



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO

**EFFECTO DE LA URBANIZACIÓN EN LAS CIRCULACIONES LOCALES EN
EL VALLE DE MÉXICO DURANTE LA TEMPORADA SECA DEL AÑO**

T E S I S

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

PRESENTA:

LOURDES PAOLA AQUINO MARTÍNEZ

DIRECTOR DE TESIS:

DR. IGNACIO ARTURO QUINTANAR ISAÍAS
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA Y CAMBIO CLIMÁTICO

COMITÉ TUTOR:

DRA. GRACIELA BINIMELIS DE RAGA
DRA. ERIKA DANAÉ LÓPEZ ESPINOZA
DR. IGNACIO ARTURO QUINTANAR ISAÍAS
DRA. YOSUNE MIQUELAJAUREGUI GRAF
DR. VÍCTOR BARRADAS MIRANDA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CIUDAD DE MÉXICO, AGOSTO 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

A mi madre que me cuida desde el cielo y a mi amada familia ...

Agradecimientos

Al Dr. Arturo Quintanar por la dirección de esta tesis, por haberme aceptado como su alumna, por todo el apoyo que me brindó, por toda la diversidad de conocimientos y experiencias que me dio la gran oportunidad de aprender.

Al comité tutor, integrado por: la Dra. Erika Danaé López Espinoza, el Dr. Diego Alfaro Berea y el Dr. Arón Jaziclevich Diamant, agradezco su valioso tiempo que me dedicaron cada semestre y sus aportes al trabajo de investigación.

Al Dr. Robert Bornstein (investigador del Dept. of Meteorology and Climatology, San Jose State University) por su asesoría para consolidar este proyecto de investigación.

A los sinodales, Dra. Graciela Binimelis de Raga, Dra. Erika Danaé López Espinoza, Dra. Yosune Miquelajauregui Graf, Dr. Víctor Barradas Miranda, por sus sugerencias que me ayudaron a realizar un mejor trabajo.

A todos mis compañeros del Grupo de Clima y Sociedad del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático por su amistad, sus consejos y apoyo.

Al posgrado en Ciencias de la Tierra, en especial a la Dra. Cristina Siebe por sus palabras alentadoras que me motivaron a terminar este proceso.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad de ser parte de ella contribuyendo en mi formación académica.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca que me hizo posible llevar a cabo este proyecto doctoral.

A la Secretaría de Medio Ambiente de la Ciudad de México, al Servicio Meteorológico Nacional y a la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos de la UNAM por proporcionar los datos para realizar esta investigación.

Abreviaturas

agl	Altura sobre la superficie (above ground level)
amsl	Altura sobre el nivel medio del mar (above mean sea level)
B	Sesgo
CTRL	Experimento de Control
DCP	Dryland cropland and pasture
CONACyT	Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMA	Estación meteorológica automática
ERA5	ECMWF Reanalysis v5
GRF	Flujo en superficie
INEGI	Instituto Nacional de Estadística y Geografía
LHF	Flujo de calor latente
LST	Tiempo local estándar
LULC	Uso y cobertura de suelo
MODIS	Resolution Imaging Spectroradiometer
MSE	Moist Static Energy
NATX	Experimento vegetado natural
SN1	Transecto sur-norte a 98.87° W
SN2	Transecto sur-norte a 99.06° W
PBL	Capa límite planetaria
ppm	Partes por millón
R	Coficiente de correlación
RA	Razón de aspecto
RAS	Radiosondeo
RAWP	Radar Wind profiler
RMSE	Error cuadrático medio
RNET	Radiación neta
SEDEMA	Secretaría de Medio Ambiente de la Ciudad de México
SHF	Flujo de calor sensible
SMN	Servicio Meteorológico Nacional
UE	Efecto urbano
UHI	Isla de calor urbana
UNAM	Universidad Nacional Autónoma de México
URBX	Experimento urbano
USGS	U.S. Geological Survey
VEGX	Experimento vegetado
WE1	Transecto oeste-este a 19.43°N
WRF	Weather Research and Forecasting

Resumen

El uso/cobertura de suelo (LULC) impacta significativamente en la circulación local en el valle de México, particularmente las circulaciones de campos de vientos en brechas, líneas de convergencia y pendientes ascendentes/descendentes inducidas térmicamente. Un estudio de caso con un sistema de alta presión sobre el valle de México aísla la influencia del forzamiento sinóptico a gran escala. Las simulaciones numéricas revelan un sistema de vientos compuesto por una circulación con componente meridional y zonal. Los gradientes de presión forzados térmicamente entre el valle de México y sus alrededores más fríos crean líneas de convergencia en el campo de vientos cerca de la superficie como parte de la circulación meridional. Los experimentos muestran que la intensidad y organización de las circulaciones meridionales y los vientos de ladera abajo aumentan cuando el LULC cambia de una superficie natural y cultivada a una urbana. La circulación zonal exhibe un patrón de circulación típico con el flujo ascendente y el movimiento descendente en medio de la cuenca. Grandes valores de *Moist Static Energy (MSE)* se encuentran cerca de la superficie donde las parcelas de aire recogen energía de la superficie, ya sea como flujos de entalpía o calor latente. Los flujos de calor de la superficie y la energía almacenada en el suelo son impulsores de la circulación local, que es más evidente en los patrones de circulación zonal. Los experimentos numéricos también muestran la presencia de un ambiente termodinámico más favorable debido a la pérdida de calor latente en la superficie en el valle de México por la presencia de superficies urbanizadas, lo que facilita el crecimiento de la capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés) mejor organizada y más profunda.

Índice General

Agradecimientos	ii
Abreviaturas	iii
Resumen	v
1 Introducción	1
§1.1 Antecedentes	1
§1.2 Planteamiento del problema	4
§1.3 Justificación y contribución del proyecto	5
§1.4 Hipótesis	6
§1.5 Objetivos	6
2 Marco teórico	8
§2.1 Capa límite planetaria	9
§2.1.1 Capa superficial	10
§2.1.2 Balance de energía en superficie	11
§2.1.3 Estructura de la capa límite planetaria	13
§2.1.4 Altura de capa límite planetaria	15
§2.2 Circulaciones en terreno montañoso	18
§2.2.1 Vientos ascendentes y descendentes en laderas	19
§2.2.2 Vientos en brechas	20
§2.3 Modificaciones a la dinámica local por urbanización	23
§2.3.1 Isla de calor	23
§2.3.2 Circulaciones forzadas por calentamiento diferencial	27

§2.4	Crecimiento urbano en el valle de México	28
§2.5	Modelo WRF	31
3	Metodología	35
§3.1	Área de estudio y datos	35
§3.1.1	Datos en superficie	37
§3.1.2	Datos en la vertical	39
§3.1.3	Datos en malla regular - reanálisis	41
§3.2	Detección de caso de estudio	42
§3.2.1	Condiciones de forzante sinóptico débil	42
§3.2.2	Criterios meteorológicos	42
§3.3	Actualización del uso/cobertura de suelo de WRF	43
§3.4	Configuración del modelo WRF y pruebas de sensibilidad	45
§3.4.1	Experimentos de sensibilidad a la resolución espacial SRX	48
§3.4.2	Experimentos de control y pruebas de hipótesis	54
4	Resultados	57
§4.1	Caso de estudio: condiciones sinópticas y meteorológicas	57
§4.2	Desempeño de WRF: pruebas de sensibilidad	59
§4.2.1	Pruebas de sensibilidad a la resolución espacial	59
§4.2.2	Estudios de sensibilidad a la selección de parametrizaciones de Capa Límite (PBL), Modelo de Superficie (SL) y Microfísica (MP)	60
§4.3	Observaciones y validación con el experimento CTRL	67
§4.3.1	Intensidad de UHI y humedad	67
§4.3.2	Campo de viento cercano a la superficie, líneas de convergencia del viento y mediciones de ozono	71
§4.4	Experimentos de prueba de hipótesis	79
§4.4.1	Efectos urbanos sobre la circulación y el MSE	79
5	Conclusiones	85
§5.1	Desempeño WRF: pruebas de sensibilidad	85

§5.2 Efecto de la urbanización en las circulaciones	86
§5.3 Limitaciones al proyecto	88
§5.4 Futuras investigaciones	89
Referencias	90

Capítulo 1

Introducción

1.1 Antecedentes

El valle de México es parte de la Cordillera Neovolcánica Transversal. Está delimitado por cadenas montañosas en la parte oeste, sur y este. Al sur de las montañas, el terreno desciende bruscamente hasta la esquina sureste del valle, generando una brecha o canal bajo a través de las montañas. Al norte la planicie del valle es interrumpida por varios cerros que llegan a alcanzar los 3000 m de altitud, no obstante, son de escasa extensión horizontal. Debido a las condiciones orográficas del valle de México, al suroeste del valle se produce un sistema de vientos ascendentes (anabáticos) y descendentes (catabáticos) sobre la ladera de la Sierra del Ajusco (Doran et al., 1998) y en la brecha al sureste del valle se establece un jet de bajo nivel entre el valle de México y el valle de Morelos (Doran et al., 2000). Estos tipos de circulaciones diurnas se caracterizan por formarse en áreas de terreno complejo, cuando las diferencias de temperatura del aire en la horizontal conducen a gradientes de presión horizontal que impulsan los sistemas diurnos de viento de montaña (Whiteman, 1990). Los sistemas de vientos en terrenos montañosos tienden a ser más intensos cuando el viento a escala sinóptica es débil y el ciclo diurno alcanza una mayor amplitud por la ausencia de nubosidad durante el día y la noche. La presencia de sistemas de alta presión permite el desarrollo máximo de fenómenos de mesoescala. Regularmente, este tipo de condiciones sinópticas se presentan en las temporadas fría y cálida seca (noviembre a mayo) en el valle de México.

La conversión de extensas áreas de uso de suelo, de natural a urbano, ocurrida en los últimos 70 años implica cambios significativos en las características termodinámicas, radiativas y aerodinámicas de la superficie del suelo (Pielke, 2005). Al reemplazar una superficie natural (vegetación) por una impermeable (concreto) se elimina la capacidad de retención de humedad e incrementa el flujo de calor sensible (SHF, por sus siglas en inglés), lo que genera un aumento de la temperatura del aire (a 2m) en la zona urbana respecto a los alrededores. Este fenómeno de isla de calor urbana (UHI, por sus siglas en inglés) es más intenso cuando se presentan condiciones de vientos débiles y cielos despejados (Oke et al., 1991). Jáuregui fue el pionero en documentar la evolución diurna de la UHI para el valle de México. Más recientemente, con datos de superficie de estaciones urbanas y rurales, Cui et al. (2012) encuentran que la UHI más intensa se presenta en el período seco (invierno y parte de la primavera), alcanzándose diferencias de temperatura entre áreas urbanas y rurales de alrededor de 5 °C. La UHI también da lugar a un movimiento vertical sobre las zonas urbanas, que a su vez produce una convergencia de vientos de bajo nivel (Jazcilevich et al., 2005; Klaus et al., 1999). Es importante resaltar, que actualmente, la UHI en la región de estudio es inusual ya que la ciudad se encuentra confinada orográficamente y difiere del concepto típico de UHI en superficies planas a causa de el crecimiento urbano en las bases y laderas de montañas.

El ciclo diurno de la dinámica de las circulaciones en el valle de México se ve fuertemente modulado por las características fisiográficas de la región. Temprano en la mañana y antes de las 8 LST la radiación neta sigue la evolución diurna del calentamiento de la columna dentro de la capa límite atmosférica (Whiteman et al., 2000). A causa de este calentamiento la capa límite planetaria crece rápidamente sobre el valle al final de la mañana (alcanzando elevaciones de 2250 m sobre la superficie al mediodía), y una zona baroclínica muy intensa se forma en los bordes del valle que separa la burbuja de aire caliente sobre la ciudad y el entorno más frío (Whiteman et al., 2000). En las primeras horas de la tarde (1330 a 1630 LST), las tasas de calentamiento y crecimiento de la PBL se debilitan a medida que el aire frío se filtra en el valle a través de pasos y bordes bajos. Un enfriamiento inusualmente rápido y profundo del aire sobre el valle comienza al final de la tarde y al anochecer cuando el flujo radiativo y la divergencia del flujo de calor sensible disminuyen, la PBL se suprime

y el aire se acelera hacia el valle a través de la zona baroclínica (advecciones de aire frío) (Whiteman et al., 2000). Por la tarde en los alrededores de la burbuja de aire caliente se han observado circulaciones en las que se presentan cambios en dirección de viento en la vertical asociados al efecto térmico de calentamiento en la ciudad (Jazcilevich et al., 2003; Klaus et al., 1999). Por ejemplo, Klaus et al. (1999) discuten cómo la intensidad de la UHI en el valle de México aumenta durante la noche y temprano en la mañana por los vientos descendentes de las montañas circundantes que aumentan la convergencia de bajo nivel en o cerca del área urbana. Más recientemente, Ganbat et al. (2015) realizan experimentos numéricos idealizados bidimensionales con una montaña y un área urbana para estudiar las interacciones entre los vientos de ladera ascendente/descendente de la montaña con los que genera el UHI. Encuentran que la circulación UHI puede contrarrestar los vientos ascendentes de la mañana y mejorar los vientos descendentes más tarde en la noche. Klaus et al. (1999) encuentran resultados similares de las observaciones en el valle de México durante un período seco (enero-febrero de 1995) con forzamiento sinóptico anticiclónico débil en los niveles superiores.

Esto indica que existe una relación profunda entre el desarrollo de la UHI y las circulaciones locales causadas por la orografía dentro de la PBL, particularmente en la estación seca. Por lo que el entendimiento de la dinámica de vientos en el valle de México se vuelve aún más compleja al considerar las circulaciones de vientos en laderas y la circulación urbana causada por la UHI. Aunque se han llevado a cabo estudios de este tipo en otras ciudades (Ryu et al. (2013) en Seúl Corea y Rojas et al. (2018) en Sao Paulo), cada caso es particular puesto que las características de la urbanización (área urbana y rugosidad en superficie) y de la orografía (altura, forma y posición de las montañas) son distintas (Ganbat et al., 2015). Estudios previos que incluyen las circulaciones en el valle de México (Doran et al., 1998; Fast et al., 2007; Foy et al., 2005, 2006a; Jáuregui, 1988; Raga et al., 1996) han mostrado diversas características de la circulación en las laderas y de un jet semi-permanente de bajo nivel al sureste del valle. También se han realizado simulaciones numéricas con modelos de mesoescala en dos dimensiones (Bossert, 1997; Fast et al., 1998) y tres dimensiones (Ochoa et al., 2015). Sin embargo, la mayoría de las investigaciones se han enfocado al estudio de las circulaciones desde el enfoque de calidad de aire. Aquí es

donde radica la importancia de este estudio ya que aún no se aborda la problemática de analizar cómo la circulación generada por el área urbana modifica las circulaciones orográficas en tres dimensiones y cómo la urbanización impacta indirectamente, vía la dinámica de la circulación local, el problema de la contaminación.

Actualmente la implementación de modelos ha sido de gran utilidad en la parte de investigación atmosférica. Por ejemplo, el modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting model (WRF) es ampliamente utilizado en la investigación de procesos de capa límite, además cuenta con módulos para interacciones de procesos superficiales que permiten una mejor representación de los procesos superficie-atmósfera. La ventaja de este modelo es que puede simular procesos del estado de la atmósfera en un tiempo específico en un campo tridimensional. Considera la orografía del área de estudio así como movimientos en la vertical que permiten caracterizar las circulaciones orográficas.

En este proyecto doctoral, combinamos las observaciones y el WRF para centrarnos en la evolución diurna de la UHI y los sistemas de viento generados por la orografía en condiciones de un sistema de alta presión sobre la región.

La estructura de la tesis consta de 4 capítulos. En el primer capítulo se presentó la introducción. En el capítulo 2 se presenta el marco teórico, el capítulo 3 presenta los materiales y métodos utilizados para definir los días óptimos en los que está presente un forzamiento sinóptico débil con una UHI intensa. El capítulo 4 presenta las características del ciclo diurno del valle de México, la validación del experimento de control y los experimentos de prueba de hipótesis necesarios para aislar el efecto de la UHI de todo el sistema de viento. Finalmente, la Sección 5 contiene un resumen y conclusiones, además de que se mencionan las limitaciones del trabajo y posibles trabajos futuros que se pueden desarrollar a partir de esta investigación.

1.2 Planteamiento del problema

La literatura revisada indica que existen pocos estudios en los cuales se aborda el problema de la interacción de las circulaciones orográficas con la urbanización (Rojas et al., 2018; Ryu et al., 2013). En particular, en el valle de México, hay escasos estudios al respecto por

lo que está interacción no ha sido estudiada a detalle ni resuelta. El problema es complejo debido a la formación orográfica particular del valle que impide a la circulación regional un libre intercambio de masa y energía con las cuencas hidrometeorológicas que lo circundan. Además, el uso de suelo y la cubierta vegetal han cambiado significativamente a lo largo de décadas al grado de que una UHI definida con base en la diferencia de temperatura entre áreas urbanizadas y rurales (Bornstein et al., 1990; Oke et al., 1991) puede ya no ser aplicable en la actualidad para la Ciudad de México. De hecho, es notorio en los últimos 20 años, el cambio significativo en uso de suelo al pie y en laderas de las cadenas montañosas. Bajo estas condiciones, se espera un fuerte impacto en las circulaciones orográficas y por tanto en la evolución diurna de la circulación generada por UHI.

Del planteamiento anterior surge la pregunta de investigación:

¿Cómo interactúan las circulaciones locales orográficas con la circulación generada por UHI en el valle de México?

1.3 Justificación y contribución del proyecto

La interrogante central de esta investigación está relacionada con el trabajo similar al de otros especialistas (Ganbat et al., 2015; Rojas et al., 2018; Ryu et al., 2013). Sin embargo, las condiciones de orografía y desarrollo urbano en el valle de México no permiten extrapolar todos los resultados de esas investigaciones a la situación actual y pasada de este valle.

Los resultados de este estudio aportarán valiosos conocimientos sobre la interacción entre las circulaciones orográficas y la circulación local asociada a la evolución diurna de la UHI. Es decir, se espera conocer en detalle la interacción entre la frontera de la burbuja térmica de la UHI y las circulaciones locales. Este conocimiento permitirá saber si la circulación local orográfica actúa para amplificar o disminuir el avance diurno de la circulación forzada térmicamente por la urbanización. Además, se podrá conocer como la circulación por UHI impacta el desarrollo de circulación en la capa límite lo cual es una medida importante de la dilución de la contaminación en el aire. Por ello los resultados de este trabajo tendrán un impacto importante en el pronóstico de calidad de aire para el

valle de México en la estación seca del año.

1.4 Hipótesis

Durante las primeras horas de la mañana, la circulación asociada a la UHI debilita el desarrollo de las circulaciones orográficas en niveles bajos/medios. Posteriormente, el desarrollo de la PBL intensifica la circulación ascendente orográfica dando lugar a una mayor altura de la PBL (Ver panel superior de la Figura 1.1). Por la noche, los vientos catabáticos de montaña convergen hacia la fuente de calor intensificada por la presencia de la UHI y se forma sobre el valle una circulación forzada térmicamente (Ver panel inferior de la Figura 1.1).

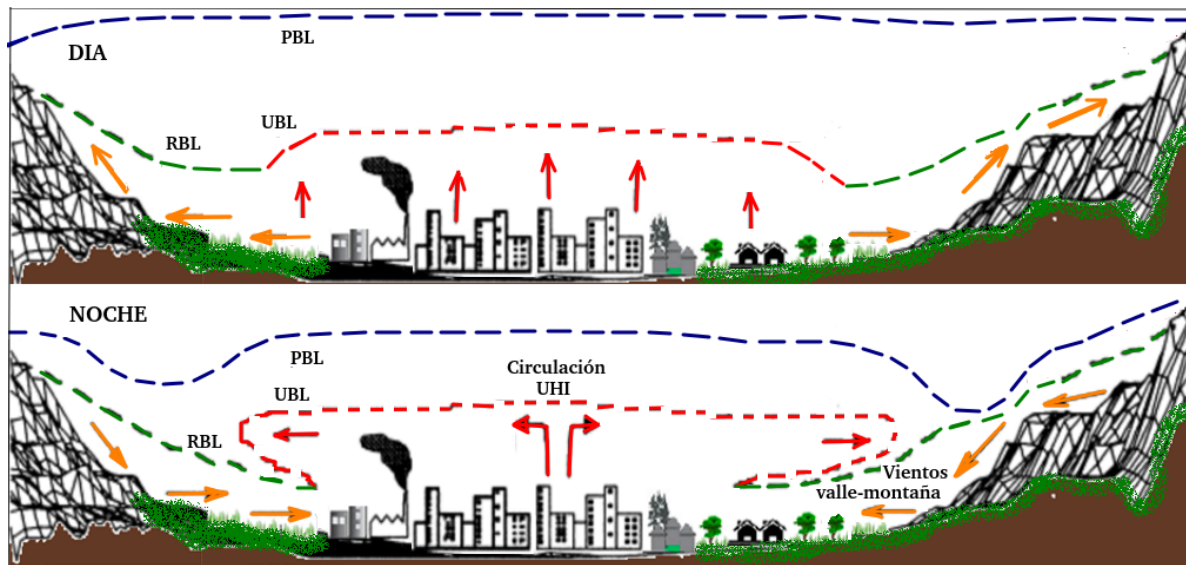


Figura 1.1: Interacción diurna de las circulaciones generadas por presencia de orografía y de la circulación generada por un forzante térmico en superficie.

1.5 Objetivos

Objetivo general

Analizar la interacción de las circulaciones locales orográficas con la circulación generada por UHI en el valle de México.

Objetivos específicos

- Detectar el caso de estudio idóneo para llevar a cabo el análisis en el valle de México.
- Caracterizar las circulaciones locales por medio de observaciones para el caso de estudio.
- Reproducir las condiciones del caso de estudio para explorar la dinámica en un plano 3D mediante el uso del modelo atmosférico Weather Research and forecasting Model (WRF).
- Simular con el modelo experimentos de prueba de hipótesis para evaluar el efecto urbano (UE).
- Analizar la interacción de la presencia de la circulación por UHI con las circulaciones orográficas en la zona de estudio.

Capítulo 2

Marco teórico

La Tierra está rodeada por una capa fina de mezcla de gases denominada atmósfera. El espesor de la atmósfera puede variar dependiendo de la latitud a la que se encuentra, siendo más gruesa cerca del ecuador y más delgada cerca de los polos. En la atmósfera, los valores climatológicos de presión decrecen exponencialmente de la superficie hasta el espacio exterior. La atmósfera puede ser dividida en cinco capas: tropósfera, estratósfera, mesósfera, termósfera y exósfera. De acuerdo al perfil vertical de la temperatura, estas capas se caracterizan por tener gradientes verticales muy distintos de temperatura. La zona de transición entre cada capa se caracteriza por una *pausa*, donde la temperatura observada se mantiene casi constante (Hartmann, 2015).

Al interior de la tropósfera la temperatura decrece con la altura, mientras que en la estratósfera, la capa inmediata superior, pasa el fenómeno inverso. El vapor de agua y la formación de nubes en la tropósfera explican el mínimo de temperatura observado en la tropopausa ya que la emisión de radiación ocurre principalmente en el espectro infrarrojo. En la estratósfera, por otro lado, la temperatura aumenta con la altura desde la tropopausa, debido a la emisión y absorción de radiación ultravioleta asociados a la presencia de gases traza, principalmente el ozono (Andrews et al., 1987).

En la tropósfera existe una compleja interacción de procesos operando en múltiples escalas de tiempo y espacio. Para la mayoría de los procesos troposféricos, la extensión y el tiempo de escala están relacionados. Es decir, fenómenos de gran extensión espacial abarcan grandes periodos de tiempo y viceversa, un evento de reducida extensión tiende

a ser de corta duración. Las escalas pueden dividirse en tres clases principalmente. 1) La escala *sinóptica* incluye fenómenos caracterizados por escalas de miles de kilómetros y con escalas de tiempo del orden de uno a varios días. Por ejemplo, sistemas que actúan a una escala sinóptica son las áreas de alta o baja presión, o huracanes. 2) La *microescala*, es la escala más pequeña, a esta escala el fenómeno de la turbulencia es el mecanismo dominante. La turbulencia es la mezcla caótica por remolinos turbulentos (o *eddies*) que actúan a escalas de unos pocos centímetros y se desarrollan en minutos. 3) La *mesoescala* se encuentra entre las escalas sinóptica y la microescala. Este tipo de fenómenos actúan a escalas espaciales de varios kilómetros con escalas temporales de horas a un día y pueden estar fuertemente vinculados a ciclos diurnos. Algunos ejemplos de procesos a nivel de mesoescala incluyen, organización de nubes y procesos convectivos, brisas mar-continente, tormentas, ondas de gravedad interna y de montaña, sistemas de vientos valle-montaña y en laderas. Los fenómenos de mesoescala pueden verse fuertemente influenciados por procesos en la microescala y principalmente a escala sinóptica, de ahí que es muy importante incorporarlos a cualquier estudio de mesoescala, como el que aquí se propone (Markowski et al., 2011).

2.1 Capa límite planetaria

La capa límite es la parte inferior de la tropósfera que está fuertemente influenciada por el intercambio de momento, calor y humedad con la superficie de la Tierra. Esta capa también se conoce comúnmente como la capa límite atmosférica o la capa límite planetaria.

El flujo de la capa límite está dominado por remolinos turbulentos de pequeña escala que son el resultado del calentamiento de la superficie y la cizalladura vertical del viento. Los efectos de los remolinos turbulentos a menudo se pueden ignorar con seguridad en la atmósfera libre (tropósfera superior), ya que en estos niveles superiores (por arriba de los primeros 3 km sobre la superficie) las influencias mecánicas y termodinámicas de la superficie no afectan el flujo atmosférico directamente (Stull, 1988).

En toda la capa límite se siente la variación diaria de radiación en superficie que se ve reflejada en la evolución diurna de la PBL. Una característica importante es la

respuesta rápida de la PBL cuando se presentan cambios en las condiciones de superficie. Por ejemplo, si se reduce la vegetación en superficie se puede generar mayor convección térmica asociada al calentamiento adicional en la superficie lo que aumenta el espesor de la PBL durante el ciclo diurno (Hartmann, 2015).

2.1.1 Capa superficial

Es esencial entender los procesos atmosféricos de la capa de superficie, la capa en la cual existimos y en la cual suelen producirse los cambios verticales de temperatura, humedad y velocidad del viento más bruscos. Las variables físicas responsables de la comunicación entre el límite inferior y el resto de la PBL son los flujos de momento, calor y humedad generados por movimientos turbulentos, los cuales son críticos para la evolución de los movimientos atmosféricos dentro y fuera de la PBL (Stull, 1988).

Entre la superficie y la atmósfera existe una capa muy delgada denominada *subcapa viscosa* o *microcapa*, de pocos centímetros, en la que los efectos moleculares son muy importantes. Esta capa se caracteriza por la presencia de vientos de muy baja intensidad que en ocasiones se llegan a considerar nulos (Markowski et al., 2011). En la parte superior de la subcapa viscosa se encuentra la capa superficial, el espesor de esta capa equivale a aproximadamente el 10 % del espesor de una capa límite convectiva bien desarrollada durante el día o de una capa límite estable por la noche. En la capa superficial la cizalladura del viento vertical incrementa, siendo este un mecanismo fundamental en la generación de vorticidad y por tanto de remolinos turbulentos impulsados mecánicamente que transfieren momento, calor y humedad al resto de la PBL.

En la capa superficial los aportes del flujo turbulento al flujo medio se pueden cuantificar usando el promedio de Reynolds. El método consiste básicamente en separar los valores de cada variable dependiente Φ , en las ecuaciones gobernantes, en dos partes: el promedio $\bar{\Phi}$, eligiendo una escala temporal o espacial apropiada al problema, y una desviación de ese promedio $\Phi' = \Phi - \bar{\Phi}$, a la cual se refiere en la literatura de forma indistinta como la componente turbulenta, *eddy*, o simplemente como la perturbación (Stensrud, 2009). Por ejemplo, si promediamos la velocidad del viento a lo largo de treinta minutos o una hora, las componentes de turbulencia aparecerán como ráfagas de corta duración superpuestas

al viento medio.

Adicional a los forzantes mecánicos, la PBL también responde rápidamente a los forzamientos superficiales termodinámicos los cuales están relacionados con el calentamiento en superficie y la partición de flujos en el balance de energía.

2.1.2 Balance de energía en superficie

El intercambio de calor y humedad entre la superficie y la atmósfera es responsable de las variaciones diurnas en la temperatura, la humedad y la profundidad de la PBL, este intercambio se debe a los flujos de calor de la superficie que juegan un papel importante en la generación de la capa límite turbulenta. Es a través de este llamado balance de energía superficial que los flujos de calor y humedad de la superficie están ligados a la radiación neta recibida en la superficie. La radiación neta (RNET) es el equilibrio entre la energía absorbida, reflejada y emitida por la superficie terrestre. El término de RNET está definida por:

$$RNET = RS \downarrow (1 - \alpha) + RL \downarrow + RL \uparrow \quad (2.1)$$

donde $RS \downarrow$ es la radiación solar incidente sobre la superficie, $RL \downarrow$ se refiere a la radiación de la atmósfera en dirección a la superficie, $RL \uparrow$ la radiación emitida por la superficie y α es el albedo definido como la fracción de radiación solar incidente que es reflejada por la superficie. Todos los componentes radiativos son flujos, la razón de transferencia de la cantidad por unidad de área y por unidad de tiempo es expresada en $W m^{-2}$. RNET es normalmente positiva durante el día y negativa durante la noche (Arya, 2001).

El balance de energía en la superficie equilibra la RNET con el calor sensible SHF , el calor latente LHF , el almacenamiento en superficie GRF y un término adicional ΔF :

$$RNET = SHF + LHF + GRF + \Delta F \quad (2.2)$$

Por convención de signos, los flujos dirigidos fuera de la superficie son positivos y los que están en dirección hacia la superficie son negativos. Es decir, los términos que son positivos representan pérdidas de calor de la superficie y negativos cuando son ganancias (Stull, 1988). Durante el día, cuando la radiación solar es dominante, SHF y LHF

transportan calor de la superficie a la atmósfera y GRF almacena calor hacia el suelo. Por la noche, el déficit radiativo superficial extrae calor de la superficie y de la atmósfera. En el campo de mediciones, el término ΔF permite cerrar el balance de energía, dependiendo del tipo de estudio ΔF puede ser considerado como el transporte horizontal o en algunos casos para estudios en áreas urbanas es considerado como el calor antrópico (Tejeda Martínez et al., 2005).

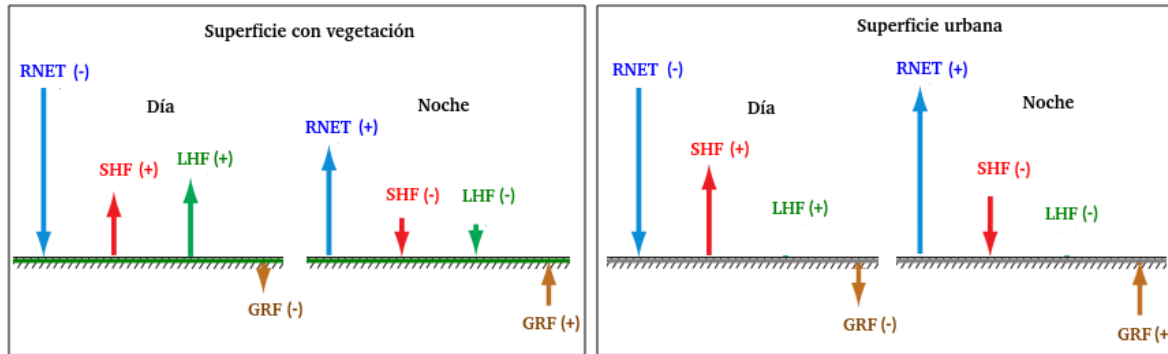


Figura 2.1: Representación esquemática de la magnitud y el signo de los flujos radiativos en superficie durante el día y la noche para diferentes condiciones (Stull, 1988). Las magnitudes reales de los términos dependen del tipo de superficie y sus características (por ejemplo, tipo de suelo, humedad del suelo, vegetación), época del año, hora del día y clima.

Los cambios en el balance de energía en la superficie afectan el transporte vertical y la estructura de la capa límite atmosférica en forma directa (Markowski et al., 2011).

La cantidad de humedad en el suelo altera los aportes de los distintos componentes del balance de energía y el transporte vertical por turbulencia convectiva o térmica. En un área con una superficie muy húmeda la partición de los flujos estará dominado por el término de calor latente de evaporación y conforme se reduzca la cantidad de humedad disponible el calor sensible cobrará importancia, a tal punto que, al eliminar la humedad en superficie el calor latente pierde importancia y el calor sensible es el dominante (Figura 2.1).

2.1.3 Estructura de la capa límite planetaria

La estructura de la capa límite varía ampliamente dependiendo de las condiciones meteorológicas y si la superficie es enfriada o calentada (Figura 2.2).

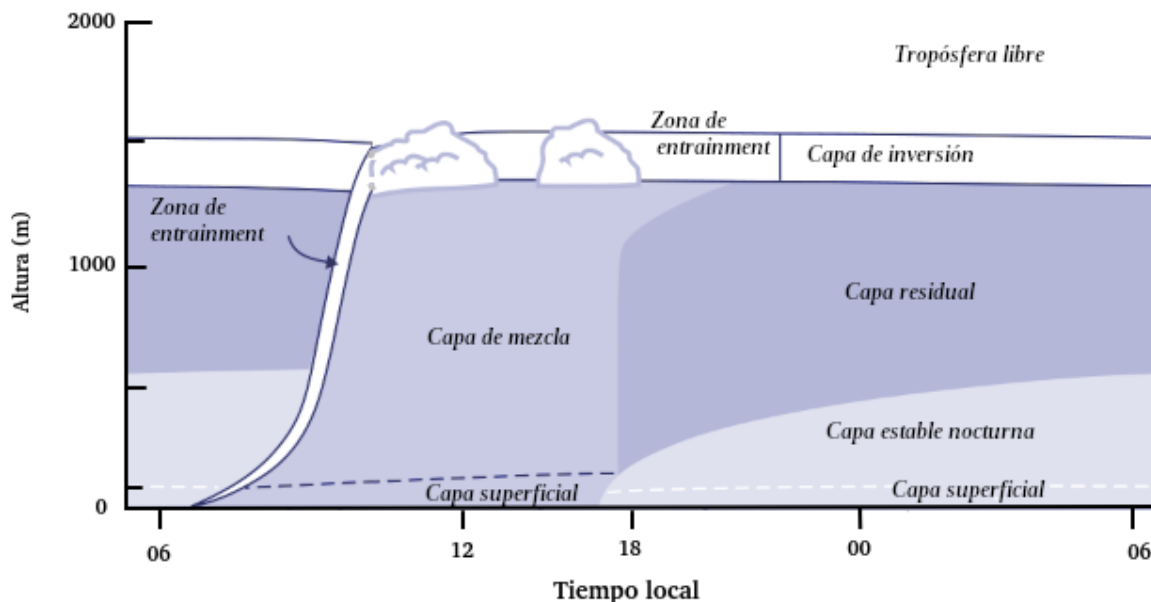


Figura 2.2: Representación esquemática de la estructura de la capa límite planetaria durante el día y la noche para diferentes condiciones (Stull, 1988).

En la salida del Sol, la radiación alcanza la superficie y comienza a calentar el suelo. Los flujos de calor provenientes del suelo a la atmósfera se vuelven más grandes. La capa límite responde a estos flujos con la presencia de *termales* definidas como las burbujas de aire con cierta flotabilidad que se originan en la superficie y se elevan dentro de la PBL. Esto se debe a que la atmósfera cercana a la superficie es más caliente que la capa adyacente superior, la inestabilidad generada permite que por flotabilidad las *termales* asciendan en busca de una capa estable. Las *termales* logran sobrepasar más allá de la parte superior de la capa límite, penetrando el estratificado estable de la parte superior de la PBL conocida como *zona de entrainment* (Stull, 1988). La *zona de entrainment* se caracteriza por separar lo turbulento de la PBL con lo menos turbulento de la tropósfera libre.

Las *termales* que sobrepasan el límite máximo de la PBL generan una capa de inversión al causar un pequeño calentamiento en la parte superior de la *zona de entrainment*, y

un pequeño enfriamiento en la parte inferior por las parcelas descendentes que buscan estabilizarse. Esta convección penetrativa induce el crecimiento de la PBL a una capa más profunda (Markowski et al., 2011).

El calentamiento adicional en superficie conduce a más ascenso de *termales*, una mezcla más profunda y una mayor altura de la PBL. Debido a los movimientos turbulentos y sus asociados efectos de mezcla que tipifican la capa límite diurna, la parte de la PBL que se extiende desde la superficie hasta la *zona de entrainment* encima de la capa límite a menudo se denomina capa de mezcla o capa límite convectiva o capa de mezcla convectiva si hay una generación significativa de turbulencia por flotabilidad (Stull, 1988).

De manera simple parece que la evolución de la PBL se rige sólo por los flujos de calor desde la superficie del suelo. Sin embargo, la flotabilidad y la cizalladura del viento juegan un papel importante debido a que la primera es considerada el principal impulsor de la capa límite convectiva durante el día y la última debido a la generación de turbulencia (Schneider et al., 1999) .

Los perfiles verticales de temperatura potencial, concentración de vapor de agua y velocidad del viento son aproximadamente constantes con la altura dentro de la capa de mezcla diurna. Por debajo de la capa de mezcla, el intercambio de calor, humedad y momento con el suelo supera el efecto de la mezcla vertical. Como resultado, la temperatura potencial puede aumentar de 1 a 2 °C desde la parte superior de la capa superficial diurna hasta el suelo, es decir, prevalecen las condiciones superadiabáticas en superficie ¹ (Markowski et al., 2011).

Durante las condiciones convectivas diurnas, los flujos turbulentos, tienden a ser máximos en magnitud en la superficie y disminuyen en magnitud con la altura, volviéndose insignificantes en la tropósfera libre. El flujo de humedad turbulento también se vuelve insignificante en la base de la atmósfera libre, pero su magnitud máxima a veces se observa significativamente por encima de la superficie.

La PBL alcanza su profundidad máxima horas después del mediodía ya cerca de la puesta del Sol, cuando el SHF decrece y eventualmente experimenta un cambio de signo.

¹Las condiciones superadiabáticas se logran cuando el gradiente del ambiente supera el gradiente adiabático seco.

El SHF normalmente alcanza su punto máximo durante la tarde, cuando comienza el enfriamiento de la superficie y aumenta la estabilidad en la capa cercana al suelo dando lugar a la capa estable nocturna. Esto se puede observar cuando el perfil de temperatura potencial incrementa con la altura (Stensrud, 2009).

Durante la noche, una capa de inversión en contacto con la superficie se crea debido al enfriamiento radiativo por parte del suelo. Esta capa denominada capa estable nocturna, se desacopla de la capa de mezcla porque la inversión inhibe la mezcla (Hoxit, 1975). La capa de mezcla remanente del día anterior se le denomina como capa residual. La *zona de entrainment* durante las condiciones diurnas suele ser genéricamente denominada como capa de inversión por la noche, porque no hay mucho intercambio entre la atmósfera libre y la capa residual durante las horas nocturnas.

Los vientos en la parte superior de la capa límite nocturna y dentro de la capa residual se aceleran durante las horas nocturnas, ya que el efecto del arrastre de la superficie en estos niveles se 'apaga' de manera efectiva mediante el desacoplamiento de la capa límite nocturna de la capa residual dando lugar a un viento máximo nocturno de bajo nivel.

2.1.4 Altura de capa límite planetaria

La PBL generalmente está dominada por turbulencias complicadas, no lineales y caóticas, lo que conduce a una mezcla vertical relativamente fuerte de calor, humedad y contaminantes (Su et al., 2017). Un indicador que determina la extensión vertical en la que tiene lugar los procesos turbulentos más efectivos es la altura de la PBL. Este parámetro es clave en las condiciones del tiempo y el clima (Holtslag et al., 1986; Seibert et al., 2000), así como de eventos de contaminación (Seinfeld et al., 2008).

La altura de la PBL puede variar de unas pocas centenas de metros a kilómetros, dependiendo de las condiciones de la superficie y las meteorológicas. Por ejemplo, para alcanzar la altura máxima de la PBL es necesario una superficie con alta rugosidad, calentamiento importante en superficie y vientos de escala sinóptica que permitan el desarrollo de vientos intensos ascendentes (Stensrud, 2009).

Respecto a la alta rugosidad sobre el terreno, la fuerte cizalla induce a una mayor mezcla que se ve reflejado en una mayor altura de la PBL. En zonas montañosas el terreno

es mucho más complejo que en áreas planas. Dadas las condiciones a menudo serán mayores los procesos de interacción entre fenómenos como: sistemas de vientos por efecto orográfico (brisas valle-montaña), forzantes mecánicos por características en el terreno (vientos en brechas) así como la propagación de ondas de gravedad y la convección (Largeron et al., 2016).

Las condiciones sinópticas dominantes también son un factor determinante en el desarrollo de la PBL. Por ejemplo, sí en la región se presentan las condiciones de cielos despejados y vientos de baja intensidad que favorecen la alta incidencia de radiación en superficie, como es el caso de sistemas anticiclónicos, la PBL será mejor desarrollada. Bajo otras condiciones que generen nubosidad y precipitaciones, el crecimiento de la PBL puede verse limitada (Milionis et al., 2008). Tal y como lo muestra García-Franco et al. (2018), al tomar como referente la altura de la capa de mezcla, en los meses de la temporada seca cálida (marzo-abril) es un poco más alta que en los meses de la temporada de lluvias (mayo-octubre) en el valle de México.

Un sistema anticiclónico a escala sinóptica genera una inversión en altura por subsidencia, debido a la compresión adiabática del aire intensificado por un sistema de alta presión (Milionis et al., 2008). Esta inversión por subsidencia delimita el flujo sinóptico superpuesto que prevalece en la tropósfera superior con el tope de la estructura en altura de la PBL (Iacobellis et al., 2009).

De acuerdo con el concepto aerodinámico de la PBL propuesto por Oke (1978) y Stull (1988), la inversión por subsidencia no es considerada como parte de la PBL porque su mecanismo de formación, ocurrencia y origen no están relacionados con procesos superficiales. Sin embargo, las capas de inversión por subsidencia pueden considerarse como una buena aproximación del tope máximo que puede alcanzar la altura de la PBL, ya que funcionan como límites físicos que logran desacoplar la circulación sinóptica con la estructura dinámica de la PBL (Largeron et al., 2016). Esto se logra al restringir la mezcla vertical y limitar la convección del aire (Nodzu et al., 2006).

Hay varios métodos para medir la altura de la PBL. La altura de la PBL térmica, dinámica y turbulenta se estima a partir de la temperatura potencial, los perfiles de viento

y por las fluctuaciones de la turbulencia de la energía cinética o el número de Richardson².

El método más común para determinar la altura de la PBL es basado en determinar fuertes capas de inversión con los perfiles de temperatura potencial medidos con radiosondeos. También se puede utilizar la temperatura ambiente. Sin embargo, una mejor aproximación es considerar el cambio de la temperatura potencial en la vertical ya que la temperatura potencial es una cantidad conservada que considera los efectos por elevación. De acuerdo con Whiteman et al. (2000) una fuerte inversión es cuando en ambientes secos el lapse rate ambiental (γ) tiende a ser mayor que el gradiente adiabático seco (Γ_d), es decir ($\gamma > \Gamma_d = 9.8K km^{-1}$). Cuando se consideran ambientes con alta humedad se debe de considerar la temperatura potencial equivalente para tener en cuenta los efectos de saturación y los cambios en el estado del agua (Joly et al., 2018). Los datos de los radiosondeos generalmente son utilizados para determinar la altura de la PBL. Usualmente los radiosondeos se lanzan dos veces al día por lo que limita la caracterización del ciclo diurno completo debido a la baja resolución temporal. Otra desventaja es la baja resolución vertical debido a la falta de continuidad en las mediciones (Shi et al., 2020). Recientemente se han implementado otros instrumentos de percepción remota como es el radar o lidar (Emeis et al., 2008). Las alturas de PBL derivadas de estos instrumentos generalmente muestran una buena coherencia con los productos de radiosondeo. La ventaja de este equipo de medición es que pueden dar alta resolución temporal con la limitante en cuanto a resolución espacial, puesto que está ubicado en un lugar fijo en superficie. Otro factor a considerar es que debido a la reciente implementación de los instrumentos, las series de registros son relativamente cortas (Su et al., 2017).

En cuanto a las capas de inversión por subsidencia, de manera subjetiva se detectan analizando los perfiles de temperatura T , con los perfiles de temperatura de punto de rocío o bulbo húmedo T_{dw} que se extraen de datos de radiosondeos y se verifican visualmente con los diagramas Skewt-T (Zhang et al., 2011).

Sin embargo, ambas técnicas de detección de altura de la PBL e inversión por subsidencia recaen en el empleo de datos de radiosondeo.

²El número de Richardson es un número adimensional que resulta de la relación entre la energía potencial (por flotabilidad) y la energía cinética (por cizalla del viento). Este parámetro indica el grado de turbulencia en un fluido para clasificarlo como estable o inestable (Wallace et al., 2006).

Estudios previos han analizado la presencia de inversiones con base en datos de la tercera generación de reanálisis del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas (ECMWF, por sus siglas en inglés) ERA-Interim que se sabe tienen una resolución vertical limitada (Palarz et al., 2018). Actualmente, se han liberado nuevos productos de reanálisis del ECMWF como ERA5. Este reanálisis es la quinta generación de reanálisis atmosféricos de la ECMWF, en la que existe una mejora de 60 a 137 niveles en la vertical ³. Recientemente, nuevos estudios revelan la variabilidad espacial y temporal de las inversiones de la tropósfera baja en toda Europa con el empleo de reanálisis con mayor resolución en la vertical (Palarz et al., 2020).

El empleo del método de detección de la altura térmica de la PBL combinado con la detección objetiva de inversiones por subsidencia empleando los últimos productos de reanálisis con mayor resolución en la vertical pueden resultar una opción viable para la mejora de resultados de altura de la PBL. En la actualidad, el empleo de esquemas de parametrización de PBL utilizados en los modelos de investigación y pronóstico numérico bajo pruebas de sensibilidad pueden dar una adecuada aproximación de la altura de la PBL dando la posibilidad de una mayor escala espacial y temporal para la caracterización (Coniglio et al., 2013; García-Díez et al., 2013; Xie et al., 2013) .

2.2 Circulaciones en terreno montañoso

En la siguiente subsección se revisarán los vientos que varían diurnamente generados por el calentamiento y enfriamiento del terreno inclinado, a veces referido como sistema de viento ascendentes y descendentes en laderas o simplemente vientos en laderas. En la segunda subsección, a diferencia de la primera se revisará el campo de vientos forzados orográficamente, en particular el flujo que pasa por canales o bordes de menor altura generando el sistema de vientos en brechas.

³https://rda.ucar.edu/datasets/ds63_0.0/docs/ERA5.eraiera5comparison.html Consultado en Marzo, 2022

2.2.1 Vientos ascendentes y descendentes en laderas

El sistema de vientos en laderas son circulaciones térmicamente forzadas que no requieren la presencia de sistemas de vientos ambientales específicos o gradientes de presión a gran escala. La mayoría de los primeros estudios sobre los sistemas de vientos en laderas que interactúan con el valle se originaron en Alemania y Austria, e investigaron los efectos de la compleja topografía de los Alpes (Defant, 1949; Rampanelli et al., 2004; Wagner, 1932).

Los sistemas de viento en laderas se caracterizan por una inversión de la dirección del viento dos veces al día y se desarrollan en una amplia gama de escalas. Las circulaciones tienden a ser más significativas cuando el viento a escala sinóptica es débil y el ciclo diurno tiene su mayor amplitud, es decir, cuando las noches están despejadas y los días soleados.

Los principales componentes del sistema de vientos en laderas son los vientos ascendentes o anabáticos (pendiente arriba) inducidos por el calentamiento diurno de la ladera y descendentes o catabáticos (pendiente abajo) generados por el enfriamiento radiativo nocturno.

Las fuerzas que manejan el sistema de vientos en laderas son: la fuerza de flotabilidad que es generada por calentar (enfriar) la capa de aire adyacente a la pendiente, la fuerza de gravedad y la dirección de la fuerza del gradiente de presión (Barry, 2013). Los vientos en laderas son impulsados por el balance en la vertical entre la fuerza de la gravedad y la flotabilidad, y la fuerza del gradiente de presión que surge entre el aire en contacto con una superficie inclinada calentada o enfriada y el aire a la misma altitud que está lo suficientemente lejos de la superficie que no se ve relativamente afectado por el calentamiento o enfriamiento de la superficie (Figura 2.3).

Sí consideramos que el campo de perturbación de presión está compuesto por la parte hidrostática y la no hidrostática, es decir $p' = p'_h + p'_{nh}$. Entonces, en pendientes suaves donde el ángulo de inclinación del terreno α es pequeño, el término p'_h es dominante. En el caso contrario en el que el terreno tiene una pendiente pronunciada (α grande), entonces una parte significativa de la perturbación de la presión puede deberse a la parte no hidrostática p'_{nh} . En estas situaciones, tanto los vientos ascendentes como descendentes pueden experimentar una fuerza de gradiente de presión adversa que se opone a la

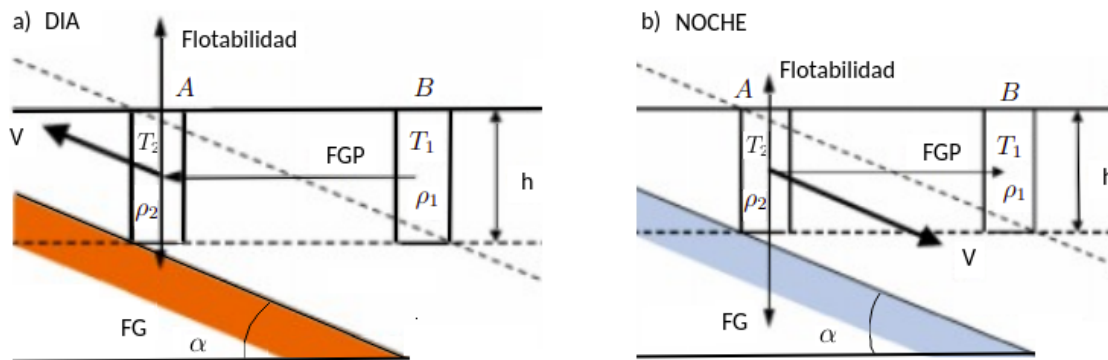


Figura 2.3: Diagrama en el que se muestran las fuerzas que interactúan en un sistema de vientos en un plano con inclinación α , siendo α no muy grande. FGP representa la fuerza del gradiente de presión y FG la fuerza de gravedad. Las columnas A y B se caracterizan con las condiciones ambientales de T_1 , ρ_1 y T_2 , ρ_2 , respectivamente. Los esquemas a) y b) representan el sistema de vientos ascendentes y descendentes en laderas. Modificada de Barry (2013).

aceleración debida a la flotabilidad (Markowski et al., 2011).

En el caso de un viento ascendente relativamente cálido, que típicamente se profundiza en la dirección ascendente, la velocidad de viento es resultante de la fuerza de flotabilidad en dirección ascendente y se ve aumentada por la fuerza de presión en esa dirección. Por la noche, el viento descendente es resultado de la fuerza de flotabilidad (reducida por gravedad) y la fuerza de gradiente de presión (Figura 2.3). Por lo tanto, los vientos anabáticos diurnos tienden a ser más fuertes que los vientos catabáticos nocturnos. Los vientos ascendentes impulsados térmicamente suelen alcanzar su máximo unas pocas horas después del amanecer, cuando el contraste de temperatura entre las laderas irradiadas por el Sol y la atmósfera del valle es más grande. La otra parte de la circulación tienden a tener máximos cerca del atardecer cuando las pendientes se sombream por primera vez.

Tanto los vientos ascendentes como descendentes se caracterizan por un grado significativo de intermitencia.

2.2.2 Vientos en brechas

Cuando los vientos se acercan a una barrera del terreno que contiene una brecha, se pueden observar velocidades del viento anormalmente altas cuando el aire es forzado a través de la

brecha. Tales flujos de brecha están asociados con fuerzas de gradiente de presión a lo largo de la brecha, cuyos orígenes se asocian comúnmente al régimen de flujo de escala sinóptica. Incluso cuando el campo de viento a gran escala está bastante estancado (lo que implica una débil fuerza de gradiente de presión) los flujos surgen de diferencias significativas de temperatura a bajo nivel entre las masas de aire a cada lado de la barrera.

La intensidad del flujo en la brecha aumenta con la intensidad de la fuerza del gradiente de presión a lo largo del espacio. En casos de vientos muy intensos en brechas, estos pueden exceder fácilmente los 25 ms^{-1} con diferencias de presión aproximadas de 5 hpa o más desde la entrada de la brecha hasta la salida.

Como se comentó anteriormente, el sistema de vientos en brechas requieren de condiciones sinópticas específicas ya que no en todos los casos el flujo será más rápido donde la constricción del terreno es mayor, sí se tienen como referencia el efecto Venturi. Lo anterior se ha mostrado con experimentos numéricos idealizados en los que se emplean diferentes valores de números de Froude⁴ (MF_n). Con $MF_n \ll 1$ se asocia a condiciones sinópticas estables por lo que los vientos más rápidos a lo largo de la brecha se encuentran cerca del centro de la brecha, o quizás incluso se desplazan ligeramente hacia la región de entrada de la brecha. En el caso contrario cuando $MF_n > 1$ en el que se representan condiciones sinópticas intensas (por ejemplo, un sistema de baja presión en superficie que puede generar fuertes vientos) casi no hay aumento en la intensidad de los vientos dentro de la brecha (Gaberšek et al., 2004).

El hecho de que los vientos normalmente no alcancen su velocidad máxima dentro de la brecha en sí implica que el flujo a través de la brecha no puede ser estrictamente horizontal. Por el contrario, las parcelas de aire a cierta altura sobre la superficie pero por debajo de la cresta de la barrera del terreno suelen descender a medida que atraviesan la brecha. Esto se debe a que normalmente hay aire más frío en un lado de la brecha, con aire más cálido en el otro lado, y a menudo hay una inversión a una altura por debajo de la cresta de la barrera del terreno, de modo que el aire frío es forzado a través de la brecha, en lugar de simplemente pasar por encima de la barrera (Figura 2.4). El transporte de momento

⁴Número adimensional que relaciona el efecto de las fuerzas inerciales y las fuerzas de gravedad que actúan sobre un fluido.

vertical asociado con la ruptura de las ondas de gravedad generadas por la barrera juega un papel importante en la formación de los vientos más fuertes en la brecha (Gaberšek et al., 2004).

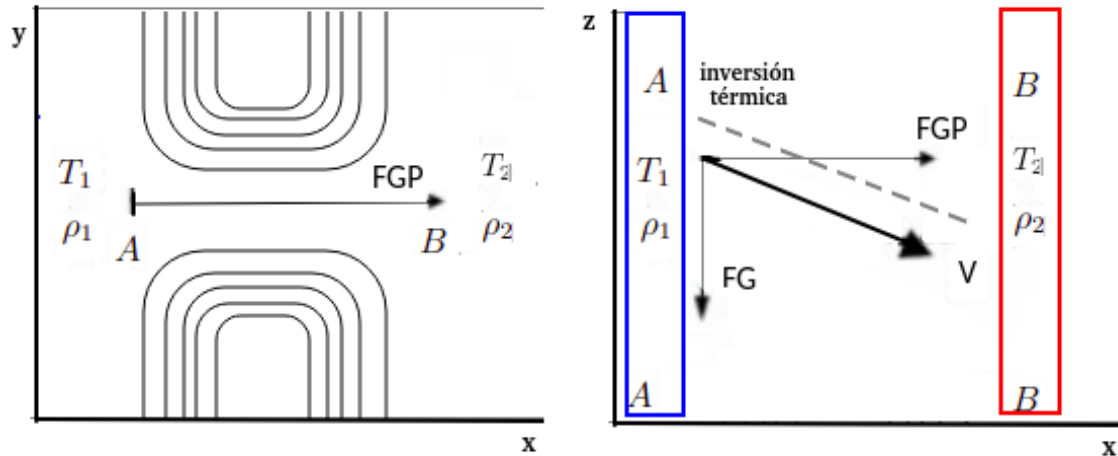


Figura 2.4: Esquema de fuerzas que interactúan en los vientos en brecha, FG y FGP representa la fuerza de gravedad y la fuerza del gradiente de presión, respectivamente. La columna A se caracteriza con las condiciones (T_1, ρ_1) para B son (T_2, ρ_2) . La figura de la derecha representa el corte transversal del segmento AB que se representa en la figura de la izquierda.

En general, ha habido una diversidad de estudios que se desarrollan en torno a los vientos en laderas y brechas. El Programa de Mesoescala en los Alpes proporcionó mediciones extensas en una brecha a través de los Alpes. El objetivo del estudio era analizar la interacción del flujo de la brecha con el flujo en altura, desarrollar pronósticos locales y mejorar el desempeño del modelo (Mayr et al., 2004).

Para el valle de México, diversos estudios han mostrado diversas características de la circulación de vientos en laderas y de un jet semi-permanente de bajo nivel al sureste del valle.

Los primeros estudios realizados en la región analizan como durante la noche y temprano en la mañana los vientos descendentes de las montañas circundantes aumentan la convergencia de bajo nivel asociado con factores antrópicos (Jáuregui, 1988; Klaus et al., 1999; Raga et al., 1996). Posteriormente, se utilizó el modelo MM5 para simular la dinámica de los vientos locales y regionales y determinar la trayectoria de las plumas lo-

cales. Para llegar a mejores simulaciones de viento en superficie se probaron diferentes coeficientes de difusión horizontal y mezcla vertical turbulenta (Foy et al., 2006b). El método anterior, también se empleó para el Lago de Constanza y sus alrededores (Zängl et al., 2004).

Específicamente en la región de Chalco debido a características orográficas se ha determinado una zona de vientos intensos (Doran et al., 2000), los cuáles se intensifican bajo condiciones de oleadas de aire frío debido a la intensificación de los contrastes térmicos y los campos de vientos a través de la brecha que pueden estar presentes (Foy et al., 2006b).

2.3 Modificaciones a la dinámica local por urbanización

2.3.1 Isla de calor

El fenómeno que modifica el clima local en muchas ciudades es conocido como la isla de calor urbana (UHI). Hace dos siglos, Howard (1820) fue el pionero en el estudio de UHI para el caso de la ciudad de Londres. Un siglo y medio después, el fenómeno de UHI se vuelve ampliamente reconocido y comienza a ganar la atención de climatólogos urbanos, por ejemplo, los estudios realizados por Bornstein (1968, 1987) para la ciudad de Nueva York. El fenómeno urbano se origina cuando los patrones de las isothermas graficadas en un mapa superficial de tiempo se observan como contornos topográficos de una isla alrededor de un área urbanizada (Stull, 1988). De acuerdo con Oke (1982), la UHI es la diferencia de temperatura urbana menos la temperatura rural. En casi todos los casos, esta diferencia se expresa como temperaturas más altas en las áreas urbanas en relación con sus contrapartes rurales.

Oke (1982) sugiere dos principales causas para la existencia de la isla de calor: los controles superficiales y los atmosféricos. Los controles superficiales son la geometría urbana y las propiedades de la superficie (Runnalls et al., 2000). Comúnmente, muchos de los materiales usados en la construcción poseen una alta capacidad calorífica e inercia térmica que permiten absorber y retener más energía solar que materiales naturales que usualmente se encuentran en zonas menos alteradas como son las áreas rurales. En general, las princi-

pales razones para el calentamiento urbano son: i) que los materiales de las edificaciones son impermeables y herméticos, de manera que la humedad no está disponible fácilmente para atenuar las altas temperaturas por enfriamiento evaporativo (Grimm et al., 2008) y ii) el bajo albedo de los materiales que en conjunto con la distribución de las edificaciones y el pavimento, retienen grandes cantidades de radiación solar que posteriormente son liberadas a la atmósfera, incrementando las temperaturas (Atkinson, 2003). Por ejemplo, Akbari (1999) muestra las diferencias térmicas entre superficies oscuras/secas y vegetadas en contacto directo con los rayos solares bajo las mismas condiciones de ventilación, las diferencias pueden llegar a alcanzar hasta los 70 °C durante el día.

Otro ejemplo en el que repercute la ausencia de vegetación es en el balance de energía. El LHF disminuye de forma considerable en las zonas urbanas, puesto que la disminución de la energía por evaporación coincide con un decremento en la cobertura vegetal, de 100 % en área rural (Vancouver) a 44 % en la suburbana (Chicago), y a 2 % en la urbana (Ciudad de México) (Gartland, 2012). De esta forma, existe un incremento en el calor almacenado durante el día y el calor liberado en la noche. Con menos energía usada para evaporar en las áreas urbanas y suburbanas, se tiene mayor capacidad de almacenar calor durante el día. De acuerdo con Barradas et al. (1999), en el valle de México, el mayor consumo de la RNET es para evaporar, como sucede en Texcoco y la Reserva Universitaria, debido al suelo pantanoso o a la vegetación. En cambio, el Palacio de Minería en el centro de la Ciudad de México presenta los valores más altos de SHF, a causa de la gran urbanización (Tejeda Martínez et al., 2005). Ahora bien, el calor ya almacenado es nuevamente liberado hacia la atmósfera por la noche, principalmente a través de altas emisiones radiativas y, en menor grado, conducido por convección. De acuerdo con Oke et al. (1999), en la Ciudad de México el calor almacenado comienza a ser liberado en las últimas horas de la tarde.

Por otra parte, los controles atmosféricos que modulan la intensidad y la distribución espacial de la UHI son la radiación solar incidente en superficie, dirección e intensidad del viento y la cobertura nubosa, ya que islas de calor intensas se observan cuando los cielos están despejados y con vientos débiles. Los cambios de radiación solar entrante en el año establecen variaciones estacionales en la UHI, con su mayor frecuencia e intensidad asociada con los máximos de radiación solar entrante para cada hemisferio (Karl et al.,

1988).

La intensidad del viento es un factor importante en el transporte de calor turbulento y los procesos de advección (Oke, 1982). Chandler (1960) encontró que una variación en la velocidad del viento de 6 m s^{-1} a 7 m s^{-1} resultó en una suavización considerable de la temperatura en la ciudad de Londres a través de la advección y el transporte vertical de calor. En condiciones de viento en calma el calentamiento generado por las ciudades se puede extender verticalmente formando un domo. Sin embargo, cuando predomina el viento regional de escala sinóptica el domo puede ser advechado a favor del viento a una distancia significativa, lo que modifica las condiciones urbanas y rurales (Yow, 2007). Las variaciones en la cobertura y altura de nubes bajo condiciones de vientos en calma también juegan un papel importante en la intensidad de la UHI. Por ejemplo, Sundborg (1950) muestra que las nubes bajas son más efectivas para reducir la intensidad de la UHI en comparación con nubes del mismo tamaño a una altitud mayor. Sin embargo, como se mencionó anteriormente con vientos intensos de escala regional, las nubes y precipitaciones serían advechadas lejos de las zonas urbanas.

Otras causas que llegan a contribuir a la formación de la UHI son el calor antrópico que se emplea para enfriar edificaciones y el aumento de emisiones de contaminantes urbanos por los sistemas de transporte y en general la industria que exacerba el calentamiento por alterar el balance de energía (Oke et al., 1991).

La UHI también puede amplificarse dependiendo de la estructura térmica y dinámica de la atmósfera local, como es el caso con la presencia de inversiones térmicas en superficie (Rendón et al., 2014). Se define una inversión como una masa de aire cálida que se encuentra asentada sobre una masa de aire frío, generando un incremento de la temperatura con la altura que se ve reflejado en un gradiente negativo (Bailey et al., 2011; Milionis et al., 2008). Las inversiones en superficie se deben al déficit radiativo en la superficie del suelo, por lo que usualmente se presentan por las noches cuando la superficie comienza a recibir menos energía de la que emite. Este tipo de inversiones regularmente se encuentran confinadas cerca de la superficie generando condiciones de estabilidad, que restringen el movimiento vertical del aire y por tanto limitan la convección (Johnson et al., 1999; Nodzu et al., 2006). La inversión puede llevar a atrapar la contaminación cerca del suelo, lo que

genera graves problemas a la salud y daños ambientales (Vafa-Arani et al., 2014).

Dependiendo de la capa atmosférica en la que se desarrolla la UHI se pueden establecer dos categorías para estas anomalías climáticas locales: la isla de calor en la cobertura urbana y la isla de calor en la capa límite urbana (Voogt, 2002). El primer tipo se ubica entre los elementos de rugosidad (edificios y copas de los árboles), con un límite superior justo por debajo de las azoteas. Puede considerarse que esta capa es el aspecto más importante de UHI, ya que corresponde con el lugar donde se lleva a cabo la mayoría de las actividades humanas (Martilli, 2014). La isla de calor que se encuentra presente en la capa límite urbana está situado sobre la anterior, es una capa límite interna de mesoescala sobre la ciudad con características parcialmente dictadas por el entorno construido en superficie (Weng, 2003).

Ambas capas se expanden y contraen con el calentamiento o enfriamiento de la ciudad; la medida en que la UHI se desarrolla tanto en la capa del dosel urbano como en la capa límite urbana está dictada por una multitud de factores. Básicamente, se debe a una plétora de factores de microescala, mesoescala y escala sinóptica que hacen que la variabilidad diurna e interanual de las temperaturas aumente o disminuya dentro de un espacio urbano (Zhou et al., 2013).

La UHI en la cobertura urbana es normalmente detectada por sensores de mediciones in situ en una estación meteorológica estándar a una altura de 2 m a partir de la superficie, como muestran los estudios realizados por (Jáuregui, 1997). Para ampliar la distribución espacial, se han empleado otros métodos para medir la temperatura del aire por medio de recorridos en automóviles a través de la ciudad (Jáuregui, 1975, 1979), así como el uso de redes meteorológicas de observación (García-Cueto et al., 2007; Jáuregui, 1995; Tejeda Martínez et al., 1990). A pesar de los esfuerzos por mejorar las observaciones, en muchos casos no se cuenta con suficiente resolución espacial para una descripción detallada de la UHI. Por lo anterior, en algunas urbes de México y en otras ciudades en el mundo se comenzaron a hacer estudios con sensores remotos, mediante los cuales se analizan imágenes térmicas de satélite (Cui et al., 2012; García-Cueto et al., 2007) o imágenes en el infrarrojo de vuelos en aeroplano a bajas altitudes (Baldinelli et al., 2015; Bechtel et al., 2019). Con estas técnicas se obtiene alta resolución espacial del campo de temperatura.

Sin embargo, dado el registro limitado de datos existe una baja resolución temporal. Actualmente, en la comunidad científica se emplea el uso de modelos atmosféricos regionales que permiten el modelado de las características de la UHI a alta resolución espacial y temporal (Cui et al., 2012).

El fenómeno de UHI cobra mayor importancia cuando impacta a la población, aunque no siempre es de forma negativa. Por ejemplo, ciudades en regiones desérticas, el efecto de calentamiento provocado en invierno por la UHI resulta benéfico; durante el día la presencia de vegetación en parques invierte el comportamiento de la UHI como “islas frías” cuando se comparan con los alrededores provocando un efecto de “oasis” (Oke, 1978).

Sin embargo, para muchas ciudades los efectos de la isla de calor son vistos como un problema grave ya que reducen el confort humano, intensifican las ondas de calor y en algunas ocasiones llegan a incrementar las tasas de morbilidad y mortalidad. Por ejemplo, en ciudades intermedias (con población de miles de habitantes) se ha observado un incremento en la temperatura máxima de 2 °C a 3 °C, para megalópolis (que cuentan con millones de habitantes) reportan incrementos en la temperatura máxima de 8 °C a 12 °C, lo anterior es comparado con las áreas rurales de las que se encuentran rodeadas (Gartland, 2012).

Lamentables acontecimientos del pasado, como la ola de calor de Chicago EU en 1995 (Kalkstein et al., 1997) y el evento extremo de calor ocurrido en Europa en el 2003 (Wilby, 2008) ilustran cuán dramáticamente pueden aumentar las tasas de mortalidad cuando se intensifican los eventos por UHI.

2.3.2 Circulaciones forzadas por calentamiento diferencial

La circulación generada por la UHI (UHIC) también conocida como brisa urbana es inducida por el calentamiento diferencial entre la zona urbana y su entorno rural. La UHIC se ha observado en muchas ciudades (Hidalgo et al., 2008b; Wong et al., 1978) y ha sido simulada numéricamente (Hidalgo et al., 2008a; Ryu et al., 2013).

La UHIC se caracteriza por un flujo hacia el interior del centro de la ciudad, esto se debe al sistema de baja presión que se forma sobre el área urbanizada, por continuidad de masa el aire asciende a niveles de mayor altura. En niveles altos por debajo del límite

máximo de la PBL, hay divergencia (flujo de salida) hacia el área rural circundante y el movimiento descendente hacia el exterior tiende a ser débil (Figura 2.5) (Ganbat et al., 2015). Básicamente, la UHIC forma celdas de circulación cerrada que se forman sobre la fuente de calor (Fan et al., 2018; Jazcilevich et al., 2003).

La UHIC es más fuerte durante el día que durante la noche. Por ejemplo, la PBL simulada sobre el área de París en Francia era más profunda durante el día que durante la noche, con un flujo convergente (divergente) de 5 a 7 $m s^{-1}$ en los niveles inferiores (superiores) y velocidades verticales ascendentes de aproximadamente 1 $m s^{-1}$ (Lemonsu et al., 2002).

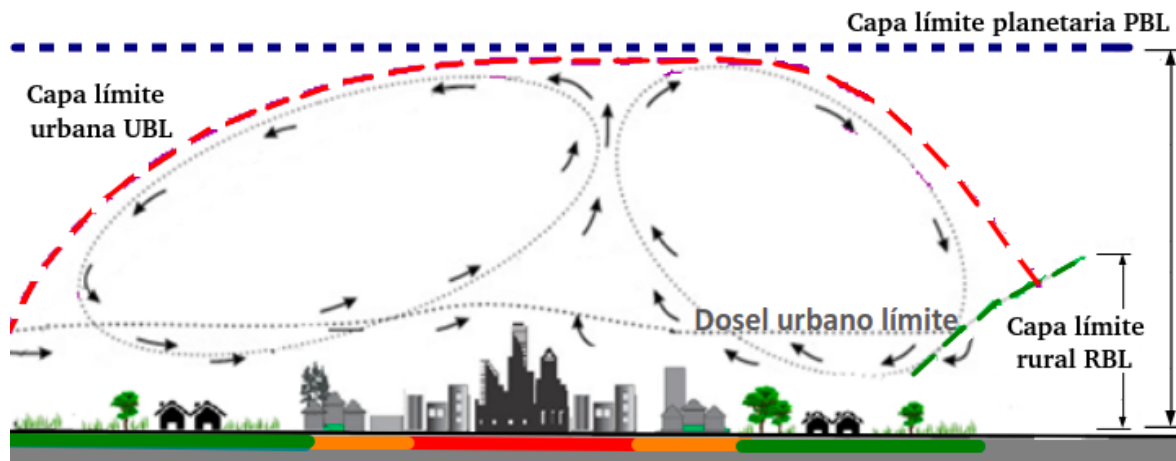


Figura 2.5: Circulación en celda forzada térmicamente por el calentamiento diferencial en superficie generado por la presencia de la isla de calor (UHI), Figura modificada de Gunawardena et al. (2017)

2.4 Crecimiento urbano en el valle de México

El valle de México se ubica sobre los 19° 20' latitud norte y 99° 05' longitud oeste, formando parte de una cuenca, la cual tiene una elevación promedio de 2250 msnm y una superficie de 9560 km²; está integrada por una parte del Estado de México, el sur del Estado de Hidalgo, el sureste de Tlaxcala y la Ciudad de México (antes de 2016, Distrito Federal).

Durante las últimas décadas, el valle de México ha experimentado una importante expansión urbana en una cuenca que anteriormente estaba cerrada y que alguna vez soportó

un gran sistema lacustre (Benson-Lira et al., 2016). En el siglo XVI, el sistema lacustre se extendía en el interior de la cuenca endorreica que abarcaba un área aproximada de 1500 km². Este sistema lacustre fue desecado y en la actualidad queda tan sólo cerca del 1.3% de su área original (López-Espinoza et al., 2019).

Antes del siglo XIX, la extensión horizontal de la mancha urbana tenía escasa expansión que era difícilmente visualizarla en un mapa. A partir de esos años, comenzó un crecimiento considerable del área urbana⁵. Alrededor de la década de 1950, la metrópoli se encontraba dentro de los límites de la Ciudad de México, donde habitaba el 99% de la población de la región. Sin embargo, en las décadas siguientes el crecimiento demográfico alcanzó las tasas de crecimiento más altas de la historia. Las localidades urbanas crecieron a un ritmo más rápido que la población en su conjunto; es decir el grado de urbanización aumentó en 50 años del 37% en 1940 al 67% en 1990 (Di Pietro, 2021). Por lo que, la distribución espacial urbana sobrepasó los límites de la Ciudad de México (Población (Mexico), 1998).

Entre 1990 y 2000 la población del centro de la Ciudad de México (que incluye el Distrito Federal), aumentó solamente un 1.3%, mientras que la población de la periferia (que incluye 40 municipios del Estado de México), aumentó un 2.9%. La población dentro de la Ciudad de México (la parte sur-central de la urbanización) ahora es de más de 8 millones de personas, con más de 20 millones de personas viviendo en el área metropolitana (Aguilar, 2008).

En décadas posteriores, el crecimiento urbano se dio en mayor medida en el territorio del Estado de México, mientras que en la Ciudad de México se comenzaron a invadir las áreas protegidas en las alcaldías de Iztapalapa, Tláhuac, Xochimilco (Merlín-Uribe et al., 2013), Tlalpan, Magdalena Contreras y Milpa Alta (Saavedra et al., 2011).

De acuerdo con la Organización de las Naciones Unidas (Nations, 2018), la zona metropolitana de la Ciudad de México cuenta con 21 millones 581 mil habitantes, ubicándose en el quinto lugar mundial de población comparado con Tokio, Japón, que ocupa el primer lugar con 37 millones 468 mil habitantes. El valle de México es la región más poblada del país. En la actualidad, la urbanización se extiende como un conglomerado

⁵<https://lincolnst.edu/research-data/data/atlas-urban-expansionMexico> Consultado en Diciembre, 2021

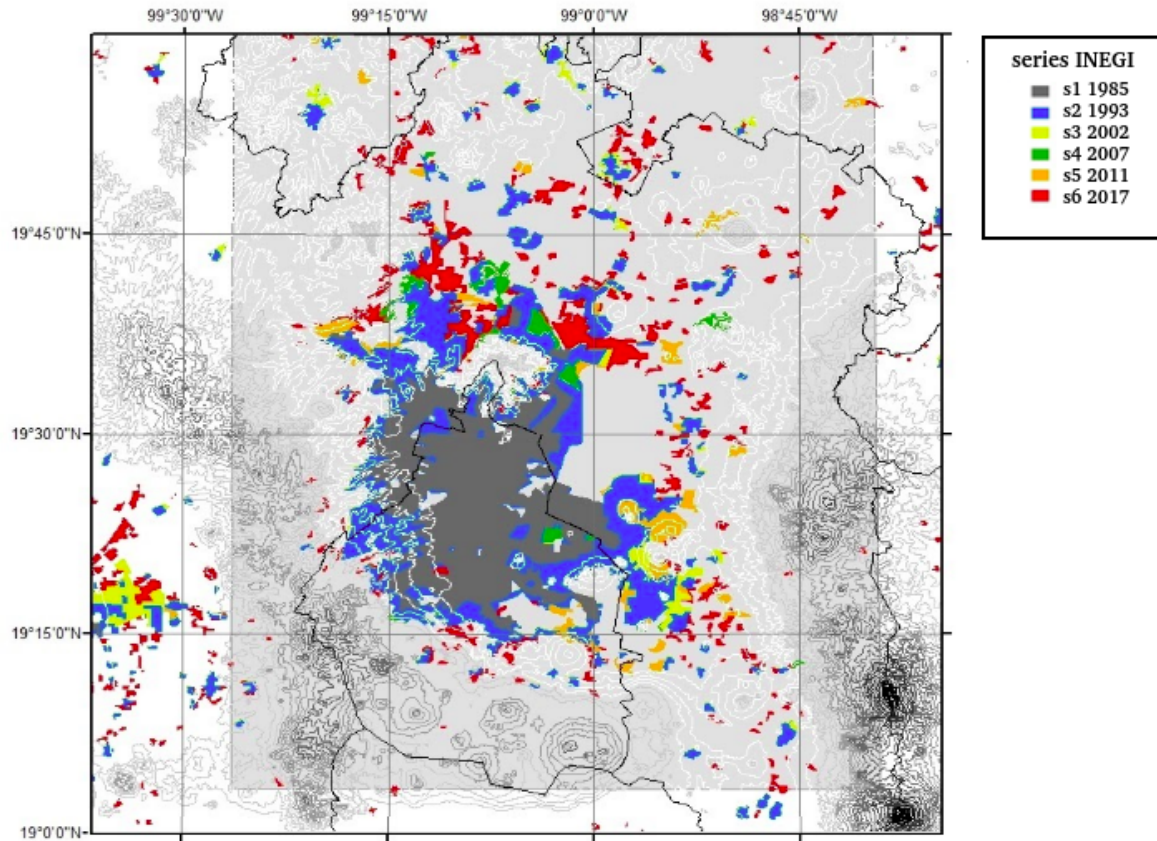


Figura 2.6: Expansión urbana del valle de México de 1987 a 2017, con base en las series de INEGI.

compacto sobre gran parte de la Ciudad de México, con áreas urbanas distribuidas en forma discontinua y segregada en el Estado de México (Figura 2.6).

Aunque la tasa de crecimiento poblacional pronosticada para 2035 y 2050 comienza a disminuir para esos años (CONAPO⁶). Se proyecta que casi la totalidad de la expansión urbana en las próximas décadas se producirá en el Estado de México con una mayor concentración en la parte conurbada. En la Ciudad de México la expansión urbana se dará de la parte urbana hacia la periferia, llegando a reducir parte de las áreas naturales restantes e invadir las áreas naturales protegidas.

⁶<https://www.gob.mx/conapo/documentos/cuadernillos-estatales-de-las-proyecciones-de-la-poblacion-de-mexico-y-de-las-entidades-federativas-2016-2050-208243?idiom=es> Consultado en Enero, 2022

2.5 Modelo WRF

El modelo atmosférico de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting Model*) es un modelo numérico de última generación, diseñado para satisfacer las necesidades de pronóstico meteorológico y de investigación atmosférica. Este modelo es adecuado para simular una amplia variedad de aplicaciones meteorológicas a diferentes escalas, desde metros hasta miles de kilómetros. WRF ha sido desarrollado conjuntamente entre: el departamento de *Mesoscale and Microscale Meteorology* (MMM) del *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) y *Earth System Research Laboratory* (ESRL) del *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), *Air Force Weather Agency* (AFWA) y *Naval Research Laboratory* (NRL) del *Department of Defense*, el *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) en la *University of Oklahoma* y *Federal Aviation Administration* (FAA) con la colaboración de científicos universitarios (Skamarock et al., 2008). El trabajo colaborativo ha permitido su constante actualización, actualmente se ha liberado la versión 4.0 del modelo.

El sistema de modelación del modelo WRF está conformado por el pre-procesamiento, la ejecución del modelo WRF, que es la parte en la que se incluyen las parametrizaciones, y el post-procesamiento (Figura 2.7).

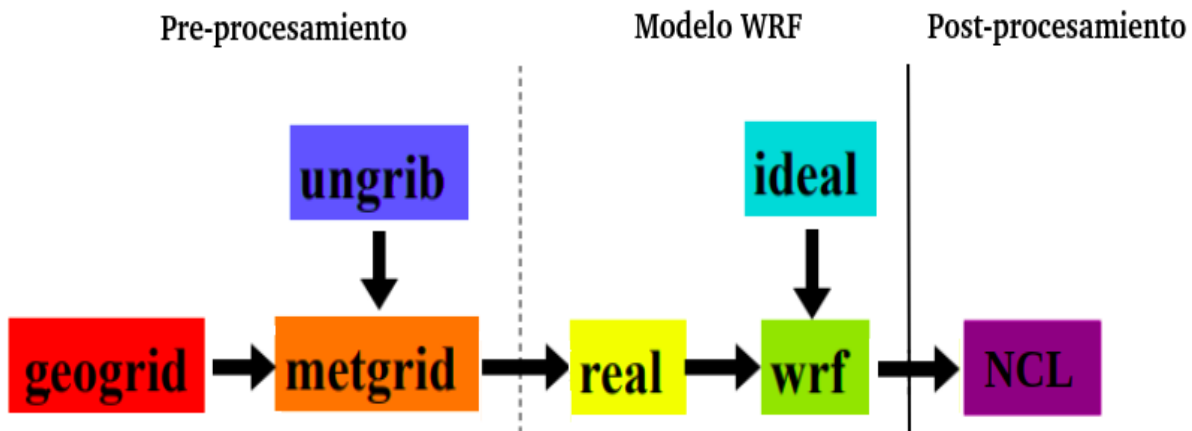


Figura 2.7: Diagrama del sistema de modelación de WRF, pre-procesamiento, ejecución del modelo y post-procesamiento.

El pre-procesamiento consiste de:

- Geogrid: se ingresan los datos estáticos, es decir son datos que no cambian con el tiempo como es la topografía del terreno.
- Ungrid: se encarga de decodificar los datos meteorológicos que proceden de archivos grib, en caso de que los archivos se puedan extraer en netcdf no es necesario emplear ungrid.
- Metgrid: recorta los datos estáticos y meteorológicos a las dimensiones del mayor dominio que se va a simular.

Posteriormente se eligen los niveles en la vertical en los que se generaran las simulaciones y en *real* se lleva a cabo la interpolación de los datos meteorológicos a estos niveles para poder ejecutar el modelo WRF.

El WRF está conformado por el núcleo dinámico y el físico. El primer componente hace la resolución numérica de las ecuaciones, el segundo componente agrupa todas las parametrizaciones físicas que no resuelve el núcleo dinámico y que se resuelven por medio de parametrizaciones⁷.

Básicamente, el núcleo físico de WRF es una colección de parametrizaciones que ofrecen la posibilidad de representar los procesos de transferencia radiativa, convección de cúmulus, microfísica de nubes y procesos implicados en la PBL y en superficie.

A continuación, se presenta una breve descripción de las parametrizaciones físicas del modelo WRF.

- Los esquemas de capa superficial calculan las velocidades de fricción y los coeficientes de intercambio que permiten el cálculo de los flujos de calor y humedad de la superficie (por medio de los modelos de superficie-suelo) y la tensión superficial (en el esquema de capa límite planetaria). Sobre las superficies de agua, los flujos y los campos de diagnóstico se calculan en este mismo esquema (Skamarock et al., 2019).
- La capa límite planetaria es responsable de los flujos verticales a escala de sub-malla debido a los transportes turbulentos en toda la columna atmosférica, no sólo la capa

⁷Las parametrizaciones físicas se aplican cuando algunos de los procesos atmosféricos son muy pequeños (escala de sub-malla) para ser calculados directamente, la solución se diseña en función de observaciones y leyes de la física.

límite. Por lo tanto, cuando un esquema PBL se activa, la difusión vertical explícita se desactiva con la suposición de que el esquema de PBL manejará este proceso. Los flujos superficiales son proporcionados por la capa superficial y los esquemas de la superficie-suelo. Los esquemas de PBL determinan los perfiles de flujos dentro de la capa límite de mezcla y la capa estable, y así proporcionan tendencias atmosféricas de temperatura, humedad (incluyendo nubes) y momento horizontal en toda la columna atmosférica. Los esquemas de PBL consideran la mezcla seca, pero también pueden incluir efectos de saturación en la estabilidad vertical que determina la mezcla.

- Los esquemas de radiación proporcionan calentamiento atmosférico debido a la divergencia del flujo radiativo y la radiación de onda larga y onda corta hacia la superficie. La radiación de onda larga incluye radiación infrarroja o térmica absorbida y emitida por gases y superficies. El flujo de radiación en onda larga proveniente del suelo está determinado por la emisividad de la superficie que a su vez depende del tipo de suelo, así como de la temperatura y humedad del suelo. La radiación de onda corta incluye longitudes de onda que componen el espectro solar. Por lo tanto, la única fuente es el Sol, pero los procesos incluyen la absorción, la reflexión y la dispersión en la atmósfera y en las superficies. Para la radiación de onda corta, el flujo saliente de la superficie es el reflejo debido al albedo superficial. Dentro de la atmósfera, la radiación responde a las distribuciones de vapor de agua y nubes pronosticadas por el modelo, así como a concentraciones especificadas de dióxido de carbono, ozono y (opcionalmente) de gases traza.
- Las parametrizaciones microfísicas son esquemas que incluyen explícitamente soluciones para los procesos de vapor de agua, formación de nubes y precipitación.
- Las parametrizaciones de cúmulos son responsables de los efectos de la convección y/o nubes someras a la escala de sub-malla. Estos esquemas representan los flujos verticales (masa, energía y momento debido a corrientes ascendentes-descendentes) y la compensación del movimiento (fuera de las nubes) que no son resueltas por la malla computacional del modelo.

Estas parametrizaciones físicas están interconectadas de tal forma que los resultados

de algunas parametrizaciones sirven como datos de entrada para resolver otro tipo de parametrizaciones. En la figura 2.8 se muestra la interconexión entre las parametrizaciones.

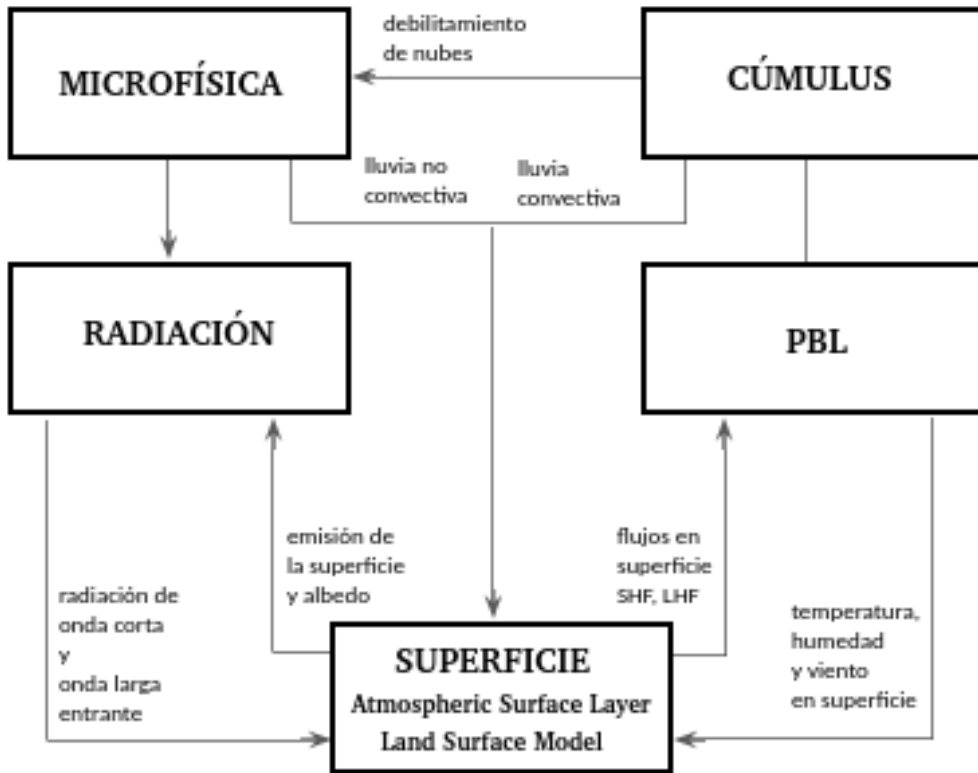


Figura 2.8: Interacción entre las parametrizaciones físicas del modelo WRF (Dudhia, 2015). La parametrización consiste en la representación de los procesos físicos a escalas espaciales y temporales demasiado pequeñas para ser resueltos explícitamente por la dinámica del modelo (Stensrud, 2009)

Capítulo 3

Metodología

3.1 Área de estudio y datos

Las características fisiográficas importantes del valle de México incluyen su ubicación tropical (20° N), alta elevación (2250 msnm), y el confinamiento orográfico en sus lados oeste y sur por una cadena montañosa casi continua con cimas que alcanzan los 3930 msnm. En su esquina sureste, un paso de montaña se extiende hacia el sur a lo largo de las montañas orientales que alcanzan máximos de altura de 5400 msnm (Popocatepetl e Iztaccíhuatl) y lo conecta con un profundo valle al sur (Cuenca de Morelos) 1000 m más abajo. Hacia el norte, existen pequeñas formaciones montañosas en medio del valle lo que permite que la cuenca de México este abierta a la Sierra Madre Oriental y finalmente al Golfo de México, donde extrae parte de su humedad de los vientos del este durante las estaciones seca (invierno) y húmeda (verano) (Whiteman et al., 2000). Las variaciones en la altura del terreno definen el valle en la parte central donde el área urbana se extiende principalmente hacia la ladera de la Sierra del Ajusco (Figura 3.1).

El valle de México se caracteriza por tener una razón de aspecto (RA) muy pequeña. La RA es la relación entre el alto de las montañas H a partir de la altura de la meseta con la extensión del valle L tomando como referencia las cimas de las montañas. Por ejemplo, a una latitud de 19.25° la extensión horizontal aproximada es de 50 km y considerando la altura máxima de la Sierra del Ajusco:

$$RA = \frac{H}{L} = \frac{H_{Ajusco} - H_{meseta}}{L_{lat19.25^\circ}} = \frac{1.6km}{50km} = 0.032. \quad (3.1)$$

En algunos valles cuando la distribución de la extensión del valle con la altura de la montañas es muy similar del tal forma que $RA \approx 1$ permite el desarrollo de circulaciones orográficas valle-montaña, como es el caso de los estudios realizados por Rendón et al. (2014, 2020). En cambio, para el valle de México que tiene un $RA \ll 1$ se desarrollan circulaciones de vientos ascendentes y descendentes en laderas.

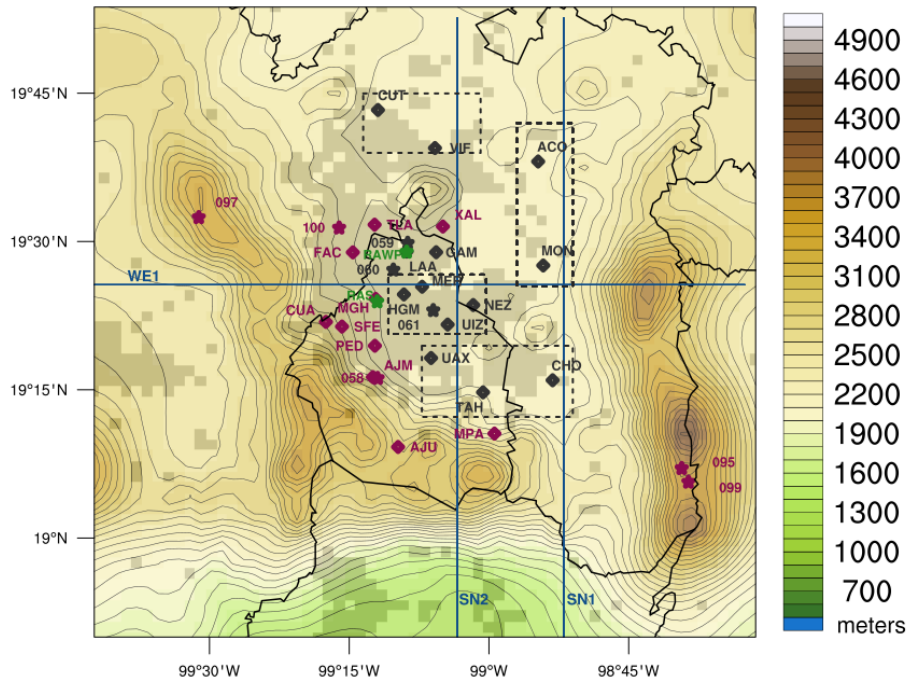


Figura 3.1: Topografía de la cuenca de México disponible en el modelo Weather Research and Forecasting Model (WRF) para el dominio computacional más interno a una resolución espacial de 2 km, contornos cada 100 m. Los sitios con etiquetas numéricas representan estaciones meteorológicas de superficie del SMN y los puntos violetas y negros son estaciones mantenidas por SEDEMA. El contorno negro indica los límites de la Ciudad de México dentro de la Cuenca de México. Los puntos violetas son todas las estaciones de montaña ubicadas en varias elevaciones dentro de la cuenca de México. Los puntos verdes representan las posiciones del radiosondeo (RAS) y del perfilador de viento del radar Doppler (RAWP). Los rectángulos punteados representan áreas de conjuntos de estaciones de superficie a elevaciones similares. Las líneas indicadas como SN1 y SN2 representan transectos sur-norte en longitudes de 98.86° W y 99.06° W y la línea WE1 representa el transecto oeste-este en 19.43° N, respectivamente. Los píxeles de color gris claro representan la extensión del área urbana actual cubierta por la Ciudad de México, pueblos y ciudades circundantes.

Un elemento de gran importancia en el análisis del clima o de condiciones meteorológicas específicas de una región es contar con bases de datos completas y confiables que nos permitan caracterizar con el mayor detalle el fenómeno meteorológico. Para llegar a generar una base de datos es necesario recabar toda la información posible proveniente de distintas redes de estaciones meteorológicas, radiosondeos, radar y estimaciones por satélite.

A continuación, se detallan los datos disponibles en superficie, en la vertical y en malla.

3.1.1 Datos en superficie

REDMET

REDMET (Red de Meteorología y Radiación Solar) pertenece al Sistema de Monitoreo Atmosférico de la Ciudad de México. Las bases de datos contienen información de los parámetros meteorológicos que se registran cada hora desde 1986, los registros se presentan en hora local. Los parámetros meteorológicos que miden son: temperatura ($^{\circ}\text{C}$), humedad relativa (%), dirección ($^{\circ}$) y magnitud del viento ($m\ s^{-1}$). De las 67 estaciones que conforman la base REDMET, 20 dejaron de funcionar a partir de 2010 y 20 estaciones no contienen registros, las 27 estaciones restantes son las que se emplean para formar la base de datos (Ver Tabla 3.1).

EMAS

Las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS) son parte del Servicio Meteorológico Nacional, en total se encuentran distribuidas 187 EMAS en el país.¹ Para la zona de estudio se encuentran 12 estaciones, 4 en el Estado de México, 4 en la Ciudad de México y 4 en el Estado de Morelos (Tabla 2.1). Las variables que registran son: dirección ($^{\circ}$) y magnitud del viento ($km\ h^{-1}$), dirección de ráfaga, velocidad de ráfaga ($km\ h^{-1}$), temperatura ($^{\circ}\text{C}$), humedad relativa (%), presión atmosférica (hpa), precipitación acumulada en 10 minutos (mm), y radiación solar (Wm^{-2}).

¹<https://smn.conagua.gob.mx/es/obser-vando-el-tiempo/estaciones-meteorologicas-automaticas-em> Consultado en mayo 2021.

Tabla 3.1: Ubicación de las estaciones. ID se refiere al identificador de la estación. Lat y Lon es la latitud y longitud. Elev es la altura en metros sobre el nivel del mar.

ID	Lat (°N)	Lon (°W)	Elev (m)	Estación
ACO	19.64	98.91	2198	ACOLMAN
AJU	19.15	99.16	2942	AJUSCO
AJM	19.27	99.21	2548	AJUSCO MEDIO
CHO	19.27	98.89	2253	CHALCO
CUA	19.37	99.29	2704	CUAJIMALPA
CUT	19.72	99.20	2263	CUAUTITLAN
FAC	19.48	99.24	2299	FES ACATLAN
GAM	19.48	99.09	2227	GUSTAVO A. MADERO
HGM	19.41	99.15	2234	HOSPITAL GENERAL
LAA	19.48	99.15	2255	LAB. DE ANALISIS AMBIENTAL
MER	19.42	99.12	2245	MERCED
MGH	19.40	99.20	2327	MIGUEL HIDALGO
MPA	19.18	98.99	2594	MILPA ALTA
NEZ	19.39	99.03	2235	NEXAHUALCOYOTL
PED	19.33	99.20	2326	PEDREGAL
SFE	19.36	99.26	2599	SANTA FE
TAH	19.25	99.01	2297	TLAHUAC
UAX	19.30	99.10	2246	UAM XOCHIMILCO
UIZ	19.36	99.07	2221	UAM IZTAPALAPA
VIF	19.66	99.10	2242	VILLA DE LAS FLORES
XAL	19.53	99.08	2160	XALOSTOC
059	19.50	99.15	2240	ENCB II
061	19.39	99.10	2358	TEZONTLE
095	19.12	98.66	4007	ALTZOMONI
097	19.54	99.52	3754	CERRO CATEDRAL
099	19.10	98.64	3682	PARQUE IXTA-POPOCATEPETL
100	19.52	99.27	2364	PRESA MADIN
RAS	19.40	99.20	2313	RADIOSONDEO
RAWP	19.48	99.14	2255	RADAR WIND PROFILER
LIWP	19.32	99.17	2255	LIDAR WIND PROFILER

Todas las variables están en promedios de 10 minutos muestreados cada minuto, excepto para la precipitación que es un acumulado, y para la dirección ($^{\circ}$) y magnitud de ráfaga ($m s^{-1}$) (siendo la ráfaga el viento más intenso en un lapso de 10 minutos). Las mediciones se presentan en hora UTC (Tiempo Universal Coordinado) por lo que para una correcta interpretación se debe considerar en la zona centro del país: la hora UTC – 6 horas en horario de invierno y UTC – 7 horas en horario de verano para calcular el tiempo local estándar (LST).

RAMA

Dentro del análisis también se considera al contaminante ozono (O_3) como indicador para definir el periodo de estudio. Para esto se descargan los datos de la Red Automática de Monitoreo Atmosférico (RAMA) que pertenece a la Secretaría de Medio Ambiente (SEDEMA).² Los registros se encuentran cada hora, a partir de 1986. Los monitores de contaminantes se encuentran instalados en las estaciones REDMET (Ver Tabla 3.1).

3.1.2 Datos en la vertical

Radiosondeo RAS

En la Ciudad de México se lleva a cabo el lanzamiento del radiosondeo (RAS) 76679, la Universidad de Wyoming se encarga de la administración de estos datos.³ Los registros del radiosondeo comienzan desde 1973. Actualmente el lanzamiento se realiza en las instalaciones del SMN en Tacubaya (latitud: 19.4° longitud: 99.2° W elevación: 2313 m agl), en años previos a 1998 el perfil atmosférico se realizaba en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México.

Las mediciones usualmente se realizan a las 00 UTC (18 LST) y 12 UTC (06 LST) con registros esporádicos a las 18 UTC (12 LST). Las variables que registran son: presión (hpa), altura (m), temperatura ($^{\circ}C$), temperatura de punto de rocío ($^{\circ}C$), humedad relativa (%), razón de mezcla ($g kg^{-1}$), dirección del viento ($^{\circ}$), magnitud del viento (nudos), temperatura potencial (θ), temperatura potencial equivalente (θ_e) y temperatura potencial

²<http://www.aire.cdmx.gob.mx/default.php?opc=%27aKBh%27> Consultado en mayo 2021.

³<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> Consultado en mayo 2021

virtual (θ_v). Además, proporciona otros parámetros dinámicos y termodinámicos como: la energía potencial disponible (*CAPE*), Inhibición de convección (*CI*), número de Bulk Richardson, agua precipitable en el sondeo (*PW*), entre otros.

Perfilador RAWP

El Radar perfilador de Centro 5 (RAWP) pertenece a SEDEMA de la Ciudad de México. El equipo se encuentra ubicado al noreste del valle de México, a 19.48° de latitud y -99.15° de longitud (Figura 3.1). El radar es un equipo RAPTOR VAD-BL (Lau et al., 2013) (Figura 3.2), la frecuencia a la que emite es de 915 MHz. La resolución del perfil es de 70 a 550 m, con un alcance aproximado de 4000 m. De tal forma que obtiene un perfil cada 6 minutos. Las variables proporcionadas son fecha, hora, minuto, altura (m), velocidad del viento (ms^{-1}) y dirección del viento ($^\circ$). Las mediciones proporcionadas por la SEDEMA corresponden del 01 de enero al 09 de octubre de 2017.



Figura 3.2: Radares meteorológicos, lado izquierdo Lidar UNAM WINDCUBE 100S , lado derecho radar RAPTOR VAD-BL (Lau et al., 2013).

Perfilador LIWP

El Lidar UNAM (LIWP) pertenece a la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos. El perfilador se encuentra ubicado en la azotea del Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático. La ubicación es 19.326° de latitud y -99.179° de longitud. El equipo es un Leosphere WINDCUBE 100s (Toulouse, Francia) (Figura 3.2). El láser tiene una potencia máxima de 5mW con pulsos de $400 - 100 \cdot 10^{-9}$ s o nanosegundos (ns), la longitud de

onda es de 1543 nm. La resolución del perfil es de 50 a 200 m, con un alcance aproximado de 3000 m (tanto la resolución como el alcance está en función de la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera). Se obtiene un perfil cada 30 minutos o puede llegar a tener una resolución temporal de cada 10 minutos. Las variables que proporciona el perfilador son: fecha, hora, minutos, elevación ($^{\circ}$), rango (m), componentes del viento en u, v y w (ms^{-1}). Los datos del perfilador comienzan el 25 de enero de 2017 y continúan con las mediciones hasta la fecha, con ausencias esporádicas.

3.1.3 Datos en malla regular - reanálisis

Los reanálisis son datos en mallas regulares, en los que se integran observaciones y estimaciones meteorológicas mediante modelos que imponen restricciones físicas a los campos generados en puntos de malla (Kalnay et al., 1996). Existen varios grupos de científicos a nivel mundial que se encargan de desarrollar los reanálisis, los más conocidos son los de Centro Nacional para la investigación Atmosférica / Pronóstico Ambiental NCEP/NCA, Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas (ECMWF, por sus siglas en inglés) y los de la Agencia Meteorológica de Japón. La ventaja que se puede adquirir en utilizar un reanálisis en específico es la resolución espacial y temporal que pueda proporcionar al área de estudio.

La nueva versión de reanálisis de ECMWF proporciona la resolución espacial y temporal más alta. ERA5 es la quinta generación de datos de reanálisis global atmosférico del ECMWF, está disponible con una resolución de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ a partir de 1979, con una resolución de tiempo de cada hora (Hersbach et al., 2020). Los datos están disponibles para toda el área terrestre con una malla aproximada de 30 km y resuelven la atmósfera utilizando 137 niveles desde la superficie hasta una altura de 80 km. ERA5 proporciona estimaciones de una gran cantidad de variables climáticas atmosféricas, terrestres y oceánicas. Los reanálisis ERA5 se obtiene del Archivo de Datos de Investigación, que es mantenido por el Laboratorio de Sistemas Computacionales y de Información del Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2017).⁴

⁴<https://r.da.ucar.edu/datasets/> Consultado en mayo 2021.

3.2 Detección de caso de estudio

3.2.1 Condiciones de forzante sinóptico débil

Es importante detectar los días de estudio bajo condiciones de forzante sinóptico débil, esto permite que las condiciones de mesoescala se desarrollen con mayor intensidad. En analogía al algoritmo desarrollado por Hodges (1994, 1995) que permite identificar sistemas meteorológicos temporales de escala sinóptica, se desarrolló un algoritmo en función de la altura geopotencial y de la vorticidad para encontrar sistemas anticiclónicos que generan condiciones de gran estabilidad en el valle de México.

- a) El método consiste en identificar los días en los que el radiosondeo de las 18 LST presenta una capa estable, asociado a la presencia de inversiones por subsidencia.
- b) Con los datos de ERA5, se calcula el valor promedio de altura geopotencial en el área de estudio A y en un área mucho mayor B que el área de estudio a un mismo nivel de presión (para el caso del valle de México aplica los niveles de presión de 700 hpa y 500 hpa, debido a la altura a la que se encuentra la meseta). Entonces $C = B - A$, si la diferencia C es negativa indica que está presente un sistema de alta presión. Por el contrario, si la diferencia C es positiva, el valor se asocia a una circulación ciclónica y por lo tanto, el día se descarta del análisis.
- c) Se verifica que existan vorticidades negativas en el área A, lo que implica un giro anticiclónico. El valor umbral de vorticidad empleado es de -10^{-5} s^{-1} .
- d) Se analizan las condiciones sinópticas a niveles de 700 hPa y 500 hPa extraídos de los datos de reanálisis de ERA5 para verificar las condiciones esperadas.

3.2.2 Criterios meteorológicos

La investigación se centra en el inicio del período cálido, que corresponde a febrero cuando la intensidad de UHI es mayor en el valle de México (Cui et al., 2012). Para encontrar casos de estudio con las mejores condiciones, adicional al análisis de condiciones sinópticas, se aplicaron restricciones con los siguientes criterios meteorológicos:

- (1) Precipitación nula en las estaciones EMAS del SMN.
- (2) Cielos despejados a partir de las mediciones de radiación solar en las estaciones del SMN, lo cual fue verificado con datos de cobertura nubosa de MODIS.
- (3) Gradientes verticales de temperatura potencial θ tales que $d\theta / dZ > 9.8 K km^{-1}$ de la radiosonda de la mañana a las 0600 LST (Whiteman et al., 2000).
- (4) Concentración de ozono mayores a 100 ppm (partes por millón) extraídos de la red de calidad del aire de SEDEMA.

3.3 Actualización del uso/cobertura de suelo de WRF

El modelo WRF proporciona dos bases de datos alternativas de uso/cobertura de suelo (LULC, por sus siglas en inglés): la base de datos generada en 1993 por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), y la base de datos del Espectroradiómetro de imágenes de resolución moderada (MODIS) generada en 2001. Ambos conjuntos de datos no están actualizados y no son precisos para todas las regiones y algunos tipos de cobertura del suelo, como las zonas urbanas (He et al., 2017; Kirthiga et al., 2018; López-Espinoza et al., 2012; Sertel et al., 2010).

En el modelado atmosférico, una representación precisa de LULC es clave porque dicha información afecta la estimación correcta de los flujos de energía y humedad, la circulación atmosférica y, en consecuencia, la calidad de las simulaciones climáticas y meteorológicas regionales. El Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) es la agencia federal que recopila y distribuye la información LULC de México que se puede descargar de su página web⁵. Hasta la fecha se han liberado seis series de mapas para la República Mexicana que representan distintos años de registros. La serie-VI representa los últimos mapas de LULC producidos para México con una descripción LULC mucho más confiable que los disponibles actualmente para el modelo WRF. Para obtener un LULC adecuado para WRF, se reclasifica el LULC serie-VI en las 24 categorías definidas por el USGS al tiempo que se incluyen las características fenológicas y geográficas particulares de los tipos de vegetación del INEGI. Por último, se hace coincidir el sistema de coordenadas y

⁵(<https://www.inegi.org.mx/temas/usuarios> consultado el 27 de enero de 2021)

la resolución espacial de la serie-VI con el LULC del USGS original (consulte el estudio de Rivera-Martínez (2018) para obtener detalles técnicos).

Como se comentó anteriormente, el LULC de USGS predeterminado del modelo WRF subestima el área actual de urbanización en el valle de México. Para tener un panorama de la desigualdad de las áreas, al comparar el área urbana de USGS (1993) con la correspondiente serie de INEGI, se subestima en un 60% el área real de urbanización que se presentaba en 1993 de acuerdo a la serie-II de INEGI (Figura 3.3).

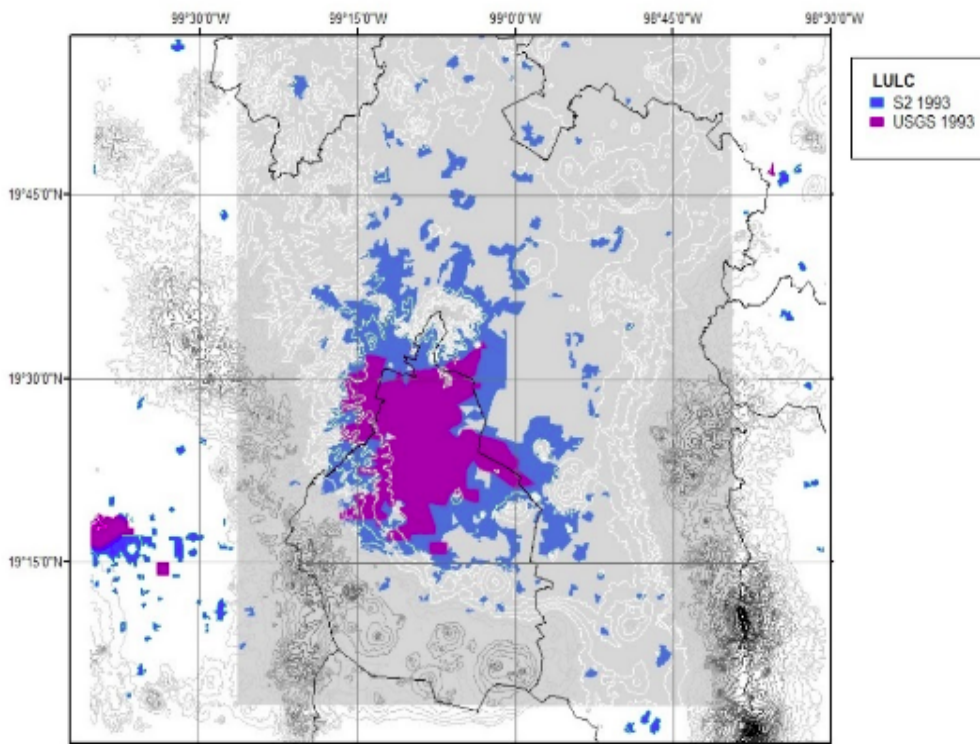


Figura 3.3: Comparación entre el LULC de USGS predeterminado del modelo WRF (píxeles color violeta) respecto a la versión de la serie-II de INEGI correspondiente a 1993 (píxeles color azul). El LULC del modelo WRF subestima el área actual de urbanización en el valle de México.

3.4 Configuración del modelo WRF y pruebas de sensibilidad

En este estudio, usamos la versión 4.0 del sistema de modelo atmosférico de mesoescala, *Weather Research and Forecasting* (WRF, (Skamarock et al., 2019)) para realizar simulaciones realistas e idealizadas sobre el valle de México. La configuración de malla anidada unidireccional consta de 3 dominios (consulte la Figura 3.4) utilizando un espaciado de malla de 18 km en el dominio externo (D01), 6 km en el segundo dominio (D02) y 2 km en el dominio más interno (D03). Este último consta de 63 celdas en la dirección oeste-este y 60 celdas en la dirección norte-sur. Este dominio está diseñado para captar los fenómenos locales orográficamente forzados y evitar problemas asociados a la proximidad a sierras (Para mayor detalle consulte la sección: Experimentos de sensibilidad a la resolución espacial).

Todas las simulaciones utilizan 76 niveles verticales sigma, distribuidos de la siguiente manera: 20 niveles desde el fondo del valle hasta 2250 m con una resolución de aproximadamente 50 m para los primeros 5 niveles, 30 niveles entre 2250 m y 6000 m y los 26 restantes entre 6000 m y 16,000 m. La elección de una gran resolución vertical está guiada por la necesidad de resolver dentro de la capa límite atmosférica la estructura vertical del sistema de viento en las laderas de las montañas y el fondo del valle. Las condiciones iniciales y de límite inferior de los experimentos numéricos se obtienen de la generación más actual de datos de reanálisis global atmosférico del ECMWF, ERA5 (Hersbach et al., 2020).

Finalmente, la parte de análisis y el procesamiento visual de resultados fueron generados con The NCAR Command Language (Version 6.6.2) [Software]. (UCAR/NCAR/CISL/VETS, 2016).

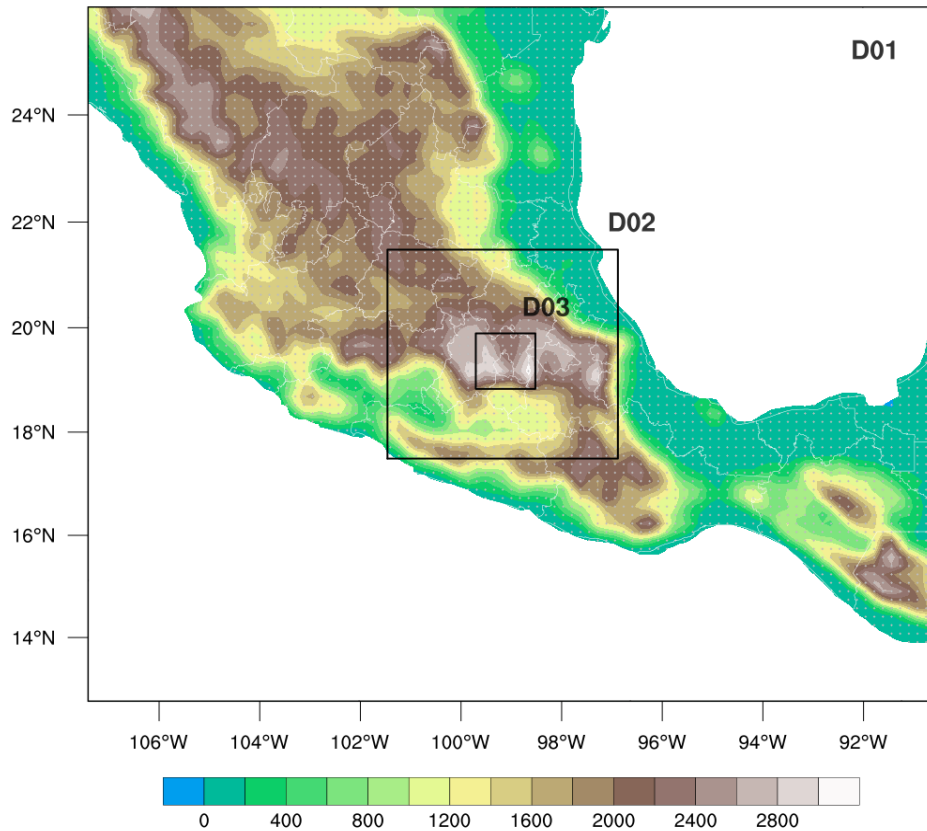


Figura 3.4: Distribución de dominios computacionales que abarcan México y la Cuenca de México (dominio D03) para el modelo WRF. Los dominios D01, D02 y D03 tienen una resolución horizontal de 18, 6 y 2 km respectivamente.

Los experimentos comienzan dos días antes del caso de estudio detectado como “ideal” a las 0000 LST y finalizan dos días después a las 2300 LST, con salidas del modelo cada 10 minutos. Las primeras 24 horas no se consideran en el análisis, ya que forman parte de la puesta en marcha del modelo requerido.

El modelo se configura con las siguientes parametrizaciones físicas: El modelo de transferencia radiativa rápida para modelos de circulación global (Iacono et al., 2008) se utiliza para parametrizar la radiación de onda larga y de onda corta. El esquema de Kain-Fritsch se selecciona para la representación de convección profunda y superficial en el dominio externo (los dos dominios internos lo tienen desactivado por la resolución de la malla) (Kain,

2004). El esquema WSM6 para microfísica de nubes que considera 6 clases de productos de condensación (Hong et al., 2006a) se activa y desactiva en el dominio D03 sólo para tener en cuenta las posibles nubes orográficas.

Antes de especificar la parametrización de PBL, capa superficial (SL) y microfísica (MP), nuestra perspectiva consiste en obtener primero el mejor experimento de resolución espacial. Este experimento de resolución espacial está en términos de correlación de patrones con datos observacionales utilizando las estadísticas de Taylor (2001) de los seis experimentos definidos en la siguiente subsección. Una vez que obtenemos la mejor resolución espacial procedemos a realizar una serie de pruebas de sensibilidad a la elección de 5 esquemas de PBL, 5 esquemas de SL (sólo aquellos esquemas acoplados a los esquemas PBL), y la activación o desactivación del esquema de microfísica WSM6.

Las diferencias entre las distintas opciones de PBL radican en los enfoques, ya que son conceptualmente muy distintos y pueden dar lugar a evoluciones completamente diferentes de la PBL. Los modelos de mesoescala no pueden estimar los términos de turbulencia del promedio de Reynolds (ver sección 2.1.1), sólo calculan el flujo medio y, por lo tanto, el transporte turbulento necesita ser parametrizado o en algunos casos el modelo puede resolver algunas turbulencias. Cuando se opta por la segunda opción, por lo general, el número de incógnitas⁶ en el conjunto de ecuaciones es mayor que el número de ecuaciones. Para eliminar las incógnitas en las ecuaciones se requiere cerrar el sistema de ecuaciones expresando el término de correlación (Stensrud, 2009). El cierre se puede hacer de varias maneras, ya sea local o no local.

- El cierre no local asume que la cantidad desconocida en un punto está parametrizado por valores de cantidades conocidas en varios puntos en el espacio,
- Para el cierre local una cantidad desconocida en cualquier punto del espacio se parametriza mediante valores o gradientes de cantidades conocidas en el mismo punto.

Las suposiciones de cierre hechas para modelar la turbulencia se nombran después de las ecuaciones pronósticas de orden más alto retenidas.

⁶(Una variable se considera desconocida cuando ni una ecuación diagnóstica ni un pronóstico la definen.)

El cierre de primer orden significa que hay ecuaciones para las variables de estado (u , v , w , T , q) o los primeros momentos, y los términos de covarianza o segundos momentos están parametrizados ($u'v'$). El cierre de segundo orden significa que hay ecuaciones tanto para las variables de estado como para los términos de covarianza, y los términos de triple correlación están parametrizados ($u'v'w'$).

Se espera que cuanto mayor sea el orden, mejor será la aproximación, pero esto añade complejidad y gastos computacionales (Stull, 1988).

A las parametrizaciones de PBL y SL con mejor desempeño se le acopla el modelo más avanzado de superficie terrestre, el Noah-LSM. El Noah-LSM utiliza cuatro capas de suelo (10, 30, 60 y 100 cm espesor) para predecir la humedad del suelo, la temperatura del suelo, el agua/hielo del suelo y la capa de nieve. El modelo Noah-LSM considera una zona de penetración de raíces en los primeros 100 cm bajo tierra, además de procesos de escorrentía. El uso de la tierra (tipo de vegetación), la cobertura de la tierra (fracción de vegetación), la textura del suelo, el albedo, la rugosidad de la superficie y las propiedades hídricas del suelo se obtienen de un cuadro de información y campos 2D (Chen et al., 2001).

3.4.1 Experimentos de sensibilidad a la resolución espacial SRX

Los esquemas de parametrización de la PBL simulan la difusión de masa, energía y cantidad de movimiento por la acción de remolinos turbulentos desde la superficie hasta la parte superior de la PBL y permiten su crecimiento por arrastre con la capa no turbulenta superior. Los modelos SL, por otro lado, usan la teoría de similitud para determinar los coeficientes de intercambio turbulento de flujos de energía, humedad y cantidad de movimiento en la superficie. Estos flujos superficiales son entradas para los esquemas PBL (ver Figura 2.8).

Para obtener la configuración óptima de resolución espacial probamos diferentes configuraciones de dominio computacional, cada uno a una resolución espacial particular. Como tal, proponemos seis experimentos donde la resolución espacial del dominio computacional más interno se establece en 1.0, 2.0 y 3.0 km. Tres de estos experimentos utilizan el Esquema PBL de Mellor-Yamada-Janjic (M), denotado como: SRX1M, SRX2M y SRX3M,

respectivamente. Los tres experimentos restantes utilizan el Esquema PBL de la Universidad de Yonsei (Y), y se denotan como: SRX1Y, SRX2Y y SRX3Y, respectivamente (consulte la Tabla 3.2). Todas las pruebas experimentales usan configuraciones anidadas unidireccionales de malla. La Figura 3.5 muestra cada extensión del dominio computacional, diseñado para capturar fenómenos locales forzados orográficamente y evitar inestabilidades computacionales potenciales asociadas con regiones montañosas escarpadas en la proximidad de sus paredes laterales.

Tabla 3.2: Experimento de configuración de dominio y resolución espacial SRX. La distribución de dominios es de externo a interno. El *Ratio* se refiere al downscaling de las proporciones de reducción de escala entre los dominios, la resolución (*Res*) es el espacio entre cada punto de la malla y *Dim* son los puntos de malla *x*, *y* en el dominio.

SRX	Dominios	Ratio	Res (km)	Dim (x,y)
	1	1	9	160,80
3.0	2	3	3	136,106
1.0	3	3	1	142,145
	1	1	18	99,83
	2	3	6	81,75
2.0	3	3	2	63,60

Para obtener simulaciones realistas cerca de la superficie y en lo alto dentro de la capa límite planetaria, todas las simulaciones utilizan 76 niveles verticales. Se requiere el mayor número de niveles computacionales cerca de la superficie para resolver las fluctuaciones del flujo turbulento en masa, energía y momento de la interacción de la atmósfera con la superficie (Wang et al., 2015). Como se mencionó anteriormente, seleccionamos dos esquemas PBL que se usan a menudo en la literatura de meteorología urbana de mesoescala en la zona de estudio (Benson-Lira et al., 2016; Cui et al., 2012; López-Espinoza et al., 2012; Ochoa et al., 2015): 1) PBL de la Universidad de Yonsei (Y), y 2) Mellor-Yamada-Janjic (M). Además, ambos esquemas PBL se combinan con el esquema de superficie de similitud Monin-Obukhov revisado y los esquemas de superficie de similitud Monin-Obukhov (Janjic Eta), respectivamente. En esta etapa de las pruebas de sensibilidad, desactivamos la parametrización de microfísica (MP) en todos estos seis experimentos. Sin embargo, incluimos el esquema MP para expandir los experimentos de prueba de

sensibilidad a las parametrizaciones físicas de PBL y LS, como se explica a continuación.

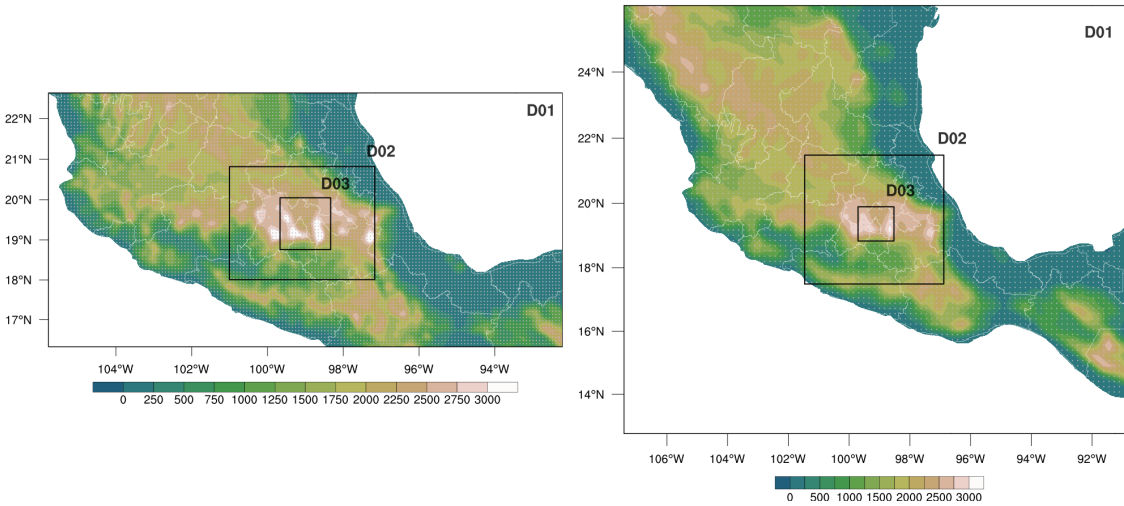


Figura 3.5: Distribución del dominio computacional de WRF que cubre México y la cuenca de México. El panel izquierdo muestra Dominios D01, D02 y D03 con resolución horizontal a 9.0, 3.0 y 1.0 km, respectivamente. El panel derecho muestra lo mismo que el panel izquierdo, excepto por la resolución horizontal de 18.0, 6.0 y 2.0 km, respectivamente. Tenga en cuenta que estas dos configuraciones de dominio contienen las resoluciones de interés para las pruebas de sensibilidad, nombradas como: SRX1, SRX2 y SRX3 km.

Experimentos de Capa Límite (PBL), Surface Layer (SL) y microfísica (MP)

La Tabla 3.3 muestra el tipo y la descripción de los cinco esquemas seleccionados de PBL necesarios para evaluar la sensibilidad del rendimiento computacional de WRF a la elección de esquemas PBL. Los esquemas de PBL son: Asymmetric Convective Model version 2 (A) (Pleim, 2007), the Mellor-Yamada-Janjic (M) (Janić, 2001; Mellor et al., 1974, 1982), Mellor-Yamada Nakanishi and Ninno (N) (Nakanishi et al., 2004, 2006), Yonsei University (Y) (Hong, 2010; Hong et al., 2006a,b), and Total Energy-Mass Flux (T) (Angevine et al., 2010).

Tabla 3.3: Detalles de las parametrizaciones de capa límite planetaria (Cohen et al., 2015)

Esquema PBL	ID	Tipo y descripción
Asymmetric Convective Model	A	<i>Híbrido (local-no local).</i> Cierre de primer orden. Representa el desarrollo diurno de la PBL con procesos no locales y el nocturno con locales.
Mellor-Yamada-Janjic	M	<i>Local.</i> Cierre de orden 1.5 Tiene una ecuación de pronóstico de TKE
Mellor-Yamada Nakanishi and Niino	N	<i>Local.</i> Esquemas de cierre de segundo orden. Retrata con mayor precisión capas mixtas más profundas en comparación con M
Yonsei University	Y	<i>No local.</i> Cierre de primer orden. Representa el arrastre en la parte superior de la PBL explícitamente
Total Energy-Mass Flux	T	<i>Híbrido (local-no local).</i> Cierre de orden 1.5. Representa el desarrollo diurno de la PBL con procesos no locales y el nocturno con locales.

La Tabla 3.4 muestra los cinco esquemas de parametrización de SL utilizadas: the Revised Monin-Obukhov Similarity (01), the Monin-Obukhov (Janjic Eta) Similarity (02), the Nakanishi and Niino surface layer (05), the Total Energy -Mass Flux surface layer (10), and the Old MM5 scheme (91). Los números que representan los SL son acordes con el manual de WRF (Skamarock et al., 2019).

Para ampliar la sensibilidad de WRF a la simulación del viento horizontal (es decir, componente zonal U_{hw} y componente meridional V_{hw}) a 10 metros y niveles superiores, propusimos experimentos con y sin esquemas de microfísica.

Tabla 3.4: Parametrizaciones de capa superficial (SL)

Esquema SL	ID
Revised Monin-Obukhov Similarity	01
Monin-Obukhov (Janjic Eta) Similarity	02
Mellor-Yamada Nakanishi and Niino	05
Total Energy-Mass Flux surface layer	10
Total Old MM5 scheme	91

Esta elección se deriva del hecho de que en la tarde el desarrollo convectivo (que es impulsado por procesos termodinámicos y microfísicos) altera los gradientes de presión locales y, por lo tanto, modifica la magnitud del viento cerca de la superficie y en altura. Usamos el WSM6 como el esquema de MP, la cual es una parametrización de un momento que consistente en 6 clases de hidrometeoros (ver referencia de Hong et al. (2006a) para más detalles).

Tabla 3.5: Experimentos de pruebas de sensibilidad PBL-SL-MP

No.	MP: ON	No.	MP: OFF
01	A01n	10	A01f
02	A91n	11	A91f
03	M02n	12	M02f
04	N01n	13	N01f
05	N91n	14	N91f
06	N05n	15	N05f
07	Y01n	16	Y01f
08	Y91n	17	Y91f
09	T01n	18	T01f

El MP se utiliza en los dominios anidados de mayor resolución, solamente (es decir, 1.0, 2.0, 3.0, 6.0 y 9.0 km) donde la convección se resuelve explícitamente sin recurrir a una parametrización de cúmulos. La tabla 3.5 muestra los 18 experimentos, 9 de los cuales tienen microfísica activa y los 9 restantes sin ella. Los nombres de los experimentos se denotan de la siguiente manera: la primera letra corresponde al esquema PBL, los siguientes dos números determinan el esquema SL. La activación del MP se denota con la letra minúscula final, f (apagado) para indicar que la microfísica está desactivada y n (encendido) para la opción activada de MP. Nótese que el conjunto de experimentos es un

subconjunto de todas las posibles combinaciones ya que no todas son compatibles entre sí (consulte el manual de referencia de WRF (Skamarock et al., 2019)).

Métricas

En esta sección, definimos un conjunto de métricas que nos permiten encontrar la configuración óptima de todos los experimentos definidos en las secciones anteriores. Estas métricas se basan en minimizar los errores de simulación y tiempo de ejecución. Con el fin de obtener la mejor configuración de parametrizaciones físicas, utilizamos las siguientes cuatro métricas estadísticas: 1) el coeficiente de correlación de Pearson (P), error cuadrático medio (RMSE) normalizado (por la desviación estándar observada), la relación entre la desviación estándar del modelo y la de la observación (SDR), y el sesgo (B).

$$P = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Mv_i - \mu_M}{\sigma_M} \right) \left(\frac{Ov_i - \mu_O}{\sigma_O} \right). \quad (3.2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Mv_i - Ov_i)^2}{n\sigma_{Ov}^2}}. \quad (3.3)$$

$$SDR = \frac{\sigma_{Mv}}{\sigma_{Ov}}. \quad (3.4)$$

$$B = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Mv_i - Ov_i). \quad (3.5)$$

Donde Mv_i y Ov_i corresponden a las variables observadas y modeladas, respectivamente. En el caso de la modelación de datos, este se refiere al punto más próximo a el i_{th} sitio observacional y n es el número total de puntos observacionales. La μ 's y σ 's son el promedio y la desviación estándar de las variables correspondientes de modelación y observaciones, respectivamente.

La Figura 4.3 muestra el diagrama de Taylor, que es una representación gráfica de estas medidas estadísticas, excepto el sesgo B. Los ejes x , y y muestran la relación SDR que da información sobre la comparación entre el modelo y la variabilidad observada. Cuando, tanto el modelo como las observaciones coinciden con sus desviaciones estándar, $SDR=1$ (ver la etiqueta REF en el eje x). El coseno del ángulo entre el eje x y un punto en el

diagrama es la P, y la distancia desde el punto REF en el eje x hasta ese punto es el RMSE normalizado (Taylor, 2001).

3.4.2 Experimentos de control y pruebas de hipótesis

La Figura 3.6a muestra el dominio D03 (ver Figura 3.1) con los nuevos datos LULC de INEGI para el experimento de control (CTRL).

Antes de seguir con este apartado se aclara que para evitar confusiones en la traducción de las categorías de LULC de USGS, estas continuarán con sus nombres en inglés.

Se destacan tres categorías LULC (Figura 3.6 b-d), en cuanto a la cobertura del área: la categoría *Urban and built-up* con 16%, *Dryland cropland and pasture* (denotados como DCP, en lo sucesivo) con 51%, y *Evergreen needleleaf forest* con 12.6%. La Tabla 3.6 muestra todas las categorías LULC y su porcentaje de área cubierta.

Tabla 3.6: Área porcentual de las categorías USGS de la base de datos serie-VI de INEGI y su albedo para la temporada de invierno (Csizar et al., 1999) tomado de LANDUSE.TBL.

Categoría USGS	Área(%)	Albedo%
Urban and built-up	16.00	15.00
Dryland cropland and pasture	51.40	20.00
Irrigated cropland and pasture	6.60	20.00
Cropland/woodland mosaic	0.64	20.00
Grassland	0.66	23.00
Shrubland	0.61	22.00
Deciduous broadleaf forest	1.30	17.00
Evergreen broadleaf forest	4.50	12.00
Evergreen needleleaf forest	12.60	12.00
Mixed forest	4.20	14.00
Water bodies	0.43	8.00
Herbaceous wetland	0.05	14.00
Barren or sparsely vegetated	0.66	23.00
Herbaceous tundra	0.35	15.00

Para explorar el efecto urbano (UE) en la circulación local y el desarrollo de UHI, proponemos tres experimentos de prueba de hipótesis en el dominio D03 con el LULC modificado del experimento CTRL: (1) Experimento VEGX, donde el LULC del CTRL se reemplaza completamente por la categoría DCP (2) Experimento URBX, igual que VEGX excepto que la *Urban and built-up* de CTRL se superpone a la categoría DCP de VEGX,

y (3) experimento NATX, igual que CTRL pero con su categoría LULC de *Urban and built-up* reemplazada por la categoría DCP dominante.

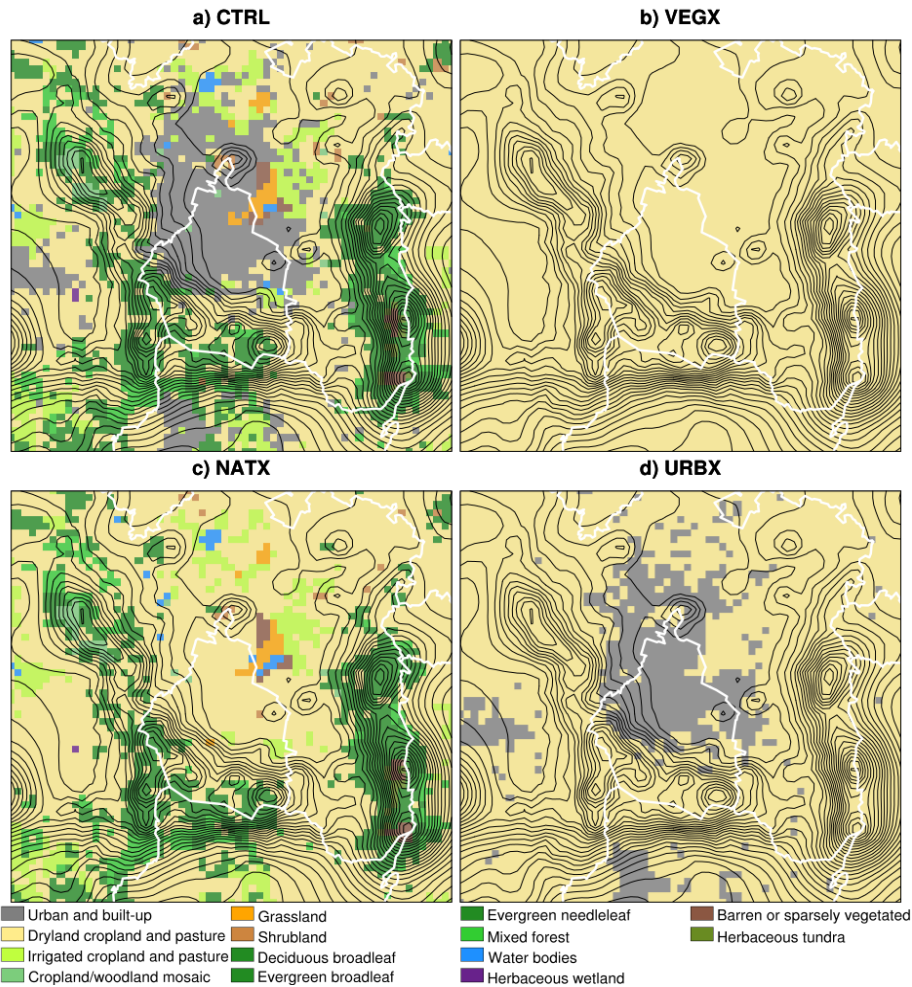


Figura 3.6: Uso y cobertura de suelo para los cuatro experimentos: (a) todas las categorías de LULC de la serie de INEGI correspondientes a el experimento de control (CTRL), (b) considera únicamente la categoría de LULC de *dryland cropland and pasture* (VEGX), (c) el mismo LULC del CTRL pero con la categoría *urban and built-up* reemplazada por la categoría *dryland cropland and pasture*, y (d) el mismo LULC como en el experimento VEGX pero con la categoría *urban and built-up* superpuesta (URBX).

A modo de comparación, la Figura 3.6 muestra la distribución geográfica de LULC en los experimentos de prueba de hipótesis descritos anteriormente, incluido el CTRL. El CTRL y las tres pruebas de hipótesis ayudan a definir dos UE significativos: la diferencia (CTRL-NATX) es la UE manteniendo la LULC heterogénea, y la diferencia (URBX-VEGX) es la UE manteniendo la LULC homogénea (ya que la categoría DCP está en tanto

URBX como VEGX). La hipótesis detrás de estos dos UE es que la diferencia (CTRL-NATX) es más compleja que su contraparte (URBX-VEGX) ya que las condiciones de superficie de LULC no homogéneas pueden generar remolinos de mesoescala dentro del PBL que pueden impactar la circulación local de manera efectiva.

Para investigar más a fondo la UE sobre los patrones de circulación local tridimensionales en el valle de México, usamos *Moist Static Energy* (MSE) definida como:

$$MSE = C_p T + gz + L_v q \quad (3.6)$$

donde L_v es el calor latente de vaporización ($2.5 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), q la humedad específica, y $C_p T$ es la entalpía (J kg^{-1}) y gz es la energía potencial por unidad de masa. Los dos primeros términos de la derecha corresponden al *dry static energy* y el restante al *latent static energy*.

El MSE se conserva después del movimiento adiabático sin condensación de las parcelas (Holton et al., 2013). Las circulaciones sinópticas y locales para este estudio de caso restringen la conversión de vapor de agua en agua condensada (excepto posiblemente durante el ascenso del aire húmedo por las laderas de las montañas), y las únicas fuentes o sumideros significativos de vapor de agua q y MSE se encuentran en el límite inferior y las paredes laterales del dominio de volumen computacional del modelo.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Caso de estudio: condiciones sinópticas y meteorológicas

En total durante el periodo 1979-2019, se obtienen 1820 días con inversiones por subsidencia detectados en el radiosondeo de las 18 LST y los reanálisis ERA5. De 1979 a 2019 se selecciona el año 2017, debido a la disponibilidad de datos en los dos perfiladores de viento.

Al analizar las condiciones de forzante sinóptico del periodo seco de 2017 se elige el caso del día 10 de febrero de 2017. La Figura 4.1 muestra que alrededor de los 20° N, hay un patrón de cresta bien definido centrado precisamente sobre el valle de México en ese momento. Este patrón de circulación es el resultado de un tren de ondas Rossby de latitud media que viaja hacia el oeste con dos valles profundos ubicados en el Pacífico y el Atlántico y una cresta entre los valles sobre el centro de Estados Unidos y México. A 500 hPa, la altura geopotencial y los patrones de viento son muy similares, con sólo cambios menores en la dirección de su contraparte de 700 hPa. Si bien la climatología de febrero muestra crestas sobre el oeste de América del Norte y México, el patrón de circulación en cuestión tiene su centro desplazado hacia el este en relación con la climatología ¹ para una representación de mapas de altura geopotencial con ERA5.

¹Consulte <https://psl.noaa.gov/cgi-bin/data/testdap/plot.comp.pl> consultado el 22 de mayo de 2021

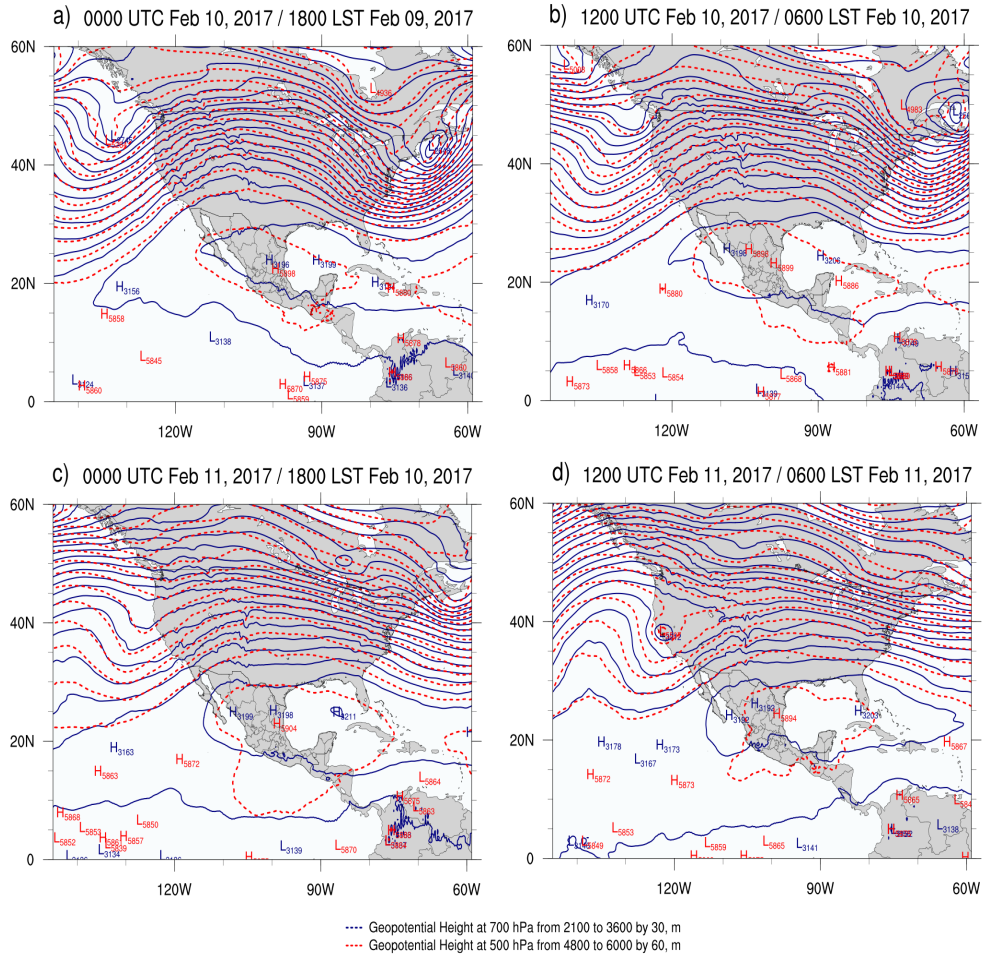


Figura 4.1: Condiciones sinópticas de tiempo meteorológico de reanálisis ERA5 mostrando altura geopotencial a 700 hPa (línea azul) y 500 hPa (línea roja), a las (a) 0000 UTC 10 Feb (18 LST 09 Feb), (b) 1200 UTC 10 Feb (0600 LST 09 Feb), (c) 0000 UTC 11 Feb (1800 LST 10 Feb) y (d) 1200 UTC 11 Feb (0600 LST 11 Feb).

Una característica crítica de este patrón de circulación a gran escala es la fuerte inversión sobre el valle de México, que mantiene los movimientos del aire y la humedad bien confinados dentro de la capa límite atmosférica.

Los perfiles verticales de temperatura, temperatura potencial y del gradiente adiabático del 9 de febrero al 12 de febrero se muestran en la Figura 4.2. Todos los días muestran fuertes inversiones a diferentes niveles en la vertical, pero sólo el 10 de febrero se destaca del resto con el mayor $d\theta / dZ = 10.2 K km^{-1}$ a unos 690 m agl. El 10 de febrero, las concentraciones promedio de ozono muestran 125 ppm, y la radiación solar directa

promedio de 785 W m^{-2} para la mayoría de las estaciones del SMN, lo que está cerca del 90% del valor máximo promedio teórico para el valle de México en esta fecha. Por lo tanto, el 10 de febrero cumple mejor todas las condiciones anteriores.

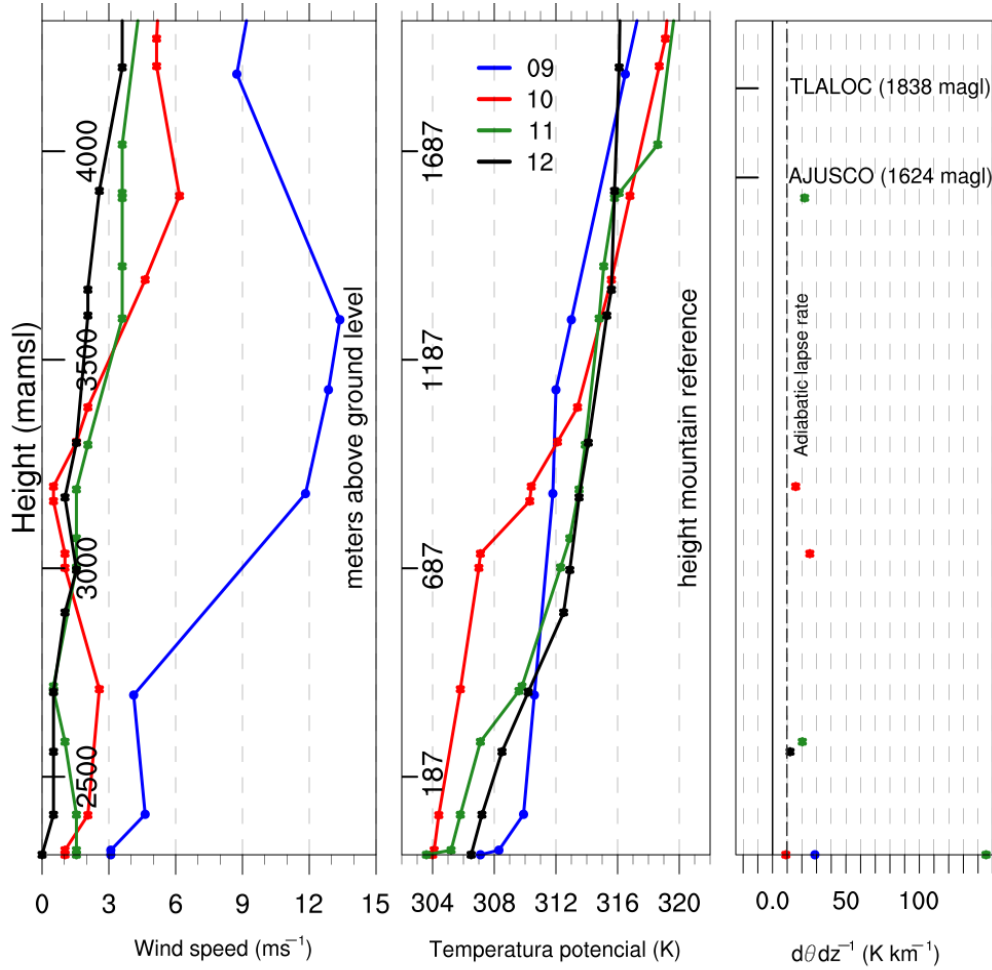


Figura 4.2: Intensidad de viento (m s^{-1}), θ (K) y $d\theta/dz$ (K km^{-1}) perfiles del radiosondeo RAS a las 12 UTC (06 LST) del 09 al 12 de febrero, 2017.

4.2 Desempeño de WRF: pruebas de sensibilidad

4.2.1 Pruebas de sensibilidad a la resolución espacial

La Figura 4.3 muestra la sensibilidad de los experimentos SRX utilizando el diagrama de Taylor con esquemas PBL M y Y a 1.0, 2.0 y 3.0 km con sus etiquetas como se indicó

anteriormente. Las simulaciones WRF (considerando el punto de malla más cercano a la observación) se evalúan frente a mediciones in situ de estaciones de superficie con respecto a la temperatura (Tmp). Encontramos que, independientemente de la resolución espacial, los experimentos tienen una correlación P superior a 0.85, y que las simulaciones sobrestiman, en promedio, la variabilidad observada en aproximadamente un 25% ($SDR \approx 1.25$). En términos de RMSE, el SRX2M tiene la correspondencia más alta, mientras que el SRX3Y y el SRX1Y tienen el rendimiento más bajo. El coeficiente de correlación no disminuye significativamente, pero el esquema M PBL muestra una mayor concordancia con la variabilidad observada que el esquema Y PBL. Con respecto a la métrica B, encontramos que SRX1Y muestra una puntuación B casi perfecta de cero, mientras que SRX1M muestra el valor B más grande de $1.0 \text{ }^\circ\text{C}$.

La Figura 4.3 también muestra el desempeño de WRF con respecto a los componentes del viento (Uhw y Vhw). Claramente, las simulaciones WRF subestiman la variabilidad observada entre un 50% y un 80% ($SDR \leq 50$) independientemente de la resolución horizontal. Los valores B para Uhw y Vhw se reducen ligeramente cuando la resolución aumenta de 3.0 km a 1.0 km. A juzgar por la distancia al punto REF en el diagrama de Taylor, los valores de RMSE son ligeramente mayores para la componente de viento Uhw en comparación con la Vhw. La inspección visual de la Figura 4.3 muestra que SRX1M tiene el mejor rendimiento para el componente Vhw mientras que SRX3Y tiene el peor. SRX2M muestra el mejor rendimiento mientras que SRX1Y muestra el peor rendimiento.

4.2.2 Estudios de sensibilidad a la selección de parametrizaciones de Capa Límite (PBL), Modelo de Superficie (SL) y Microfísica (MP)

Análisis Superficial

La sección anterior ha establecido que el rendimiento de WRF en términos de resolución no aumenta continuamente a medida que aumenta la resolución horizontal. En este punto, ahora seleccionamos los experimentos de resolución de 2.0 km para explorar más a fondo la sensibilidad para incluir o no el esquema MP, y con tres esquemas PBL más como se

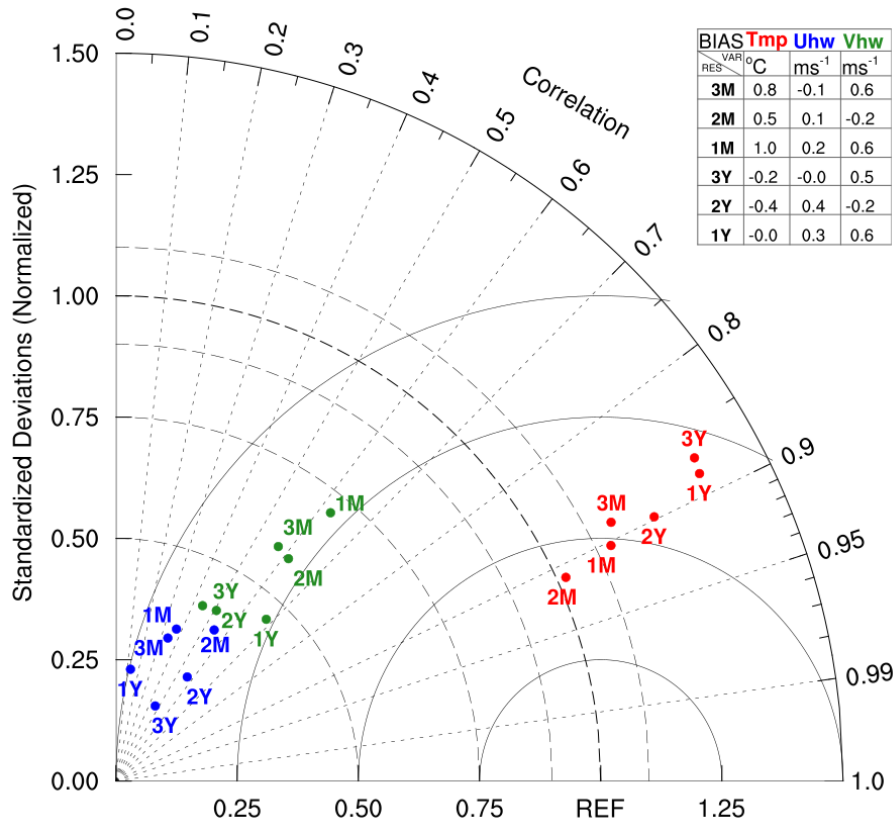


Figura 4.3: Diagramas de Taylor para los experimentos de resolución (SRX), las pruebas son llevadas a cabo con parametrizaciones PBL de M y Y. Las etiquetas rojas, azules y verdes representan las variables de Tmp, Uhw and Vhw, respectivamente. El número hace referencia a la resolución y la letra a la parametrización de PBL. La tabla muestra el sesgo de cada variable.

detalla en la Tabla 3.5. La Figura 4.3 muestra los diagramas de Taylor de las variables Tmp a 2m, y Uhw y Vhw a 10 m para el conjunto de 18 experimentos que incluyen el esquema MP (Ver Tabla 3.5). La variable Tmp en los nueve experimentos sin MP activa muestra valores de P superiores a 0.89 e inferiores a 0.91, y todas las simulaciones sobrestiman la variabilidad observada. Las diferencias entre los experimentos son notables en los valores SDR, la ejecución de M02f muestra valores cercanos a 1.0 mientras que T10f muestra valores cercanos a 1.5. Los 9 experimentos restantes (panel derecho en la Figura 4.3) tienen una variabilidad similar. Además, la corrida T10f tiene el mayor valor de B con 1.6°C, mientras que el resto de los experimentos no llegan a 0.7°C.

La simulación de Tmp muestra un mejor rendimiento cuando se usa el M02f a 2 km con SDR cercano a 1.0 y 0.91 del valor de correlación de Pearson.

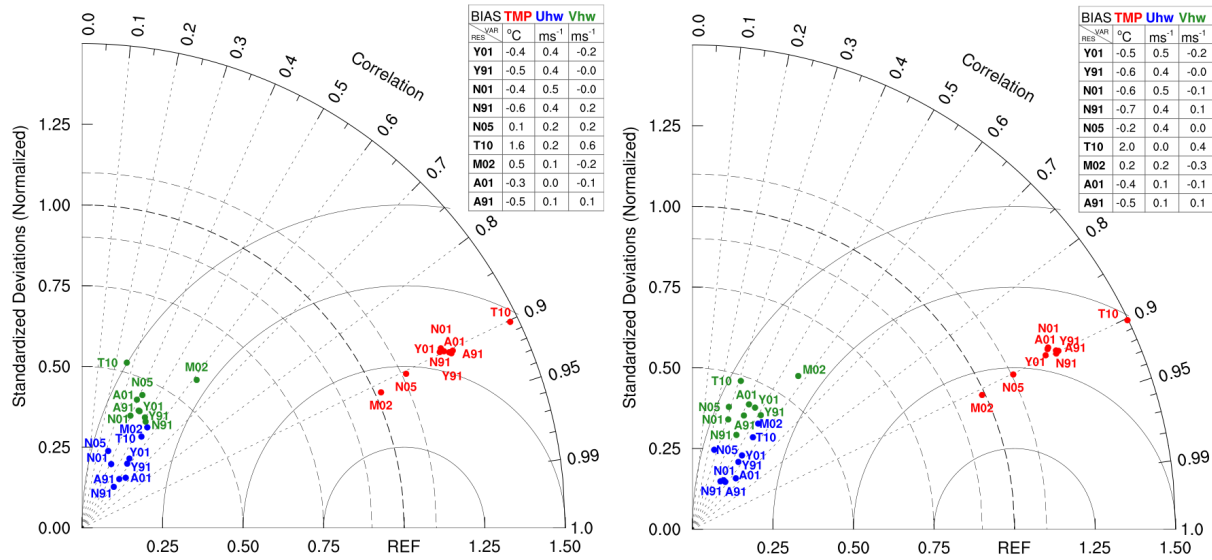


Figura 4.4: Diagramas de Taylor para experimentos de prueba de sensibilidad PBL-LSM-MP. Las etiquetas roja, azul y verde son para las variables Tmp, Uhw y Vhw, respectivamente. La primera letra se refiere a la parametrización de PBL y los números se refieren a esquemas LSM. Los diagramas izquierdo y derecho muestran la microfísica desactivada y activada, respectivamente. La tabla de cada diagrama muestra el sesgo de cada variable.

En general, las componentes horizontales del viento (Uhw y Vhw) en los experimentos muestran valores de P bajos en un rango de 0.25-0.7 con valores de SDR inferiores a 0.75, y los valores de B no superan los 0.5 ms^{-1} . Al igual que en la sección anterior, todos los experimentos sin el esquema MP activo muestran el desempeño de WRF en términos de RMSE, al tener valores más bajos en Vhw que los de Uhw (ver Figura 4.4 panel izquierdo). El caso con MP activo es muy similar en todas las métricas al caso con MP desactivado (consulte el panel derecho de la Figura 4.4). Por lo tanto, en general, los RMSE (es decir, la distancia desde el punto REF) son muy similares para las variables Uhw y Vhw en todos los casos con valores SDR mayores para Vhw en comparación con Uhw.

Análisis Vertical

Para continuar con el análisis de rendimiento de WRF, utilizamos el perfil vertical de Tmp, Uhw y Vhw de los datos del radiosondeo RAS a las 06 y 18 LST. Dado que los valores de las métricas del diagrama de Taylor para Tmp están todos muy cerca uno del otro para todos los experimentos, elegimos mostrar las métricas en una tabla. La Tabla 4.1 muestra

las métricas de Taylor P, SDR y B con MP desactivado y MP activado a las 06 LST. Los valores de P están muy cerca de la unidad independientemente de la selección de PBL y sus esquemas LSM acoplados.

Los valores de SDR son superiores a 0.8 para los 9 experimentos. Sin embargo, existen dos grupos de esquemas PBL y sus esquemas LSM acoplados que muestran una ligera sensibilidad del orden del 2-3%, a la activación del esquema MP respecto a las corridas con MP off: 1) SDR disminuye en los experimentos Y01n, Y91n y M02n, 2) SDR aumenta en los experimentos N01n, N91n, N05n, T10n, A01n y A91n.

Los valores B indican que el modelo tiene un sesgo frío con respecto a los valores observados, excepto en el experimento T10, que muestra un gran cambio de -6.18 °C con MP desactivado a 7.7 °C cuando MP está activado. Los valores B aumentan en valor absoluto con respecto a las ejecuciones de MP off para las ejecuciones Y01n, Y91n y M02n. Ocurre lo contrario para las ejecuciones N01n, N91n, N05n, A01n y A91n. Por lo tanto, existe una ligera sensibilidad entre los esquemas de PBL temprano en la mañana representado por dos grupos de PBL y sus esquemas SL acoplados que responden en sentido contrario a la activación de la MP.

Tabla 4.1: Las métricas de Taylor para los experimentos de prueba de sensibilidad se evalúan con el perfil vertical de Tmp (°C) de los datos del radiosondeo RAS a las 06 LST (10 de febrero de 2017). P, SDR y B son el coeficiente de correlación, la desviación estándar y el sesgo en relación con las observaciones, respectivamente

EX	P	SDR	B	EX	P	SDR	B
Y01f	0.993	0.894	-5.088	Y01n	0.993	0.879	-6.989
Y91f	0.993	0.885	-6.162	Y91n	0.994	0.882	-6.865
N01f	0.991	0.887	-4.573	N01n	0.989	0.903	-1.039
N91f	0.992	0.888	-5.368	N91n	0.990	0.901	-0.468
N05f	0.990	0.885	-5.151	N05n	0.990	0.895	-2.366
T10f	0.996	0.887	-6.179	T10n	0.992	0.960	7.693
M02f	0.992	0.893	-4.948	M02n	0.996	0.881	-6.939
A01f	0.992	0.889	-5.293	A01n	0.994	0.899	-3.207
A91f	0.993	0.888	-5.017	A91n	0.993	0.901	-4.031

La Tabla 4.2 muestra lo mismo que la Tabla 4.1 excepto que corresponde para las 18

LST. En este momento, los valores de P y SDR son bastante similares entre todos los experimentos con MP desactivado y difieren muy poco de las ejecuciones correspondientes con MP activado. Los valores B, por otro lado, muestran mejoría con Y01n, M02n, A01n y A91n, y empeoramiento con N91n, N05n y T10n.

Tabla 4.2: Igual a la Tabla 4.1 , excepto para las 18 LST

EX	P	SDR	B	EX	P	SDR	B
Y01f	0.998	0.981	-7.392	Y01n	0.999	0.981	-7.158
Y91f	0.999	0.982	-6.654	Y91n	0.999	0.986	-6.657
N01f	0.999	0.978	-7.297	N01n	0.999	0.957	-10.004
N91f	0.999	0.976	-7.556	N91n	0.999	0.954	-10.261
N05f	0.999	0.961	-6.717	N05n	0.998	0.967	-8.585
T10f	0.997	1.052	2.670	T10n	0.995	1.120	6.688
M02f	0.998	0.980	-8.686	M02n	0.998	0.974	-7.044
A01f	0.998	0.988	-7.287	A01n	0.999	0.984	-6.262
A91f	0.999	0.984	-7.144	A91n	0.999	0.987	-5.971

El panel superior de la Figura 4.5 muestra los diagramas de Taylor para los componentes de viento Uhw y Vhw a las 06 LST. La inspección de los diagramas de Taylor con MP desactivado (panel izquierdo) y MP activado (panel derecho) revela diferencias contrastantes entre Uhw y Vhw. Los valores de P para Uhw oscilan entre 0.7 y 0.9 ms^{-1} tanto para MP activado como para MP desactivado. Los valores de P para Vhw son significativamente más pequeños y oscilan entre 0.07 y 0.3 ms^{-1} . Los valores de SDR para Uhw con MP activado, o MP desactivado no varían mucho, y se mantienen en torno a 1.25. Los valores B, sin embargo, indican una fuerte sensibilidad a la activación de MP. Los valores B para Uhw varían fuertemente entre esquemas PBL desde -0.08 hasta -12 ms^{-1} mientras que para el componente Vhw el rango es de 17 a 26 ms^{-1} cuando MP no es activado. Este patrón de distribución de los experimentos en el diagrama de Taylor no se conserva a las 18 LST (Figura 4.5 panel inferior). Los puntos están más dispersos en el diagrama con cierta sensibilidad a la selección del esquema MP.

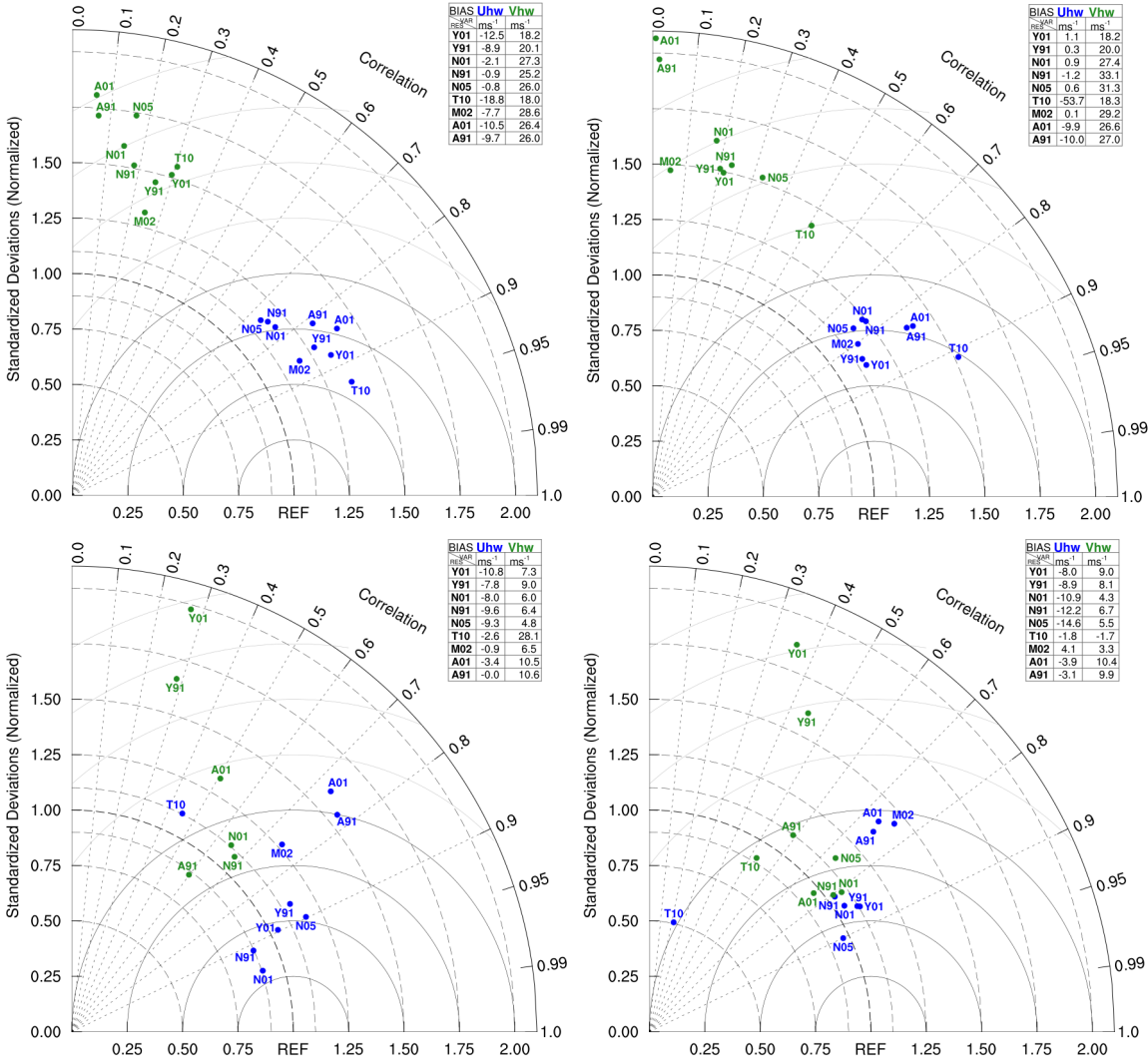


Figura 4.5: Igual que la Figura 4.4, excepto que evaluamos experimentos con perfiles verticales de viento a 06 LST (paneles superiores) y 18 LST (paneles inferiores).

Rendimiento computacional

La Tabla 4.3 muestra el tiempo de ejecución de los experimentos. Para una comparación justa entre los experimentos, fijamos el número de procesadores en 36 y elegimos 2 segundos para el paso de tiempo. En general, los experimentos de la Universidad de Yonsei (Y01, Y91) y Mellor-Yamada-Janjic (M02) requieren menos tiempo computacional que el resto. Los experimentos con el Modelo Convectivo Asimétrico (A) y Mellor-Yamada Nakanishi y Niino (N) con sus combinaciones de esquema SL ocupan el segundo lugar con aproximadamente 10 minutos más en tiempo computacional. Finalmente, el experimento con el

tiempo de cálculo más largo es el Total Energy-Mass Flux (T10). Los experimentos con el esquema MP activado requieren 20 minutos más de tiempo de cálculo en comparación con MP desactivado.

Tabla 4.3: Tiempo de ejecución de los experimentos (minutos) con 36 procesadores

EX	Y01	Y91	N01	N91	N05	T10	M02	A01	A91
MP N	77	76	85	85	85	87	77	82	82
MP F	57	56	65	65	65	67	57	63	62

4.3 Observaciones y validación con el experimento CTRL

4.3.1 Intensidad de UHI y humedad

El panel superior de la Figura 4.6 muestra la comparación horaria entre el ciclo diurno de temperatura observado y simulado de cuatro áreas seleccionadas dentro de la cuenca de México: Este, Norte, Sur y Urbano (ver rectángulos punteados en la Figura 3.1). La temperatura de cada área es la temperatura promedio de varias estaciones meteorológicas dentro de cada área según la elevación, mientras que los datos del modelo corresponden al punto de malla más cercano a la ubicación de la estación.

Las estaciones por debajo de los 2300 msnm corresponden únicamente al área Urbana. El modelo captura la evolución de la temperatura del área urbana durante la mayor parte del día, excepto en las últimas horas de la tarde (19 a 23 LST) cuando se desarrolla un sesgo frío de aproximadamente 3 °C. En las áreas este y norte, la temperatura del modelo está dentro de la variabilidad espacial muy temprano en la mañana y muestra un sesgo frío persistente de alrededor de 2 °C, comenzando a las 07 LST, que aumenta a 5 °C, en las últimas horas de la tarde. Se presenta un sesgo cálido de unos 4 °C para la zona Sur en las primeras horas de la mañana que tiende a disminuir en las últimas horas de la tarde. A pesar de que las estaciones del SMN tienen elevaciones muy similares para cada área, es interesante notar que hay desviaciones de temperatura entre ellas temprano en la mañana y tarde en la noche. Este comportamiento es particular de las zonas Sur, Norte y Este y no tanto de la Zona Urbana. El panel inferior de la Figura 4.6 muestra la intensidad de UHI como la diferencia de temperatura entre el área urbana con las áreas este, oeste y sur.

En general, la intensidad de la UHI del modelo cae dentro de las bandas de variabilidad espacial de los datos observados, con la excepción del área norte, que tiene una UHI positiva mucho más fuerte que el observado en las horas de la tarde. Este resultado es consistente con el fuerte sesgo frío del área norte en comparación con el área urbana, como se muestra en el panel superior de la Figura 4.6.

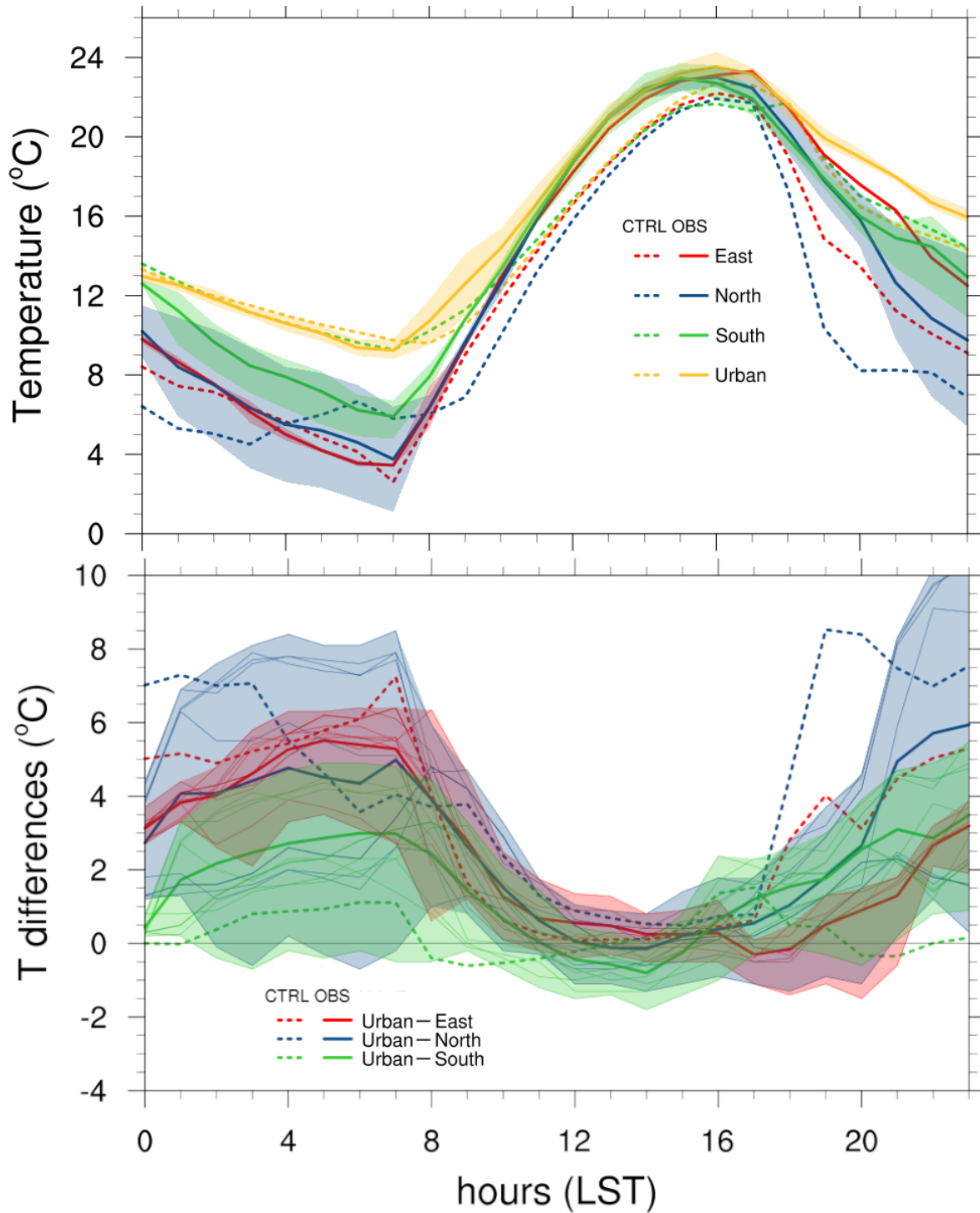


Figura 4.6: Ciclo diario de temperatura ($^{\circ}$ C) (panel superior) e intensidad UHI ($^{\circ}$ C) (panel inferior) para el 10 de febrero de 2017. Las líneas completas representan observaciones, mientras que las líneas punteadas representan las simulaciones CTRL del modelo. El panel superior muestra la comparación entre las observaciones y el modelo en cuatro áreas: Este, Norte, Sur y Urbano, tal como se define en el texto. El panel inferior muestra la intensidad de UHI como las diferencias de temperatura entre el área urbana y las otras tres áreas. El sombreado corresponde a la variabilidad espacial de las estaciones dentro de cada área.

Una posible explicación para la intensificación excesiva del modelo de la UHI positiva entre las áreas Urbana y Norte se atribuye al bloqueo orográfico del viento frío del norte en los niveles bajos por una cadena montañosa en medio de la Cuenca de México (Sierra Guadalupe, ver Figura 3.1). Otra característica importante a tener en cuenta de la UHI es el inicio y el final de las piscinas frías entre el área urbana y las áreas sur y este. La piscina fría entre Urbano y Sur comienza a las 11 LST y más adelante, al norte del paso de Chalco, la piscina fría entre Urbano y Este comienza alrededor de las 16 LST. Al final de la tarde, después de las 18 LST, la UHI entre las áreas Urbana y Este aumenta, lo que indica la llegada de aire frío del sur a la zona Sur cerca del paso de Chalco. Este fenómeno se ha relacionado en el pasado con la advección de aire frío por un jet de bajo nivel del suroeste desde las cuencas circundantes hacia la cálida cuenca de México, como se discutió con cierto detalle por autores anteriores (Doran et al., 2000; Jazcilevich et al., 2003; Whiteman et al., 2000), y será discutido más adelante en el contexto del sistema de vientos en el valle de México. El panel inferior de la Figura 4.6 también muestra la UHI positiva distintiva que se produce desde aproximadamente las 18 LST del día anterior hasta alrededor del mediodía para todas las áreas.

La Figura 4.7 muestra los perfiles verticales del radiosondeo RAS para las 06 LST y las 18 LST y el correspondiente sondeo del experimento CTRL. Como era de esperar, la cresta sobre la Cuenca de México es evidente tanto en RAS como en la simulación del modelo. A las 06 LST, el sondeo RAS muestra una inversión de temperatura ubicada en aproximadamente 700 hPa (880 m agl). A las 18 LST, la altura de inversión es de unos 547 hPa (2871 m sobre el nivel del mar). El modelo captura bastante bien la amplitud y la altura de la inversión en el PBL. La figura 4.7 también muestra el perfil vertical de la humedad específica observada y del modelo. A las 06 LST, tanto RAS como el modelo, muestran una capa húmeda somera (relativa a valores superiores a 2871 m agl) y fría de unos 6 g kg^{-1} y $7 \text{ }^\circ\text{C}$ en promedio. En esta hora, el modelo y los valores de humedad específica de RAS están muy cerca uno del otro cerca de la superficie, pero el modelo muestra una caída más gradual de la humedad específica en comparación con el sondeo RAS. A las 18 LST, los valores de humedad específica de RAS oscilan entre aproximadamente 3.7 g kg^{-1} cerca de la superficie y 2.1 g kg^{-1} por debajo y cerca de una

altura de nivel de inversión de aproximadamente 2870 m agl.

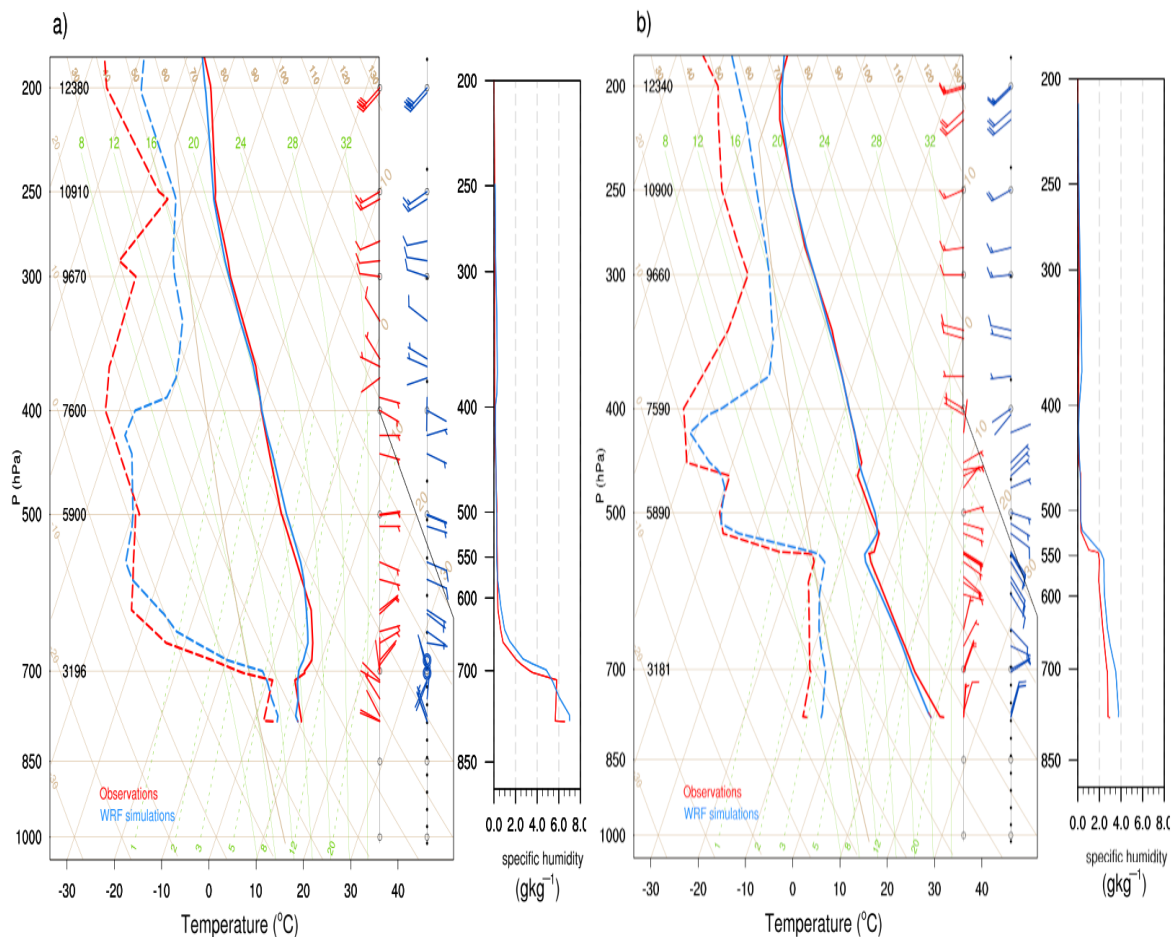


Figura 4.7: Diagramas Skewt-T para el 10 de febrero de 2017 a las (a) 06 LST y (b) 18 LST. En color rojo el perfil vertical de las temperaturas observadas ($^{\circ}\text{C}$) y los vectores horizontales del viento en m s^{-1} (columnas de la derecha). En azul las variables de las simulaciones de CTRL correspondientes. Los paneles de la columna más a la derecha muestran el perfil vertical de la humedad específica (g kg^{-1}).

La Figura 4.7 también muestra que el modelo es algo más húmedo que lo observado por alrededor de 1.0 g kg^{-1} . El modelo captura bien la simulación de los componentes horizontales del viento en amplitud y patrón, con vientos del oeste por encima del nivel de 400 hPa y vientos del este por debajo de ese nivel a las 06 y 18 LST. En particular, a las 06 LST, por debajo del nivel de 700 hPa, tanto en el modelo como en las observaciones, un viento del noroeste fluye cuesta abajo hacia el centro de la ciudad. Las estaciones en superficie vecinas a RAS concuerdan en general con este campo de vientos de bajo

nivel que se presentan temprano en la mañana e informan un cambio hacia los vientos del noreste entre el mediodía y más tarde en la noche (no se muestra).

4.3.2 Campo de viento cercano a la superficie, líneas de convergencia del viento y mediciones de ozono

A continuación, se presenta la caracterización de las circulaciones con las observaciones. Para dar detalle de las circulaciones en el valle de México se considera el sistema de vientos en cuatro regiones: la ladera interna de la Sierra del Ajusco que da hacia el valle de México, la zona del canal de Chalco que corresponde a la parte sureste del valle, la parte noroeste que es donde se encuentra la Sierra Guadalupe y la parte noreste que es donde se encuentra la apertura mayor hacia el valle por la menor área de montañas. Para una mejor ubicación espacial, puede tomarse como referencia los cuadrantes: noroeste, noreste, suroeste y sureste, que surgen entre la intersección de los transectos WE1 y SN2 de la figura 3.1.

Noroeste - Sierra Guadalupe

La Figura 4.8a muestra el ciclo diurno de las observaciones en superficie de algunas estaciones para la región noroeste. Las estaciones TLA, LAA y 059 muestran un flujo predominante del noroeste en las últimas horas de la noche. Durante el día no es clara la señal de flujo predominante debido a la inmersión de las estaciones en el área urbana. A partir de las 14 LST, nuevamente el flujo de las estaciones tiende a ser del noroeste. Las intensidades en la mañana y en la tarde noche son de 6 m s^{-1} con máximos de hasta 10 m s^{-1} registrados en la estación 059. Cuando hay una débil inversión de flujo en el día los vientos no alcanzan los 4 m s^{-1} . La Figura 4.8a también muestra que los vientos del noroeste durante la mañana y tarde concuerdan con la persistencia o frecuencia máxima registrada en la estación TLA para el periodo 2013-2018.

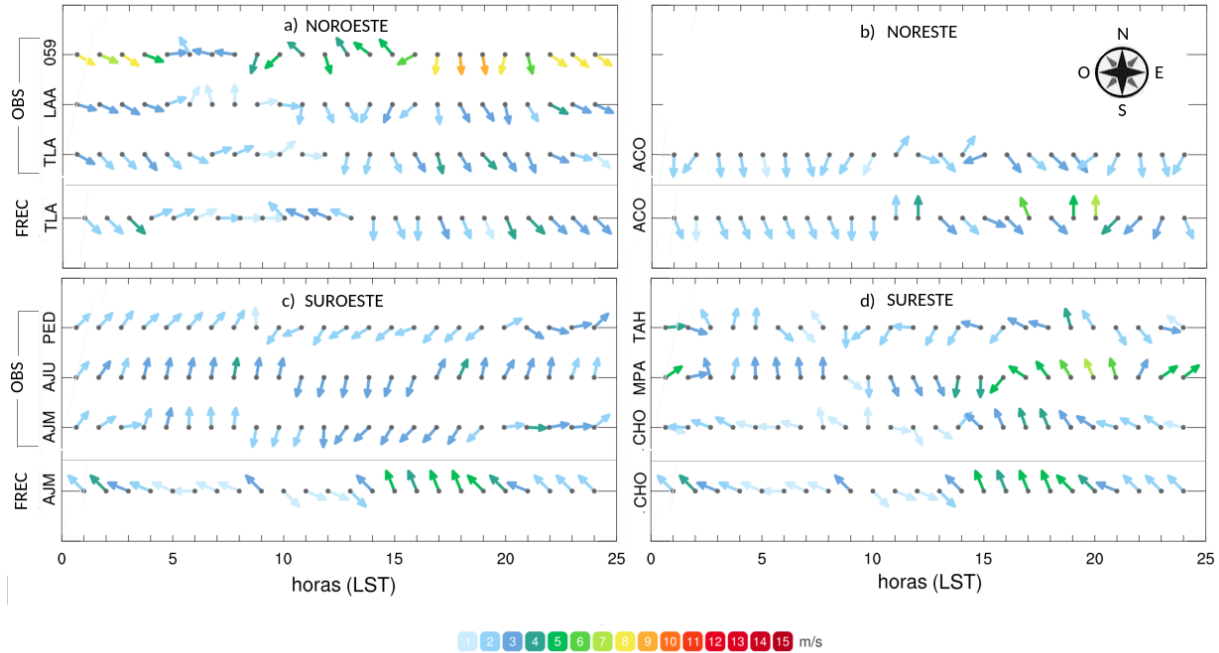


Figura 4.8: Ciclo diario del viento horizontal observado en las estaciones meteorológicas de las regiones a) noroeste, b) noreste, c) suroeste y d) sureste. Cada región está definida por la intersección de los transectos WE1 y SN2 de la Figura 3.1. Para el detalle del nombre y ubicación de las estaciones, ver Tabla 3.1. El viento horizontal observado para el día 10 de febrero de 2017 se representa en los primeros tres renglones de cada panel. La persistencia de vientos en un periodo de 5 años (2013-2018) está representado por el último renglón de cada panel. La magnitud del viento está representada por la barra de color en la parte inferior de la figura.

Noreste

La región noreste del valle de México se representa con la estación ACO. Aunque hay otras estaciones próximas, estas se ven fuertemente influenciadas por circulaciones orográficas inmediatas a la estación, como es el caso de MON (ver Figura 3.1). La Figura 4.8b muestra un flujo del noroeste en las primeras horas de la mañana. A mediodía y algunas horas después se muestra un flujo intermitente del sur con alternancias con un flujo del noroeste. Después de las 20 LST, el flujo tiende a provenir otra vez del noroeste y posteriormente es del noreste. Contrario a lo observado en la región noroeste, durante la mañana se observan vientos débiles de 2 m s^{-1} . Ahora bien, para la tarde los vientos incrementan aproximadamente unos 2 m s^{-1} . La persistencia de vientos durante el periodo 2013-2018 de la estación ACO indica consistencia con el flujo del noroeste durante la mañana, horas

después a las 12 y 20 LST indica un flujo discontinuo de alta intensidad, aproximadamente de 7 m s^{-1} .

Sureste - Chalco

En la figura 4.8d, las estaciones CHO, MPA y TAH dan señales de las características de las circulaciones en la región de Chalco. Por la mañana, al suroeste del valle se encuentran vientos descendentes de las laderas, por lo que las estaciones indican un flujo del sureste. Entre las 10 y 14 LST, hay un claro flujo del noroeste en dirección hacia el valle de Morelos en el día. Los vientos en MPA son de 4 m s^{-1} , en CHO y TAH son un poco menos intensos con registros de 2 m s^{-1} . Al final de la tarde nuevamente hay un flujo de entrada hacia el valle de México. Esto está asociado con el jet de niveles bajos que describe Whiteman (1990) y Doran et al. (2000). Los resultados son consistentes al compararlos con la persistencia de los vientos de la estación CHO.

Suroeste - Ajusco

En la figura 4.8c, las estaciones de AJU, AJM y PED muestran claramente en las primeras horas de la mañana los vientos descendentes en laderas con un flujo predominante del suroeste. Entre las 8 y 9 LST, los vientos cambian de dirección como un indicador de la activación de los vientos ascendentes sobre la ladera de la Sierra del Ajusco. Este flujo de vientos persiste entre las 8 y 16 LST y se caracteriza por tener una dirección del noreste. Por la tarde-noche, se hace el cambio de dirección de vientos, la señal se observa primero en AJU y de forma progresiva se presenta en AJM y PED que están a menor altitud. También, conforme se desciende en altitud, la señal de la inversión de vientos es menos notoria. Lo anterior se observa claramente al comparar las estaciones AJU con AJM y PED. Los vientos en AJU y PED son un poco menos intensos y es mayor la variación en la dirección de los vientos (ver Figura 4.8c).

Las observaciones en la horizontal a diferentes alturas del perfilador LIWP se encuentran en la Figura 4.9. El LIWP muestra en niveles bajos y medios un viento intenso con componente del noroeste que persiste en gran parte del ciclo diurno, excepto en las 11 y 17 LST. Este resultado es contrario a lo observado en la estación CCA, puesto que los datos

en superficie sí muestran un cambio de dirección en los vientos de oeste a este a partir de las 08 LST. El viento proveniente del este-noreste persiste durante el día y nuevamente hay un viraje en la dirección para tornarse a las condiciones observadas durante la mañana.

Las intensidades en CCA no exceden los 3 m s^{-1} en los vientos del ciclo diurno, siendo un poco más débiles horas antes del amanecer. LIWP muestra los vientos más intensos en la madrugada, posiblemente asociado a los vientos descendentes en ladera, durante el día la magnitud se reduce considerablemente (Figura 4.9).

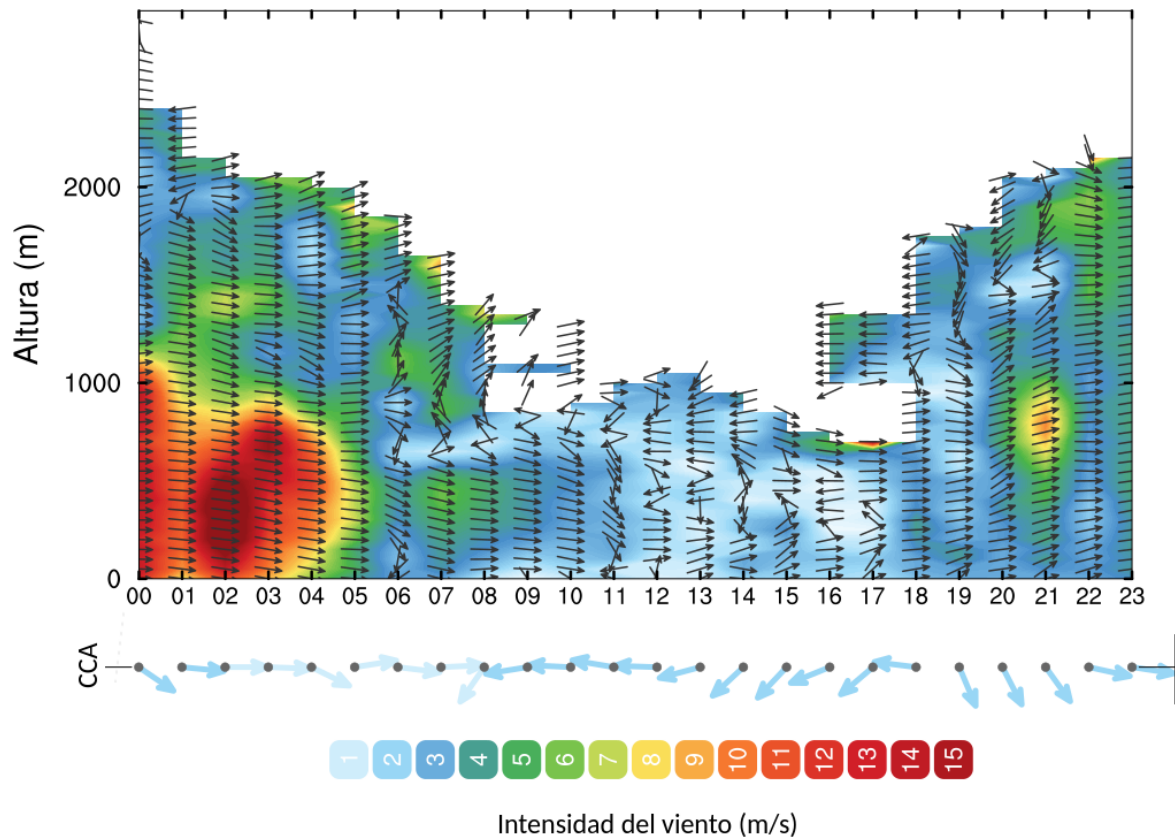


Figura 4.9: Altura versus tiempo en el eje horizontal de los perfiles de viento horizontales observados. Los datos corresponden al perfilador LIWP (panel superior) y a la estación en superficie CCA (región de vectores en la parte inferior), para el 10 de febrero de 2017. La magnitud del viento en LIWP y CCA está representada por la barra de color en el panel inferior.

La Figura 4.10 muestra las horas seleccionadas (10, 14, 19 y 21, LST) del 10 de febrero de 2017, para el campo de viento de simulación CTRL a 10 m agl (vectores negros) y el correspondiente campo de viento observado a 10 m agl de 28 estaciones meteorológicas

disponibles (vectores rojos) sobre el valle de México.

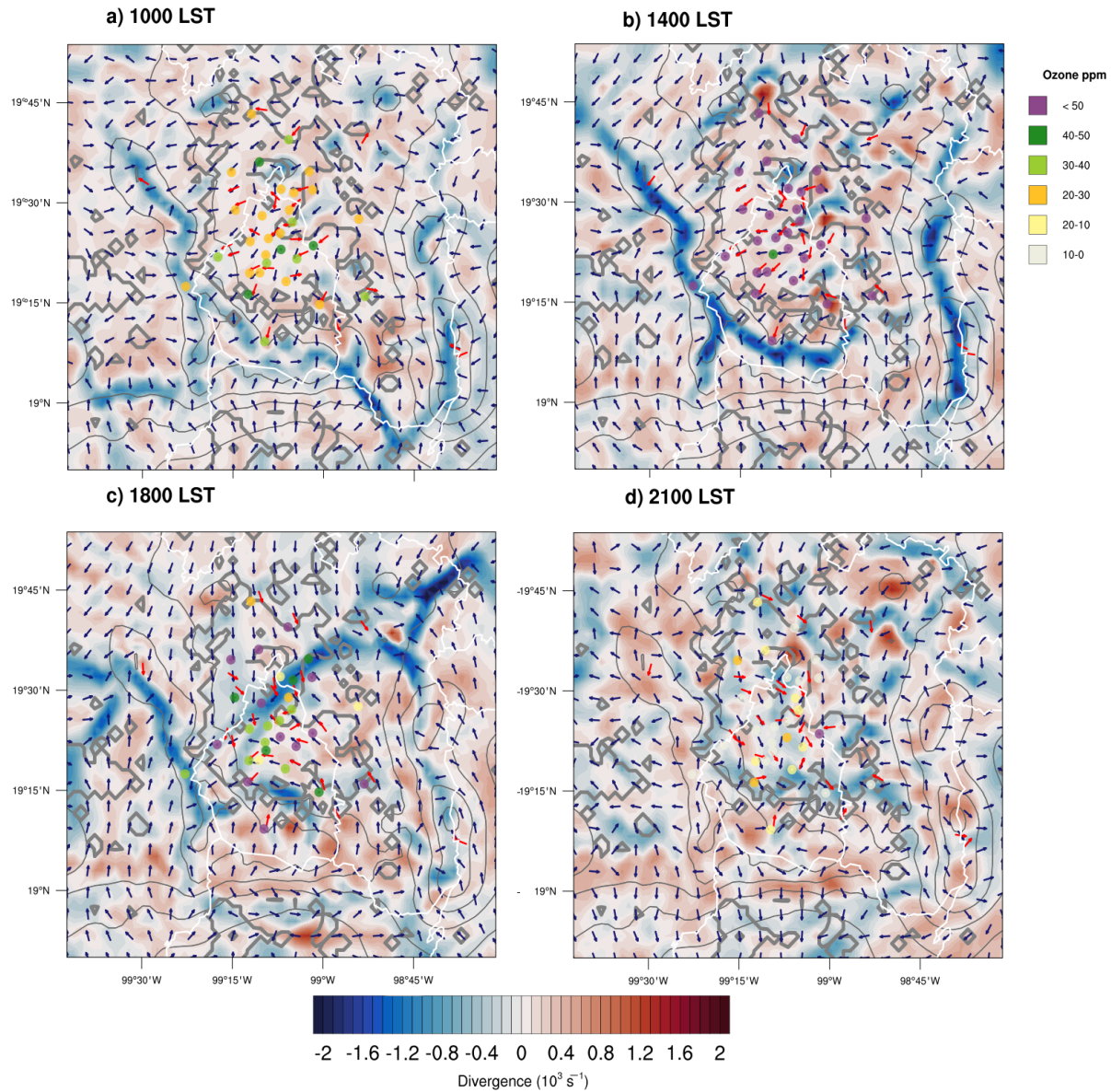


Figura 4.10: Viento horizontal de 10 m observado (vectores rojos) y modelado (vectores azul oscuro) y campos de divergencia correspondientes (10^3 s^{-1}) en (a) 10 LST, (b) 14 LST, (c) 18 LST y (d) 21 LST, para el 10 de febrero de 2017. Se superponen los valores de concentración de ozono de 30 estaciones activas de calidad del aire de SEDEMA. Tenga en cuenta que la norma de los vectores de viento se establece en un valor próximo a la unidad.

La Figura 4.10 también muestra bandas estrechas (o líneas) de convergencia del viento en la superficie a partir de los datos del modelo. A las 10 LST, la Figura 4.10a muestra un jet de Chalco del norte de bajo nivel en la esquina sureste de la Cuenca de México, que

fluye hacia la Cuenca de Morelos en su frontera sur. Al norte de la cuenca, hay vientos del noreste hacia la cadena montañosa del sur en el modelo y también en las observaciones. Además, el modelo muestra distintos vientos ascendentes en ambos flancos de las cadenas montañosas que forman líneas de convergencia sobre las crestas de las montañas. A las 14 LST, el jet de Chalco cambia a dirección norte en el modelo (Figura 4.8b), y aunque no hay un sitio de observación para confirmar este evento directamente, la dirección inversa es consistente con el incremento observado en la intensidad de UHI después de las 14 LST para el área Este, como se discutió previamente en la sección anterior. El modelo y los datos del vector de viento observado concuerdan bastante bien en la dirección en este momento, aunque el modelo a veces subestima significativamente la magnitud del viento (consulte el diagrama de Taylor, Figura 4.3 en la sección de pruebas de sensibilidad).

Para enfatizar la dirección del viento sobre la magnitud del viento en los mapas horizontales, la norma de todos los vectores (observados y modelados) se establece en una magnitud sin unidades. El sistema de viento muestra un componente de viento dominante del norte y vientos ascendentes en todas las cadenas montañosas que rodean la cuenca también en este momento.

A las 19 y 21 LST, un gradiente de presión inducido térmicamente (desde una cuenca elevada más cálida y un entorno más frío) genera vientos del noreste al norte de la cuenca (Figura 4.10c, d). En estos momentos, el enfriamiento por radiación de las laderas de las montañas del sur induce vientos descendentes que se unen al viento del sur de Chalco y empujan a través de toda la cuenca creando fuertes líneas de convergencia orientadas al suroeste y noreste en medio de la cuenca en los límites del norte de la ciudad, tal y como lo muestran Jazcilevich et al. (2005) y Whiteman et al. (2000) en simulaciones de casos de estudio en periodo seco (30 de octubre, 1996 y 4 de marzo, 1997). Tenga en cuenta que, antes de la llegada de las líneas de convergencia en medio de la cuenca (Figura 4.10b), las concentraciones de nivel de ozono son superiores a 50 ppm, con algunas estaciones informando valores de alrededor de 100 ppm (no se muestra), y sólo comienzan a disminuir ya a 40 y 30 ppm alrededor de las 18 LST cuando las líneas de convergencia finalmente llegan ahí. La dilución observada de las concentraciones de ozono está asociada no sólo a la mezcla turbulenta sino también al transporte vertical inducido por la convergencia

horizontal, como se discutirá en la siguiente sección.

La Figura 4.11 muestra los componentes horizontales del viento por hora en función de la altura para el estudio de caso del 10 de febrero realizado por RAWP en el noreste de la cuenca.

La Figura 4.11 también muestra la simulación de CTRL para el punto de malla más cercano a la ubicación RAWP. Tenga en cuenta que el RAWP informa datos de campos de viento a diferentes niveles de altura durante el período de muestreo. La simulación de CTRL en el sitio RAWP muestra una línea de transición bien definida caracterizada por un viraje brusco de vientos del oeste a vientos del este cuya altura alcanza un máximo de 2200 m agl a las 1700 LST. En los niveles bajos, en las primeras horas de la mañana, los vientos del noroeste y del oeste en los niveles bajos están presentes tanto en la simulación RAWP como en la CTRL, sin embargo, el RAWP muestra un viento del oeste más sostenido durante casi todo el período de muestreo. Dos estaciones meteorológicas cercanas (LAA y 059, ver Figura 3.1) informan direcciones de viento que concuerdan más con la simulación de CTRL. En los niveles superiores, tanto las simulaciones de CTRL como el RAWP coinciden en la dirección del viento del este hasta el mediodía. Después de las 12 LST, CTRL y RAWP difieren en la dirección del viento, lo cual es interesante ya que el radiosondeo RAS tampoco concuerda con el RAWP. La razón de estas discrepancias en la dirección del viento no se conoce claramente en esta etapa de la investigación. En general, sin embargo, consideramos aceptable el rendimiento de la simulación del modelo CTRL en comparación con las observaciones disponibles para este estudio de caso.

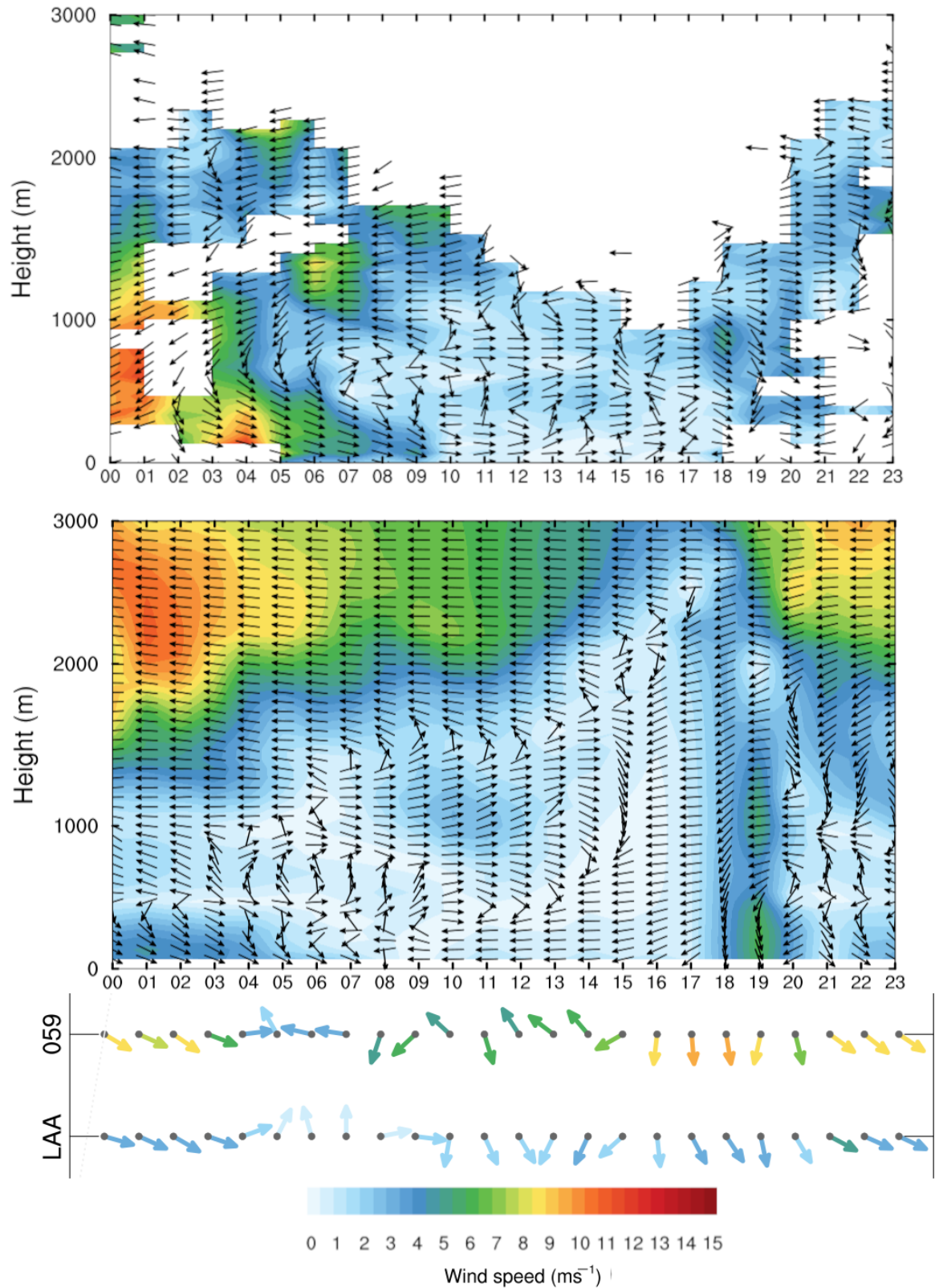


Figura 4.11: Altura versus tiempo horizontal de los perfiles de viento horizontales observados y modelados para el 10 de febrero de 2017 en la ubicación del perfilador de viento de radar (panel superior), el punto de malla correspondiente más cercano de la simulación CTRL (panel central) y las dos estaciones meteorológicas más cercanas al sitio de RAWP, LAA y 059 (panel inferior). La magnitud del viento en CTRL, RAWP y el campo de viento de las dos estaciones está representada por la barra de color en el panel inferior.

4.4 Experimentos de prueba de hipótesis

4.4.1 Efectos urbanos sobre la circulación y el MSE

La Figura 3.1 muestra tres transectos, dos en sentido sur-norte: SN1 (longitud: 98.87°O) y SN2 (longitud: 99.06°O) en el oriente y centro de la Cuenca de México, respectivamente. Finalmente, agregamos un tercer transecto WE1 oeste-este (lat: 19.43° N) en medio de la cuenca. Con base en estos tres transectos, la Figura 4.12 muestra el MSE y el campo de viento en función de la altura y la latitud para la simulación de CTRL y el experimento NATX a las 10 y 14 LST. A las 10 LST, tanto CTRL como NATX muestran un comportamiento similar en los campos de viento y MSE. En todos los transectos existe hundimiento del aire que mantiene valores relativamente mayores (con respecto al fondo) de MSE por debajo de los 600 m sobre el nivel del mar. Los vientos ascendentes se desarrollan en todos los transectos, excepto en SN1, que muestra un jet de bajo nivel del sur (el jet de Chalco) que advecta valores altos (en relación con el fondo) de MSE hacia la Cuenca de Morelos, al sur de la Cuenca de México. Al mismo tiempo, sin embargo, hay un viento ascendente desde la Cuenca de Morelos por debajo que converge con el flujo de drenaje en la cresta del paso de Chalco.

A las 14 LST la PBL alcanza alturas de unos 1100 m sobre el piso de la cuenca. Los vientos ascendentes continúan en todos los transectos, excepto en SN1, donde ahora el jet de Chalco vira hacia viento del sur, y los cambios en MSE se vuelven más perceptibles entre CTRL y NATX. SN1 y SN2 muestran, en promedio, parcelas de aire con bajo MSE por debajo del PBL en el experimento NATX en comparación con CTRL debido a un hundimiento más intenso de parcelas con bajo MSE en el experimento NATX, particularmente sobre el paso de Chalco. En este momento, el transecto WE1 muestra un patrón de circulación que recuerda a las simulaciones bidimensionales idealizadas de Rendón et al. (2014) con movimientos de hundimiento en el centro de la cuenca y viento ascendente en las cadenas montañosas frente a la cuenca. El experimento CTRL muestra una mayor altura de PBL en comparación con NATX y un hundimiento menos intenso de parcelas con valores bajos de MSE en el flanco este. Sin embargo, existe una notable asimetría en la circulación que resulta de un mayor calentamiento en la cadena montañosa occidental

en comparación con la del este (Rendón et al., 2015).

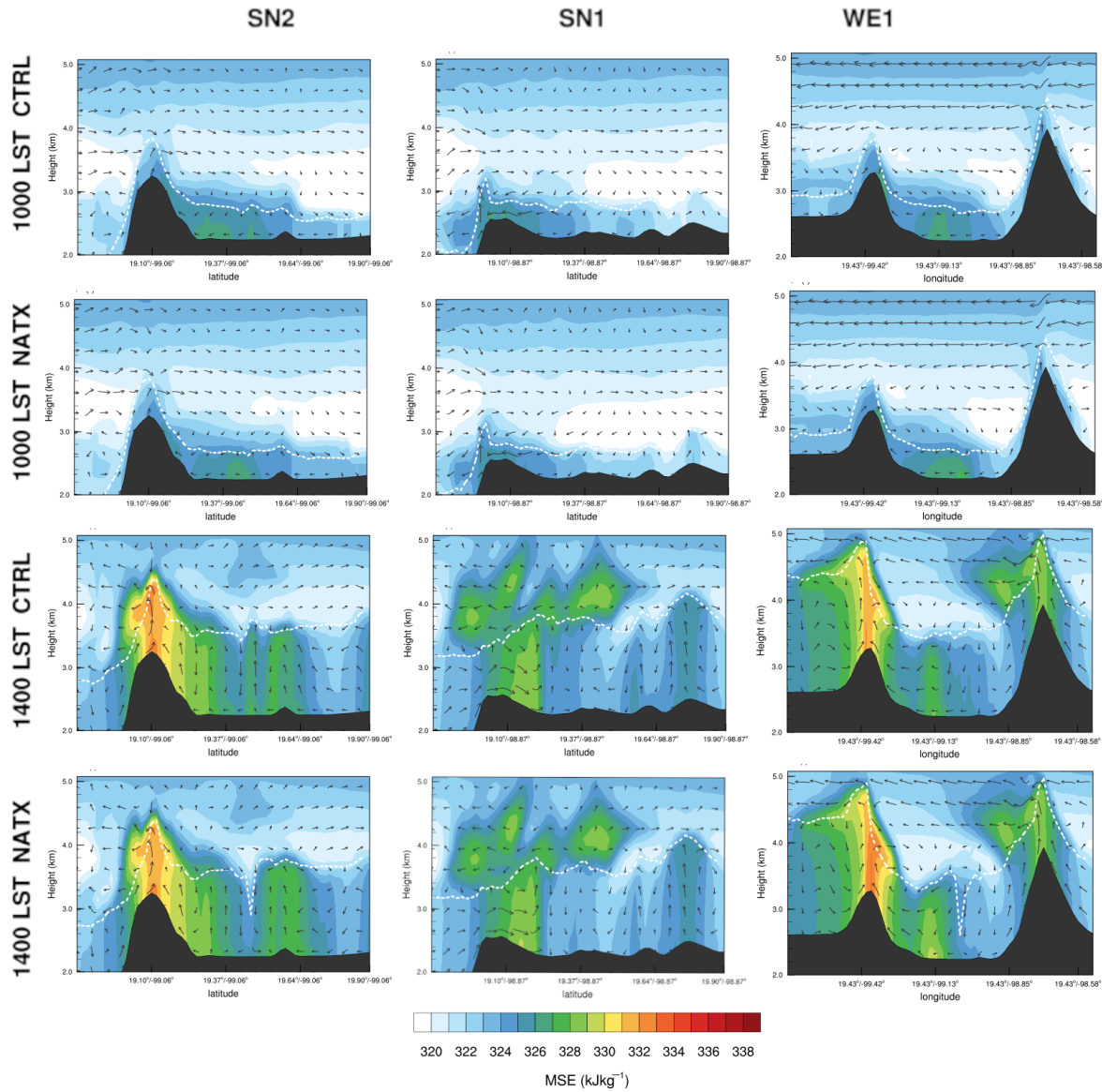


Figura 4.12: Secciones transversales verticales de MSE en las simulaciones CTRL y NATX para el 10 de febrero de 2017 a las 10 y 14 LST. Cada columna del panel representa un transecto como se define en la Figura 3.1. El patrón del campo de viento está representado por los componentes vertical y meridional del viento para los transectos sur-norte (SN1 y SN2) y el componente de viento zonal para el transecto oeste-este (WE1). Para facilitar la inspección de los campos, la componente vertical del viento se multiplica por un factor de 10 y la escala vertical se exagera en comparación con la escala horizontal. La línea blanca representa la altura en m amsl de la PBL, de la simulación del modelo.

Además, en WE1, los valores de MSE para CTRL son menores que los de NATX,

particularmente cerca de la superficie. Esta disminución en MSE está relacionada con mayores flujos de calor latente en el experimento NATX, como se analiza más adelante.

La Figura 4.13 muestra el MSE y los campos de viento a las 18 y 21 LST, cuando la UHI se desarrolla por completo en la simulación de CTRL, como se explicó anteriormente en la sección 4.3.1: Intensidad de UHI y humedad. A las 18 LST, se desarrollan líneas de convergencia cerca de la superficie en medio de la cuenca con una inclinación surestenoeste debido a las masas de aire que convergen desde el norte y el sur. El transecto SN2, muestra una línea de convergencia a unos 19.55°N mientras que el SN1 muestra dos líneas de convergencia separadas por una región de valores bajos de MSE de aire a unos 19.70°N (ver también Figura 4.11). SN1 muestra el jet de Chalco transportando aire con valores bajos de MSE (325 kJ kg^{-1}) que baja la altura de la PBL hacia el norte. Desde el norte, las masas de aire con valores más altos de MSE (335 kJ kg^{-1}) tienen mayor contenido de humedad que las masas de aire del sur (no mostradas). En este momento, el transecto WE1 muestra una circulación zonal que ha evolucionado desde horas anteriores hasta convertirse en una celda de convección completa que transporta parcelas de aire hacia abajo con valores más bajos de MSE desde arriba, en el lado este de la cuenca, y vientos ascendentes en su lado oeste. La simulación de CTRL se caracteriza por una circulación zonal más fuerte con alturas de PBL más grandes que el experimento NATX. A las 21 LST, los transectos SN1 y SN2 muestran la masa de aire del norte que llega a la cuenca sur con valores altos de MSE, particularmente debajo de la PBL, que es bastante somera con alturas de la PBL de unos 200 m sobre el nivel del mar para el CTRL y unos 100 m sobre el nivel del mar para NATX. Cabe destacar la naturaleza más confinada de las parcelas de aire dentro de la cuenca en la simulación CTRL en comparación con las del experimento NATX.

Esto está asociado a un viento más fuerte de ladera bajando parcelas de aire con valores bajos de MSE hasta converger en el piedemonte con aire de mayor MSE impidiendo un mayor avance hacia el sur. Por otro lado, NATX muestra parcelas de aire cuesta arriba. En este momento, el transecto WE1 para la simulación CTRL muestra una convergencia en el centro de la cuenca sobre el área urbanizada con movimiento ascendente, como se desprende del MSE y los campos de viento. El transecto WE1 para NATX no logra

desarrollar patrones de viento y MSE similares ya que, en este caso, las parcelas de aire están más confinadas verticalmente. En este momento (en contraste con 14 LST, consulte la Figura 4.12), los valores de MSE son más bajos en el transecto WE1 para el experimento NATX en comparación con la simulación CTRL con mayores diferencias más cerca de la superficie.

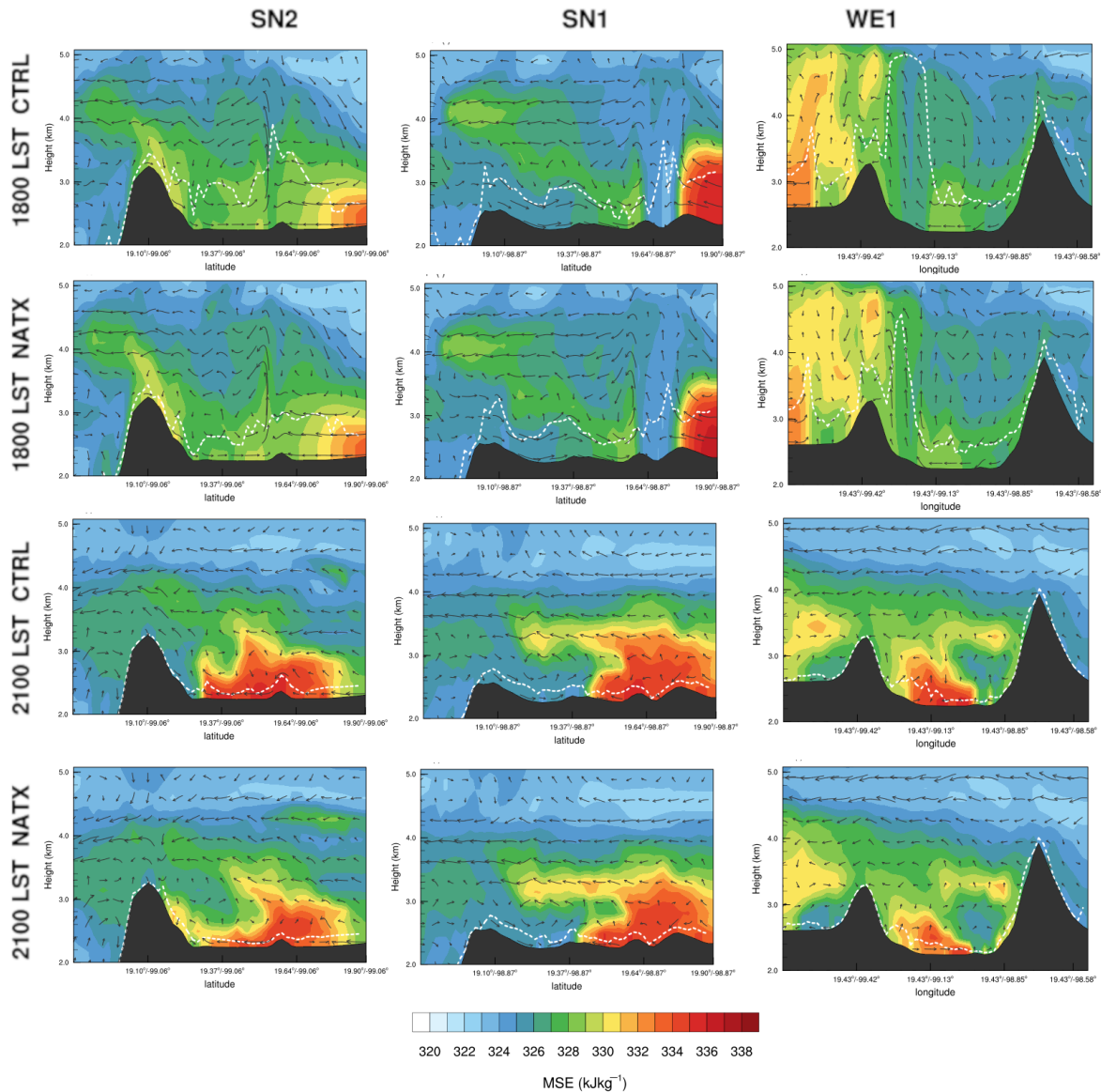


Figura 4.13: Igual que la Figura 4.12 excepto para las 18 y 21 horas LST.

Este cambio en MSE se relaciona principalmente con valores de MSE más altos debido a una mayor entalpía cerca del suelo en CTRL en comparación con NATX. Las figuras

correspondientes para los experimentos URBX y VEGX se pueden consultar en Aquino-Martínez et al. (2021). Todos estos son bastante similares en patrón a sus contrapartes CTRL y NATX. Sin embargo, en magnitud, las diferencias en MSE entre URBX y VEGX son más perceptibles y menos ruidosas, y no tanto, en lo que respecta al campo de viento.

La Figura 4.14 muestra el UE como diferencias entre los experimentos CTRL y NATX en flujo de calor latente (LHF), flujo de calor sensible (SHF), flujo de calor almacenado en la superficie (GRF) y radiación neta en la superficie (RNET). Interpretamos (siguiendo Stull (1988), consultar sección 2.1.2) los flujos positivos como si entraran en la atmósfera y los negativos en caso contrario. En la mañana y la tarde (10 y 14 LST), la diferencia de RNET es negativa, lo que implica que RNET para NATX es mayor (es decir, menos negativa) que RNET para CTRL. En este momento, SHF es positivo tanto para CTRL como para NATX, y muy cerca uno del otro en magnitud a las 10 LST. Sin embargo, a las 14 LST, el SHF de CTRL supera al de NATX en aproximadamente $40 W m^{-2}$ como muestra la Figura 4.14 en los paneles SHF. En este momento, la LHF en la simulación CTRL es muy pequeña en valor absoluto, mientras que la del experimento NATX es positiva (no se muestra), lo que genera diferencias negativas en la LHF entre las simulaciones CTRL y NATX. A las 14 LST aumenta esta diferencia negativa en LHF. Este aumento en LHF está de acuerdo con valores más grandes de MSE cerca de la superficie como muestra la Figura 4.12 para NATX a las 14 LST. A continuación, examinamos el período nocturno (18 y 21 LST).

La diferencia positiva en SHF implica que CTRL tiene un SHF mayor que NATX, como se esperaba, durante esta parte del ciclo diurno con valores mayores a $45 W m^{-2}$ con máximos a las 18 LST como muestra la Figura 4.14 en la columna SHF. La respuesta en MSE se puede ver en todos los transectos a las 21 LST con valores mayores de MSE para CTRL cerca de la superficie en comparación con NATX (ver Figura 4.12). Finalmente, la UE en este modelo muy simple de área urbana se interpreta como la diferencia en el almacenamiento de energía por categoría urbana y edificada en el experimento CTRL y NATX. En el período de la mañana y la tarde, el GRF es negativo, y la Figura 4.14 muestra que el CTRL es más negativo que el NATX como se esperaba, ya que se espera que el área urbana y edificada almacene más energía que la categoría DCP durante el día. Por la noche, el GRF se vuelve positivo para el experimento CTRL y NATX, pero esta

vez, la diferencia en el GRF es positiva, lo que significa que el área urbana y edificada está emitiendo energía a la atmósfera a un ritmo mayor que la categoría DCP. El UE homogéneo de los experimentos URBX y VEGX se puede consultar en Aquino-Martínez et al. (2021).

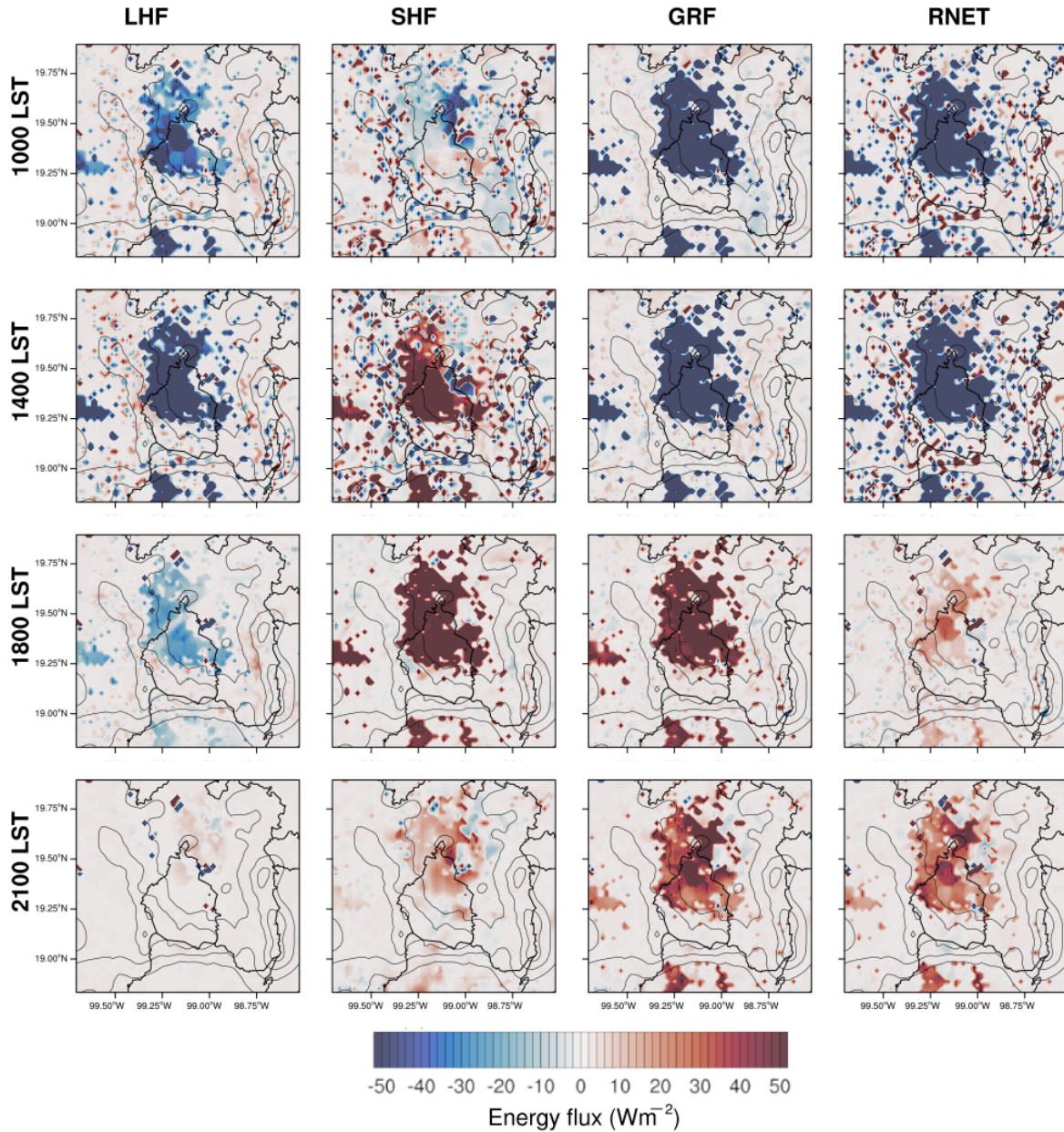


Figura 4.14: Efecto urbano como la diferencia en los flujos de energía $W m^{-2}$ en la superficie entre la simulación CTRL y el experimento NATX para el 10 de febrero a las 10, 14, 18 y 21 LST. Las columnas 1, 2, 3 y 4 son para flujos de calor latente (LHF), flujos de calor sensible (SHF), flujo de calor almacenado en la superficie (GRF) y radiación neta, respectivamente. La dirección positiva de los flujos implica que la atmósfera recibe energía de la superficie inferior.

Capítulo 5

Conclusiones

5.1 Desempeño WRF: pruebas de sensibilidad

En la superficie, el mejor rendimiento se obtiene con la parametrización Mellor-Yamada-Janjic, que tiene un mejor desempeño en Tmp, Uhw y Vhw. Lo anterior, va acorde con resultados similares que muestra Benson-Lira et al. (2016) al analizar la habilidad del modelo para reproducir las temperaturas superficiales en los meses de abril a julio de 2008.

El análisis de superficie entre la PBL y sus esquemas LS acoplados con MP activado o desactivado, muestra cambios drásticos en las métricas del campo de viento porque los procesos de MP modifican la distribución vertical del flujo. El segundo mejor esquema PBL es la parametrización de Yonsei, que hace un mejor trabajo en la vertical ya que es una parametrización que considera múltiples niveles verticales para determinar las variables en un determinado punto (es decir, considera la atmósfera como un todo) y, por lo tanto, es más capaz de conectar la convergencia de bajo nivel con la circulación en altura. De acuerdo con los siguientes estudios (Cui et al., 2012; De Foy et al., 2009; Fast et al., 2007) la parametrización de Yonsei para la PBL es la más efectiva para las condiciones del valle de México.

El rendimiento de WRF es mucho mejor para Tmp en comparación con las simulaciones de viento que muestran un mayor grado de desviación de las observaciones. Esto es de esperar dada la complejidad del terreno en la Cuenca de México y las circulaciones locales del valle a las laderas de las montañas que resultan. En este sentido, un resultado interesante es la sensibilidad muy diferente a la selección del esquema MP para las componentes horizontales del viento en la superficie y su perfil vertical.

5.2 Efecto de la urbanización en las circulaciones

El presente trabajo prueba la hipótesis de que los cambios en LULC impactan significativamente la circulación local en el valle de México, particularmente las circulaciones de los campos de vientos cercanos a la superficie, como los vientos en brechas, las líneas de convergencia y el viento ascendente/descendente inducido térmicamente al pie de las cadenas montañosas. Muchos estudios de modelos anteriores sobre islas de calor urbanas apoyan esta hipótesis (por ejemplo, las investigaciones realizadas por Ganbat et al. (2015) and Rendón et al. (2014)). Nuestros resultados confirman esto, aunque con algunas salvedades debido a la compleja topografía y al forzamiento sinóptico que caracterizan al valle de México. Para aislar la influencia del forzamiento sinóptico a gran escala, seleccionamos el 10 de febrero de 2017, como un estudio de caso especial con un sistema de alta presión muy bien definido sobre la Cuenca de México en el centro del país. La selección de este estudio de caso permite una simulación convincente de los principales procesos físicos en el trabajo. Aísla la influencia que LULC tiene en el sistema de vientos y la termodinámica basándose en experimentos de prueba de hipótesis donde el LULC cambia de la simulación de control. Por lo tanto, interpretamos el efecto urbano con respecto a las diferencias entre el control y los experimentos de prueba de hipótesis. La simulación de control revela un patrón de viento tridimensional compuesto de: (i) circulaciones meridionales (sur-norte) impulsadas por los gradientes de presión térmicos entre el altiplano de la cuenca de México y las áreas costeras circundantes, y (ii) una circulación zonal (oeste-este) pendiente ascendente/descendente impulsada por la interacción térmica con el área urbana y edificada y el calentamiento/enfriamiento de las laderas montañosas frente a la cuenca. El sentido de la circulación meridional depende del cambio de gradientes de presión entre la Cuenca de México y sus alrededores a medida que la cuenca se calienta y enfría más rápido que sus alrededores.

El reemplazo de la tierra natural y cultivada por áreas urbanas y edificadas conduce a circulaciones meridionales y zonales más organizadas dentro de la cuenca, particularmente en las horas de la tarde y la noche cuando la intensidad de isla de calor urbana (UHI) es mayor. Las líneas de convergencia del viento cerca de la superficie en la tarde se conectan con la circulación de aire superior y no sólo ayudan a cerrar la circulación meridional, sino que marcan el límite entre dos masas de aire distintas: una con valor de MSE bajo advectada desde el sur y otra con valor de MSE alto advectada desde el norte. En este momento, el viento descendente de las montañas del sur y el jet de Chalco completan el ramal de circulación meridional de viento de baja altura.

Este tipo de circulación ayuda a redistribuir el MSE o los trazadores pasivos que se originan en el piso de la cuenca verticalmente y exportarlos a la cuenca sur (Cuenca de Morelos) o retornarlos a la cuenca. Los resultados de los experimentos de prueba de hipótesis con áreas naturales y cultivadas indican una circulación meridional similar, aunque menos organizada y con alturas de PBL más bajas (en aproximadamente un 5%). Por la tarde, la circulación zonal exhibe un patrón de circulación típico con flujo ascendente en ambas montañas flanqueantes y movimiento descendente sobre el paso de Chalco.

También hay una asimetría zonal con un MSE más bajo sobre el paso de Chalco y un MSE más grande en el lado occidental de la cuenca. El experimento con cobertura natural únicamente, muestra una asimetría más acentuada que el control. Los controles que la cobertura y uso del suelo ejercen sobre la circulación dan como resultado valores mayores de MSE cerca de la superficie donde las parcelas de aire recogen energía de la superficie, ya sea en forma de flujos de entalpía o calor latente. Los flujos de calor de la superficie y la energía almacenada en el suelo son impulsores de la circulación local, que es más evidente en los patrones de circulación zonal. Un resultado sorprendente de este trabajo es la generación de celdas de convección a escala de cuenca por la tarde. Uno esperaría que dada la baja relación entre la altura de la montaña y la longitud horizontal de la cuenca (0.03 en promedio), las circulaciones UHI se desconectarían de los vientos ascendentes y descendentes. Rendón et al. (2020) en un experimento bidimensional idealizado con una relación de aspecto de 0.06, encuentran que las circulaciones de UHI están estrechamente relacionadas con el sistema de viento pendiente ascendente/descendente.

Sería interesante explorar en el contexto topográfico más complejo de la Cuenca de México, si existe un límite inferior para esta relación donde las circulaciones UHI y los vientos de pendiente ascendente/descendente están desacoplados entre sí. Finalmente, este trabajo abre otra importante vía de investigación con respecto a los gradientes de presión térmicos como el principal impulsor de la divergencia/convergencia del viento cerca de la superficie y la circulación dentro del valle de México. Este ingrediente dinámico es necesario si queremos entender cómo la variabilidad a gran escala durante la estación seca afecta las circulaciones de mesoescala dentro de la cuenca. Este tipo de investigación es de gran relevancia para los estudios de calidad del aire de la cuenca. El presente trabajo da paso a una serie de posibles trabajos de investigación dedicados a comprender en detalle las interacciones de los patrones de circulación de la Cuenca de México y su paisaje urbano.

5.3 Limitaciones al proyecto

- **Datos:** Aunque se ha trabajado en el mantenimiento de redes meteorológicas, aún la distribución de datos en la horizontal sobre todo en las laderas de montañas es escasa. Así como los registros de los perfiladores, por lo que se carece de dar más detalle debido a la ausencia de series de datos homogéneas lo suficientemente extensas.
- **Periodo de estudio:** Este trabajo se centra en la temporada seca bajo condiciones de sistemas de alta presión, en la que la precipitación es escasa o nula, el considerar la aplicación de la metodología propuesta a otras temporadas pueden incluir otros procesos de convección húmeda que aún no están resueltos o la aplicación de la metodología propuesta a condiciones sinópticas fuertes pueden resultar circulaciones distintas a las que se presentan en este trabajo.
- **Configuración del modelo:**
 - a) LULC: El uso y cobertura de suelo propuesto mejora con respecto a el LULC-USGS predeterminado del modelo. Sin embargo, queda pendiente la evaluación con el LULC-MODIS que puede dar la posibilidad de mostrar resultados similares a los encontrados sin la necesidad de realizar la actualización del LULC.
 - b) Parametrizaciones: Se debe tener cuidado al elegir la parametrización adecuada en función de los procesos atmosféricos a evaluar. En este trabajo se presenta una propuesta de configuración de parametrizaciones para condiciones estables en el valle de México, por lo que no puede ser generalizada a otros procesos de mesoescala como es la convección profunda.
 - c) Resolución: El modelo tiene la posibilidad de representar la orografía de la zona de estudio y considera en la dinámica movimientos en la vertical, aunque su representación depende de la resolución en la horizontal del modelo. Así que entre más grande sea la resolución mayor será el detalle, dando lugar a cambios abruptos en altitud debido a la compleja orografía de la región. En este caso es posible que el modelo no pueda llegar a resolver la dinámica y genere resultados espurios.

5.4 Futuras investigaciones

Los resultados de este trabajo pueden servir en el campo de contaminación ambiental para saber el transporte de contaminantes, esto es porque da a conocer con mayor detalle las circulaciones locales en el valle de México. La aplicación directa de resultados es una configuración óptima del modelo WRF para casos de temporada seca.

Como trabajo futuro, se plantea ampliar el análisis a más estudios de casos bajo condiciones sinópticas estables con los objetivos de analizar la frecuencia e intensidad de eventos y desde la parte computacional poder generalizar la configuración propuesta en este trabajo.

Como se mostró previamente, las condiciones en la mesoescala se ven fuertemente influenciadas por condiciones sinópticas, por lo que se propone realizar una clasificación sinóptica empleando *self organized maps* y llevar una caracterización de la intensidad de la UHI y las circulaciones.

Referencias

- Aguilar, Adrián Guillermo (2008). “Peri-urbanization, illegal settlements and environmental impact in Mexico City”. In: *Cities* 25.3, pp. 133–145.
- Akbari, Hashem (1999). “Characterizing the fabric of the urban environment: a case study of Sacramento, California”. In.
- Andrews, David G, James R Holton, and Conway B Leovy (1987). *Middle atmosphere dynamics*. 40. Academic press.
- Angevine, Wayne M, Hongli Jiang, and Thorsten Mauritsen (2010). “Performance of an eddy diffusivity–mass flux scheme for shallow cumulus boundary layers”. In: *Monthly Weather Review* 138.7, pp. 2895–2912.
- Aquino-Martínez, Lourdes P, Arturo I Quintanar, Carlos A Ochoa-Moya, Erika Danaé López-Espinoza, David K Adams, and Aron Jazcilevich-Diamant (2021). “Urban-Induced Changes on Local Circulation in Complex Terrain: Central Mexico Basin”. In: *Atmosphere* 12.7, p. 904.
- Arya, Paul S (2001). *Introduction to micrometeorology*. Elsevier.
- Atkinson, BW (2003). “Numerical modelling of urban heat-island intensity”. In: *Boundary-Layer Meteorology* 109.3, pp. 285–310.
- Bailey, Adriana, Thomas N Chase, John J Cassano, and David Noone (2011). “Changing temperature inversion characteristics in the US Southwest and relationships to large-scale atmospheric circulation”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 50.6, pp. 1307–1323.
- Baldinelli, Giorgio and Stefania Bonafoni (2015). “Analysis of albedo influence on surface urban heat island by spaceborne detection and airborne thermography”. In: *International Conference on Image Analysis and Processing*. Springer, pp. 95–102.

- Barradas, Víctor L, Adalberto Tejeda-Martínez, and Ernesto Jáuregui (1999). “Energy balance measurements in a suburban vegetated area in Mexico City”. In: *Atmospheric Environment* 33.24-25, pp. 4109–4113.
- Barry, Roger G (2013). *Mountain Weather and Climate*. Routledge.
- Bechtel, Benjamin, Matthias Demuzere, Gerald Mills, Wenfeng Zhan, Panagiotis Sismanidis, Christopher Small, and James Voogt (2019). “SUHI analysis using Local Climate Zones—A comparison of 50 cities”. In: *Urban Climate* 28, p. 100451. ISSN: 2212-0955. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2019.01.005>. URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2212095519300239>.
- Benson-Lira, V, Matei Georgescu, S Kaplan, and ER Vivoni (2016). “Loss of a lake system in a megacity: The impact of urban expansion on seasonal meteorology in Mexico City”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 121.7, pp. 3079–3099.
- Bornstein, RD (1968). “Observations of the urban heat island effect in New York City”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 7.4, pp. 575–582.
- (1987). “Mean diurnal circulation and thermodynamic evolution of urban boundary layers”. In: *Modeling the Urban Boundary Layer*, pp. 53–93.
- Bornstein, RD and M LeRoy (1990). “Urban barrier effects on convective and frontal thunderstorms”. In: *Extended Abstracts, Fourth Conf. on Mesoscale Processes*, pp. 120–121.
- Bossert, James E (1997). “An investigation of flow regimes affecting the Mexico City region”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 36.2, pp. 119–140.
- Chen, Fei and Jimmy Dudhia (2001). “Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity”. In: *Monthly weather review* 129.4, pp. 569–585.
- Cohen, Ariel E, Steven M Cavallo, Michael C Coniglio, and Harold E Brooks (2015). “A review of planetary boundary layer parameterization schemes and their sensitivity in simulating southeastern US cold season severe weather environments”. In: *Weather and forecasting* 30.3, pp. 591–612.

- Coniglio, Michael C, James Correia Jr, Patrick T Marsh, and Fanyou Kong (2013). “Verification of convection-allowing WRF model forecasts of the planetary boundary layer using sounding observations”. In: *Weather and Forecasting* 28.3, pp. 842–862.
- Csiszar, I and G Gutman (1999). “Mapping global land surface albedo from NOAA AVHRR”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104.D6, pp. 6215–6228.
- Cui, Yu Yan and Benjamin De Foy (2012). “Seasonal variations of the urban heat island at the surface and the near-surface and reductions due to urban vegetation in Mexico City”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 51.5, pp. 855–868.
- De Foy, B, M Zavala, N Bei, and LT10 Molina (2009). “Evaluation of WRF mesoscale simulations and particle trajectory analysis for the MILAGRO field campaign”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 9.13, pp. 4419–4438.
- Defant, Friedrich (1949). “Zur theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg-und Talwinde”. In: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A* 1.3, pp. 421–450.
- Di Pietro, Simone (2021). “Urban Shrinkage and Suburbanization in Mexico: A View Based on the Last Census Data”. In: *Iberoamericana–Nordic Journal of Latin American and Caribbean Studies* 50.1.
- Doran, JC, S Abbott, J Archuleta, X Bian, J Chow, RL Coulter, SFJ De Wekker, S Edgerton, S Elliott, A Fernandez, et al. (1998). “The IMADA-AVER boundary layer experiment in the Mexico City area”. In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 79.11, pp. 2497–2508.
- Doran, JC and S Zhong (2000). “Thermally driven gap winds into the Mexico City basin”. In: *Journal of Applied Meteorology* 39.8, pp. 1330–1340.
- Dudhia, J (2015). “Overview of WRF Physics. 2015 Basic WRF Tutorial, Boulder, CO”. In: *National Center for Atmospheric Research*.
- Emeis, Stefan, Klaus Schafer, and CHRISTOPH Munkel (2008). “Surface-based remote sensing of the mixing-layer height—a review”. In: *Meteorologische Zeitschrift* 17.5, p. 621.
- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (2017). *ERA5 Reanalysis*. Boulder CO. URL: <https://doi.org/10.5065/D6X34W69>.

- Fan, Yifan, Yuguo Li, and Shi Yin (2018). “Interaction of multiple urban heat island circulations under idealised settings”. In: *Building and Environment* 134, pp. 10–20.
- Fast, Jerome D, B de Foy, F Acevedo Rosas, E Caetano, Gregory Carmichael, L Emmons, D McKenna, M Mena, W Skamarock, X Tie, et al. (2007). “A meteorological overview of the MILAGRO field campaigns”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 7.9, pp. 2233–2257.
- Fast, Jerome D and Shiyuan Zhong (1998). “Meteorological factors associated with inhomogeneous ozone concentrations within the Mexico City basin”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 103.D15, pp. 18927–18946.
- Foy, B de, E Caetano, V Magana, A Zitácuaro, B Cárdenas, A Retama, R Ramos, LT Molina, and MJ Molina (2005). “Mexico City basin wind circulation during the MCMA-2003 field campaign”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 5.8, pp. 2267–2288.
- Foy, B de, A Clappier, LT Molina, and MJ Molina (2006a). “Distinct wind convergence patterns in the Mexico City basin due to the interaction of the gap winds with the synoptic flow”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6.5, pp. 1249–1265.
- Foy, B de, JR Varela, LT Molina, and MJ Molina (2006b). “Rapid ventilation of the Mexico City basin and regional fate of the urban plume”. In: *Atmospheric Chemistry and Physics* 6.8, pp. 2321–2335.
- Gaberšek, Saša and Dale R Durran (2004). “Gap flows through idealized topography. Part I: Forcing by large-scale winds in the nonrotating limit”. In: *Journal of the atmospheric sciences* 61.23, pp. 2846–2862.
- Ganbat, Gantuya, Jong-Jin Baik, and Young-Hee Ryu (2015). “A numerical study of the interactions of urban breeze circulation with mountain slope winds”. In: *Theoretical and Applied Climatology* 120.1, pp. 123–135.
- García-Cueto, OR, Ernesto JÁUREGUI-OSTOS, D Toudert, and Adalberto Tejeda-Martinez (2007). “Detection of the urban heat island in Mexicali, BC, México and its relationship with land use”. In: *Atmósfera* 20.2, pp. 111–131.
- García-Díez, M, J Fernández, L Fita, and C Yagüe (2013). “Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe”. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139.671, pp. 501–514.

- García-Franco, JL, W Stremme, A Bezanilla, A Ruiz-Angulo, and M Grutter (2018). “Variability of the mixed-layer height over Mexico City”. In: *Boundary-Layer Meteorology* 167.3, pp. 493–507.
- Gartland, Lisa Mummery (2012). *Heat islands: understanding and mitigating heat in urban areas*. Routledge.
- Grimm, Nancy B, Stanley H Faeth, Nancy E Golubiewski, Charles L Redman, Jianguo Wu, Xuemei Bai, and John M Briggs (2008). “Global change and the ecology of cities”. In: *science* 319.5864, pp. 756–760.
- Gunawardena, Kanchane R, Martin J Wells, and Tristan Kershaw (2017). “Utilising green and bluespace to mitigate urban heat island intensity”. In: *Science of the Total Environment* 584, pp. 1040–1055.
- Hartmann, Dennis L (2015). *Global physical climatology*. Vol. 103. Newnes.
- He, JJ, Y Yu, LJ Yu, N Liu, and SP Zhao (2017). “Impacts of uncertainty in land surface information on simulated surface temperature and precipitation over China”. In: *International Journal of Climatology* 37, pp. 829–847.
- Hersbach, Hans, Bill Bell, Paul Berrisford, Shoji Hirahara, András Horányi, Joaquin Muñoz-Sabater, Julien Nicolas, Carole Peubey, Raluca Radu, Dinand Schepers, et al. (2020). “The ERA5 global reanalysis”. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146.730, pp. 1999–2049.
- Hidalgo, J, V Masson, and G Pigeon (2008a). “Urban-breeze circulation during the CAPI-TOUL experiment: numerical simulations”. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 102.3, pp. 243–262.
- Hidalgo, J, G Pigeon, and V Masson (2008b). “Urban-breeze circulation during the CAPI-TOUL experiment: observational data analysis approach”. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 102.3, pp. 223–241.
- Hodges, KI (1994). “A general method for tracking analysis and its application to meteorological data”. In: *Monthly Weather Review* 122.11, pp. 2573–2586.
- (1995). “Feature tracking on the unit sphere”. In: *Monthly Weather Review* 123.12, pp. 3458–3465.
- Holton, JR and GJ Hakim (2013). *An introduction to dynamic meteorology*. Waltham, MA.

- Holtstlag, Albert AM and Frans TM Nieuwstadt (1986). “Scaling the atmospheric boundary layer”. In: *Boundary-Layer Meteorology* 36.1, pp. 201–209.
- Hong, Song-You (2010). “A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon”. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136.651, pp. 1481–1496.
- Hong, Song-You and Jeong-Ock Jade Lim (2006a). “The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6)”. In: *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences* 42.2, pp. 129–151.
- Hong, Song-You, Yign Noh, and Jimy Dudhia (2006b). “A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes”. In: *Monthly weather review* 134.9, pp. 2318–2341.
- Howard, Luke (1820). *The Climate of London: Deduced from Meteorological Observations Made at Different Places in the Neighbourhood of the Metropolis. In Two Volumes. Vol. II. Vol. 2.* W. Phillips.
- Hoxit, Lee R (1975). “Diurnal variations in planetary boundary-layer winds over land”. In: *Boundary-Layer Meteorology* 8.1, pp. 21–38.
- Iacobellis, Sam F, Joel R Norris, Masao Kanamitsu, Mary Tyree, and Daniel C Cayan (2009). “Climate variability and California low-level temperature inversions”. In: *California Climate Change Center* 48.
- Iacono, Michael J, Jennifer S Delamere, Eli J Mlawer, Mark W Shephard, Shepard A Clough, and William D Collins (2008). “Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113.D13. DOI: 10.1029/2008JD009944.
- Janić, Zaviša I (2001). *Nonsingular implementation of the Mellor-Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration ... URL: https://www.researchgate.net/profile/Zavisa-Janjic/publication/228749162_Nonsingular_Implementation_of_the_Mellor-Yamada_Level_25_Scheme_in_the_NCEP_Meso_Model/links/56d397ed08aeb52500d18932/Nonsingular-Implementation-of-the-Mellor-Yamada-Level-25-Scheme-in-the-NCEP-Meso-Model.pdf.

- Jáuregui, Ernesto (1975). “Microclima del bosque de chapultepec”. In: *Invest. Geog*, pp. 63–72.
- (1979). “La isla de calor en Toluca, Méx.” In: *Investigaciones geográficas* 9, pp. 27–37.
- (1988). “Local wind and air pollution interaction in the Mexico basin”. In: *Atmósfera* 1.3.
- (1995). “Algunas alteraciones de largo periodo del clima de la Ciudad de México debidas a la urbanización: Revisión y perspectivas”. In: *Investigaciones geográficas* 31, pp. 09–44.
- (1997). “Heat island development in Mexico City”. In: *Atmospheric Environment* 31.22, pp. 3821–3831.
- Jazcilevich, Aron D, Agustín R García, and Ernesto Caetano (2005). “Locally induced surface air confluence by complex terrain and its effects on air pollution in the valley of Mexico”. In: *Atmospheric Environment* 39.30, pp. 5481–5489.
- Jazcilevich, Aron D, Agustín R García, and L Gerardo Ruíz-Suárez (2003). “A study of air flow patterns affecting pollutant concentrations in the Central Region of Mexico”. In: *Atmospheric Environment* 37.2, pp. 183–193.
- Johnson, Richard H, Thomas M Rickenbach, Steven A Rutledge, Paul E Ciesielski, and Wayne H Schubert (1999). “Trimodal characteristics of tropical convection”. In: *Journal of climate* 12.8, pp. 2397–2418.
- Joly, Daniel and Yves Richard (2018). “Topographic descriptors and thermal inversions amid the plateaus and mountains of the Jura (France)”. In: *Climatologie* 15, pp. 46–61.
- Kain, John S (2004). “The Kain–Fritsch convective parameterization: an update”. In: *Journal of applied meteorology* 43.1, pp. 170–181.
- Kalkstein, Laurence S and J Scott Greene (1997). “An evaluation of climate/mortality relationships in large US cities and the possible impacts of a climate change.” In: *Environmental health perspectives* 105.1, pp. 84–93.
- Kalnay, Eugenia, Masao Kanamitsu, Robert Kistler, William Collins, Dennis Deaven, Lev Gandin, Mark Iredell, Suranjana Saha, Glenn White, John Woollen, et al. (1996). “The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project”. In: *Bulletin of the American meteorological Society* 77.3, pp. 437–472.

- Karl, Thomas R, Henry F Diaz, and George Kukla (1988). “Urbanization: Its detection and effect in the United States climate record”. In: *Journal of climate* 1.11, pp. 1099–1123.
- Kirthiga, SM and NR Patel (2018). “Impact of updating land surface data on micrometeorological weather simulations from the WRF model”. In: *Atmósfera* 31.2, pp. 165–183.
- Klaus, Dieter, Ernesto Jauregui, Andreas Poth, Gotthard Stein, and Max Voss (1999). “Regular Circulation Structures in the Tropical Basin of Mexico City as a Consequence of the Urban Heat Island Effect (Regelhafte Zirkulationsstrukturen im tropischen Hochbecken von Mexiko Stadt als Folge des Wärmeinseleffektes)”. In: *Erdkunde*, pp. 231–243.
- Largerion, Yann and Chantal Staquet (2016). “Persistent inversion dynamics and wintertime PM10 air pollution in Alpine valleys”. In: *Atmospheric Environment* 135, pp. 92–108.
- Lau, Elias, Scott McLaughlin, Frank Pratte, Bob Weber, David Merritt, Maikel Wise, Gary Zimmerman, Matthew James, and Megan Sloan (2013). “The DeTect Inc. RAPTOR VAD-BL radar wind profiler”. In: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30.9, pp. 1978–1984.
- Lemonsu, Aude and Valéry Masson (2002). “Simulation of a summer urban breeze over Paris”. In: *Boundary-Layer Meteorology* 104.3, pp. 463–490.
- López-Espinoza, ED, A Ruiz-Angulo, J Zavala-Hidalgo, R Romero-Centeno, and J Escamilla-Salazar (2019). “Impacts of the Desiccated Lake System on Precipitation in the Basin of Mexico City”. In: *Atmosphere* 10.10, p. 628.
- López-Espinoza, ED, J Zavala-Hidalgo, and O Gomez-Ramos (2012). “Weather forecast sensitivity to changes in urban land covers using the WRF model for central Mexico”. In: *Atmósfera* 25.2, pp. 127–154.
- Markowski, Paul and Yvette Richardson (2011). *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Vol. 2. John Wiley & Sons.
- Martilli, A (2014). *An idealized study of city structure, urban climate, energy consumption, and air quality*. *Urban Clim.* 10, 430–446.

- Mayr, GJ, L Armi, S Arnold, Robert M Banta, Lisa S Darby, DD Durran, C Flamant, S Gaberšek, A Gohm, R Mayr, et al. (2004). “Gap flow measurements during the Mesoscale Alpine Programme”. In: *Meteorology and Atmospheric Physics* 86.1, pp. 99–119.
- Mellor, George L and Tetsuji Yamada (1974). “A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers”. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 31.7, pp. 1791–1806.
- (1982). “Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems”. In: *Reviews of Geophysics* 20.4, pp. 851–875.
- Merlín-Uribe, Yair, Armando Contreras-Hernández, Marta Astier-Calderón, Olaf P Jensen, Rigel Zaragoza, and Luis Zambrano (2013). “Urban expansion into a protected natural area in Mexico City: alternative management scenarios”. In: *Journal of environmental planning and management* 56.3, pp. 398–411.
- Milionis, AE and TD Davies (2008). “The effect of the prevailing weather on the statistics of atmospheric temperature inversions”. In: *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 28.10, pp. 1385–1397.
- Nakanishi, Mikiyo and Hiroshi Niino (2004). “An improved Mellor–Yamada level-3 model with condensation physics: Its design and verification”. In: *Boundary-layer meteorology* 112.1, pp. 1–31.
- (2006). “An improved Mellor–Yamada level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog”. In: *Boundary-Layer Meteorology* 119.2, pp. 397–407.
- Nations, United (2018). “The World’s cities in 2018”. In: *Department of Economic and Social Affairs, Population Division, World Urbanization Prospects*, pp. 1–34.
- Nodzu, Masato I, Shin-Ya Ogino, Yoshihiro Tachibana, and Manabu D Yamanaka (2006). “Climatological description of seasonal variations in lower-tropospheric temperature inversion layers over the Indochina Peninsula”. In: *Journal of climate* 19.13, pp. 3307–3319.

- Ochoa, Carlos A, Arturo I Quintanar, Graciela B Raga, and Darrel Baumgardner (2015). “Changes in intense precipitation events in Mexico City”. In: *Journal of Hydrometeorology* 16.4, pp. 1804–1820. DOI: 10.1175/JHM-D-14-0081.1.
- Oke, TR (1978). “Boundary layer climates(Book)”. In: *London, Methuen and Co., Ltd.; New York, Halsted Press, 1978. 390 p.*
- (1982). “The energetic basis of the urban heat island”. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 108.455, pp. 1–24.
- Oke, TR, GT Johnson, DG Steyn, and ID Watson (1991). “Simulation of surface urban heat islands under ‘ideal’ conditions at night part 2: Diagnosis of causation”. In: *Boundary-layer meteorology* 56.4, pp. 339–358.
- Oke, TR, RA Spronken-Smith, Ernesto Jáuregui, and Christine SB Grimmond (1999). “The energy balance of central Mexico City during the dry season”. In: *Atmospheric Environment* 33.24-25, pp. 3919–3930.
- Palarz, A., Daniel Celiński-Mysław, and Zbigniew Ustrnul (2018). “Temporal and spatial variability of surface-based inversions over Europe based on ERA-Interim reanalysis”. In: *International Journal of Climatology* 38.1, pp. 158–168.
- Palarz, A., Jürg Luterbacher, Zbigniew Ustrnul, Elena Xoplaki, and Daniel Celiński-Mysław (2020). “Representation of low-tropospheric temperature inversions in ECMWF reanalyses over Europe”. In: *Environmental Research Letters* 15.7, p. 074043.
- Pielke, Roger A (2005). “Land use and climate change”. In: *Science* 310.5754, pp. 1625–1626.
- Pleim, Jonathan E (2007). “A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 46.9, pp. 1383–1395. DOI: 10.1175/JAM2539.1.
- Población (Mexico), Consejo Nacional de (1998). *Escenarios demográficos y urbanos de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, 1990-2010: síntesis*. Serie Estudios regionales. Consejo Nacional de Población. ISBN: 9789706283009. URL: <https://books.google.com.mx/books?id=5TfCAAAACAAJ>.
- Raga, GB and L Le Moyne (1996). “On the nature of air pollution dynamics in Mexico City—I. Nonlinear analysis”. In: *Atmospheric Environment* 30.23, pp. 3987–3993.

- Rampanelli, Gabriele, Dino Zardi, and Richard Rotunno (2004). “Mechanisms of up-valley winds”. In: *Journal of the atmospheric sciences* 61.24, pp. 3097–3111.
- Rendón, Angela M, Juan F Salazar, Carlos A Palacio, and Volkmar Wirth (2015). “Temperature inversion breakup with impacts on air quality in urban valleys influenced by topographic shading”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 54.2, pp. 302–321.
- Rendón, Angela M, Juan F Salazar, Carlos A Palacio, Volkmar Wirth, and Björn Brötz (2014). “Effects of urbanization on the temperature inversion breakup in a mountain valley with implications for air quality”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 53.4, pp. 840–858.
- Rendón, Angela M, Juan F Salazar, and Volkmar Wirth (2020). “Daytime air pollution transport mechanisms in stable atmospheres of narrow versus wide urban valleys”. In: *Environmental Fluid Mechanics* 20.4, pp. 1101–1118.
- Rivera-Martínez, S. L. (2018). *Análisis del Uso de Suelo y Vegetación en México entre 1968 y 2011 para su Uso en un Modelo de Pronóstico Meteorológico*. Tech. rep. Ciudad de México, México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Rojas, José L Flores, Augusto J Pereira Filho, Hugo A Karam, Felipe Vemado, and Valéry Masson (2018). “Effects of explicit urban-canopy representation on local circulations above a tropical mega-city”. In: *Boundary-layer meteorology* 166.1, pp. 83–111.
- Runnalls, KE and TR Oke (2000). “Dynamics and controls of the near-surface heat island of Vancouver, British Columbia”. In: *Physical Geography* 21.4, pp. 283–304.
- Ryu, Young-Hee and Jong-Jin Baik (2013). “Daytime local circulations and their interactions in the Seoul metropolitan area”. In: *Journal of applied meteorology and climatology* 52.4, pp. 784–801.
- Saavedra, Fernando, Kevin Bain, and Ana Melisa Pardo (2011). “Dinámicas territoriales en la ciudad de México y su periferia”. In: *México: Facultad Latinoamericana de Ciencias Sociales (FLACSO)*.
- Schneider, Jeanne M and Douglas K Lilly (1999). “An observational and numerical study of a sheared, convective boundary layer. Part I: Phoenix II observations, statistical

- description, and visualization”. In: *Journal of the atmospheric sciences* 56.17, pp. 3059–3078.
- Seibert, Petra, Frank Beyrich, Sven-Erik Gryning, Sylvain Joffre, Alix Rasmussen, and Philippe Tercier (2000). “Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height”. In: *Atmospheric environment* 34.7, pp. 1001–1027.
- Seinfeld, John and Spyros Pandis (2008). “Atmospheric Chemistry and Physics. 1997”. In: *New York*.
- Sertel, Elif, Alan Robock, and Cankut Ormeci (2010). “Impacts of land cover data quality on regional climate simulations”. In: *International Journal of Climatology* 30.13, pp. 1942–1953.
- Shi, Yu, Fei Hu, Zhisheng Xiao, Guangqiang Fan, and Zhe Zhang (2020). “Comparison of four different types of planetary boundary layer heights during a haze episode in Beijing”. In: *Science of the total environment* 711, p. 134928.
- Skamarock, William C, Joseph B Klemp, Jimy Dudhia, David O Gill, Zhiqian Liu, Judith Berner, Wei Wang, Jordan G Powers, Michael G Duda, Dale M Barker, et al. (2019). “A description of the advanced research WRF model version 4”. In: *National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, USA*, p. 145.
- Stensrud, David J (2009). *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press.
- Stull, Roland B (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Vol. 13. Springer Science & Business Media.
- Su, Tianning, Jing Li, Chengcai Li, Pengzhan Xiang, Alexis Kai-Hon Lau, Jianping Guo, Dongwei Yang, and Yucong Miao (2017). “An intercomparison of long-term planetary boundary layer heights retrieved from CALIPSO, ground-based lidar, and radiosonde measurements over Hong Kong”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122.7, pp. 3929–3943.
- Sundborg, Åke (1950). “Local climatological studies of the temperature conditions in an urban area”. In: *Tellus* 2.3, pp. 222–232.

- Taylor, Karl E (2001). “Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106.D7, pp. 7183–7192. DOI: 10.1029/2000JD900719.
- Tejeda Martínez, Adalberto and Federico Acevedo Rosas (1990). “Alteraciones climáticas por la urbanización en Xalapa, Ver.” In.
- Tejeda Martínez, Adalberto and Ernesto Jáuregui Ostos (2005). “Surface energy balance measurements in the Mexico City region: a review”. In: *Atmósfera* 18.1, pp. 1–23.
- UCAR/NCAR/CISL/VETS (2016). “The NCAR Command Language (Version 6.6. 2 [Software]”. In.
- Vafa-Arani, Hamed, Salman Jahani, Hossein Dashti, Jafar Heydari, and Saeed Moazen (2014). “A system dynamics modeling for urban air pollution: A case study of Tehran, Iran”. In: *Transportation Research Part D: Transport and Environment* 31, pp. 21–36.
- Voogt, James A (2002). “Urban heat island: causes and consequences of global environmental change (pp. 660-666)”. In: *Encyclopaedia of Global Environmental Change* 3.
- Wagner, A (1932). “Der tagliche Luftdruckund Temperaturgang in der freien Atmosphäre und in Gebirgstalern”. In: *Gerlands Beitr. Geophys* 37, pp. 316–344.
- Wallace, John M and Peter V Hobbs (2006). *Atmospheric science: an introductory survey*. Vol. 92. Elsevier.
- Wang, Die, Junfeng Miao, and Da-Lin Zhang (2015). “Numerical simulations of local circulation and its response to land cover changes over the Yellow Mountains of China”. In: *Journal of Meteorological Research* 29.4, pp. 667–681.
- Weng, Qihao (2003). “Fractal analysis of satellite-detected urban heat island effect”. In: *Photogrammetric engineering & remote sensing* 69.5, pp. 555–566.
- Whiteman, C David (1990). “Observations of thermally developed wind systems in mountainous terrain”. In: *Atmospheric processes over complex terrain*. Springer, pp. 5–42.
- Whiteman, CD, S Zhong, X Bian, JD Fast, and JC Doran (2000). “Boundary layer evolution and regional-scale diurnal circulations over the and Mexican plateau”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 105.D8, pp. 10081–10102.

- Wilby, Robert L (2008). “Constructing climate change scenarios of urban heat island intensity and air quality”. In: *Environment and planning B: Planning and Design* 35.5, pp. 902–919.
- Wong, KK and RA Dirks (1978). “Mesoscale perturbations on airflow in the urban mixing layer”. In: *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 17.5, pp. 677–688.
- Xie, Bo, Julian CR Hunt, David J Carruthers, Jimmy Chi Hung Fung, and Janet F Barlow (2013). “Structure of the planetary boundary layer over Southeast England: Modeling and measurements”. In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118.14, pp. 7799–7818.
- Yow, Donald M (2007). “Urban heat islands: Observations, impacts, and adaptation”. In: *Geography Compass* 1.6, pp. 1227–1251.
- Zängl, Günther, Barbara Chimani, and Christian Häberli (2004). “Numerical simulations of the foehn in the Rhine Valley on 24 October 1999 (MAP IOP 10)”. In: *Monthly weather review* 132.1, pp. 368–389.
- Zhang, YH, SD Zhang, F Yi, and ZY Chen (2011). “Statistics of lower tropospheric inversions over the continental United States”. In: *Annales Geophysicae*. Vol. 29. 2. Copernicus GmbH, pp. 401–410.
- Zhou, Bin, Diego Rybski, and Jürgen P Kropp (2013). “On the statistics of urban heat island intensity”. In: *Geophysical research letters* 40.20, pp. 5486–5491.