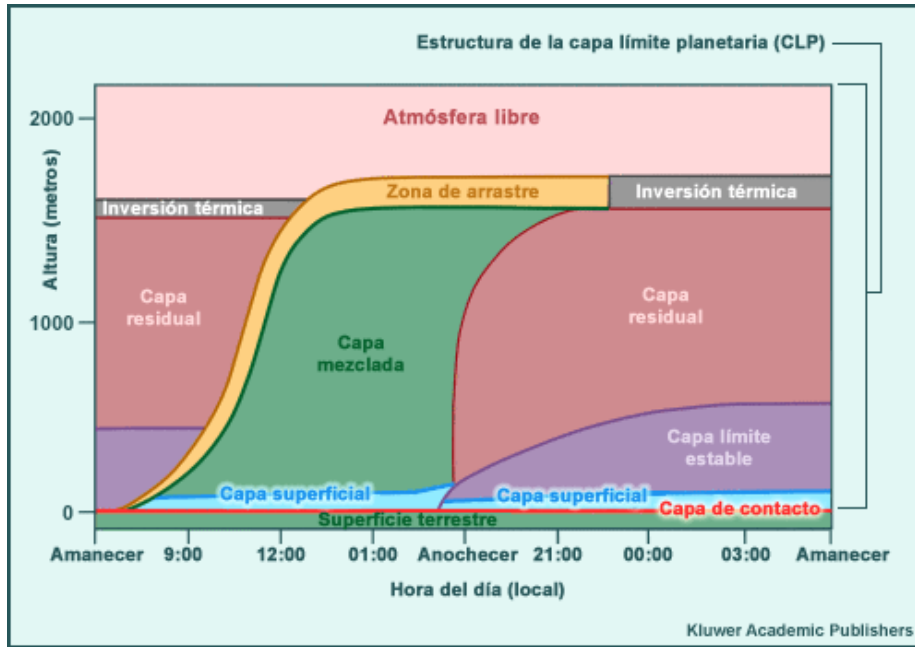


Figura 1.1. Evolución de la capa límite

(tomado https://www.meted.ucar.edu/nwp/model_physics_es)

Cerca del atardecer, el flujo de calor sensible invierte su dirección, y la superficie se empieza a enfriar. Los procesos convectivos y turbulentos cesan, estableciéndose una capa residual en altura y una capa límite estable (SBL, por sus siglas en inglés) en superficie (Fig. 1.1). Conforme transcurre la noche, más calor es extraído de la atmósfera por un flujo de calor sensible hacia la superficie, y la capa límite estable se profundiza (Stull, 1988). Ésta alcanza su máxima profundidad un poco antes del amanecer. El enfriamiento de la superficie puede ser suficientemente intenso para generar una inversión térmica (Whiteman, 2000).

1.5 Estructura de la tesis

La tesis se compone de cuatro capítulos:

En el primer capítulo se muestra un panorama sobre la calidad del aire en el estado de Veracruz y los estudios realizados sobre circulaciones locales en la región central del mismo.

En el segundo capítulo se describen los datos empleados durante la investigación, tanto los que sirvieron para caracterizar la circulación de los vientos en la zona de estudio como los ingresados en el modelo CALMET para los experimentos numéricos. También se describen los módulos, algunos algoritmos, los parámetros más relevantes y la configuración elegida del modelo.

En el tercer capítulo se analiza la variabilidad diurna y estacional del viento a 10 m mediante promedios horarios y rosas de los vientos. Además se examina el papel del flujo medio en las circulaciones locales para un día de invierno y un día de verano. También se explora la habilidad del modelo CALMET para reproducir la circulación atmosférica, los cambios de la cobertura de suelo y la altura de la capa límite en verano e invierno. Finalmente se muestra que las *suradas* y *nortes* en la época seca de la región contribuyen al incremento de partículas suspendidas en el aire.

En el cuarto capítulo se presentan las conclusiones sobre el papel de la circulación atmosférica, la cobertura de suelo y la altura de la capa límite en la dispersión de contaminantes así como del desempeño del modelo CALMET en la región de estudio.

2. Datos y metodología

2.1 Descripción de la zona de estudio

El estado de Veracruz se localiza entre los $17^{\circ} 03'$ y los $22^{\circ} 27'$ de latitud norte y entre los $93^{\circ} 36' 13''$ y los $98^{\circ} 38'$ de longitud oeste (INAFED, 2010). Debido a su ubicación y complejidad orográfica el estado de Veracruz cuenta con una multitud de climas que van desde zonas semiáridas, tropicales y hasta nieves perpetuas (en la cima del Pico de Orizaba). La mayor parte del territorio se encuentra a menos de 300 msnm (Fig. 2.1). La zona montañosa incluye la Sierra Madre Oriental que se une con el Eje Volcánico Transversal en el centro de Veracruz. Además, abarca sistemas montañosos aislados, como la Sierra de Los Tuxtlas y la de Tantima. Asimismo, los sistemas montañosos del norte de Oaxaca colindan con Veracruz. La planicie costera nororiental ocupa una franja de tierras bajas que se extiende hasta el centro de Veracruz (Tejeda-Martínez *et al.*, 1988). El gradiente topográfico en esta región es uno de los más grandes del mundo, con variaciones desde 5700 msnm en el Citlaltépec hasta el nivel del mar en menos de 100 km.

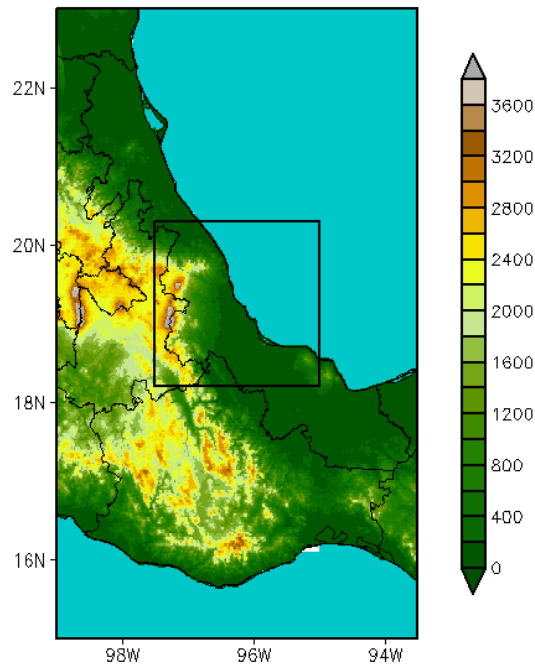


Figura 2.1. Región de estudio con topografía (en m), el cuadro delimita la zona central del estado de Veracruz. La escala de colores indica la altitud en metros.

El estado de Veracruz está sujeto a diversos sistemas meteorológicos a lo largo del año. Durante el invierno la presencia de aire polar puede ocurrir de octubre a mayo. A veces lo hace como un Norte consistente en un desprendimiento de la masa polar por el norte del Golfo, cuyo efecto no es muy profundo, pues en la vertical se extiende hasta los 700 mb. Las invasiones de aire frío provocan nublados y lluvias ligeras, que representan el 10% de la lluvia anual. En las partes más elevadas (a partir de los 1800 msnm) durante inviernos muy severos pueden provocar nevadas (Ruíz-Barradas *et al.*, 2010). Al mismo tiempo, estos vientos regionales son tan fuertes que la circulación local de la brisa/terral desaparece totalmente (Jaúregui, 1984).

Para junio los vientos alisios soplan del golfo hacia el continente, la Sierra Madre Oriental fuerza el ascenso del aire húmedo provocando lluvias orográficas. En ocasiones en los alisios transportan ondas del este, que tienen su máxima frecuencia entre agosto y septiembre pueden provocar 3 a 4 días de lluvia continúa. El efecto combinado de la orografía y las diversas formas de circulación tropical hacen que para esta región la lluvia veraniega (mayo-octubre) represente alrededor del 80% anual (Ruíz-Barradas *et al.*, 2010).

Conforme los alisios encuentran las montañas en el centro de Veracruz, el ascenso forzado de aire ocasiona un fuerte gradiente en la lluvia anual, que alcanza los 1400 mm al año en barlovento y cae a 400 mm por año en sotavento.

2. 2. Datos

2.2.1 Estaciones meteorológicas en superficie y boyas oceanográficas

En este trabajo se aplicó control de calidad a datos de estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y boyas oceanográficas de la Administración Nacional Atmosférica y Oceánica (NOAA por sus siglas en inglés) para el período 2011-2014 (Fig. 2.2). Los datos tienen una resolución temporal de 10 minutos. El objetivo fue eliminar los errores crudos (ocurridos durante el procesamiento, transmisión, recepción y/o almacenamiento) y no los sistemáticos (asociados a la recalibración del instrumento), ya que la aplicación de metodologías de homogeneización en registros de alta resolución temporal (10 y 30 minutos) es una tarea delicada (Jiménez *et al.*, 2010). Las variables extraídas fueron temperatura del aire, presión atmosférica, precipitación, humedad relativa, rapidez y dirección del viento.

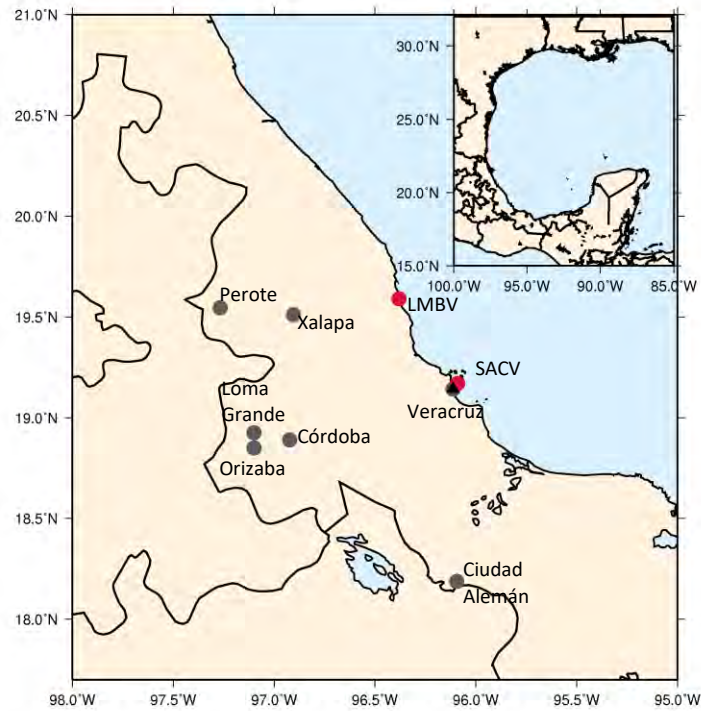


Figura 2.2. Estaciones climatológicas (círculos grises), boyas oceanográficas Isla de Sacrificios (SACV) y La Mancha (LMBV) (círculos rojos) y radiosondeo (triángulo negro) en la zona de estudio.

El primer paso del control de calidad consistió en el despliegue de datos meteorológicos en serie temporal, esta revisión busca detectar la repetición de mediciones en una estación para horas o días consecutivos. Por ejemplo, si la magnitud del viento fue la misma para dos días consecutivos, ambos registros se eliminaron, ya que es muy improbable que esto ocurra. Esto se denomina errores de manipulación (Jiménez *et al.*, 2010).

El siguiente paso se conoce como consistencia interna, las variables meteorológicas deben estar dentro de un rango físicamente posible y aceptable para la zona de estudio (Tabla 1). Si los datos estaban fuera de ese rango, se consideraron erróneos. Los valores promedio en 10 minutos no debieron ser rebasados por los máximos registrados, ni ser menores a sus mínimos.

Por último se realizó una revisión de la consistencia temporal, esto se refiere a la existencia de variaciones anómalamente bajas o anómalamente altas en los registros. Este criterio no se aplicó a la dirección del viento, ya que los efectos de la turbulencia son relevantes en escalas de tiempo

de 10 a 30 minutos, y producen cambios relativamente grandes y rápidos entre dos mediciones (Jiménez *et al.*, 2010) .

Tabla 1. Condiciones de consistencia interna de algunas variables meteorológicas

Variable	Condiciones
Temperatura	Temperatura mínima < Temperatura media < Temperatura máxima
Humedad relativa	$0 \leq \text{Humedad relativa} \leq 100$
Presión atmosférica	Presión atmosférica > 0
Rapidez del viento	Rapidez del viento ≥ 0 Rapidez del viento < Ráfaga
Dirección del viento	$0 \leq \text{dirección del viento} \leq 360$ Si la dirección del viento = 0, entonces velocidad del viento = 0 y vicerversa

Los errores hallados con mayor frecuencia fueron de consistencia interna, ya que es común que en los registros la velocidad del viento fuese 0 y la dirección fuese distinta de 0 ó que la rapidez del viento fuera mayor a la de la ráfaga. Este tipo de error se encontró hasta en un 50% de los datos de la estación de Alvarado, por lo que fue descartada para análisis posterior. Otro ejemplo de este error fue la presencia de valores negativos de humedad relativa para la estación de Veracruz en el año 2013.

También se observaron errores de consistencia temporal. En la boya SACV se encontró un valor anómalamente alto, pues en el transcurso de una hora la rapidez del viento pasó de 0.8m/s a 13.8m/s.

Los porcentajes de datos sin errores crudos se muestran en la tabla 2, los años 2013 y 2014 presentaron registros más completos y confiables.

Tabla 2. Porcentaje de datos confiables por año de las estaciones y boyas climatológicas con resolución temporal de 10 minutos ubicadas la zona de estudio

Nombre de la estación	2011 (%)	2012 (%)	2013 (%)	2014 (%)	Fuente de datos
Xalapa	73.3	78.32	96.1	96.0	SMN
Veracruz	74.0	62.0	90.4	81.7	SMN
LMBV (La Mancha)	84.0	99.9	99.9	99.9	NOAA
SACV (Isla de Sacrificios)	84.19	99.9	100	99.9	NOAA
Orizaba	64.8	81.5	98.5	91.2	SMN
Perote	Sin datos	Sin datos	91.1	99.4	SMN
Ciudad Alemán	Sin datos	94.0	76.0	90.7	SMN
Loma Grande	Sin datos	No registrado	<20	99.7	SMN
Presa Tuxpango	Sin datos	Sin datos	Sin datos	57.2	SMN

Cabe mencionar que ante la falta de temperatura del océano en las boyas oceanográficas, se procedió a la extracción puntual de dicha variable de los Análisis Combinados de alta resolución de temperatura del océano y hielo diarios de la NOAA¹. Éstos tienen una resolución espacial de 0.25 grados.

Con la finalidad de caracterizar el comportamiento diario del viento se realizaron promedios horarios de su magnitud y dirección en cada sitio para el período 2011-2014. De este modo se analizó si las brisa marina-terral o brisas de montaña son evidentes a lo largo del día. Además se crearon rosas de los vientos mensuales con el propósito de visualizar cambios estacionales en la dirección del viento.

¹ https://www.esrl.noaa.gov/psd/data_local/gridded/data.noaa.highres.html

2.2.2 Reanálisis Regionales de Norteamérica (NARR)

Ante la falta de una red densa y continua de observaciones en superficie en la región de estudio, se emplearon datos de reanálisis NARR (Mesinger et. al, 2006) para caracterizar la circulación de los vientos en la época de invierno y verano. Los datos NARR, cuentan con registros desde 1979 a la fecha y resolución de aproximadamente 32 km. La información está disponible en archivos diarios a intervalos de 3 horas, con 29 niveles en la vertical.

2.2.3 Observaciones en altura

La información meteorológica en altura permite determinar la altura de la capa de mezcla, las inversiones térmicas y el viento horizontal y vertical, los cuales son factores importantes en la dispersión de contaminantes.

Data Radiosonde Observation² (RAOBS) de la NOAA es una base de datos de radiosondeo y globo cautivo de estaciones ubicadas en todo el planeta. Las variables reportadas son presión atmosférica, temperatura del aire, altura geopotencial, depresión del punto de rocío, dirección y magnitud del viento.

En la región de estudio sólo se cuenta con un radiosondeo diario (en ocasiones dos) realizado en el Centro Hidrometeorológico Regional, ubicado en Ylang Ylang, Boca del Río, Veracruz. La estación se identifica con el número 76692 según la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

2.2.4 Cobertura de suelo

El uso de suelo de Norteamérica (Fig. 2.3) es una porción de la base de datos global de características de cobertura de suelo (GLCC por sus siglas en inglés) en las proyecciones Goode y Lambert Azimutal. Tienen una resolución espacial de 1 km y se basan en datos AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de abril de 1992 a marzo de 1993 (Loveland *et al.*, 1999).

² <https://ruc.noaa.gov/raobs/>

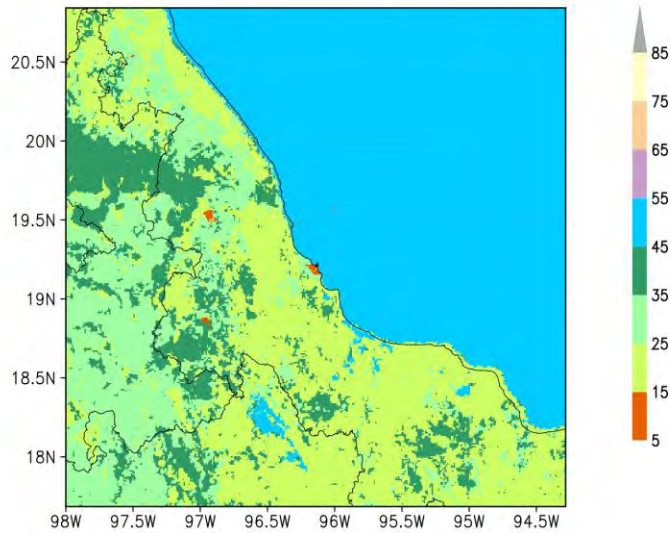


Figura 2.3. Cobertura de suelo en la región de estudio en código USGS. Clasificación de uso de suelo: 10: urbano, 20: agricultura de riego, 30: arbustos, 40: bosque, 50: agua, 60: humedales, 70: tierra árida. La barra indica el uso de suelo en código USGS.

El GLCC de la zona de estudio fue actualizado con la marcha urbana de Veracruz según el uso de suelo de INEGI de 1 km de resolución del año 2010. En la figura 2.4 se muestra la cobertura de suelo de 1992 y el actualizado (2010).

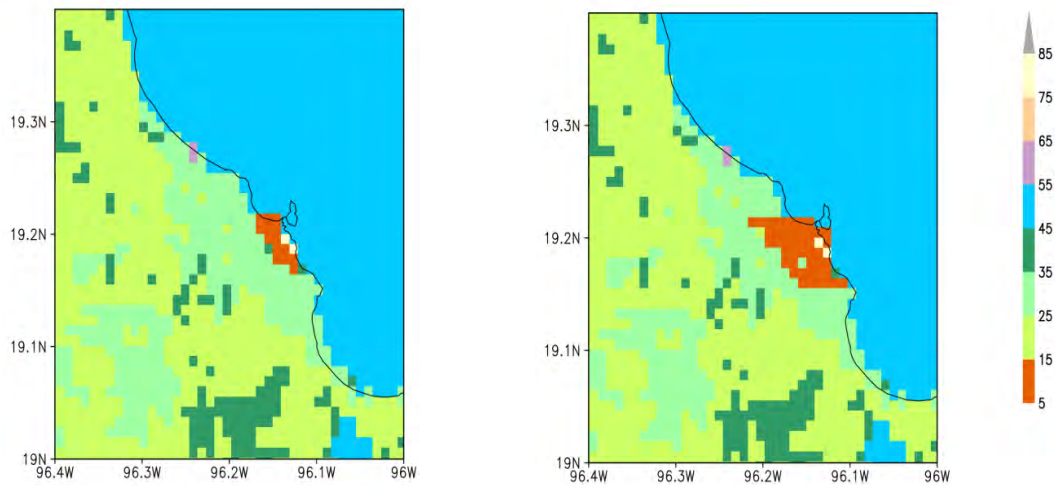


Figure 2.4. Cobertura de suelo a) datos de GLCC de 1992 b) uso de suelo actualizado (2010) usando datos de INEGI. Clasificación de uso de suelo: 10: urbano, 20: agricultura de riego, 30: arbustos, 40: bosque, 50: agua, 60: humedales, 70: tierra árida. La barra indica la cobertura de suelo en código USGS.

2.2.5 Topografía

En este trabajo se utilizó el modelo digital de elevación GTOPO30³ para alimentar el modelo CALMET.

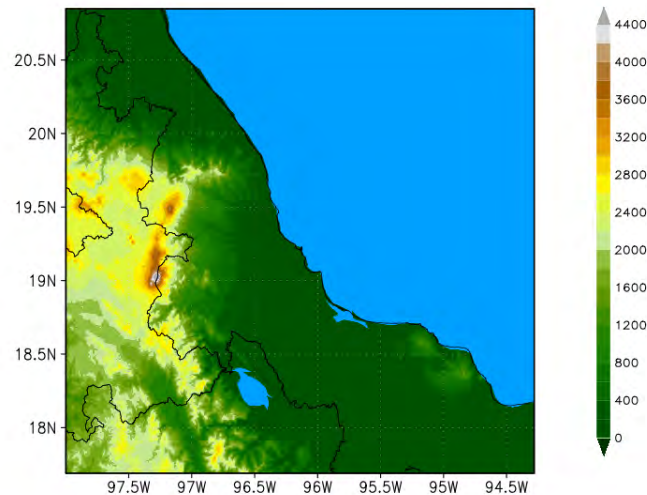


Figura 2.5. Topografía en la zona de estudio (base GTOPO 30). La escala de colores indica la altitud en m.

Las elevaciones globales en GTOPO30 están a espacios regulares de aproximadamente un kilómetro. El sistema de coordenadas está en grados decimales de latitud y longitud con respecto al geode WGS84. Las unidades verticales representan la elevación en metros sobre el nivel medio del mar (Fig. 2.5).

2.2.6 Datos North American Mesoscale Forecast System⁴ (NAM)

Los archivos de salida de los modelos Eta/NAM/WRF son producidos para su uso mediante el Sistema Interactivo de Procesamiento Avanzado del Estado del Tiempo (AWIPS por sus siglas en inglés) en varias mallas. Las salidas del modelo se almacenan en formato GRIB y consiste de campos de análisis y pronóstico para múltiples parámetros y niveles (Scire et al, 2000).

Las bases de datos que cubren Norteamérica en varias resoluciones espaciales son Malla AWIPS 212 (40 km-NAM) y Malla AWIPS 218 (12 km-NAM). La resolución vertical es de 25 hPa,

³ <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30>

⁴ <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/north-american-mesoscale-forecast-system-nam>

desde los 1000 hPa hasta los 50 hPa, con un total de 39 niveles. El modelo inicia cuatro veces al día (00, 06, 12 y 18 UTC) con duración del pronóstico de 84 horas.

Los datos de la malla AWIPS 218 de NAM, cubren la región de interés con resolución de 12km, a intervalos de una hora hasta el tiempo 36 y cada 3 horas los tiempos restantes. Éstos fueron elegidos como condiciones iniciales y de frontera de CALMET.

2.2.7 Datos de calidad del aire

La estación de monitoreo de calidad del aire en Xalapa se ubica en una oficina gubernamental a 19°32'11.74"N y 96°55'52.29"W y a 1430 msnm. Se encuentra en el centro de la ciudad; los edificios más altos en el área varían de 4 y 12 metros y está junto a una glorieta con topografía escarpada (González-Rocha, 2016).

Los analizadores de partículas miden la concentración por medio de atenuación beta. La intensidad de la radiación se reduce de acuerdo a la capa de partículas en la cinta filtrante, la cual se percibe por una cámara de ionización que transmite una señal de voltaje proporcional a la masa real de la medida (Met One Instruments, 2008).

Los datos de calidad del aire fueron proporcionados por la SEDEMA (Secretaría del Medio Ambiente) en intervalos de una hora para el año 2014.

2.3 El modelo CALMET

La manera más común de caracterizar el campo de vientos en una región es a partir de estaciones meteorológicas, sin embargo, la representatividad de la caracterización depende de factores como la densidad de la red de estaciones, la calibración de los instrumentos, la continuidad de las mediciones, entre otros. Ante estas limitaciones es posible emplear un modelo que simule el campo de vientos en la región, con los datos meteorológicos disponibles y las propiedades del terreno.

CALPUFF es un modelo meteorológico y de calidad del aire adoptado por la Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos (USEPA, por sus siglas en inglés) para evaluar el transporte a larga distancia de los contaminantes (decenas a cientos de kilómetros) en estudios de impacto ambiental. Los componentes principales del modelo son CALMET (un modelo meteorológico tridimensional de diagnóstico), CALPUFF (un modelo de dispersión de

contaminantes atmosféricos basado en plumas gaussianas con remoción química, deposición húmeda y seca, efectos por edificios, etc.) y CALPOST (postprocesamiento). Además hay módulos que procesan datos geofísicos, datos meteorológicos y salidas de otros modelos de pronóstico como: el Modelo de Mesoescala MM5, los modelos ETA y Rapid Update Cycle (RUC) del Centro Nacional para la Predicción del Ambiente (NCEP) y el Weather Research and Forecasting (WRF por sus siglas en inglés) (Scire et al, 2000).

CALMET es un modelo meteorológico usado con frecuencias en regiones de terreno complejo por su capacidad de ajustar los campos de viento a la topografía y rugosidad del terreno (Barna y Lamb, 2000; Morales *et al.*, 2012; Yim *et al.*, 2007).

Los datos requeridos por CALMET para realizar una simulación se dividen en geofísicos (cobertura de suelo y topografía) y meteorológicos (magnitud y dirección del viento, temperatura, presión atmosférica, humedad y nubosidad cada hora), además se puede añadir la temperatura del mar (Scire et al, 2000).

Los módulos de CALMET y los formatos necesarios para su ejecución se ilustran en la Figura 2.6.

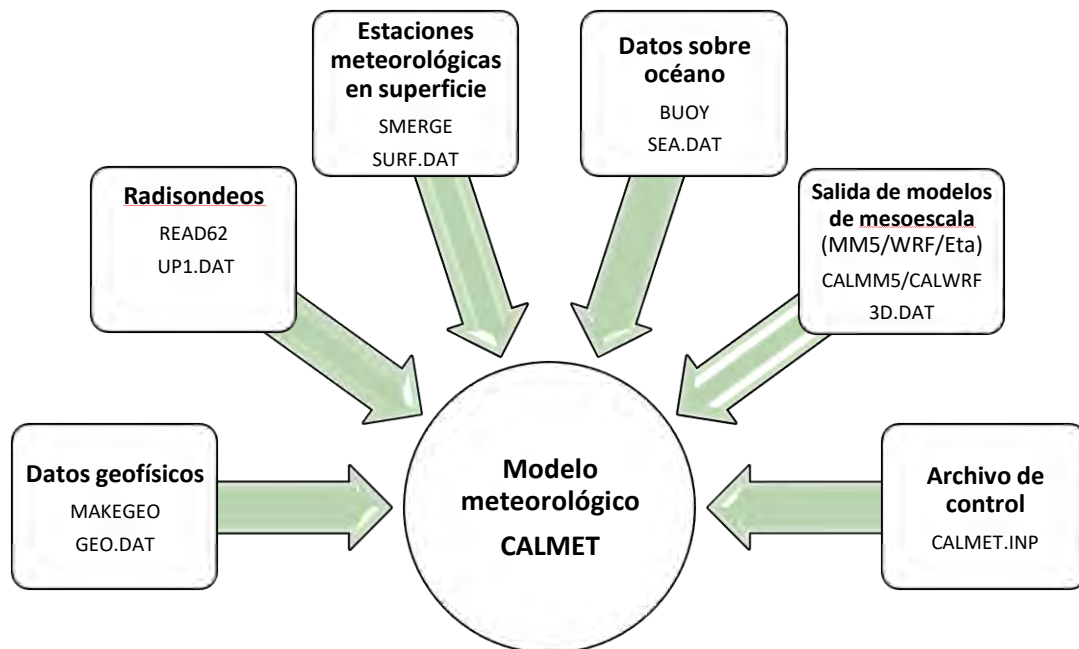


Figura 2.6. Insumos necesarios para la ejecución del modelo meteorológico CALMET.

Los módulos TERREL y CTGPROC generan archivos de topografía y cobertura de suelo, con la resolución escogida para la región de estudio. Las salidas se integran en un sólo archivo con la ayuda de MAKEGEO.

El módulo READ62 procesa datos de radiosondeos, y el módulo SMERGE procesa observaciones horarias en superficie. Ambos módulos crean archivos de las condiciones iniciales y frontera para el modelo CALMET.

Para modelar la capa límite sobre océano, el modelo necesita observaciones de las temperaturas del mar y del aire, humedad, dirección y magnitud del viento. Las observaciones especiales sobre océano están contenidas en un conjunto de archivos llamados SEAn.DAT, donde n es el número de la estación. Estos datos son procesados en el programa BUOY, el cual admite información del Centro Nacional de Datos Oceanográficos (NODC) o del Centro Nacional de Datos de Boyas (NDBC). Las boyas SACV y LMBV pertenecen al NDBC.

Los datos de modelos meteorológicos de mesoescala (WRF, MM5, ETA y RUC) son procesados a través de las interfaces CALETA, CALMM5, CALWRF, etc. Éstos se emplean como datos iniciales, observaciones o en el análisis objetivo a criterio del usuario (Scire et al, 2000). En este estudio se utilizó CALETA, ya que opera con las salidas del Modelo de Pronóstico de Mesoescala de Norteamérica (NAM, por sus siglas en inglés, antes conocido como modelo Eta).

2.3.1 Rutinas de cálculo

En el modelo CALMET es de especial interés el cálculo del campo de vientos, el cual se realiza en dos pasos, el primer paso ajusta el campo de viento inicial a efectos cinemáticos del terreno, efectos de bloqueo y flujos de ladera. El segundo paso consiste en la incorporación de observaciones al campo generado en el primer paso, a través del análisis objetivo.

El análisis objetivo consta de un esquema de interpolación tipo Cressman de distancia inversa cuadrada, que pondera las observaciones en la vecindad de un punto, dándole un mayor peso a las más cercanas.

Las salidas de modelos de pronóstico pueden usarse como datos iniciales interpoladas a la malla de CALMET, se ajustan a los efectos de terreno y a las observaciones (Fig. 2.7).



Figura 2.7. Diagrama de flujo del viento en CALMET.

En la parametrización de la capa límite, CALMET tiene un algoritmo sobre océano y otro sobre continente, dadas las diferentes propiedades térmicas de las superficies. El esquema de capa límite sobre continente utiliza el método de balance de energía de Holtslag y van Ulder (1983) para calcular campos horarios de flujo de calor sensible, velocidad de fricción, longitud de Monin-Obukhov y velocidad convectiva de escala. Las alturas de la capa de mezcla se calculan a partir de los flujos de calor y las temperaturas observadas en los sondeos usando el método modificado de Carson (1973) y Maul (1980).

El modelo de capa límite sobre océano utiliza la diferencia entre la temperatura del océano y el continente para calcular los parámetros micrometeorológicos sobre la capa de mezcla marina. Los flujos en superficie oceánica son calculados con el algoritmo COARE (Fairall, 1996) (Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment) con la velocidad de fricción de Charnock (1955).

2.3.2 Configuración del experimento

El modelo CALMET puede correrse en tres modos distintos:

- Modo con salidas de modelos de pronóstico y sin observaciones.
- Modo con observaciones.
- Modo híbrido, observaciones y salidas de modelos de pronóstico.

Dependiendo del modo en que se corre CALMET, existen ciertos parámetros que deben seleccionarse cuidadosamente. En el anexo A se muestran los parámetros relevantes para cada tipo de corrida (Barclay y Scire, 2011).

Barna *et al.* (2000) y Barna y Lamb (2000) utilizaron CALMET en modo híbrido y con salidas del modelo de mesoescala MM5. La comparación de sus resultados con observaciones de viento en superficie y observaciones de ozono superficial, mostraron que el modo híbrido produjo resultados aceptables. Además encontraron que usando únicamente el campo de viento de MM5 en valles o cerca de laderas la concentración de ozono fue subestimada, aunque el ciclo diurno fue reproducido.

En este trabajo se escogió la simulación en modo híbrido, tras realizar algunas pruebas con los modos de CALMET, ya que se encontró que el modo híbrido representa mejor la magnitud del viento. Los períodos seleccionados para las simulaciones fueron: 12-15 de marzo, 1-7 abril y 24-28 julio de 2014, ya que en este año la información meteorológica fue de mejor calidad que en los anteriores.

Las corridas se iniciaron a las 00:00 hora local (HL) a 30 tiempos de integración, finalizando a las 06 HL del día siguiente. Se utilizó un dominio de 390 por 350 puntos de malla en dirección zonal y meridional respectivamente, con una resolución de 1 km en coordenadas Universal Transversa de Mercator (UTM). En altura se establecieron 23 niveles: 10 m, 40 m, 80 m, 150 m, 250 m, 350 m, 450 m, 550 m, 650 m, 750 m, 850 m, 950 m, 1100 m, 1300 m, 1500 m, 1700 m, 1900 m, 2200 m, 2600 m, 3000 m, 3400 m, 3800 m, 4200 m. El dominio se colocó sobre la región central de Veracruz, de los 94.3° W a los 98° W y de los 17.7°N a los 21°N (Fig. 2.8).

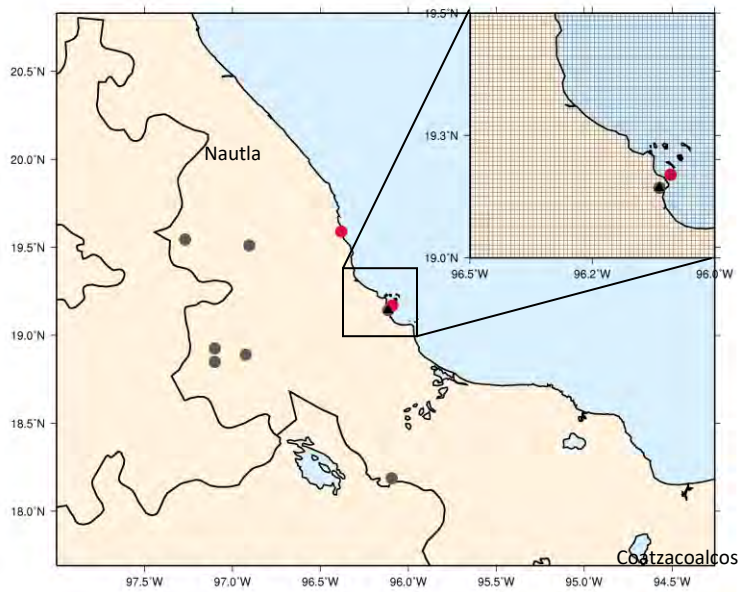


Figura 2.8. Dominio usado en los experimentos con CALMET. Los círculos indican las estaciones climatológicas usadas en el estudio. El recuadro señala la ciudad de Veracruz.

A manera de resumen la tabla 3 indica los módulos de CALMET, los datos ingresados para el experimento y los valores dados a los parámetros más relevantes. En el anexo B se explican detalladamente los parámetros.

Tabla 3. Resumen de los datos y parámetros usados en los experimentos con CALMET

Módulo	Datos/parámetros
TERREL	GTOPO30
CTGPROC	GLCC para Norteamérica
BUOY	SACV y LMBV de NDBC
SMERGE	Estaciones climatológicas del SMN
READ62	Sondeo 76692 de RAOBS
CALETA	AWIPS a 12 km iniciando a las 00 UTC
CALMET	NOOBS = 1 TERRAD = 17 km IPROG = 14 ICLOUD = 4 RMAX1 = 100 km (default) RMAX2 = 200 km (default) RMAX3 = 200 km (default) R1 = 5 km R2 = 20 km

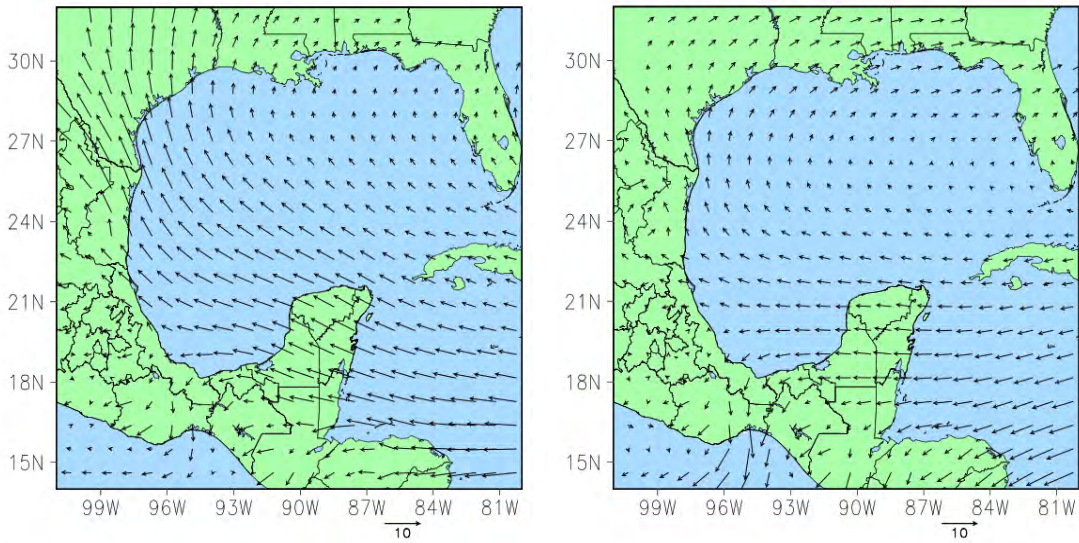
3. Resultados

En este capítulo se presenta la climatología estacional del viento a 10 m del NARR, destacando la presencia de los vientos alisios en verano y los *nortes* en invierno en el Golfo de México. Por otra parte, los promedios horarios y las rosas del viento del 2011-2014 revelan la importancia de las circulaciones locales en la región. También se muestra el papel del flujo medio sobre las circulaciones locales para un día de verano y de invierno mediante retrotrayectorias. Lo anterior con la finalidad de caracterizar la circulación atmosférica en superficie que transporta partículas de una región a otra.

Por último se examinan las condiciones atmosféricas para la dispersión de contaminantes durante un período seco y un período húmedo simulado con CALMET.

3.1 Climatología NARR del viento en superficie

La climatología del viento a 10 m de NARR (Mesinger, *et al.*, 2006) en la región del Golfo de México para el periodo 1981-2014 revela que durante el verano (Fig. 3.1a.) el flujo predominante es de los vientos alisios. Esta temporada se caracteriza por el paso de ondas del este y ciclones tropicales. En la porción sur de Veracruz el viento dominante es del norte, debido al efecto de encañonamiento que sufre en el Istmo de Tehuantepec, dicho efecto llega a verse reflejado en el Puerto de Veracruz. En invierno (Fig. 3.1b) la región experimenta la presencia de frentes fríos. En este sentido Steenburgh *et al.* (1998) concluyeron que el flujo de norte que ocurre en el Golfo de Tehuantepec está asociado a una corriente en bajos niveles desde el Paso de Chivela, Oaxaca (94.99°W, 16.71°N), que forma un canal orográfico sobre la Sierra Madre Oriental.



a) Verano

b) Invierno

Figura 3.1. Climatología de NARR del viento a 10m para a) verano (julio) e invierno (enero). Periodo 1981-2014.

Durante el invierno el flujo a las 03:00 hora local (HL) desciende desde el altiplano y las laderas de las montañas hacia la planicie, este efecto permanece hasta las 09:00 HL (Fig. 3.2). El altiplano funge como un sumidero de calor y la diferencia térmica entre dicha región y las planicies produce vientos descendentes hacia la costa. Durante el día la incidencia de la radiación solar invierte las circulaciones, así que predomina el viento desde el océano hacia el continente, intensificándose entre las 15:00 y 18:00 HL.

En verano el viento es más zonal, debido al efecto de los vientos alisios en la región. Por la noche, el flujo dominante del este contrarresta las corrientes que descienden desde las montañas, frenando su desplazamiento hacia las planicies, también observado por Fitzjarrald (1986) en la campaña de mediciones en la ciudad de Xalapa.

Las circulaciones locales se observan claramente en la climatología de NARR de 1979-2001. La resolución temporal de la base de datos no permite identificar la hora exacta de inversión de los vientos pero muestra el ciclo diurno y los cambios estacionales en la circulación atmosféricas (Fig. 3.2). Los efectos locales tienen un papel importante en el transporte regional de partículas a lo largo del año.

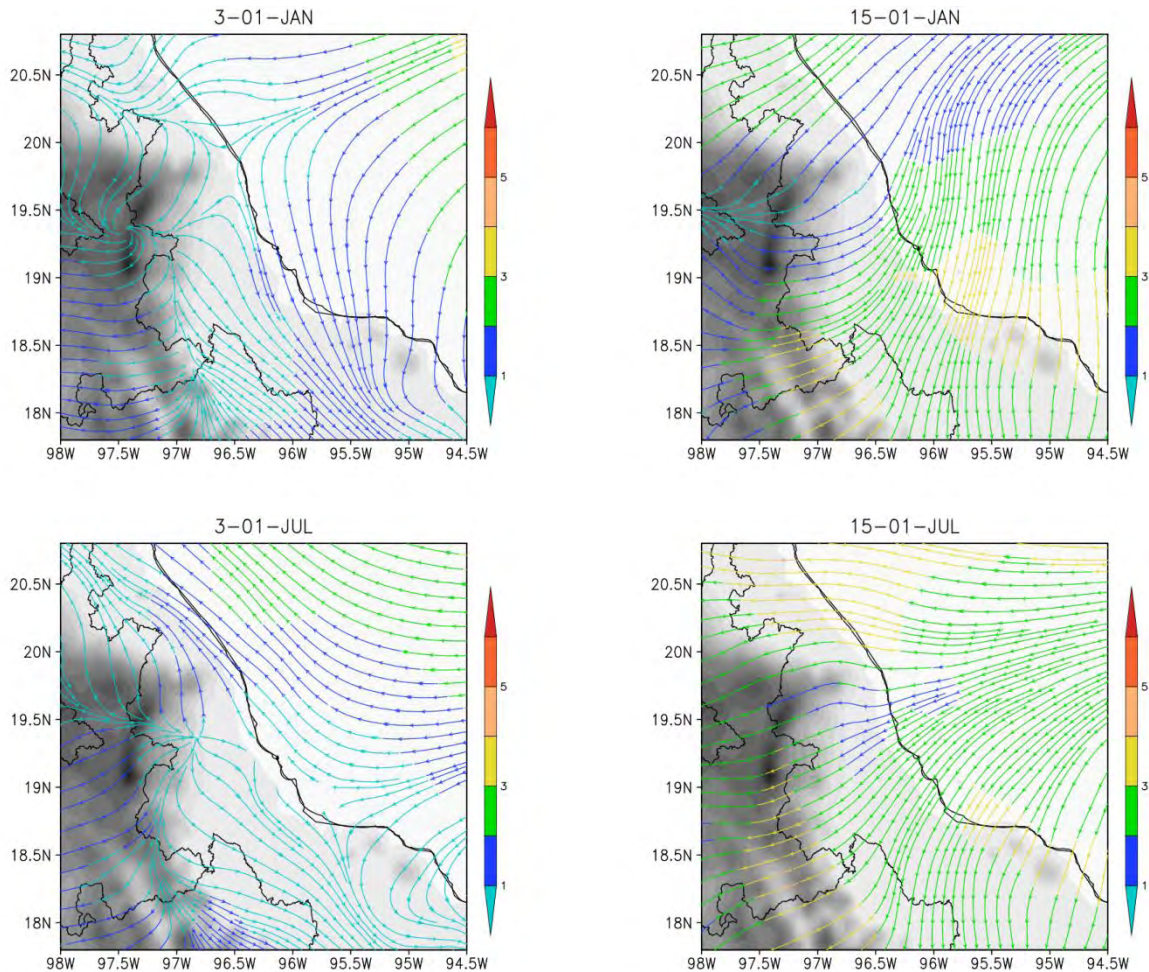


Figura 3.2. Flujo de viento promedio de NARR para las 03:00 y 15:00 HL. Periodo 1979-2001. La barra corresponde a la magnitud del viento en ms^{-1} .

3.2 Circulaciones locales observadas en estaciones de superficie.

Las circulaciones locales como brisa marina-terrestre se caracterizan por el cambio en la dirección de los vientos a lo largo del día, resultando de especial interés en la dispersión de contaminantes. El promedio horario del viento en superficie de estaciones climatológicas permite identificar la hora de inversión de los vientos. En esta sección se caracteriza el viento diario para sitios en costa (SACV, LMBV), a media montaña (Xalapa) y en el altiplano (Perote).

En la ciudad de Xalapa ocurren vientos anabáticos y catabáticos con direcciones de 120° y 300° respectivamente según Barradas (1984). En la tabla 4 se compara el viento promedio obtenido

por Barradas (1984) para el mes de julio en el periodo 1951-1972 y el calculado para el mismo mes de 2011-2014, en el observatorio de Xalapa.

La transición de viento catabático a anabático y viceversa ocurre alrededor de las 10:00 HL y 23:00 HL respectivamente, lo cual coincide con Barradas (1984). En el promedio 2011-2014, la intensidad de los vientos diurnos fue máxima cerca de las 15:00 HL, mientras que los vientos catabáticos fueron más intensos antes del amanecer (alrededor de las 06:00 HL).

Tabla 4. Viento horario promedio en el observatorio de Xalapa. Los datos de Barradas fueron tomados de Fitzjarrald (1986).

Hora local	Barradas (1951-1972)		2011-2014	
	Rapidez (m/s)	Dirección (grados)	Rapidez (m/s)	Dirección (grados)
00:00	0.3	341 (N)	0.6	213.8 (SW)
01:00			0.7	219.3(SW)
02:00	0.7	326(NW)	1	225.6(SW)
03:00			1	224.7(SW)
04:00	1.0	331(NW)	1	229.3(SW)
05:00			1	227.7(SW)
06:00	1.2	320(NW)	1.1	225.6(SW)
07:00			1	225.9(SW)
08:00	0.5	53(NE)	0.7	227.9(SW)
09:00			0.2	229.8(SW)
10:00	2.5	113(SE)	0.3	88.7(E)
11:00			0.8	89.1(E)
12:00	4.0	114(SE)	1.3	89.1(E)
13:00			1.6	86.9(E)
14:00	4.6	118(SE)	1.9	86.2(E)
15:00			2	85.6(E)
16:00	3.4	107(SE)	1.9	83(E)
17:00			1.8	80.3(E)
18:00	1.8	107(SE)	1.4	76.8(E)
19:00			1	78(E)
20:00	0.5	109(SE)	0.7	81.3(E)
21:00			0.5	91.4(E)
22:00	0.1	84(E)	0.2	146(SE)
23:00			0.3	205.7(SW)

Para La Mancha, en el promedio horario del período 2011-2014 es evidente la reversión de los vientos (característica del sistema de brisa marina-terrestre). La brisa terrestre ocurre de 20:00 HL a 08:00 HL con viento dominante de oeste, mientras que en la brisa marina el viento dominante es del este e inicia a las 09:00 HL con duración de 10 horas (Tabla 5).

Tabla 5. Dirección promedio horaria en La Mancha, Veracruz medida por la boya LMBV. Período 2011-2014.

Hora local	Dirección del viento anual	Dirección del viento verano
00:00	W	W
01:00	W	W
02:00	W	W
03:00	W	W
04:00	W	W
05:00	W	W
06:00	W	W
07:00	W	W
08:00	W	W
09:00	E	E
10:00	E	E
11:00	E	E
12:00	E	E
13:00	NE	E
14:00	NE	E
15:00	NE	E
16:00	NE	E
17:00	NE	E
18:00	NE	NE
19:00	N	NE
20:00	N	N
21:00	NW	W
22:00	NW	W
23:00	W	W

Anualmente en la ciudad de Veracruz el viento predominante de norte enmascara los efectos locales de las brisas. Según Jaúregui (1975), en una situación típica de *Norte* los vientos más intensos se observan en la costa suroeste del Golfo (entre Nautla y Coatzacoalcos), siendo máximos entre Laguna Verde y el Puerto de Veracruz. En cambio en el verano se distingue la inversión de la dirección del viento por efectos locales (Tabla 6). La brisa terrestre se establece de 00:00 a 10:00 HL con viento del oeste y la brisa marina de 12:00 a 22:00 horas con predominancia de vientos del este.

Tabla 6. Dirección promedio horaria en Isla de Sacrificios (SACV) medida por la boya SACV. Período 2011-2014.

Hora local	Dirección del viento anual	Dirección del viento verano
00:00	N	W
01:00	NW	W
02:00	NW	W
03:00	NW	W
04:00	NW	W
05:00	NW	W
06:00	NW	W
07:00	NW	W
08:00	NW	NW
09:00	NW	NW
10:00	N	NW
11:00	N	N
12:00	N	N
13:00	N	NE
14:00	N	NE
15:00	N	NE
16:00	N	NE
17:00	N	NE
18:00	N	NE
19:00	N	NE
20:00	N	NE
21:00	N	NE
22:00	N	NE
23:00	NW	N

3.3. Variabilidad estacional del viento en superficie

La variabilidad estacional del viento fue examinada mediante las rosas de vientos de 2011 a 2014, para ello se escogió un mes representativo de cada estación del año (Fig. 3.3). En la ciudad de Veracruz, en invierno, el viento predominante es del norte con una rapidez que alcanzan hasta 5 ms^{-1} , como consecuencia del paso de frentes fríos en la región. De este modo las emisiones de contaminantes serían llevadas principalmente hacia el sur en dicha época. Hacia abril, los frentes fríos son menos frecuentes en la región, por lo que se observa la transición hacia flujo del este y brisa terrestre débil. Durante el verano se establecen dos direcciones predominantes, en el día las emisiones son transportadas hacia el oeste y por la noche hacia el este como resultado de las brisas. Por último, en octubre, el viento dominante es del norte, ya que inicia el paso de frentes fríos sobre la región. Sin embargo todavía se observa un viento del oeste, que corresponde a la brisa terrestre de las 00:00 a las 11:00 HL.

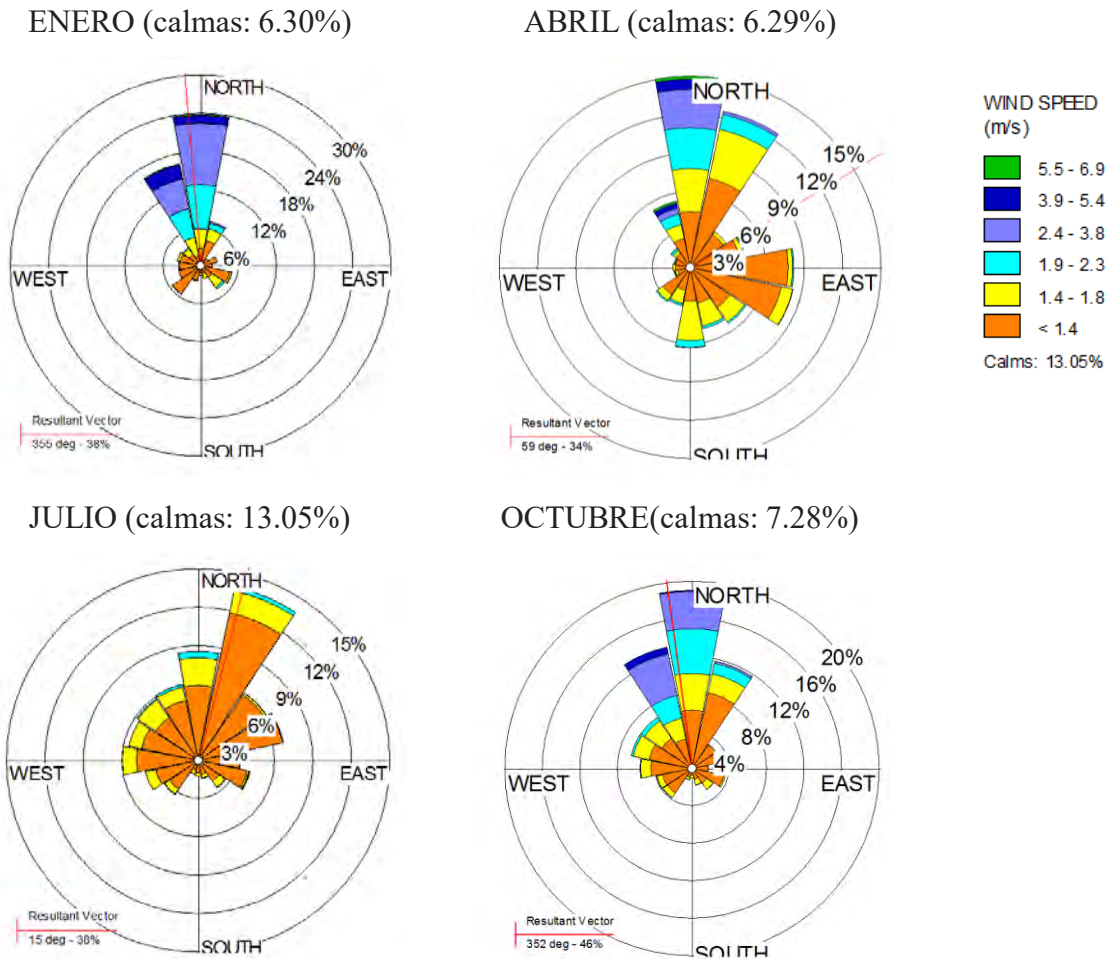


Figura 3.3. Rosas de los vientos a 10 m de Isla de Sacrificios. Periodo 2011-2014.

El comportamiento estacional del viento en La Mancha, es similar al observado en Veracruz. En enero, el viento predominante es del norte por el paso de frentes fríos en la región. Por la configuración del terreno, los *nortes* adquieren una componente del oeste o del noroeste (Tejeda, 2004). Hacia abril inicia la transición a flujo del este (estableciéndose en julio), destacando la inversión diurna de la dirección del viento con la brisa marina más intensa que la brisa terrestre. En octubre, nuevamente se aprecia el paso de los frentes fríos y baja frecuencia de viento del este (Fig. 3.4).

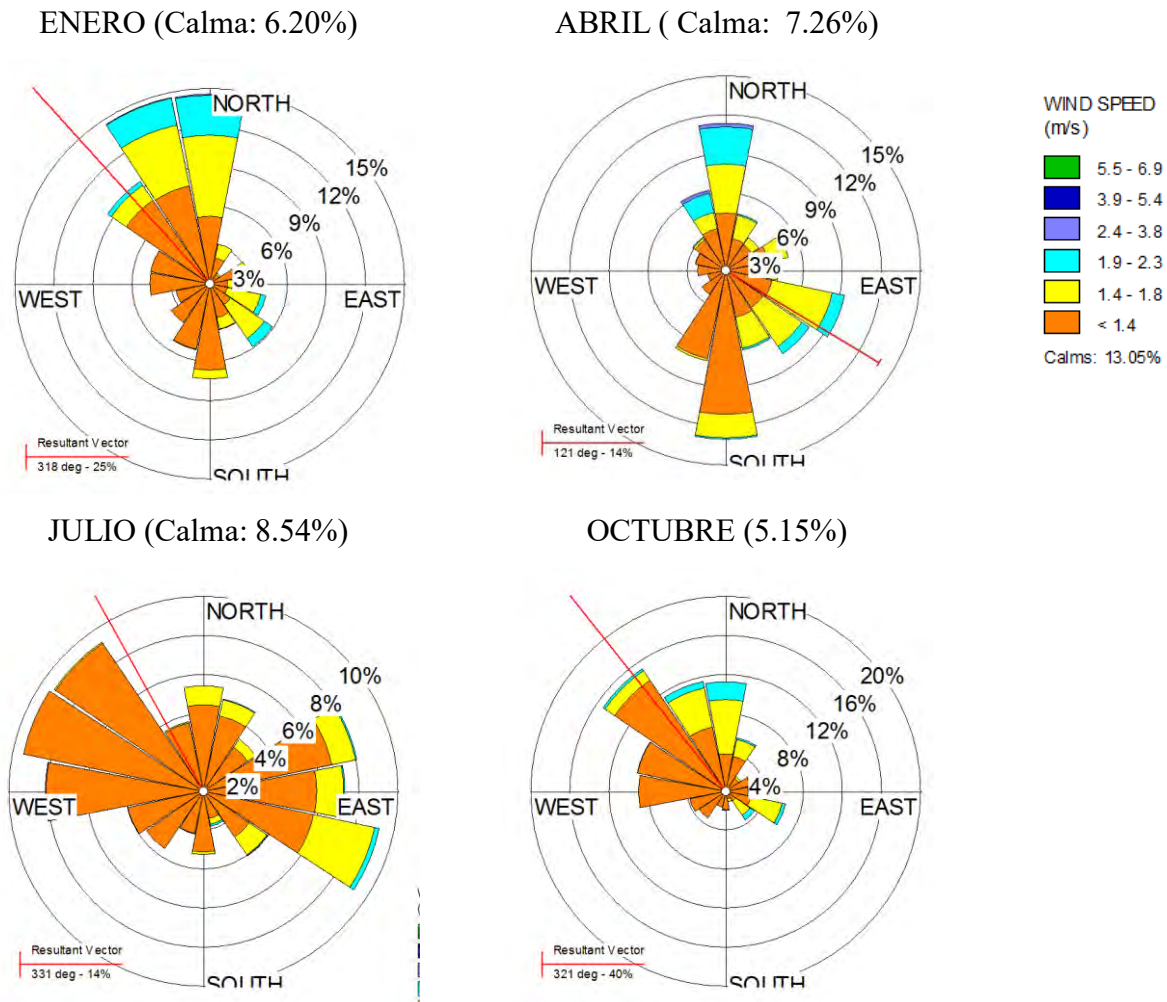


Figura 3.4. Rosa de los vientos a 10 m en La Mancha. Periodo 2011 a 2014.

En Xalapa a lo largo del año ocurren dos direcciones de viento predominantes: suroeste y este (Fig. 3.5). La primera se manifiesta de las 21:00 HL a las 09:00 HL, correspondiente a vientos catabáticos y por la mañana el flujo es del este. Este patrón se observa mensualmente, con ligeras variaciones de un mes a otro.

ENERO (Calmas: 4.22%)

JULIO (Calmas: 4.42%)

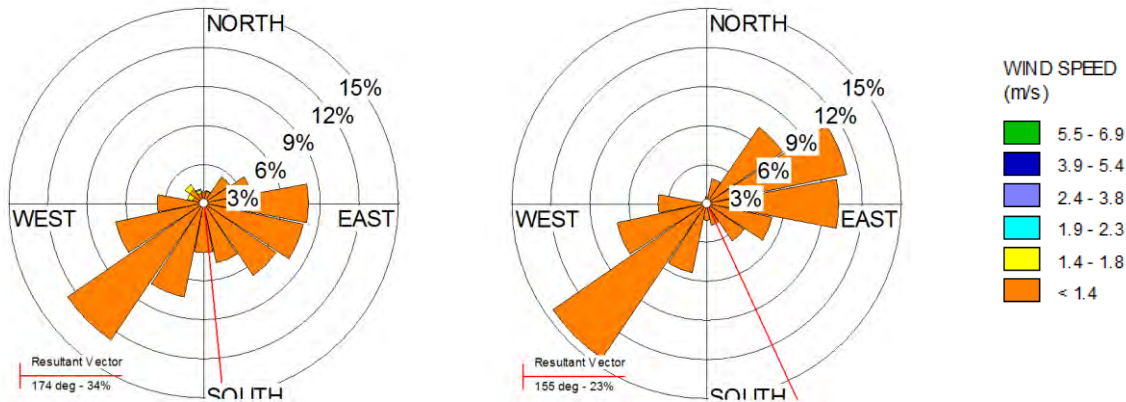


Figura 3.5. Rosas de los vientos a 10 m de Xalapa. Periodo 2011 a 2014.

En Perote (Fig. 3.6) anualmente las direcciones dominantes del viento son: norte y sur. La primera corresponde al viento diurno de 12:00 a 23:00 HL y la segunda al resto del día. Al igual que en los sitios mencionados anteriormente, enero se caracteriza por viento dominante del norte y hacia abril es más frecuente el viento del sur. En julio, la disminución de sistemas sinópticos de latitudes medias permite que los vientos catabáticos desde el Cofre de Perote lleguen a la ciudad de Perote, durante el día el viento dominante es del norte. En la transición al invierno, el viento de norte es dominante y se debilitan los vientos catabáticos.

ENERO (Calmas: 2.8%)

ABRIL (Calmas: 1.75%)

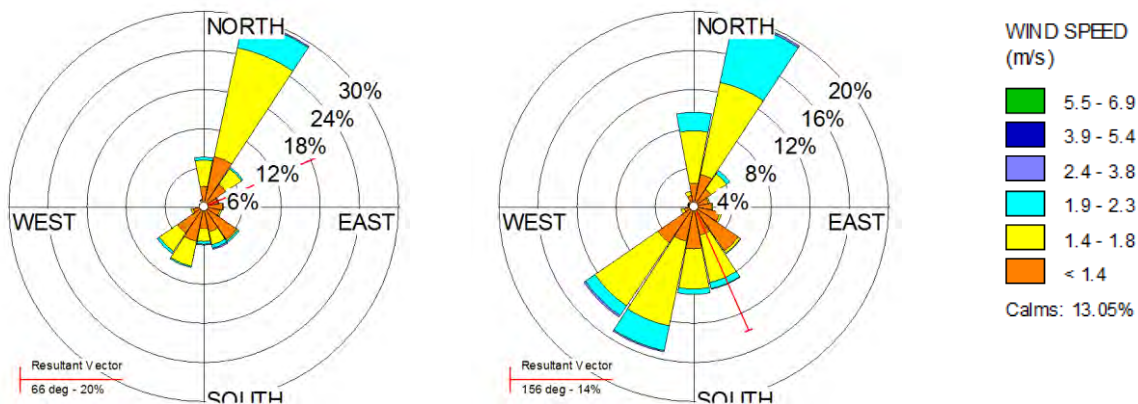


Figura 3.6. Rosas de los vientos a 10 m en Perote. Periodo 2013 a 2014.

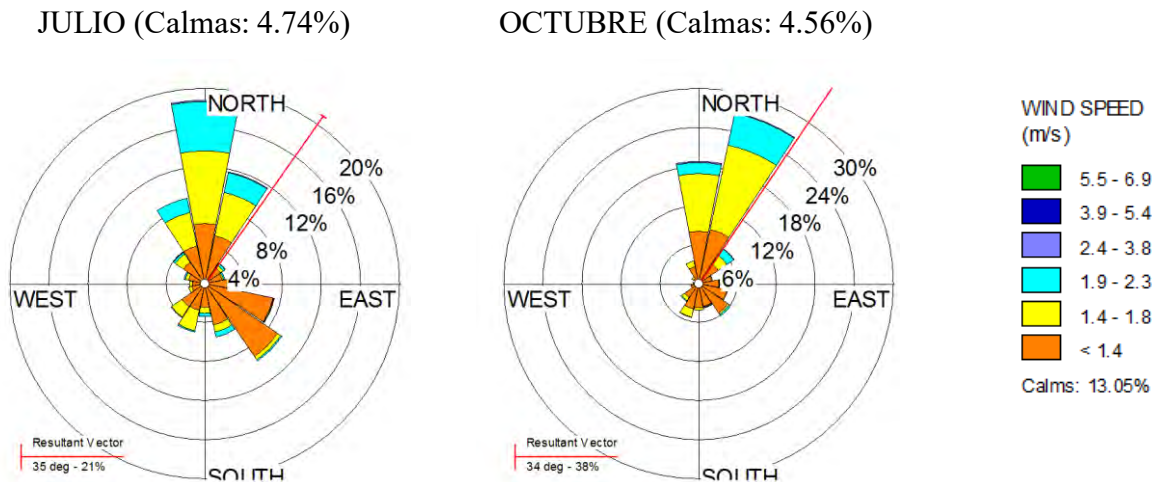


Figura 3.6. Rosas de los vientos a 10 m de Perote. Periodo 2013 a 2014 (continuación).

En la región de estudio el flujo medio observado en invierno transporta emisiones hacia el sur como consecuencia de los *nortes*. Aunque estos sistemas son frecuentes en la temporada invernal, en ausencia de sistemas de escala sinóptica, los efectos locales son responsables de la dirección de las plumas.

En el verano, las brisas marinas y los vientos anabáticos se refuerzan por los vientos alisios. Así que en el día las partículas son transportadas al este, mientras que en la noche se invierte la dirección del viento. En esta temporada del año es más evidente la inversión diurna de la dirección del viento por efectos locales.

Es importante atender a la variabilidad estacional y diurna de los vientos. En regiones donde las circulaciones locales son relevantes, las emisiones son llevadas hacia distintas direcciones según la hora del día. Si se considera el vector resultante diario es posible que no se ubique correctamente la fuente de emisiones, ya que se tendría la dirección dominante a lo largo del día, pero se ignorarían posibles fuentes de emisión.

3.4 Simulaciones con CALMET

En esta sección, a partir de las simulaciones con CALMET para un período seco (invierno) y uno húmedo (verano), se trazan retrotrayectorias para encontrar la procedencia de partículas. Luego mediante una prueba de sensibilidad se muestra el cambio en la capa de mezcla de la Ciudad de Veracruz por expansión urbana. Seguido se analizan las condiciones atmosféricas de los períodos 12-15 marzo, 24-28 julio y 1-7 abril; y las implicaciones que tuvieron en la dispersión de

contaminantes. Además se examina la habilidad del modelo para reproducir el viento en superficie y la evolución de la capa límite en la región.

3.3.1 Retrotrayectorias

Se muestran las retrotrayectorias de partículas que alcanzan las ciudades de Xalapa, Veracruz y Perote en un día de invierno y verano con predominancia de circulaciones locales. Las rosas de los vientos mostradas en la sección anterior proporcionan la dirección de procedencia de las partículas, pero las retrotrayectorias muestran las distancias recorridas.

La brisa terrestre desplaza partículas desde las planicies hasta la línea de costa, el recorrido es similar en verano e invierno. Por su parte, la brisa marina transporta aire marítimo hacia la costa, siendo el trayecto más zonal en invierno que en verano. Los vientos intensos sobre océano recorren hasta 100 km en su camino a la costa (Fig. 3.7).

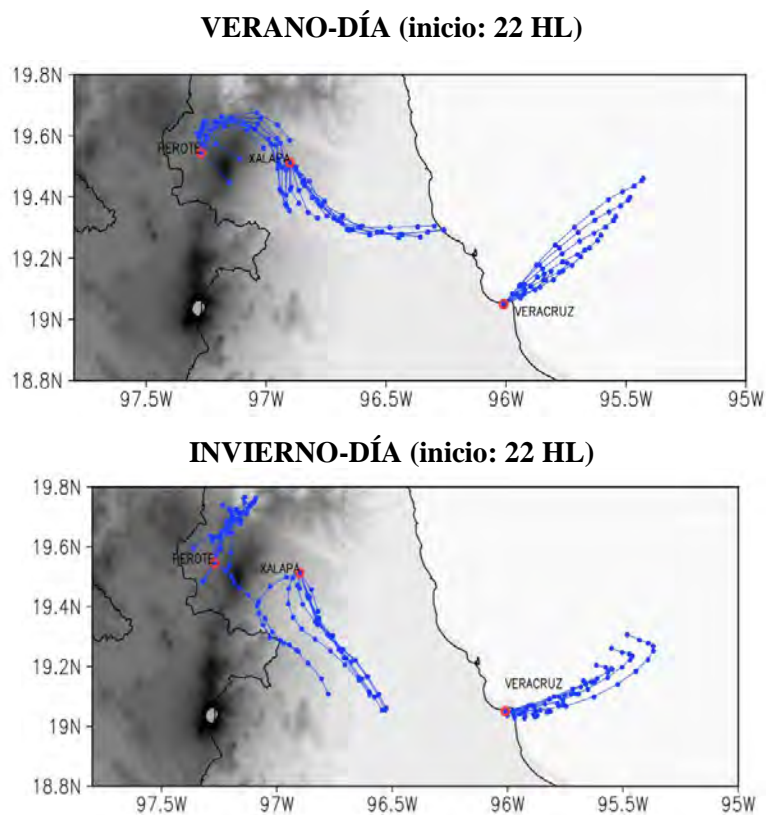


Figura 3.7. Retrotrayectorias de viento simulado a 10 m para un día de invierno (14 de marzo) y un día verano (26 julio) del 2014. Las retrotrayectorias se iniciaron a las 22 HL a intervalos de una hora.

En las mañanas de verano las partículas son transportadas de las planicies costeras hasta la montaña e incluso llegan al altiplano (desde el sureste), por el efecto combinado de la brisa marina y los vientos alisios. A Perote (ubicado en el altiplano) las partículas ingresan por una región estrecha entre el Cofre de Perote y la Sierra de Misantla.

En las noches de verano (Fig. 3.8), las partículas desde la montaña descenden hasta una altitud menor que en invierno, coincidiendo con las observaciones de Fitzjarrald (1984), el flujo de los alisios contrarresta los vientos catabáticos frenando el descenso de masa desde las montañas.

En una noche de invierno, a Perote el aire llega a través de una corriente de viento paralela a las montañas que se dirige hacia el noreste. Por la mañana las partículas del altiplano viajan al este y al toparse con la barrera orográfica se dirigen al sur, alcanzando Perote, con una trayectoria hacia el suroeste.

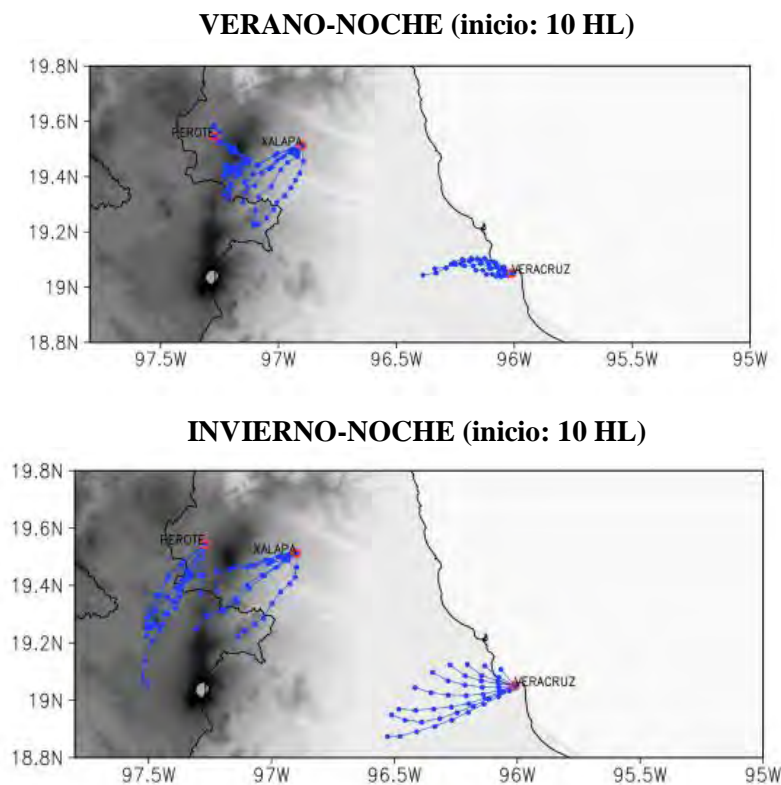


Figura 3.8. Retrotrayectorias de viento simulado a 10 m para una noche de invierno (14 de marzo) y un día de verano (26 julio) del 2014. Las retrotrayectorias iniciaron a las 10 HL a intervalos de una hora.

3.3.2 Efecto del crecimiento urbano en la ciudad de Veracruz

En esta sección se discute los cambios en la altura de la capa límite sobre la ciudad de Veracruz por el crecimiento de la ciudad. En la figura 3.8, se muestra la diferencia promedio entre la altura de la capa límite con cobertura de suelo actualizada y la de 1992, para los periodos del 24 al 28 de julio y 14 al 15 de marzo de 2014 (cuando las circulaciones locales dominaron la región). La capa límite es más ancha en el centro de la ciudad, hasta 300 m durante el día y 100 m en la noche (Fig. 3.9). Este efecto disminuye conforme se aleja de la urbe. Los cambios de la cobertura de suelo alteran el balance de energía, ya que los materiales de la ciudad tienen características térmicas y fricción distintos a las áreas rurales circundantes. En el día, el material de la ciudad capta más radiación (albedo pequeño) que los alrededores, lo que da como resultado mayor liberación de calor sensible hacia el aire urbano y reemisión de radiación de onda larga.

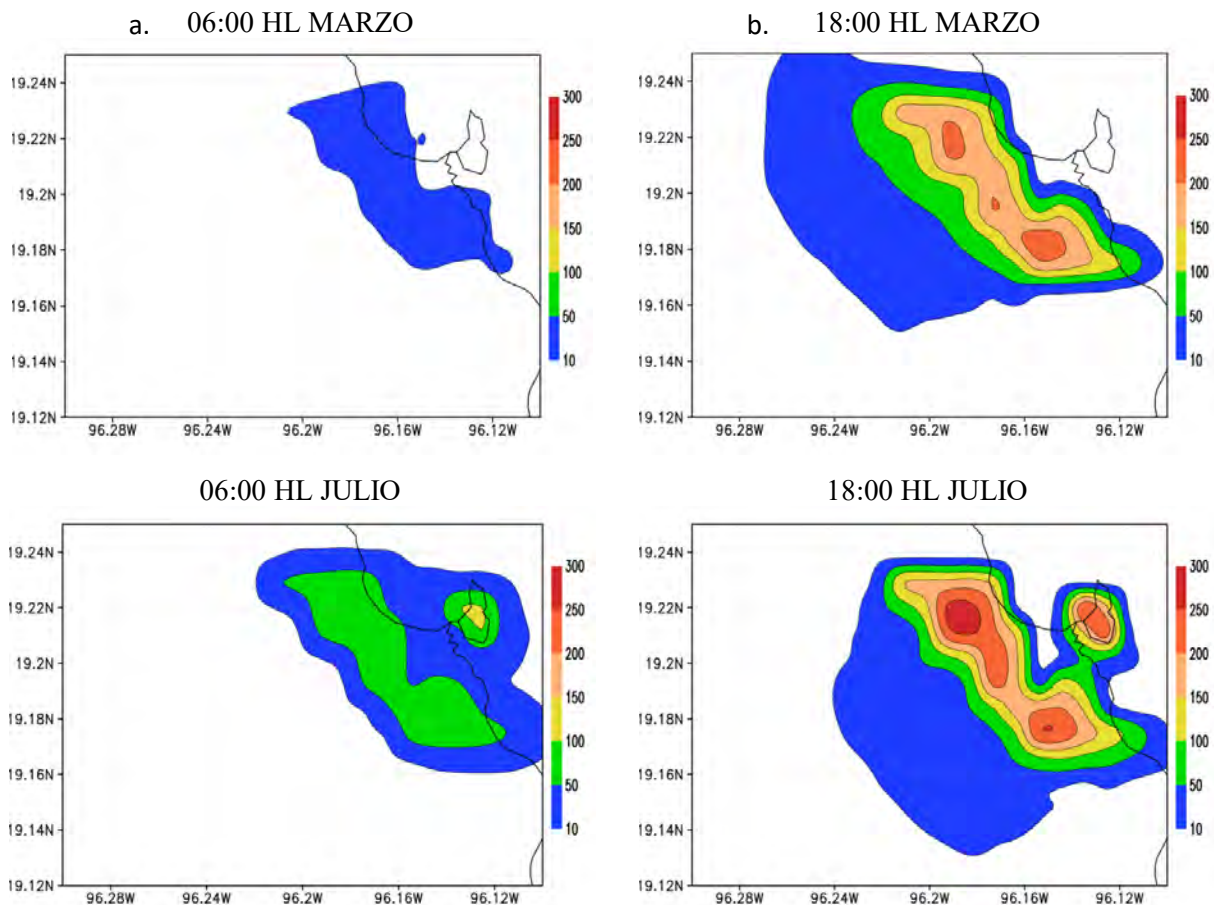


Figura 3.9. Diferencia promedio de altura (en m) de la capa límite simulada con uso de suelo modificado y de 1992 a las a) 06:00 HL y b) 18:00HL. Periodos: 24-28 julio y 14-15 de marzo.

En la noche, el aire de la zona urbana se mantiene cálido por la diferente velocidad de enfriamiento de los materiales de la ciudad y el área circundante, manteniendo la capa límite más ancha que en los alrededores. Aunque la capa límite de CALMET es sensible a los cambios de cobertura de suelo, el modelo no mostró diferencias significativas en la temperatura ni en el viento simulado. La altura de la capa de mezcla sobre la estación meteorológica ubicada en Veracruz (19.143°N, -96.113°W) varía apenas unos metros ante el cambio de cobertura de suelo, pues se encuentra en las fronteras de la zona urbana.

En general, durante el verano el efecto de la cobertura urbana sobre la capa límite es más intenso, con espesores 50 m mayores que en marzo.

3.3.3. Vientos en superficie y capa límite

A continuación se examinan los períodos del 12 al 15 de marzo y del 24 al 28 de julio de 2014, correspondientes a la temporada seca y húmeda respectivamente, el interés de explorar estos períodos radica en las condiciones observadas en la vegetación y los cambios en la circulación atmosférica.

El Índice de Vegetación Normalizado (NDVI, por sus siglas en inglés), es un índice usado para estimar la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación con base a la medición de la intensidad de la radiación de ciertas bandas del espectro electromagnético que la vegetación emite o refleja (NOAA, 2017). La figura 3.10 muestra el promedio quincenal con mayor y menor contraste de NDVI del 2000 a 2015.

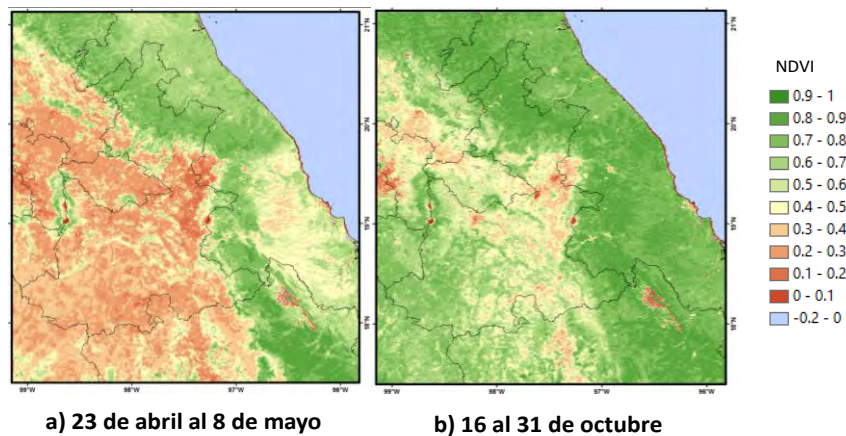


Figura 3.10. Índice de Vegetación Normalizado promedio del 2000 al 2015.

En la época seca la vegetación está bajo estrés hídrico, el índice de área foliar disminuye y el suelo dispone de menor humedad. Éstas condiciones son favorables para el desprendimiento de partículas del suelo y la vegetación que pueden incrementar los niveles de partículas en el aire (Fig. 3.10a). Se simuló un período cercano al máximo contraste, ya que la información de PM_{10} no estaba disponible para dicho período.

Además se incluye un caso en el que ocurrió un evento conocido localmente como *surada*.

a) Evento de la estación seca: 12-15 de marzo de 2014

El 12 de marzo un frente frío se extendió sobre la franja fronteriza del norte del territorio mexicano, se desplazó rápidamente hacia el sureste y por la tarde se ubicó en el norte de Veracruz y el Golfo de México con vientos de 25 a 40km/h. El viento predominante del norte se observó en LMBV y SACV desde las 12:00 HL del 12 de marzo hasta las 00:00 HL del 14 de marzo.

El modelo CALMET reprodujo la variabilidad de la magnitud y dirección del viento observada en las estaciones climatológicas durante el periodo de análisis, especialmente la inversión de la dirección asociada a las circulaciones locales (Fig. 3.11). La incorporación de estaciones climatológicas mejoró el desempeño de CALMET respecto a la magnitud del viento. En los casos que las observaciones no fueron incluidas en la simulación (como LMBV) la variabilidad del viento fue suavizada por el modelo como se observa alrededor de las 12HL del 14 de marzo.

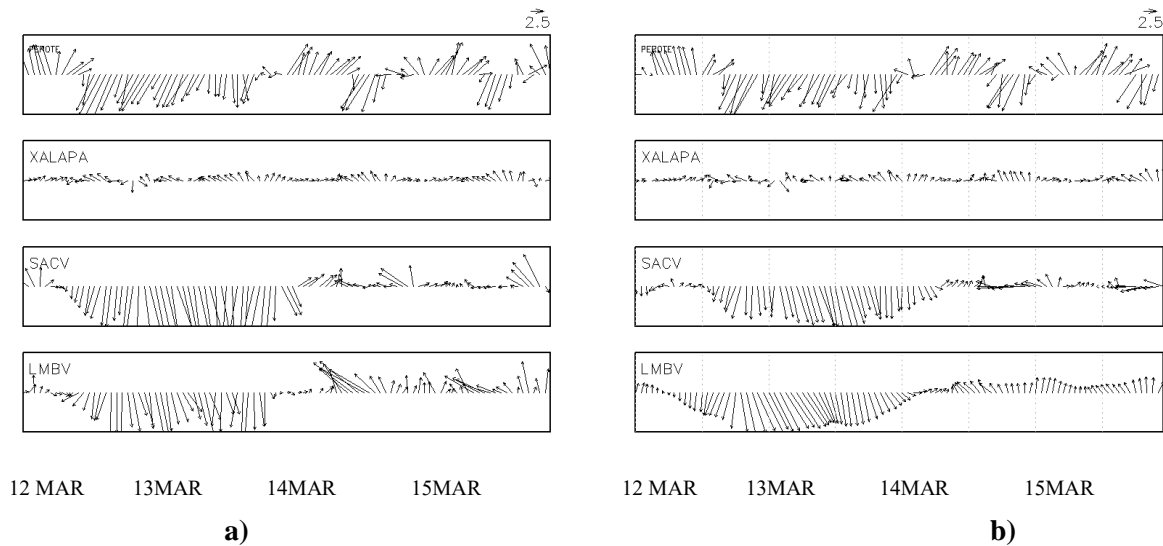


Figura 3.11. Viento a 10 m a) en las estaciones climatológicas y b) simulado con CALMET del 12 al 15 de marzo de 2014. El largo de la flecha indica la rapidez del viento y la punta hacia dónde se dirige el viento.

El 14 y 15 de marzo las brisas marina-terrestre y valle-montaña dominaron la región. Desde las 18:00 HL, inició el descenso de vientos de las cimas de las montañas, los cuales avanzan hacia las planicies con el paso de las horas (Fig. 3.12). El sector norte de la costa experimentó el flujo catabático a las 19:00 HL debido a la cercanía con las montañas. Conforme transcurrió la noche, el enfriamiento radiativo se intensificó en las regiones montañosas y la circulación fue más organizada con su máximo desarrollo en la madrugada (~ 03:00 HL). A partir de las 10:00 HL la circulación inició una transición, en las regiones costeras se observó brisa marina mientras en regiones montañosas aún se apreció flujo descendente. La brisa marina se extendió en toda la región a las 12:00 HL, alcanzando su máximo desarrollo ~ 15:00 HL.

Las horas de inicio y cese de las brisas marinas dependen de la latitud, la topografía local, la vegetación, el suelo, la temperatura del océano y las condiciones atmosféricas (Yan y Anthes, 1987; Novak y Colle, 2006; Ookouchi y Wataka, 1984; Segal *et al.* 1988; Miao *et al.*, 2003; Estoque, 1962). La hora de inicio de la brisa marina al norte de la región de estudio coincide con el promedio reportado por Limón-Ramírez (2016), en cambio la hora de cese se presentó 2 horas antes. En el estudio de Limón-Ramírez no se consideraron eventos de brisa del mes de marzo, lo que podría explicar esta diferencia. En otras regiones se ha observado que la hora de cese se incrementa (ocurre más tarde) de enero a julio y disminuye hacia diciembre (Azorin-Molina *et al.*, 2009; Panchal, 1993).

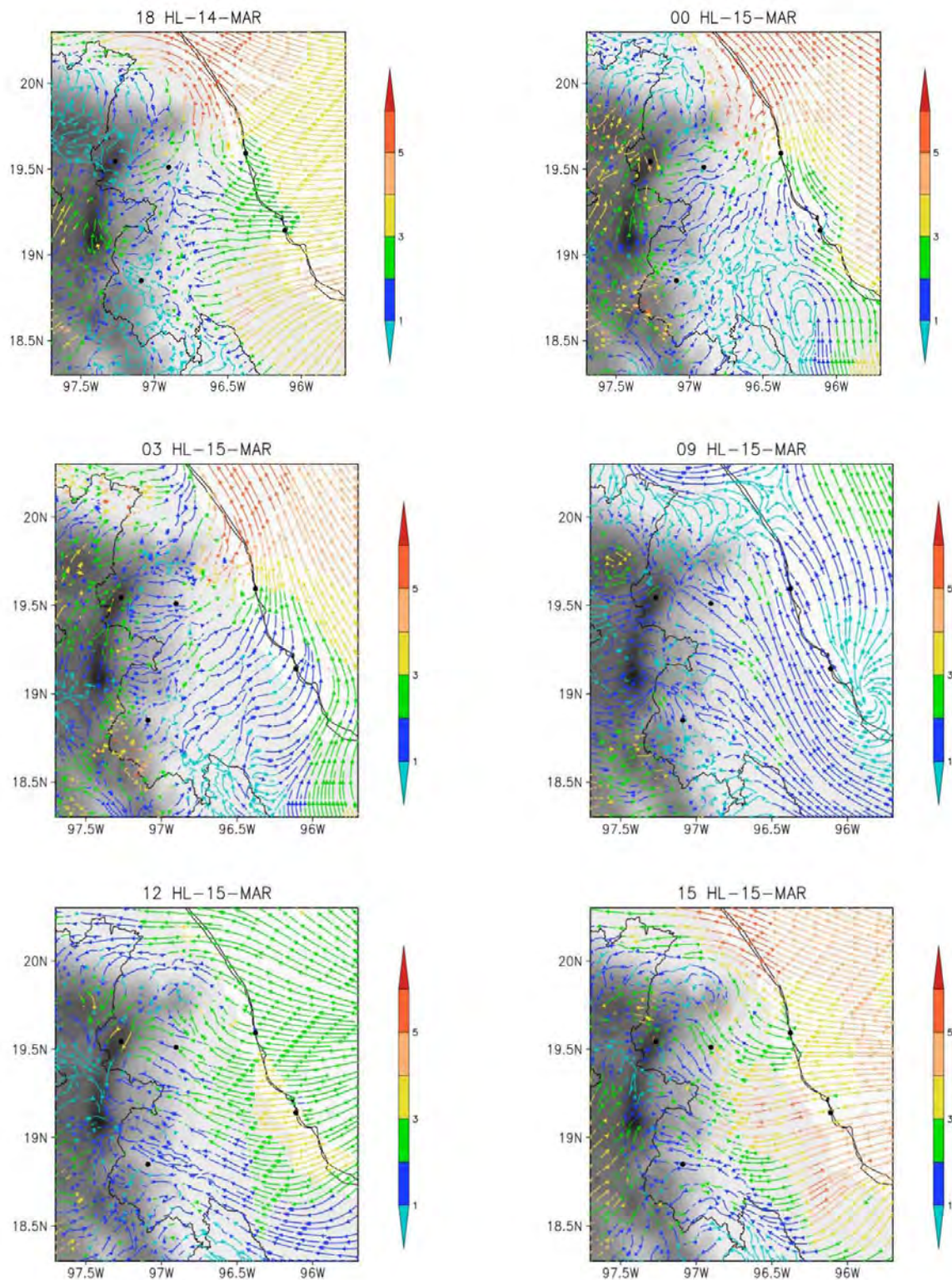


Figura 3.12. Evolución del viento simulado en superficie para un día de invierno (15 marzo de 2014). La barra indica la magnitud del viento en ms^{-1} .

A continuación se analiza el efecto de los sistemas sinópticos y las circulaciones locales en la altura de la capa límite. El océano tiene un efecto modulador en la altura de la capa límite de las regiones costeras, se necesita más energía para incrementar la temperatura del océano que sobre continente. Bajo circulaciones locales la capa de mezcla atmosférica fue somera, 200 m por la noche a 500 m por el día (Fig. 3.13).

En La Mancha y Veracruz debido al viento de norte intenso ocurrido el 12 de marzo de 2014, la capa límite nocturna se elevó 400 metros más en la noche respecto a los días cuando la circulación local es dominante. La madrugada del 13 de marzo, CALMET simuló una altura de capa límite de 1000 m en La Mancha. En general las zonas costeras y planicies fueron afectadas por intenso viento del norte que incrementó el mezclado y la altura de la capa de mezcla.

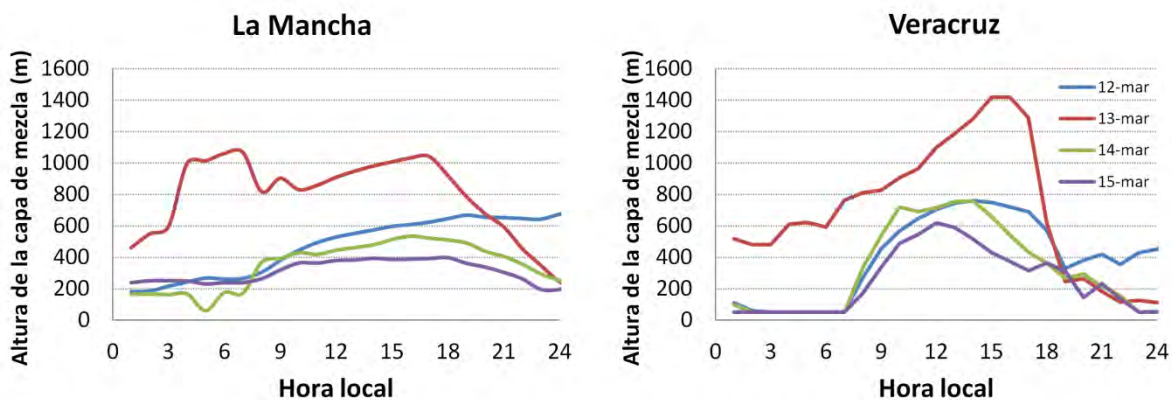


Figura 3.13. Altura de la capa límite simulada (m) en La Mancha y Veracruz del 12 al 15 de marzo de 2014.

Como consecuencia de las diferentes coberturas de suelo, existen cambios en las capas de mezcla de La Mancha y Veracruz. La primera es una zona ecoturística donde se encuentra manglar y selva baja caducifolia (CONABIO, 2016) en contraste con Veracruz, una ciudad portuaria en expansión. Este factor modifica el balance de energía, el concreto de la ciudad absorbe más radiación que el manglar, por tanto reemite más radiación de onda larga hacia el aire, favoreciendo los procesos convectivos y el crecimiento de la capa de mezcla. Bajo efectos locales la altura máxima de la capa de mezcla en Veracruz osciló entre 600 m y 800 m, 200 m por encima de capa límite de La Mancha. Según Jauregui (1986), el valor promedio de marzo para Veracruz es 610 m, similar a la simulación con CALMET (Fig. 3.13).

El método de Holzworth (1968) para el sondeo de Veracruz a las 18:00 HL estimó alturas máximas de 900 m, 1540 m y 1000 m para los días 12, 13 y 14 de marzo respectivamente, la diferencia es alrededor de 100 m respecto a la simulación con CALMET. Cabe mencionar que tanto el método de Holzworth como el algoritmo de CALMET son formas de estimar la altura de la capa límite y no mediciones de la misma.

Por otra parte, en las regiones montañosas (Xalapa, Perote, Loma Grande) la altura máxima de la capa de mezcla (1600 m a 1800 m) ocurrió durante el evento de norte. El siguiente día se produjo descenso de la temperatura tras el paso de la masa de aire polar y como consecuencia la capa límite disminuyó de 200 a 600 m. En Xalapa la altura máxima de la capa límite disminuyó 400 m ante un descenso de 10°C en la temperatura máxima (figura 3.14). Por lo que, el paso de masas de aire polar contribuye a una menor dispersión vertical de los contaminantes.

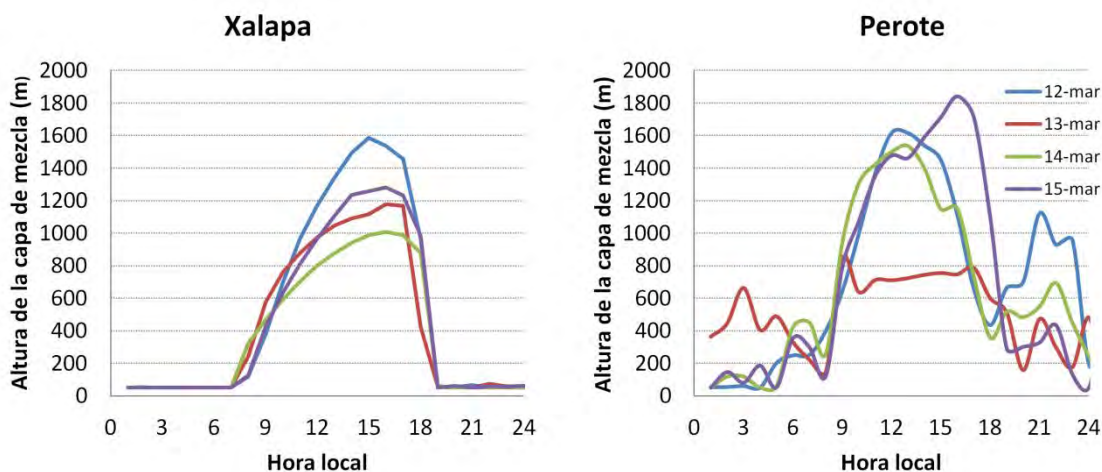


Figura 3.14. Altura de la capa límite simulada para un sitio en montaña (Xalapa) y altiplano (Perote) del 12 al 15 de marzo de 2014.

En relación a la concentración de PM_{10} en Xalapa, en el periodo de análisis se encontraron algunos picos de $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$, dos de ellos ocurrieron durante horas pico de tránsito vehicular. La madrugada del 13 de marzo se registró precipitación acumulada de 2.4 mm/hora, disminuyendo la concentración de partículas en la atmósfera. Los niveles de PM_{10} se incrementaron en días posteriores, el pico ocurrido en la tarde del 15 de marzo se asocia al efecto combinado de tránsito vehicular y vientos del oeste que pudieran adveccionar partículas desde otras regiones más secas (Fig. 3.15).

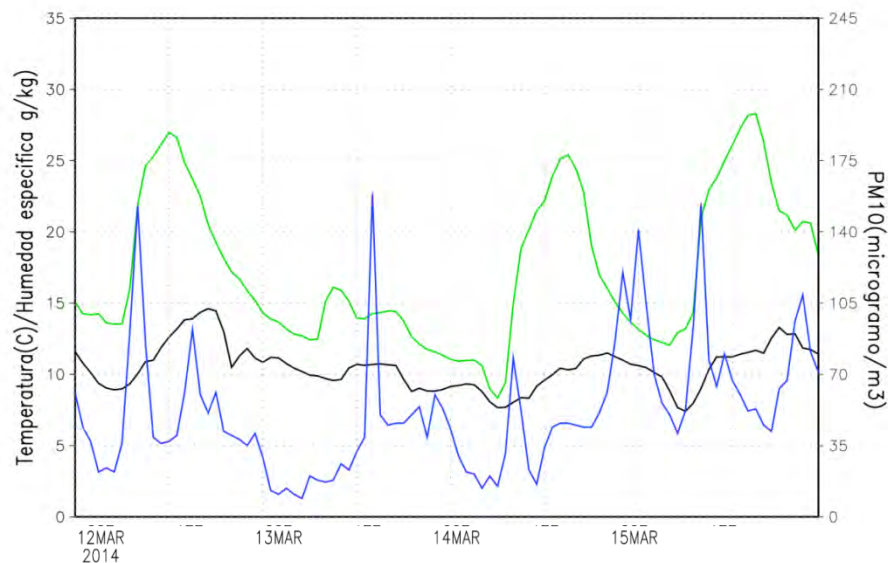


Figura 3.15. Comportamiento de la temperatura (línea verde), la humedad específica (línea negra) y la concentración de PM_{10} (línea azul) observado en Xalapa del 12 al 16 de marzo de 2014.

b) Evento de la estación húmeda: 24-28 de julio de 2014

Este período corresponde a la estación húmeda (verano) en la zona de estudio. Aunque las concentraciones de contaminantes en esta época disminuyen por la precipitación (washout), resulta de interés examinar las circulaciones locales y el transporte de partículas en la región. El viento dominante es del este, con eventuales perturbaciones en el flujo por ondas y ciclones tropicales.

El período elegido fue del 24 al 28 de julio de 2014. El día 24 una onda tropical se encontraba sobre el Istmo de Tehuantepec, propiciando cielo parcialmente nublado, temperaturas cálidas y viento del este y noroeste en el Golfo de México (Fig. 3.16).

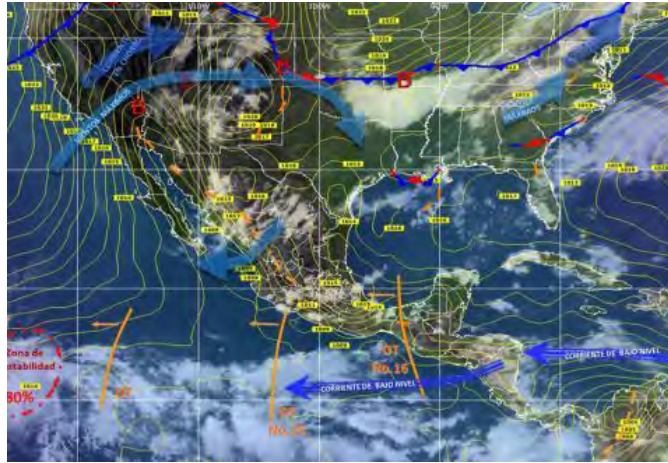


Figura 3.16. Situación sinóptica del 24 de julio de 2014 (SMN, 2014).

En este caso de estudio sólo se asimilaron las estaciones de Xalapa, Perote, Loma Grande y Orizaba en la simulación con CALMET. Isla de Sacrificios y Veracruz fueron excluidas ya que a pesar de su cercanía mostraban patrones de viento diferentes entre sí. La simulación con CALMET reprodujo el patrón de vientos registrado en la estación de Veracruz, por lo que posiblemente Isla de Sacrificios fue errónea. Cabe aclarar que LMBV no fue incorporada en ninguna de las simulaciones, se usó para observar la habilidad de CALMET para reproducir el viento en una zona sin datos observados. El modelo CALMET reprodujo la marcha diaria del viento pero subestimó su intensidad, especialmente en Veracruz y la Mancha (Fig. 3.17).

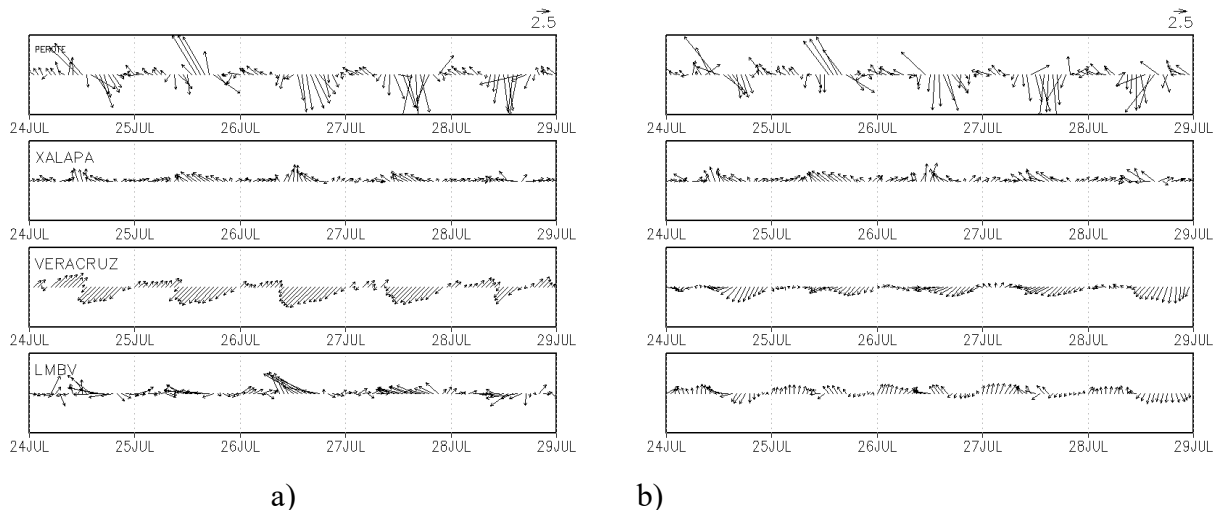


Figura 3.17. Viento a 10 m; a) en las estaciones climatológicas y b) simulado con CALMET del 24 al 28 de julio de 2014. El largo de la flecha indica la rapidez del viento y la punta hacia dónde se dirige viento.

En regiones montañosas se observaron vientos catabáticos desde las 21:00 hasta las 11:00 HL el día 26 de julio (Fig. 3.18) su duración fue mayor al promedio para el mes de julio. La brisa marina en Veracruz tuvo una duración de 13 horas en este periodo de verano, una hora más que en marzo. Se ha observado que los eventos de brisa se alargan de enero a julio (Azorín-Molina, 2011). En la región de estudio la variación en la duración y las horas de inicio y cese de la brisa marina entre invierno y verano es pequeña comparada con otros sitios (Azorin-Molina *et al.*, 2011; Furberg, 2002; Panchal, 1993), en respuesta a la baja variabilidad en la hora del amanecer y el ocaso.

La zona frontal entre los vientos descendentes de las laderas y la brisa marina se formó a las 21:00 HL, tres horas después se desarrollaron completamente los vientos desde el continente (brisa terrestre y vientos catabáticos). Esta circulación se mantuvo hasta las 09:00 HL. La brisa marina alcanzó su máxima intensidad alrededor de las 15:00 HL, hasta que ocurrió nuevamente la inversión de vientos para reiniciar el ciclo (Fig. 3.18).

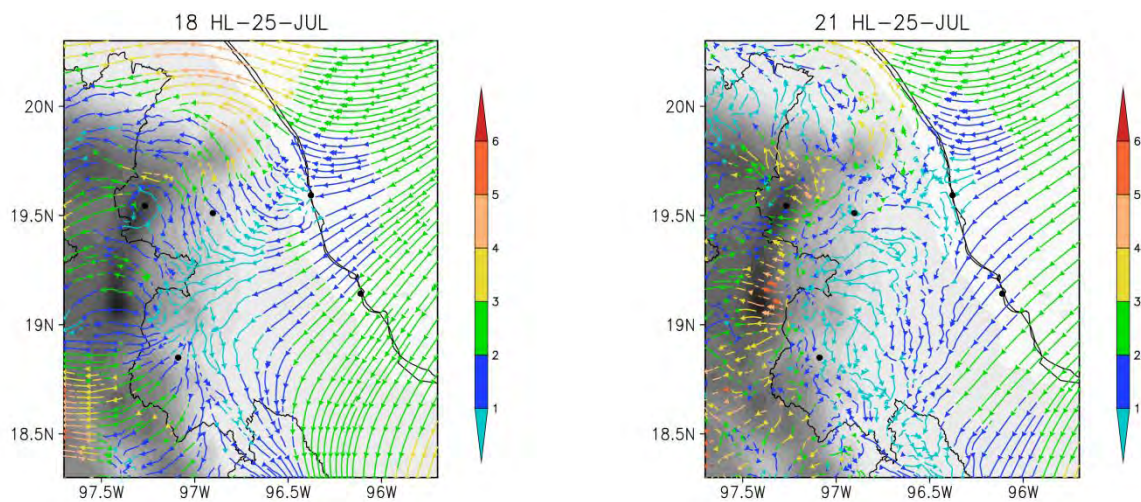


Figura 3.18. Evolución del viento simulado en superficie para un día de invierno (26 julio de 2014), en que los efectos locales dominaron la circulación. La barra indica la magnitud del viento en ms^{-1} .

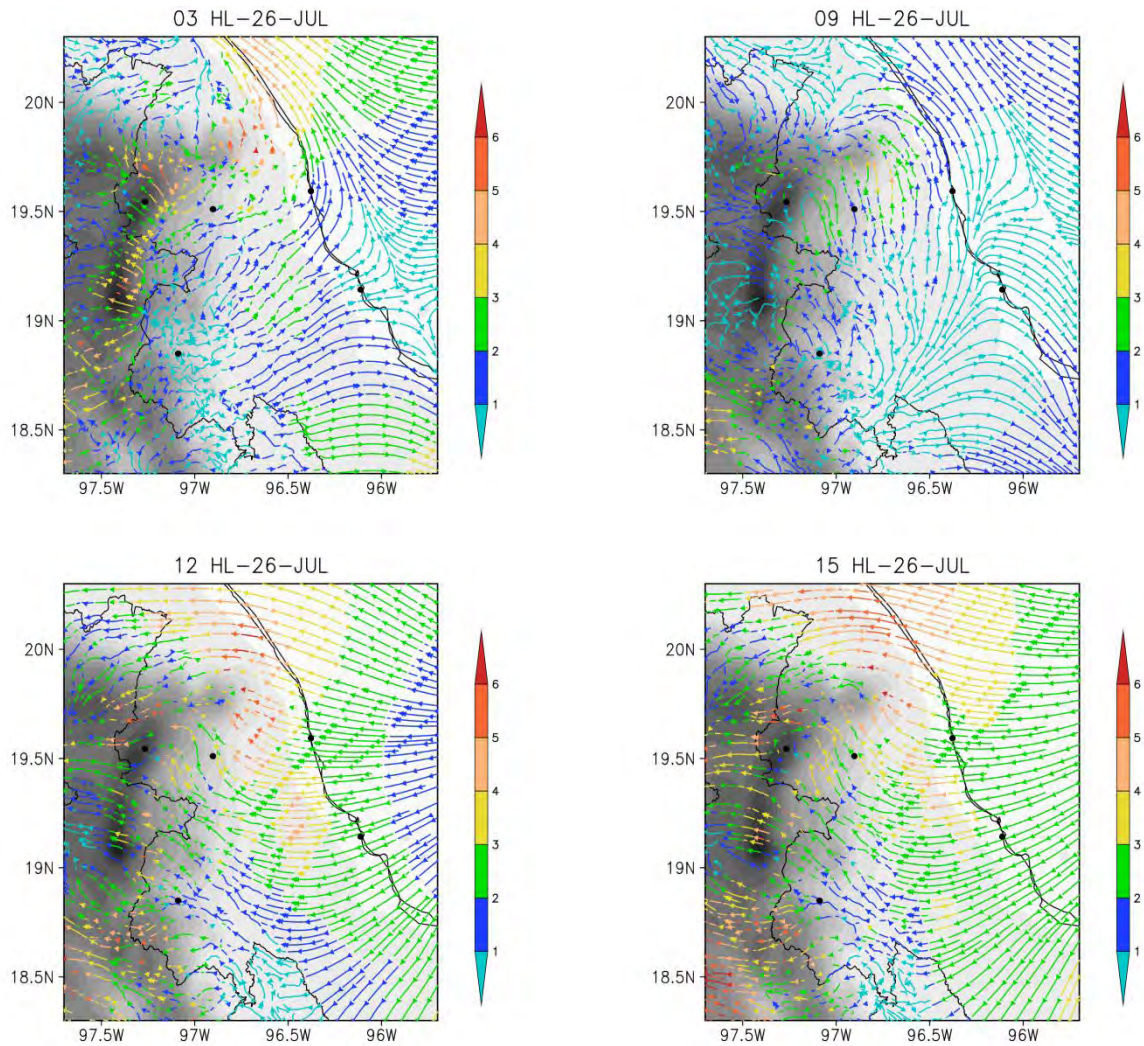


Figura 3.18. Evolución del viento simulado en superficie para un día de invierno (26 julio de 2014), en que los efectos locales dominaron la circulación (continuación). La barra indica la magnitud del viento en ms^{-1} .

En La Mancha, el comportamiento diurno de los vientos simulado por CALMET es subestimada comparada con la boya y también la altura de capa límite es menor al estimado en las simulaciones de marzo (Fig. 3.19). Tejeda *et al.* (2016), encontraron que en un día estable de verano en esta región la capa límite es de 450 m a las 19:00 HL, mientras que nuestra simulación con CALMET fue de 100 m.

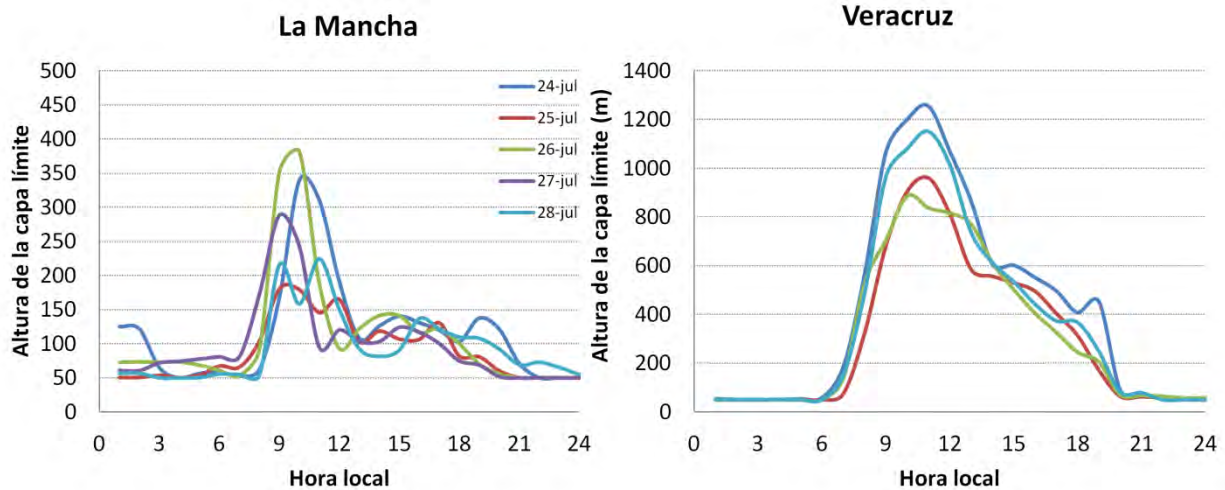


Figura 3.19. Altura de la capa límite simulada (m) en La Mancha y Veracruz del 24 al 28 de julio de 2014. Ambos sitios se encuentran en la costa.

En Veracruz, los valores máximos de la altura de la capa límite simulada ocurren entre los 900 y 1200 m (figura 3.19), aproximadamente 200 m más alta que en la simulación de invierno (en ausencia de sistemas sinópticos), y alrededor del valor promedio de la capa de mezcla máxima de julio (1199.5 m) obtenido por Jaúregui (1986). El crecimiento de la capa límite respecto a los meses de invierno, se debe a cielos más despejados que permite que la radiación solar alcance la superficie.

La ocurrencia de la capa límite máxima alrededor de las 12 HL es característica de sitios sobre mar abierto en regiones tropicales, en fase con el calentamiento solar (Liu y Liang, 2010). Este máximo también fue encontrado en las simulaciones para ambos sitios, mostrando el efecto modulador del océano en el comportamiento de la capa límite en regiones costeras.

En las zonas montañosas (Fig. 3.20), la capa límite máxima alcanzó hasta 1900 m, dicha altura es similar a días con evento de norte. En invierno, la capa de mezcla profunda es consecuencia de la turbulencia mecánica generada por vientos intensos. Mientras que en verano, el mezclado se produce mayormente por el calentamiento superficial que propicia la formación de celdas convectivas.

Perote se encuentra en el altiplano, lo que implica temperaturas en superficie más bajas y una mayor estratificación atmosférica que en Xalapa, limitando el crecimiento de la capa límite.

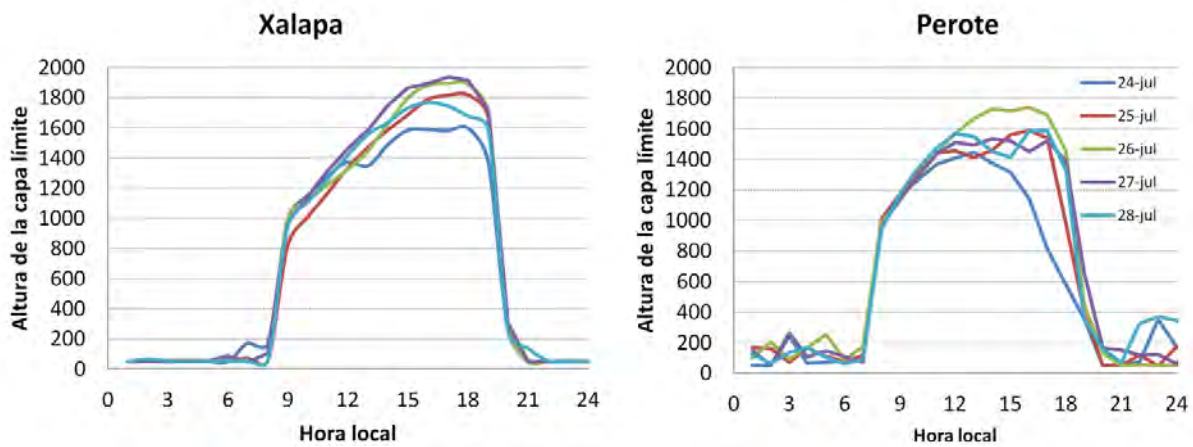


Figura 3.20. Altura de la capa límite simulada (m) en un sitio en montaña (Xalapa) y altiplano (Perote) del 24 al 28 de julio de 2014.

En cuanto a la concentración de partículas en la atmósfera sobre Xalapa, se observa que alcanzó máximos horarios de $110 \mu\text{g}/\text{m}^3$, que se deben principalmente, al tránsito vehicular matutino. Estos máximos son menores a los meses de marzo y abril, permitiendo depósito de partículas y menor erosión de la superficie terrestre debido a las lluvias (Fig. 3.21).

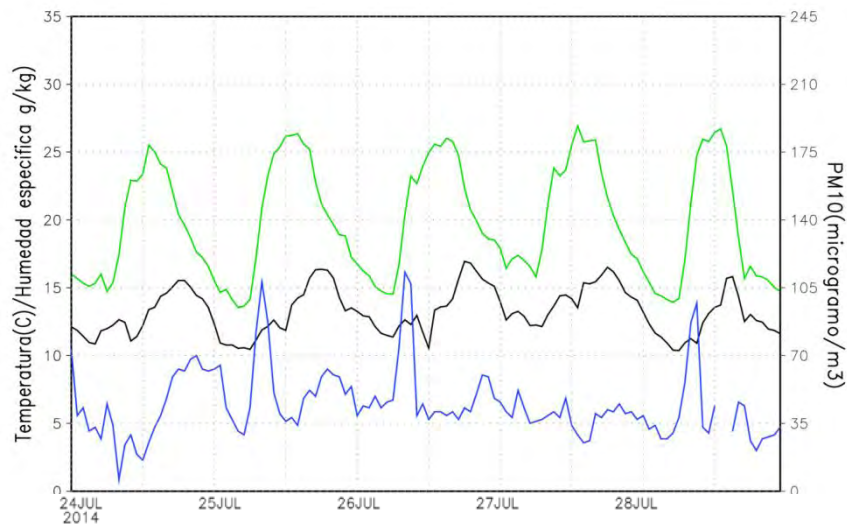


Figura 3.21. Comportamiento de la temperatura (línea verde), humedad relativa (línea negra) y concentración de PM_{10} (línea azul) observada en Xalapa del 24 al 28 de julio de 2014.

c) *Suradas*

En la región de Veracruz, durante el periodo seco, ocurre un fenómeno conocido localmente como *surada* que se caracteriza por vientos cálidos y secos del sur. Disminuyen la humedad atmosférica en zonas costeras y son causantes de graves efectos en la vegetación y los cultivos (SEDUVER, 1993). Estos eventos suelen preceder el paso de frentes fríos como los del 5 y 8 de abril de 2014 (Fig. 3.22).

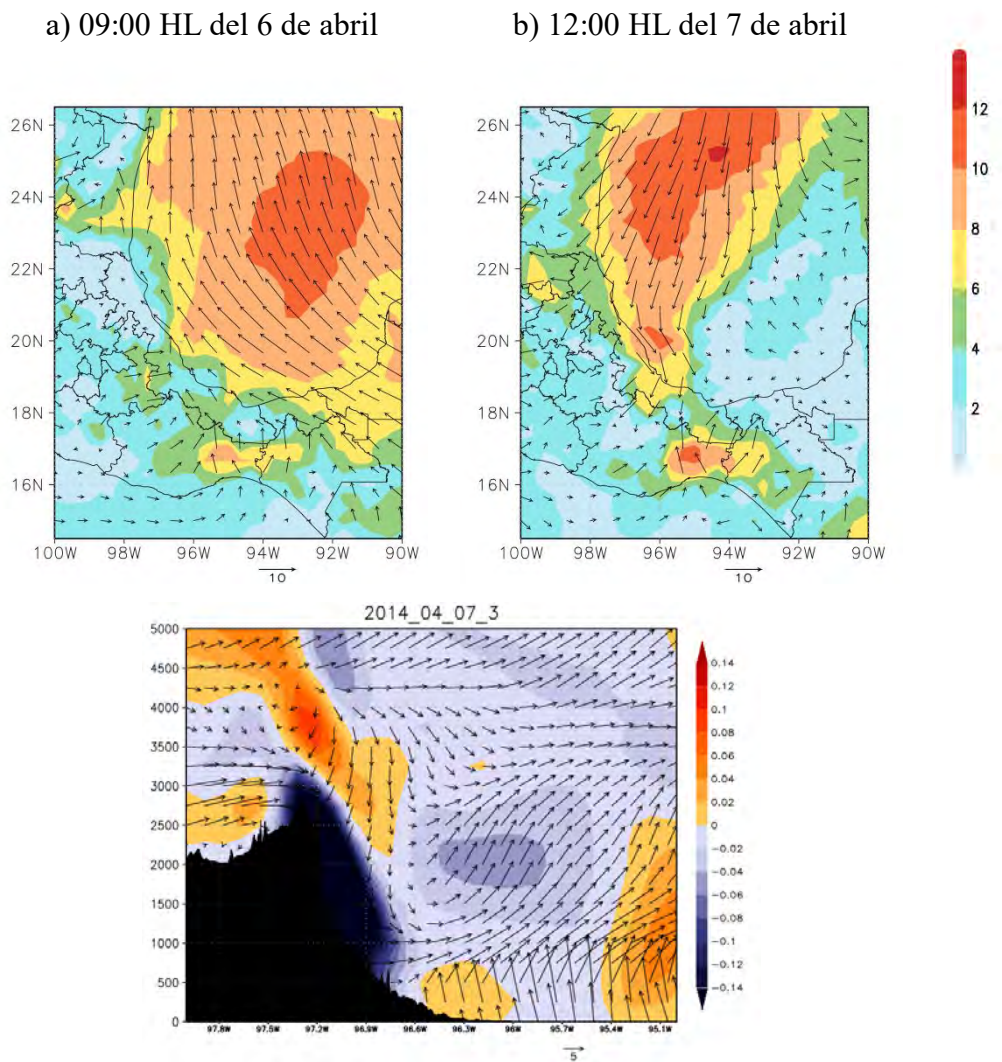


Figura 3.22. Viento horizontal durante a) *surada* (6/04/2014) y b) frente frío (7/04/2014) y c) corte transversal de viento horizontal (flechas) y vertical (sombreado) en 18.9 °N durante la *surada*. La barra indica la magnitud del viento en ms^{-1} .

La surada del 6-7 de abril de 2014 alcanzó vientos del sur de hasta 5 ms^{-1} . Bajo estas condiciones si hay emisiones al sur del estado, serán arrastradas a la costa (Fig. 3.23a), aumentando las concentraciones de contaminantes en la ciudad de Veracruz. Por otra parte, en la noche el contraste térmico entre el aire cálido y seco del sur, y el enfriamiento radiativo del altiplano generó vientos intensos descendentes de las laderas de las montañas (Fig. 3.23c).

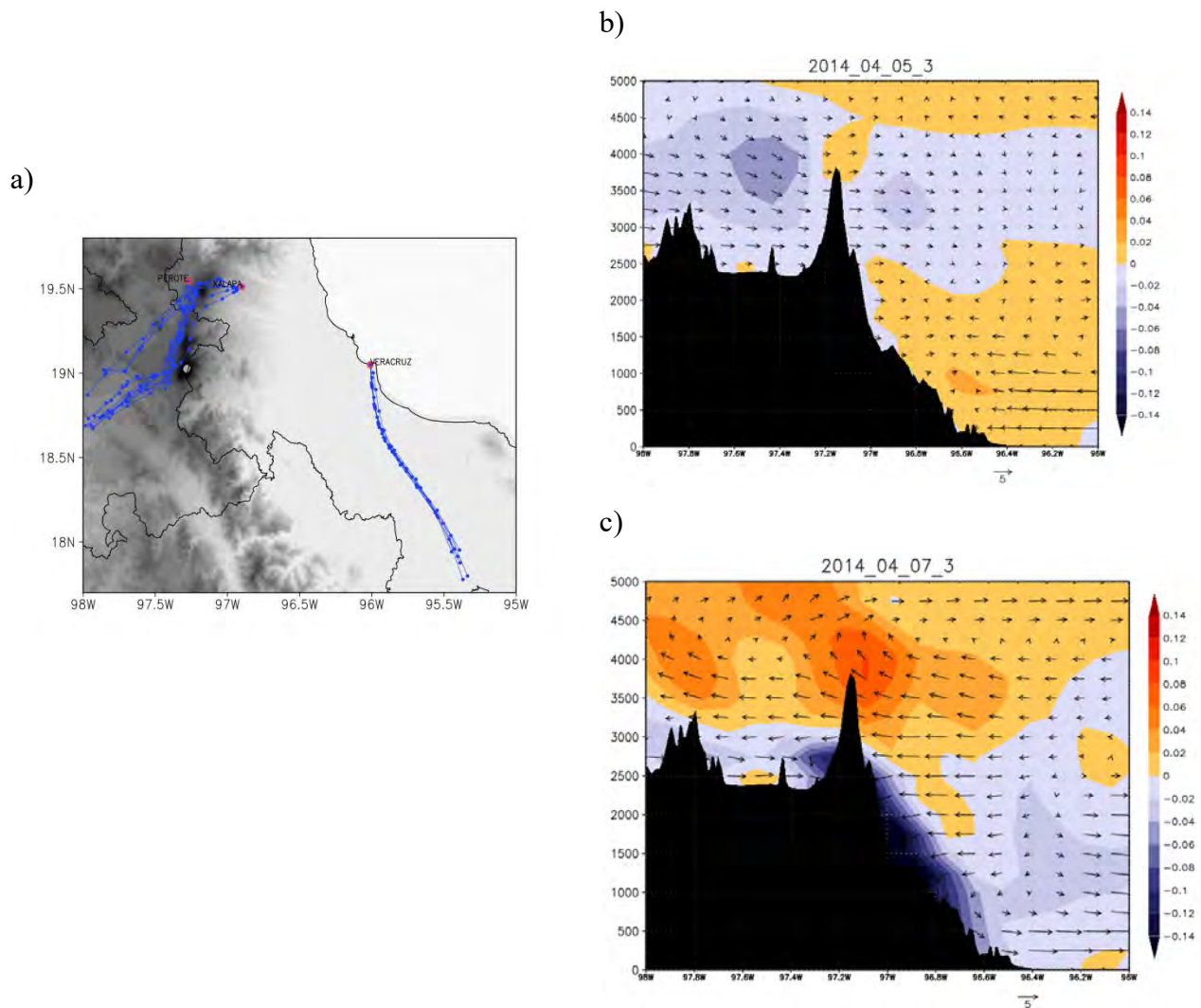


Fig. 3.23. a) Retrotrayectorias del viento simulado a 10m durante surada (07/04/2014) y corte transversal (19.5° N y de 96° W a 98°W) durante la surada del b) 5 de abril y c) 7 de abril de 2014

Las ciudades de Xalapa y Perote recibieron masas de aire provenientes del altiplano (Fig. 3.23a.). Éstas y el cese de humedad entrante por la brisa marina fueron responsables de los mínimos de la humedad específica en Xalapa (Fig. 3.24). Cuando los vientos descendentes no son intensos, como ocurrió el 5 de abril (3.23b), no hay cambios en la humedad específica (Fig. 3.24).

La advección de partículas desde regiones con suelo desnudos incrementó los niveles de PM_{10} por las mañanas en Xalapa (Fig. 3.24). Los vientos en esta temporada favorecen el desprendimiento de partículas del altiplano, que a finales de la época seca se encuentra en máximo estrés hídrico. El 8 de abril la concentración de PM_{10} rebasó los $200 \mu g/m^3$, cuando la masa de aire frío posfrontal produjo el evento de norte (Fig. 3.24), favoreciendo el desprendimiento de partículas del suelo y de la vegetación y como consecuencia el aumento de concentración de partículas en el aire.

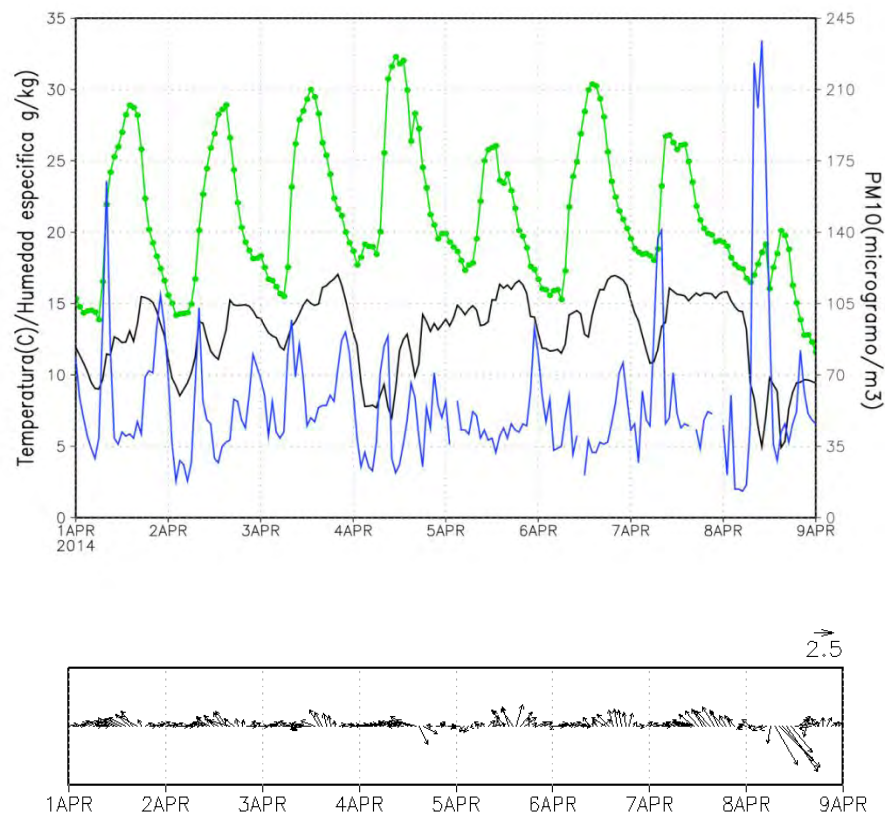


Figura 3.24. Comportamiento de la temperatura (línea verde), la humedad específica (línea negra), la concentración de PM_{10} (línea azul) y el viento a 10 m observado en Xalapa del 1 al 8 de abril.

El aumento de la temperatura, debido a advección de aire cálido, disminuyó la estratificación atmosférica. En respuesta a ella la capa límite en Veracruz se mantuvo por encima de los 1200 m

durante el día y alcanzó un máximo de 1800 m. En la noche la capa límite fue más alta que en días anteriores, aproximadamente de 200 m (Fig.3.25).

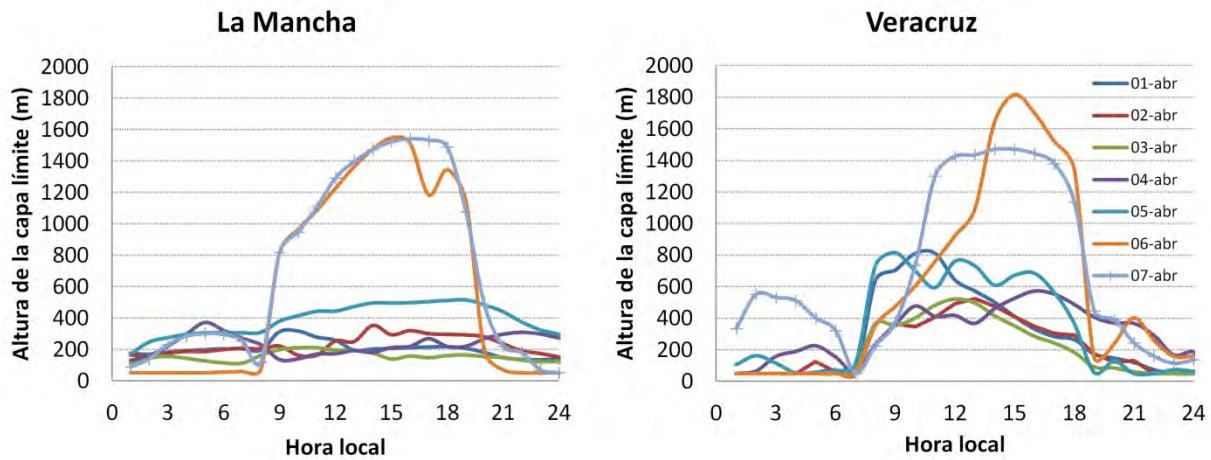


Figura 3.25. Altura de la capa límite simulada (m) en Veracruz y La Mancha del 1 al 8 de abril de 2014.

La altura de la capa límite simulada por CALMET en el 6 de abril fue de 1800 (máxima) m, similar a la obtenida utilizando el método de Holzworth (1968). CALMET toma en cuenta efectos mecánicos y térmicos para la determinación de la altura de la capa límite, a diferencia del método de Holzworth que no considera los procesos de turbulencia mecánicos. Sin embargo, este día los efectos térmicos dominaron el comportamiento de la capa límite, por ello ambos métodos presentan resultados aproximados.

El efecto de la surada en la capa límite también se reflejó en las zonas montañosas (Xalapa, Orizaba, Córdoba y Loma Grande) extendiéndose hasta los 2500 m de altura, entre 200 y 300 metros más que días anteriores. En la noche del 7 de abril la capa límite se elevó por los intensos vientos descendentes del altiplano (Fig. 3.26).

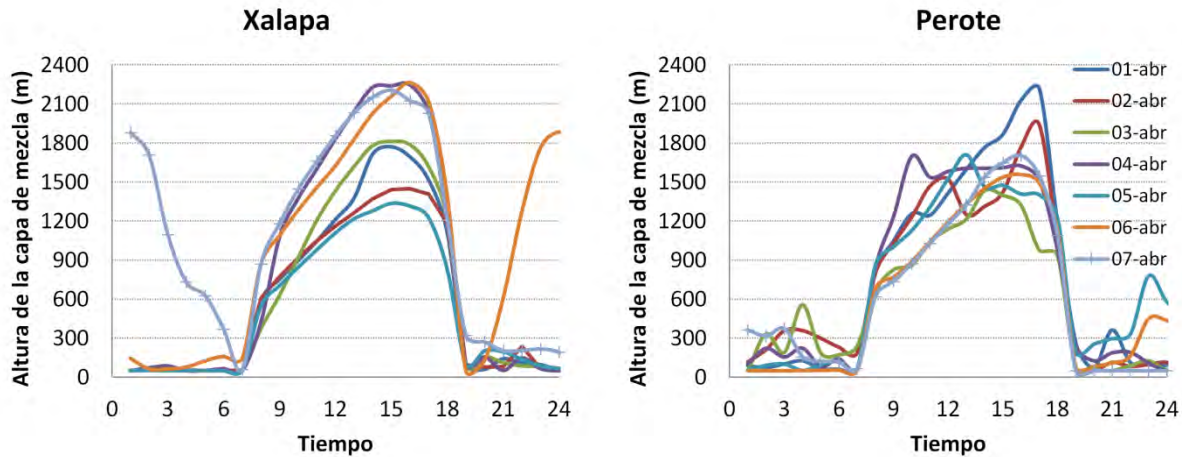


Figura 3.26 Altura de la capa límite simulada (m) en un sitio en montaña (Xalapa) y altiplano (Perote) del 1 al 8 de abril de 2014.

3.5 Síntesis de resultados

La variabilidad estacional del viento en la zona de estudio afecta la dispersión de contaminantes. Aunque en invierno el viento es del norte hasta en un 50% de los casos, las circulaciones locales también se observan en esta temporada. Durante el verano, los efectos locales son fácilmente detectables en el flujo medio del este. Las regiones montañosas y el altiplano experimentan menores cambios estacionales del viento comparados a las regiones costeras.

La climatología mensual de NARR y los promedios horarios de las estaciones climatológicas revelan que el sur del estado de Veracruz es influido por el efecto de encañonamiento en el Istmo de Tehuantepec, especialmente en presencia de los *nortes*.

El flujo medio en que se desarrollan las circulaciones locales determina el alcance de partículas emitidas. En invierno, los vientos catabáticos son más intensos, así que las partículas desde el altiplano se desplazan hasta las planicies. En cambio en verano, el flujo de los alisios impiden el descenso de las corrientes de gravedad por la noche, y favorece la brisa marina y vientos de montaña en el día.

Otro factor meteorológico que afecta la dilución de contaminantes es la altura de la capa de mezcla. Ésta se modifica por la cobertura de suelo, cuando el balance energético es alterado. El crecimiento urbano produce una capa de mezcla más espesa a lo largo del día, como se mostró

para la Ciudad de Veracruz. También la advección de aire cálido debido a las *suradas* favorece el crecimiento de la capa de mezcla. Mientras que el paso de sistemas frontales disminuye su espesor. Este efecto es más evidente en las regiones costeras.

La variabilidad diurna de la capa límite en regiones costeras es modulada por el océano. En invierno la capa de mezcla alcanza 700 m de altura mientras que en verano crece hasta 1200 m. En contraste con las regiones montañosas donde se extiende hasta 1600 m en invierno y 1800 m en verano.

El modelo meteorológico CALMET reprodujo la variabilidad estacional y diurna de los vientos en la región de estudio. La adición de boyas mejora la representación de la magnitud del viento.

Respecto a las implicaciones en la calidad del aire se puede decir que, los intensos vientos ocasionados por *suradas* y *nortes* favorecen la dispersión horizontal y vertical de los contaminantes como NO₂, CO₂ y O₃, especialmente en regiones costeras donde la capa de mezcla crece significativamente. Sin embargo, en regiones montañosas dichos vientos desprenden partículas del suelo incrementando los niveles de PM₁₀, como se observó en Xalapa. En días de invierno con vientos débiles y capa de mezcla somera es propicio el incremento de los niveles de contaminación.

En verano, las condiciones atmosféricas como las lluvias y el crecimiento de la capa de mezcla por efecto convectivo favorecen la disminución de contaminantes en el aire. La dispersión de éstos ocurre principalmente por circulaciones locales. Las emisiones en sitios costeros alcanzan zonas montañosa y el altiplano durante el día.

4. Conclusiones

En este trabajo se analiza la variabilidad de los vientos diurna y estacionalmente en la región central del estado de Veracruz ya que es un factor importante para la dispersión de contaminantes.

En la región se distinguen dos temporadas: seca (invierno) y húmeda (verano). En la primera, el paso de frentes fríos y los *nortes* asociados a éstos, dan como resultado viento predominante del norte. Durante la temporada seca se producen condiciones favorables para el incremento de partículas en el aire debido al estrés hídrico de la vegetación. Esto favorece el desprendimiento de partículas del suelo por vientos intensos que descienden a la costa durante la noche generados por el fuerte gradiente topográfico y el calentamiento diferencial. Aunque los máximos de PM_{10} ocurren alrededor de horas pico de tránsito vehicular (por emisiones vehiculares y la suspensión del polvo en calles), algunos máximos que podrían llamarse "naturales" están asociados a *suradas* y *nortes*.

En ausencia de sistemas sinópticos, las circulaciones locales son responsables del transporte regional de las emisiones. Los vientos anabáticos ocurren de las 23:00 HL a las 09:00 HL y los catabáticos el resto del día. En tanto que, la brisa marina ocurre desde las 11:00 HL hasta las 19:00 o 23:00 HL según la región, cesando primero en las costas al norte del estado. Cabe mencionar que en invierno el contraste térmico entre el continente y el océano es más intenso que en verano, como consecuencia la brisa marina-terrestre es más intensa.

En verano, el flujo dominante es del este por la presencia de los vientos alisios. Las circulaciones locales son fácilmente observables, si no ocurren tormentas tropicales. La brisa marina impulsada por el viento del este se extiende tierra adentro, llevando partículas de las planicies hasta las laderas de las montañas e incluso hasta el altiplano. Por la noche, las corrientes de gravedad que descienden de las montañas son frenadas por el flujo del este, impidiendo el descenso de partículas desde estas regiones.

La altura de la capa límite planetaria es una variable importante en la modelación de la calidad del aire, ya que determina el volumen disponible para la dilución de contaminantes. De manera general, las regiones montañosas y ciudades experimentan el crecimiento más rápido de la capa límite. En las cimas de las montañas, el descenso de la temperatura en superficie limita el

crecimiento de ésta por efecto topográfico y estratificación de la atmósfera. En zonas costeras, la capacidad calorífica del océano modula la evolución de la capa límite, por lo que su variabilidad diurna y estacional es menor. La presencia de mancha urbana en la costa modifica su espesor debido al cambio en el balance de energía. La capa límite es hasta 300 metros más gruesa en el centro de ciudad.

Los eventos conocidos localmente como *suradas* y *nortes* incrementan el espesor de la capa límite en invierno, por mecanismos convectivos y mecánicos respectivamente, siendo las regiones costeras más vulnerables a estos sistemas. En las *suradas* el flujo de aire del sur ocurre en los niveles más bajos de la atmósfera.

El modelo CALMET tiene un muy buen desempeño en la simulación de la capa de mezcla durante el día, de acuerdo a estimaciones de otros autores (Jáuregui, 1984 , Tejeda, 2004). El modelo es sensible a eventos de escala sinóptico, reproduciendo tanto el campo de vientos como la capa de mezcla. Los efectos mecánicos en la capa límite nocturna también son reproducidos. Por lo anterior, CALMET resulta apropiado para estudios de modelar la dispersión de contaminantes en la región y de un modo más general en regiones tropicales .

Cabe mencionar que la adición de boyas y estaciones en superficie mejora la representación del viento. Sin embargo, el radio de influencia de cada observación no debe ser mayor a 5 km, dada la compleja topografía de la región.

Trabajo futuro

La actual expansión del Puerto de Veracruz conlleva cambios en la cobertura de suelo, incremento poblacional y de tránsito vehicular, así como emisiones al ambiente dentro del recinto portuario, por lo que es importante crear estrategias de control de emisiones. En este trabajo se ha mostrado que las zonas costeras tienen una capa límite somera (entre 700 y 1200 m) y son vulnerables a sistemas atmosféricos (como los frentes fríos). La ciudad de Veracruz es más vulnerable en invierno, cuando la capa límite tiene su mínimo crecimiento anual. La regulación de emisiones de acuerdo a las condiciones atmosféricas es una vía para prevenir episodios de contaminación del aire.

Se sugiere la implementación de un sistema de pronóstico de calidad del aire en la región, usando en la parte meteorológica WRF-CALMET. También se recomienda que el dominio de simulación

no se limite a la ciudad, pues como se ha mostrado en este trabajo, algunas fuentes de emisión puede ubicarse fuera de ella, como son los ingenios azucareros y las industrias al sur del estado. Además por la noche las emisiones son llevadas tierra adentro afectando a localidades aledañas que deben incorporarse en el pronóstico.

La instalación de una red de monitoreo de calidad del aire en la ciudad de Veracruz permitirá conocer el comportamiento de los contaminantes y su relación con la circulación atmosférica.

5. Referencias

APIVER (2011). Programa Maestro de Desarrollo Portuario de Veracruz. pp. 250. Recuperado de: <http://www.puertodeveracruz.com.mx/apiver/archivos/PDMP/PMDP-2011-2016.mod.Dic-2012.pdf>

Ahrens, D. C. (2007). *Meteorology today*. Thomson Brooks/Cole, CA, USA. 537pp.

Azorin-Molina, C., Chen, D., Tijm, S., y Baldi, M. (2011). A multi-year study of sea breezes in a Mediterranean coastal site: Alicante (Spain). *International Journal of climatology*, 31(3), 468-486.

Barclay B. and Scire J.(2011). *Generic Guidance and Optimum Model Settings for the CALPUFF Modeling System for Inclusion into the ‘Approved Methods for the Modeling and Assessments of Air Pollutants in NSW, Australia*. Office of Environment and Heritage.

Barna, M., Lamb, B., O’Neill, S., Westberg, H., Figueroa-Kaminsky, C., Otterson, S., y DeMay, J. (2000). Modeling ozone formation and transport in the Cascadia region of the Pacific Northwest. *Journal of Applied Meteorology*, 39(3), 349-366.

Barna, M., y Lamb, B. (2000). Improving ozone modeling in regions of complex terrain using observational nudging in a prognostic meteorological model. *Atmospheric Environment*, 34(28), 4889-4906.

Carson, D. J. (1973). The development of a dry inversion-capped convectively unstable boundary layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 99(421), 450-467.

Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639-640.

Comisión Metropolitana Ambiental (2010). *Agenda de sustentabilidad ambiental para la zona Metropolitana del Valle de México*. México: CAM.

Defant, F. (1951). Local winds. *Compendium of Meteorology*, T. F. Malone, Ed., Amer. Meteor. Soc., pp. 655–672.

EPA (2009). *Clarification on EPA-FLM Recommended Settings for CALMET.Phase 2 Summary Report: Revisions to Phase 2 Recommendations*.

Estoque M.A. (1962). The sea breeze as function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences* 19: 244–250, DOI: 10.1175/1520-0469(1962)0192.0.CO;2.

Fairall, C. W., Bradley, E. F., Rogers, D. P., Edson, J. B., y Young, G. S. (1996). Bulk parameterization of air-sea fluxes for tropical ocean-global atmosphere coupled-ocean atmosphere response experiment. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C2), 3747-3764.

Fast, J.D., B. de Foy, F. Acevedo Rosas, E. Caetano, G.R. Carmichael, L. Emmons, D. McKenna, M. Mena, W. Skamarock, X. Tie, R.L. Coulter, J.C. Barnard, C. Wiedinmyer y S. Madronich. (2007). A meteorological overview of the MILAGRO field campaigns. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, pp. 2233-2257, DOI: 10.5194/acp-7-2233-2007.

Fitzjarrald, D. (1984). Katabic wind in opposing flow. *J. Atmos. Sci.* 41, pp.1143-1158.

Fitzjarrald, D. (1986). Slope winds in Veracruz. *J. of Climate and Appl. Meteor.*, 25, pp. 133-144.

Furberg, M. y Bald, M. (2002). The climatology of sea breezes on sardinia. *International Journal of Climatology*, 917–932.

González-Rocha S. N., Cervantes-Pérez J. y Baldasano-Recio J.M. (2016). *Open Journal of Air Pollution*. 5, 64-94.

Guttikunda, S. K., y Gurjar, B. R. (2012). Role of meteorology in seasonality of air pollution in megacity Delhi, India. *Environmental monitoring and assessment*, 184(5), 3199-3211.

Hall, D., Wu, C. Y., Hsu, Y. M., Stormer, J., Engling, G., Capeto, K., y Yu, K. M. (2012). PAHs, carbonyls, VOCs and PM 2.5 emission factors for pre-harvest burning of Florida sugarcane. *Atmospheric Environment*, 55, 164-172.

Hernández, G. R. (1999). Modelación preliminar del campo de viento alrededor de la central nucleoelectrica de Laguna Verde. Tesis de Licenciatura en Ciencias Atmosféricas. Facultad de Instrumentación Electrónica y Ciencias Atmosféricas. Universidad Veracruzana. p. 49.

Holzworth, C.G. (1968). Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States. *J. Appl. Meteorolo.*, 6, pp. 1039-1044.

Holtslag, A. A. M., y Van Ulden A. P. (1983). A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 22, 517-529.

Instituto para el Federalismo y el Desarrollo Municipal (INAFED) (2010). Enciclopedia de los Municipios y las Delegaciones de México. Recuperado de: <http://siglo.inafed.gob.mx/enciclopedia/EMM15mexico/index.html>

INEGI (2015). Perspectiva estadística. Veracruz de Ignacio de la Llave. Censos económicos 2004. Encuesta Nacional de Ocupación y Empleo. II Censo de Población y Vivienda 2005.

INE (2007). Análisis del crecimiento urbano e impacto en el ambiente geofísico del área conurbada de la ciudad de Veracruz: El caso del municipio de Boca del Río (Informe técnico del proyecto).

INE-SEMARNAT. Cuarto almanaque de datos y tendencias de la calidad del aire en 20 ciudades mexicanas (2000-2009). México: Instituto Nacional de Ecología, 2011.

INECC (2012). Estudio de emisiones y actividad vehicular en el Puerto de Veracruz. Reporte final. pp.54. (Disponible en: https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/195215/2012_CGCSA_RSD_Veracruz.pdf)

INECC (2014). Informe Nacional de Calidad del Aire 2014, México. pp. 242.

Jáuregui, E. y C. Soto (1975). "La vertiente del Golfo de México, algunos aspectos fisiográficos y climáticos". *Ibidem*, pp. 37-45.

Jáuregui, E. , M.A. Valdovinos y J.M. Rodríguez (1980). Atmospheric diffusion characteristics at a coastal site in the tropics. *Geofísica Internacional*. Instituto de Geofísica, UNAM, México, 19, 259-268.

Jáuregui, E. (1988). Local wind and air pollution interaction in the Mexico Basin, *Atmósfera*, 1, pp. 131–140.

Jáuregui , E., y Luyando, E. (1992). Patrones de flujo de aire superficial y su relación con el transporte de contaminantes en el Valle de México. *Investigaciones geográficas*, (24), 51-78.

Jáuregui, E. (1983). Una primera estimación de las condiciones de difusión atmosférica en la República Mexicana. *Boletín del Instituto de Geografía*, UNAM, 13, pp. 9-51.

Jáuregui, E., Valdovinos M. A., Rodríguez J. M., y Ramírez A. (1984). Aspectos de la circulación de la brisa en la planicie costera del sur de Veracruz (una metodología), Centro de Meteorología Aplicada de la Universidad Veracruzana, p. 150.

Jazcilevich, A. D., García, A. R., y Ruiz-Suárez, L. G. (2003). A study of air flow patterns affecting pollutant concentrations in the Central Region of Mexico. *Atmospheric Environment*, 37(2), 183-193.

Jazcilevich, A. D., García, A. R., y Caetano, E. (2005). Locally induced surface air confluence by complex terrain and its effects on air pollution in the valley of Mexico. *Atmospheric Environment*, 39(30), 5481-5489.

Jiménez, P. A., González-Rouco, J. F., Navarro, J., Montávez, J. P., y García-Bustamante, E. (2010). Quality assurance of surface wind observations from automated weather stations. *Journal of atmospheric and Oceanic Technology*, 27(7), 1101-1122.

Kimura, F. (1983). A numerical simulation of local winds and photochemical air pollution (I): Two-dimensional land and sea breeze. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 61(6), 862-878

Kurita, H., Sasaki, K., Muroga, H., Ueda, H., & Wakamatsu, S. (1985). Long-range transport of air pollution under light gradient wind conditions. *Journal of climate and applied meteorology*, 24(5), 425-434.

Loveland, T. R., Zhu, Z., Ohlen, D. O., Brown, J. F., Reed, B. C. y Yang, L. (1999). *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*. 65, 1021-1032

Limón -Ramírez A. R. (2016). Estudio climatológico de las brisas marina y terrestre en las costas del Golfo de México en el periodo de 2008 al 2012 (Tesis de licenciatura). Universidad Veracruzana. Xalapa, Veracruz, México.

Liu, S., y Liang, X. Z. (2010). Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height. *Journal of Climate*, 23(21), 5790-5809.

Maul, P. R. (1980). Atmospheric transport of sulfur compound pollutants, Central Electricity Generating Bureau MID, SSD/80/0026/R, Nottingham, England.

Martínez, H. (2011). Estudio de emisiones y características vehiculares en ciudades mexicanas. Fase IV: medición de emisiones en cinco ciudades y análisis de resultados globales. Centro de transporte sustentable de México/Instituto Nacional de Ecología, p. 58.

Méndez Pérez, J. M., Ramírez López, A. K., de la Cruz, L., y Ceres, A. (2016). Evaluación del desempeño del modelo WRF sobre la región montañosa central de Veracruz, México, durante una campaña de mediciones en el verano del 2015. X Congreso Internacional AEC: Clima, sociedad, riesgos y ordenación del territorio. 2016.

Met One Instruments (2008). E-bam Particulate Monitor Operation Manual. Oregon, EUA.

Mesinger, F., G., DiMego, E., Kalnay, K., Mitchell y Coautores.(2006). Bulletin of the American Meteorological Society. 87, 343–360, doi:10.1175/BAMS-87-3-343.

Miao J-F, Kroon L.J.M., Vila-Guerau de Arellano J., Holtslag. (2003). Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. *Meteorology and Atmospheric Physics* 84: 157–170, DOI: 10.1007/s00703-002-0579-1.

Morales, L., Lang, F., y Mattar, C. (2012). Mesoscale wind speed simulation using CALMET model and reanalysis information: An application to wind potential. *Renewable Energy*, 48, 57-71.

Panchal, N. S. (2009). Onset characteristics of land/sea breeze circulation and its effect on meteorological parameters at a coastal site. *Atmósfera*, 6(3).

Ramos-Guizar, S. Hidrocarburos Policíclicos Aromáticos en partículas atmosféricas generadas durante la quema de la caña de azúcar en el estado de Veracruz. Tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias e Ingeniería Ambiental. Universidad Autónoma Metropolitana. México, D.F.

North American Mesoscale Forecast System. See <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/north-american-mesoscale-forecast-system-nam> (accessed January, 2017).

Novak D.R, y Colle B.A. (2006). Observations of multiple sea breeze boundaries during an unseasonably warm day in metropolitan New York City. *Bulletin of the American Meteorological Society* 87: 169–174, DOI: 10.1175/BAMS-87-2-169.

Ookouchi Y, Wakata Y. (1984). Numerical simulation for the topographical effect on the sea-land breeze in the Kyushu island. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 62: 864–879.

Ruiz-Barradas, A., Tejeda-Martínez, A., Miranda-Alonso, S., y Flores-Zamudio, R. H. (2010). Climatología. En Atlas del patrimonio natural, histórico y cultural de Veracruz: Patrimonio natural. Universidad Veracruzana. pp. 65-84.

Scire J.S., Robe F.R., Fernau M.E., Yamartino R.J. (2000). A User's guide for the CALMET meteorological model (version 5.0). Concord, MA, USA: Earth-Tech Inc.

SEDUVER (1993). Programa de Ordenamiento Urbano del Sistema de Ciudades de Los Tuxtlas. Unidad de Planeación-SEDUVER. 149 pp.

Segal M., Avissar R., McCumber M.C., Pielke R.A. (1988). Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45: 2268–2293, DOI: 10.1175/1520-0469(1988)0452.0.CO;2

Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A., y Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric environment*, 34(7), 1001-1027.

SMA-GDF, 2010. Inventario de Emisiones de Contaminantes Criterio, Zona Metropolitana del Valle de México. Consultado en mayo de 2016 de: <http://www.aire.cdmx.gob.mx/descargas/publicaciones/flippingbook/inventario-emisiones-zmvm2000/#p=174>

Steenburgh, W. J., Schultz, D. M., y Colle, B. A. (1998). The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126(10), 2673-2691.

Steyn, D. G. (2003). Mesoscale Circulations and Regional Air Pollution. Air pollution processes in regional scale. Melas, D., & Syrakov, D. (Eds.). Springer Science & Business Media. pp.281-289.

Stull, R. B. (1988). An introduction to boundary layer meteorology (Vol. 13). Springer Science & Business Media. p.

Tejeda-Martínez, A. Acevedo, F. y Jáuregui, E. (1988). Atlas climático del estado de Veracruz. Xalapa: Universidad Veracruzana.

Tejeda-Martínez, A., Álvarez, Ó., y Contreras, A. D. (1997). Análisis estadístico del flujo de viento en la zona de Laguna Verde, Veracruz (México). *Investigaciones geográficas*, 34, pp. 33-49.

Tejeda-Martínez A., Méndez-Pérez I., Utrera Zárate A., García-Tello L. y Mendoza-Carillo V. (2004). Circulación local y ascenso de aire en un sitio costero y tropical al pie de la Montaña. En *El clima, entre el mar y la montaña; IV Congreso de la Asociación Española de Climatología* (Santander, 2-5 de noviembre de 2004). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Cantabria. pp. 145-154.

Tejeda-Martínez, A., Domínguez-Eusebio, C. A., Pérez-Méndez, M., & Luna Díaz-Peón, A. (2016). Implicaciones del relieve sobre la baja atmósfera en una zona tropical y costera en México.

Vijay, S., Molina, L. T. y Molina, M. J. (2004). Estimating air pollution emissions from fossil fuel use in the electricity sector in Mexico. Integrated program on urban, regional and global air pollution. Prepared for North American commission for environmental cooperation. p. 21.

Watson, A. Y., Bates, R. R., y Kennedy, D. (1988). Atmospheric transport and dispersion of air pollutants associated with vehicular emissions.

Whiteman, C. D. (2000). *Mountain Meteorology: Fundamentals and applications*. Oxford University Press. p. 356.

Whiteman, C. D., y Zhong, S. (2008). Downslope flows on a low-angle slope and their interactions with valley inversions. Part I: Observations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(7), 2023-2038.

World Health Organization. (2016). WHO Global Urban Ambient Air Pollution Database (Update 2016).

Yim, S. H., Fung, J. C., Lau, A. K., y Kot, S. C. (2007). Developing a high-resolution wind map for a complex terrain with a coupled MM5/CALMET system. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D5).

Yan H, Anthes RA. 1987. The effect of latitude on the sea breeze. *Monthly Weather Review* 115: 936–956, DOI: 10.1175/1520-0493(1987)1152.0.CO;2.

Sitios web

SAGARPA

<http://www.gob.mx/sagarpa> (consultada marzo de 2017)

NOAA

<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.highres.html#detail>

Anexo A

El modelo CALMET puede correrse en tres modos distintos:

- Modo con salidas de modelos de pronóstico y sin observaciones.
- Modo con observaciones.
- Modo híbrido, observaciones y salidas de modelos de pronóstico.

Dependiendo del modo en que se corre CALMET, existen ciertos parámetros que deben seleccionarse con cuidado, ya que de ellos dependerá que los cálculos realizados en las rutinas den resultados correctos. En la tabla 1 se muestran los parámetros relevantes para cada tipo de corrida (Barclay y Scire, 2011).

Descripción	Modo sin observaciones	Modelo híbrido Datos de modelos de pronóstico + Observaciones	Modo con observaciones
Preparación de datos	Bajo	Medio	Alto
Facilidad de uso	Fácil	Regular	Difícil
Variables en CALMET (las variables en negrillas se deciden a criterio del usuario)	NM3D NOOBS ICLOUD IPROG TERRAD	NOOBS NOWSTA(opt) NSSTA NM3D ICLOUD IEXTRP IPROG RMAX1 RMAX2 RMAX3 TERRAD R1 R2	NOOBS NUSTA NOWSTA NSSTA NPSTA ICLOUD IEXTRP BIAS IPROG RMAX1 RMAX2 RMAX3 TERRAD R1 R2
Archivos de entrada	CALMET.INP GEO.DAT 3D.DAT	CALMET.INP GEO.DAT 3D.DAT SURF.DAT PRECIP.DAT (opcional) SEA.DAT (opcional)	CALMET.INP GEO.DAT UP.DAT SURF.DAT PRECIP.DAT (opcional) SEA.DAT (opcional)

Tabla 1. Parámetros importantes en la configuración del modelo CALMET. Tomado de Generic Guidance and Optimum Model Settings for the CALPUFF Modeling System for Inclusion into the "Approved Methods for the Modeling and Assessments of Air Pollutants in NSW", 2011.

Anexo B

A continuación se describen los parámetros involucrados en el modo híbrido y el valor dado en la configuración del experimento (Scire *et al.*, 2000), la configuración se eligió siguiendo las recomendaciones de la EPA (2009) excepto para R1, pues el valor recomendado por la EPA (50km) produjo campos de viento incoherentes en la región.

NM3D es el número de archivos MM4/MM5/3D.DAT ingresados en la simulación numérica (Se usó un archivo por cada 36 horas de corrida, NM3D=1).

NOOBS define el modo en que se corre CALMET, 0 si es observacional, 1 si es híbrido y 2 si sólo se alimenta con datos de modelo de pronóstico (NOOBS=1, se empleó el modelo híbrido).

ICLOUD corresponde a las opciones de datos de nubosidad (ICLOUD=4, malla de nubosidad a partir de la humedad relativa del modelo de pronóstico)

I PROG indica la entrada de datos de viento de modelos de pronóstico a CALMET (I PROG = 14, usa datos de viento del modelo de pronóstico como campo inicial).

TERRAD es el radio de influencia de las características del terreno en km. Si TERRAD es muy pequeño, la pared cercana del valle no será vista por el modelo, si es muy grande, la montaña que está a varios valles de distancia es vista, en vez de la más cercana. Los valores típicos de TERRAD son de 5 a 15km, y en pocas ocasiones son de mayores a 20km (TERRAD = 17 km)

NOWSTA señala el número de estaciones sobre océano (NOWSTA = 1).

NSSTA es el número de estaciones meteorológicas en superficie (NSSTA = varía según el caso de estudio).

IEXTRP indica si se extrapolan las observaciones del viento a capas superiores y en caso de realizarse, se escoge el método de extrapolación.

RMAX1 es el máximo radio de influencia (en km) sobre continente en la capa superficial. Este parámetro debe reflejar el límite de la influencia de las características del terreno en la interpolación (RMAX1 = 100km).

RMAX2 es el máximo radio de influencia (en km) sobre continente en capas superiores. RMAX2 generalmente es mayor que RMAX1 porque los efectos del terreno disminuyen con la altura (RMAX2 = 200km).

RMAX3 es el máximo radio de influencia (en km) sobre océano (RMAX3 = 200km).

R1 es la distancia (en km) desde una estación de observación a la cual las observaciones y el campo ajustado en el primer paso tienen el mismo peso. La representatividad de la estación es limitada, razón por la cual se asignó un radio de 5 km para la configuración del modelo.

R2 es lo mismo que en R1 pero en capas superiores.

Anexo C

Procedimiento de cálculo de vientos

Paso 1

- **Efectos cinemáticos**

CALMET parametriza los efectos cinemáticos del terreno usando el enfoque de Liu y Yocke (1980). La velocidad vertical, w , en el plano cartesiano, se calcula como:

$$w = (V \cdot \nabla_t) \exp^{-kz}$$

Donde V es el viento medio dominante, t es la altura del terreno, k es coeficiente de decaimiento exponencial dependiente de la estabilidad, z es la coordenada vertical.

El coeficiente de decaimiento exponencial incrementa conforme la atmósfera es más estable.

$$k = \frac{N}{|V|}$$

$$N = \left[\left(\frac{g}{\theta} \right) \frac{d\theta}{dz} \right]^{1/2}$$

Donde N es la frecuencia de Brunt-Vaisala (1/s) en una capa desde el suelo hasta una altura definida por el usuario "ZUPT" en m, θ es la temperatura potencial (en K), g es la aceleración debida a la gravedad (m/s^2) y $|V|$ es la rapidez del viento medio en el dominio.

El viento medio en el dominio es usado como campo inicial para calcular la velocidad vertical por forzamiento del terreno. Los efectos cinemáticos del terreno en las componentes horizontales del viento se evalúan aplicando un esquema de minimización de la divergencia al campo de viento inicial. El esquema de minimización de la divergencia ajusta iterativamente el campo de viento horizontal hasta que la divergencia tridimensional es menor que el valor especificado por el usuario (Scire et al, 2000).

- **Efectos de bloqueo**

Los efectos termodinámicos de bloqueo del terreno en el flujo del viento son parametrizados en términos del número de Froude local (Allwine y Whiteman, 1985).

$$Fr = \frac{V}{N \Delta_t}$$

$$\Delta_t = (z_{max})_{ij} - z_{ijk}$$

donde Fr es el número de Froude local, V es la rapidez del viento en un punto de la malla, N es la frecuencia de Brunt-Vaisala, Δ_t es la altura efectiva de un obstáculo (m), $(z_{max})_{ij}$ es la altura máxima del terreno en un radio de influencia (TERRAD) del punto de malla (i,j), y z_{ijk} es la altura del nivel k de un punto de malla (i,j) sobre el suelo.

El número de Froude es calculado para cada punto de malla. Si FR es menor que el número crítico de Froude (CRITFN) y el viento en el punto de la malla tiene componente ascendente de la ladera, la dirección del viento es ajustada tangente al terreno. La rapidez del viento no se modifica. Si Fr excede el número de Froude, no se hace ajuste al flujo.

Paso 2

El segundo paso en el procesamiento el campo de viento consiste en la introducción de observaciones en el campo generado en el paso 1. Este procedimiento consiste de cuatro subpasos (Douglas and Kessler, 1988).

- **Interpolación.** El método del inverso de la distancia se utiliza para introducir datos en el paso 1.

$$(u, v)_2 = \frac{\frac{(u, v)_1}{R^2} + \sum_k \frac{(u_{obs}, v_{obs})_k}{R_k^2}}{\frac{1}{R^2} + \sum \frac{1}{R_k^2}}$$

Donde $(u_{obs}, v_{obs})_k$ son las componentes del viento observado en la estación k, $(u, v)_1$ son las componentes del viento del paso 1 en un punto particular de la malla, $(u, v)_2$ son las componentes iniciales del paso 2, R_k es la distancia desde la estación de observación k a un punto de malla, y R es un parámetro de peso especificado por el usuario para el paso 1.

Este esquema de interpolación asigna mayor peso a los datos observados en la vecindad de la estación de observación, en tanto que en regiones sin observación domina el campo de viento del paso 1.

El parámetro especificado por el usuario, R , determina el peso relativo dado al campo de viento del paso 1. Se emplean distintos valores de R en la capa superficial (R_1), y en capas superiores (R_2).

Una estación es excluida de la interpolación si la distancia de la estación de observación a un punto específico de la malla excede el radio de influencia máximo. Tres radios máximos de influencia se utilizan en el módulo de viento diagnóstico.

Radio de influencia sobre continente en la capa superficial ($RMAX1$)

Radio de influencia sobre continente en capas superiores ($RMAX2$)

Radio de influencia sobre océano ($RMAX3$)

- **Suavizado.** El paso 2 intermedio resulta de la adición de observaciones en campo de viento del paso 1, con el objetivo de reducir las discontinuidades en el campo de viento. La fórmula de suavizado usada en CALMET es:

$$(u_{i,j})_2 = 0.5u_{i,j} + 0.125[u_{1-i,f} + u_{i+1,f} + u_{i,f-1} + u_{i,f+1}]$$

Donde $(u_{i,j})$ es la componente u del viento en el punto de malla (i,j) después del suavizado, y $u_{i,j}$ es la componente u del viento antes del suavizado. Se aplica una ecuación similar a la componente v del viento (Scire *et al.*, 2000).

- **Ajuste de O'Brien de las velocidad verticales.** Existen dos opciones para calcular las velocidades verticales en CALMET. El primer método calcula las velocidades verticales a partir de la ecuación de conservación de masa incompresible usando las componentes horizontales suavizadas del campo de viento. El segundo método ajusta el perfil de velocidades verticales de modo que el valor en el tope del dominio sea cero. Por lo que las componentes horizontales del viento son reajustadas para ser consistentes con la ecuación de conservación de masa.

La velocidad vertical inicial es determinada de la ecuación de conservación de masa para un fluido incompresible:

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw_1}{dz} = 0$$

Donde w_1 es la velocidad vertical en coordenadas siguiendo el terreno, y u, v son las componentes horizontales del viento después del suavizado (Scire *et al.*, 2000).

- **Minimización de la divergencia**

La divergencia tridimensional en el campo de viento es minimizada mediante un procedimiento descrito por Goodin *et al.* (1980). Este procedimiento ajusta iterativamente las componentes del viento (u,v) para un campo fijo de velocidad vertical de manera que en cada punto de la cuadrícula, la divergencia es menor a un valor especificado por el usuario.

$$\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} < \varepsilon$$

donde u, v son las componentes horizontales del viento, w es la velocidad vertical en coordenadas que siguen el territorio, y ε es la divergencia máxima permitida.