



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

Estudio sobre la evolución de la capa de mezcla en la  
Ciudad de México.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Jorge Luis García Franco

TUTOR

Dr. Michel Grutter de la Mora





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.

**Nombre del alumno:** Jorge Luis García Franco.

**Teléfono:** 55721604.

**Correo electrónico:** jgcaspark@ciencias.unam.mx.

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Licenciatura en Ciencias de la Tierra

Número de cuenta: 310283445.

Tutor: Dr. Michel Alexandre Grutter de la Mora.

**Jurado:**

Propietario: Dr. Ernesto Dos Santos Caetano Neto.

Propietario: Dr. Angel Ruiz Angulo.

Suplente: Dra. Claudia Inés Rivera Cárdenas.

Suplente: Dr. Harry Alvarez Ospina.

---

# Agradecimientos

---

Quiero agradecer a mi asesor, el Dr. Michel Grutter de la Mora, y al Dr. Wolfgang Stremme por haberme aceptado en este proyecto tan ambicioso e importante. Sus comentarios y ayuda han sido invaluable para este trabajo.

Por todos sus comentarios y observaciones que han enriquecido enormemente este trabajo agradezco a mi jurado.

Este trabajo habría sido imposible sin el apoyo de mis padres para tener esta educación que tanto valoro. Les debo cualquier mérito que este trabajo o yo merezca. Esto es tan suyo como es mío.

Mi más profundo agradecimiento a José Luis Gutiérrez, Claudia Rivera, Octavio Gómez y Erika López; mi formación es, en gran parte, debido a ellos, grandes profesores y aún mejores personas. No puede faltar en esta lista Angel Ruiz, quien no sólo aportó a este trabajo desde sus inicios y ahora funge como sinodal del mismo, sino que en el transcurso de este proyecto me ha ofrecido mucho más que revisiones, sugerencias, consejos y comentarios.

A los de siempre, amigos entrañables y compañeros de viaje que me han acompañado desde la prepa: Adán, Diego(2), Karen (2), Panda, Caro, Marcos y Pablo. Sobra decirles lo importantes que son y han sido en estos 7 años. Que vengan muchos más.

Hubiera sido una carrera aburridísima de no ser por los amigos que vine a hacer acá:

- Abril que alegró todos los semestres, desde el primero, y Memo, porque sin él no hubiéramos sobrevivido a Abril.
- Los KH que no olvido: Ángel, Julio y Olmo. Que la atmósfera esté con ustedes en sus tormentas y modelos.
- Melissa: por enseñarme el uso correcto de los dos puntos y haberme apoyado, desde la primer palabra de este documento, para superar los baches de la turbulencia convectiva. Te debo mucho.

*¶ A mis padres, por enseñarme a dar lo mejor de mí.*

*¶ A mi inspiración de siempre: Diego (2), Pablo, Panda, Caro, Marcos y Karen.  
¶ A los amigos que hice en este trayecto turbulento de las Ciencias de la Tierra: Abril y Memo.*

*RMA*

---

# Resumen

---

La capa de mezcla es la sección de la atmósfera en contacto con la superficie y sus propiedades depende fuertemente de los flujos de calor y procesos de transporte de humedad y partículas por su interacción con la superficie, esta capa define el volumen vertical en el que se mezclan los contaminantes pues es la región donde ocurre una mezcla de temperatura, humedad y contaminación.

Es un parámetro fundamental en megaciudades como la Ciudad de México, donde más de veinte millones de personas respiran en una capa de partículas y gases contaminantes cuya concentración depende en gran medida de la altura de capa de mezcla. Caracterizar su altura y su evolución resulta complicado para los métodos de medición o modelación típicos. La percepción remota, mediante el uso de ceilómetros, activa puede caracterizar el perfil vertical de concentración de aerosoles y, por lo tanto, se puede estimar la altura de capa de mezcla.

En este trabajo se estudiaron los perfiles medidos por el ceilómetro desde diciembre de 2008 hasta abril de 2016. De esta manera se estudió el procesamiento de los perfiles de retrodispersión y los métodos de recuperación de la altura de capa de mezcla, la cual se caracterizó en términos de su desarrollo diurno y sus tendencias estacionales y anuales. Además, se validaron estas mediciones y el algoritmo de recuperación mediante una comparación con el método de Richardson para evaluar perfiles producto de radiosondeos.

Se encontró que la capa de mezcla tiene un ciclo diurno caracterizado por un mínimo en su altura a las 7 h de la mañana de 1000 m y un máximo a las 17 h de casi 2900 m. Más aún, se observó que los meses de marzo y abril tienen la mayor tasa de crecimiento y la mayor altura de capa de mezcla promedio, contrastadas por los meses de septiembre y octubre, donde existe la menor tasa de crecimiento y menor altura de capa de mezcla promedio. Se comprobó que el método propuesto por este trabajo es significativamente similar al método de Richardson de los radiosondeos.



---

# Índice general

---

<b>Índice de figuras</b>	<b>1</b>
<b>Índice de cuadros</b>	<b>3</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>5</b>
1.1. Capa límite planetaria . . . . .	5
1.1.1. Definición . . . . .	5
1.1.2. Características y estructura . . . . .	6
1.1.3. Importancia . . . . .	10
1.2. La capa de mezcla . . . . .	13
1.2.1. Los aerosoles en la capa de mezcla . . . . .	13
1.2.2. La capa de mezcla en la Ciudad de México . . . . .	14
1.3. Medición de la capa de mezcla . . . . .	18
1.3.1. La Percepción Remota como herramienta para medir la capa de mezcla	18
1.3.2. La técnica LIDAR . . . . .	20
<b>2. Objetivos e Hipótesis</b>	<b>23</b>
2.1. Objetivos . . . . .	23
2.2. Hipótesis . . . . .	24
<b>3. Método</b>	<b>25</b>
3.1. Ceilómetro Vaisala CL31 . . . . .	25
3.2. Procesamiento de los perfiles . . . . .	27
3.2.1. Promedios en tiempo . . . . .	27
3.2.2. Suavización en altura . . . . .	28
3.2.3. Filtro de nubes y precipitación . . . . .	31
3.3. Estimación de la MLH . . . . .	33
3.3.1. Algoritmos de recuperación . . . . .	33



3.3.2. Método de Richardson en radiosondeos . . . . .	34
<b>4. Resultados y discusión</b>	<b>37</b>
4.1. Perfiles de retrodispersión . . . . .	37
4.1.1. Efecto del filtro de nubes . . . . .	40
4.1.2. Comparación de perfiles . . . . .	41
4.2. Desarrollo diurno de la capa de mezcla . . . . .	45
4.2.1. Comparación entre algoritmos . . . . .	45
4.2.2. Efecto del filtro de nubes . . . . .	49
4.3. Estacionalidad y tendencias anuales . . . . .	51
4.4. Validación mediante radiosondeos . . . . .	53
<b>5. Conclusiones</b>	<b>57</b>
<b>Appendices</b>	<b>59</b>
<b>A. Parámetros en el cálculo de la altura de capa de mezcla</b>	<b>61</b>
A.0.1. Resolución temporal . . . . .	61
A.0.2. Límites del perfil en el cálculo de MLH . . . . .	62
<b>Glosario</b>	<b>67</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>69</b>

---

# Índice de figuras

---

1.1.	Esquema de la troposfera, mostrando la localización de la capa límite planetaria en la atmósfera y en particular en la troposfera, se observa que la capa límite y la atmósfera libre conforman la troposfera (APTI, 2016). . . . .	7
1.2.	Esquema de la evolución típica de la capa límite. En el eje de las abcisas corre el tiempo y en el eje coordenado es la altura, Emeis (2010). . . . .	8
1.3.	Perfil de distribución de aerosoles (a) y de temperatura potencial $\theta$ (K) (b) observados en Queensland en 1989 con un sistema de tecnología LIDAR, (Garratt, 1994). . . . .	15
3.1.	Gráfico de contorno para la matriz de suavización aplicada verticalmente sobre los perfiles. . . . .	29
3.2.	Comparación de curvas de peso para la suavización en distintas alturas. . . . .	30
3.3.	Comportamiento de la Anchura a media altura (FWHM) del kernel de suavización para las alturas consideradas en un perfil de retrodispersión. . . . .	32
4.1.	Perfiles de retrodispersión promedio (2008-2016) cada 10 minutos en escala de color (unidades arbitrarias) en función de la hora del día. . . . .	38
4.2.	Gráficos de color de los perfiles promedio por bimestre para el periodo 2008-2016. Las barras de color no son iguales para todos los gráficos. . . . .	39
4.3.	Gráfico de contorno para perfiles de retrodispersión filtrados por nubes (2009-2016) cada 10 minutos. . . . .	41
4.4.	Gráfico de color para los perfiles de retrodispersión promedio (2008-2016) de manera bimestral cada 10 minutos utilizando el filtro de nubes. . . . .	42
4.5.	Comparación de los perfiles cada tres horas con y sin el filtro de nubes durante el periodo del 2008 al 2016. La escala en la señal de retrodispersión para todos los perfiles (ejes x centrados en las horas correspondientes) se mantuvo constante. . . . .	43

4.6.	Comparación bimestral de los perfiles promedio cada tres horas, con y sin el filtro de nubes, durante el periodo 2008 al 2016. . . . .	44
4.7.	Comparación del a) desarrollo diurno de la capa de mezcla y b) la desviación estándar empleando los tres métodos de recuperación: el método de gradiente, IPM = punto de inflexión y WT = wavelet. . . . .	46
4.8.	Desarrollo diurno promedio de la capa mezcla para el algoritmo de mínimo gradiente y con dos nuevos algoritmos desarrollados $C_1$ y $C_2$ . . . . .	48
4.9.	Comparación del desarrollo diurno promedio de la MLH sobre CU, Ciudad de México, con el método de mínimo gradiente para perfiles con (azul) y sin (negro) filtro de nubes. . . . .	50
4.10.	Desarrollo diurno bimestral de la MLH sobre CU, Ciudad de México. . . . .	51
4.11.	Desarrollo diurno promedio anual de la MLH sobre CU, Ciudad de México. . . . .	52
4.12.	Serie de tiempo mensual para altura de capa de mezcla máxima y mínima. . . . .	53
4.13.	Gráficos de caja de comparando las alturas de mezcla, utilizando el método de Richardson para los radiosondeos (rojo) y la recuperación mediante el algoritmo de mínimo gradiente del ceilómetro (verde). . . . .	55
A.1.	Desarrollo de la capa de mezcla en distintos periodos de promedio de los perfiles. . . . .	62
A.2.	Desviación estándar como medida de incertidumbre en el cálculo de la altura de capa de mezcla en distintos periodos de promedio de los perfiles. . . . .	63
A.3.	Altura de capa de mezcla y desviación estándar para distintos límites inferiores. . . . .	64
A.4.	Desarrollo diurno y desviación estándar para cuatro distintos límites superiores del perfil. . . . .	66

---

# Índice de cuadros

---

3.1. Especificaciones del instrumento . . . . .	26
4.1. Cuadro comparativo de la altura de capa de mezcla promedio estimadas por el ceilómetro utilizando el método compuesto $C_2$ y por el método de Richardson de los radiosondeos. . . . .	54



# Capítulo 1

---

## Introducción

---

### 1.1. Capa límite planetaria

#### 1.1.1. Definición

La atmósfera de la Tierra es la capa de gases y partículas suspendidas que envuelven al planeta y a través de ella se transmite energía entre el Sol, la Tierra y el espacio y por lo tanto es un factor determinante en el clima terrestre. Debido a sus características, y para simplificar su estudio, la atmósfera puede ser dividida en distintas capas con base en su estructura térmica. La capa superficial que va desde la superficie hasta los primeros 10 km, en promedio, es conocida como la troposfera y es donde ocurren la mayoría de los fenómenos que determinan el tiempo meteorológico (Salby, 2012).

Procesos de transporte, como la convección atmosférica, la advección, la turbulencia y corrientes de aire o vientos modifican los primeros 100 a 3000 metros de la atmósfera, en una capa de la troposfera conocida como la **capa límite planetaria** (PBL, por sus siglas en inglés). El resto del aire troposférico, bajo este esquema, se conoce como *atmósfera libre*.

El término de capa límite, introducido por Prandtl (1905) en el campo de la aerodinámica, resulta difícil de definir en un contexto de ciencias atmosféricas, sin embargo, una definición práctica es que es la capa de aire en contacto directo con la superficie con la capacidad de llevar a cabo flujos de calor, momento y materia debido a movimientos turbulentos (Garratt, 1994).

Una definición formal, de Stull (1988), establece que la capa límite es la parte de la troposfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre y que responde a los forzamientos de la superficie en escalas de tiempo de horas. Por ejemplo, debido a la incidencia de radiación solar la superficie se calienta y se enfría en respuesta a

## 1.1. Capa límite planetaria

---

este forzamiento. Esto, a su vez, provoca cambios en la capa límite como el aumento de su altura, cambios en los gradientes de temperatura, composición, etc.

La figura 1.1 muestra que la altura de esta capa, y la altura de la troposfera de hecho, es variable dependiendo de la posición horizontal en la que nos encontremos. Factores como la altitud, latitud y topografía afectan a la estructura de la atmósfera provocando un patrón similar a la figura anterior, con valles y crestas distribuidas horizontalmente en la capa. Además, se observa que la capa límite ocupa un menor volumen que la atmósfera libre en toda la troposfera, las implicaciones de esto se notan claramente cuando, con las definiciones anteriores, observamos que la transferencia de información (masa, momento, etc.) se realiza en un espacio más pequeño si lo comparamos con el volumen total de la atmósfera.

En la atmósfera la mayor parte de los flujos pueden ser caracterizados como turbulentos, al menos parcialmente, si observamos el criterio estándar para determinar la turbulencia, a partir del *número adimensional de Reynolds*,  $R_e$ , que físicamente es una medida que relaciona las fuerzas viscosas y las fuerzas inerciales de cualquier fluido en movimiento de la siguiente forma:

$$R_e = \frac{\text{INERCIALES}}{\text{VISCOSAS}} = \frac{LU}{\nu}, \quad (1.1)$$

donde  $\frac{LU}{\nu}$  es la connotación matemática más usual para este número,  $L$  y  $U$  son escalas que caracterizan al flujo en su longitud y velocidad y  $\nu$  es la viscosidad cinemática. Para valores de este número mayores al valor crítico de 5000, el flujo laminar se convierte a movimiento turbulento, inestable por naturaleza. Dadas las condiciones típicas en la atmósfera el flujo es inevitablemente turbulento; esta turbulencia es, normalmente, generada térmicamente por movimientos boyantes cuando la estratificación se rompe mediante la transferencia de calor y los movimientos convectivos (Salby, 2012).

De este modo, los flujos de calor entre la superficie y la atmósfera definen la estructura y altura de la capa límite, no solamente por el efecto dinámico que tiene en su relación con la turbulencia sino también por el efecto termodinámico de comprimir o dilatar la atmósfera. La temperatura superficial es función de la composición de la superficie, pero principalmente depende de la cantidad de radiación solar incidente. Ésta última depende de muchos factores como la altitud, latitud y el entorno del lugar. De esta manera podemos decir que la capa límite es una capa turbulenta homogénea en la vertical, sensible a cambios en la superficie y de altura variable durante el día y la época del año.

### 1.1.2. Características y estructura

En el estudio de la capa límite existe la suposición de que sus propiedades varían únicamente con la altura y el tiempo, es decir, son independientes de la posición horizontal,

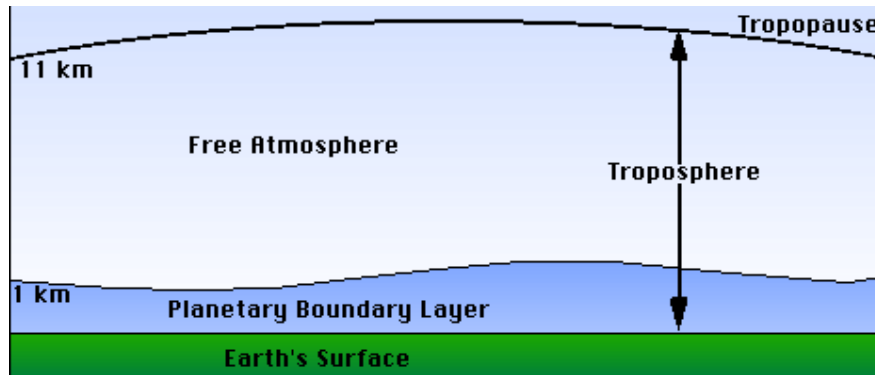


Figura 1.1: Esquema de la troposfera, mostrando la localización de la capa límite planetaria en la atmósfera y en particular en la troposfera, se observa que la capa límite y la atmósfera libre conforman la troposfera (APTI, 2016).

sin embargo, sólo superficies oceánicas son planas y uniformes y se acercan a cumplir esta suposición; en el continente los efectos de la vegetación y los cambios en el albedo superficial generan diferencias en la estructura horizontal de la capa (Kaimal and Finnigan, 1994). En sistemas urbanos el efecto de la isla de calor urbano conlleva fuertes implicaciones en la estructura de la capa límite (Jauregui, 1997).

Debido a la variabilidad del flujo de calor y humedad superficial la altura de la capa límite tiene variaciones diurnas, estacionales e interanuales. Por ejemplo, se observa en la figura 1.2 el ciclo diurno de la altura de esta capa. Este diagrama esquemático muestra distintas secciones y utiliza diversas siglas que se explican a continuación:

**Capa Superficial (SL):** capa donde domina la turbulencia mecánica y los esfuerzos del viento ocupando aproximadamente el 10% más superficial de la capa.

**Capa de mezcla (ML):** también llamada capa límite convectiva. En esta capa la turbulencia es dominada por la convección, caracterizada por masas de aire caliente que ascienden debido al calentamiento superficial o corrientes de aire frío descendentes desde las nubes; debido a esta turbulencia existe mezcla homogénea de las propiedades de la capa como el calor, momento y humedad de manera que los perfiles en la vertical son en general homogéneos y los perfiles de temperatura son adiabáticos por lo que se dice que está bien mezclada.

**Capa residual (RL):** cuando el flujo de calor de la superficie hacia la atmósfera empieza a decaer, la turbulencia también disminuye, generando una nueva capa que inicialmente tiene las mismas características que la ML. Conforme sigue disminuyendo el flujo de calor durante la noche, esta capa puede mantener la humedad y los gases iniciales si es que no existe viento suficiente para advectarla.



## 1.1. Capa límite planetaria

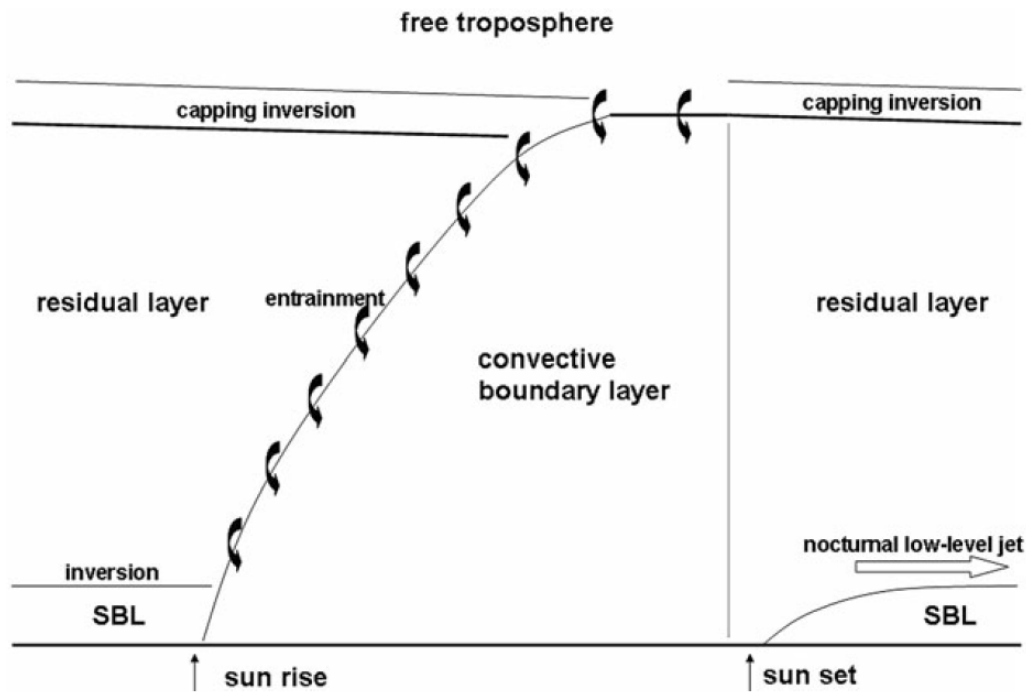


Figura 1.2: Esquema de la evolución típica de la capa límite. En el eje de las abscisas corre el tiempo y en el eje coordenado es la altura, Emeis (2010).

**Capa límite estable (SBL):** es la capa límite nocturna, dado que no existen movimientos convectivos las capas RL y SBL no tienen un límite definido y por lo tanto pueden mezclarse entre sí; esta capa tiene la tendencia a ser estáticamente estable. En general, los contaminantes contenidos en esta capa se dispersan poco en la vertical y más en la horizontal.

En el esquema de la figura 1.2 se observa que después del amanecer una capa convectiva se desarrolla cerca del suelo debido a que la radiación solar eleva la temperatura del aire cercana a la superficie y los flujos de calor hacia la atmósfera empiezan a aumentar. Esta capa convectiva crece a lo largo del día llegando a un máximo a media tarde. La capa de inversión que existía antes del amanecer se levanta con la capa convectiva mientras crece hacia arriba. A menudo, esta inversión se mantiene a la misma altura en la mayor parte de la tarde. Con el atardecer la inversión se debilita y los movimientos turbulentos en la capa límite disminuyen su intensidad dada la pérdida de energía de las masas de aire convectivas, el aire se enfría y se mezcla progresivamente debido al efecto del esfuerzo del viento (Kaimal and Finnigan, 1994).

La capa límite convectiva (CBL por sus siglas en inglés) se forma cuando ocurre un calentamiento superficial intenso que produce inestabilidad térmica y flujos de calor, es decir,

convección en forma de masas de aire ascendentes. En condiciones de fuerte inestabilidad la capa exterior es dominada por movimientos convectivos y es conocida como *capa de mezcla*. Al contrario, en la noche, la PBL se estabiliza en respuesta al enfriamiento causado por la salida de la radiación de onda larga al espacio y la pérdida de energía de la superficie hacia la atmósfera (Garratt, 1994).

El tope de la capa límite en condiciones convectivas está, por lo general, bien definido por la existencia de una capa estable (capa de inversión) en la cual los movimientos turbulentos del fondo no penetran, sin embargo, esta capa puede disminuir su espesor continuamente mediante la liberación de calor latente. La altura de esta capa estable es variable, pero generalmente se encuentra entre 2 y 3 km (Garratt, 1994). El tope de la CBL está bien definido por la fuerte disminución en la concentración de humedad y aerosoles a una altura que coincide con la base de la subsidencia por inversión intensa.

En la CBL la inversión actúa como una tapa que limita todos los movimientos verticales. Los gradientes más fuertes en la velocidad de viento, dirección y temperatura ocurren en el primer 10% de la capa, en el resto, el mezclado convectivo suaviza los perfiles promedio (Kaimal and Finnigan, 1994) hasta la altura de la capa límite donde estos perfiles se suavizan y se vuelven similares al estado de la atmósfera libre conforme aumenta la altura.

En la *atmósfera libre* la escala de tiempo necesaria para intercambio turbulento es mayor a 1 día (escala que caracteriza cambios advectivos en una parcela) y la energía cinética está concentrada en periodos más largos que esta escala, por lo que se asocia más con perturbaciones de gran escala y variaciones estacionales. En contraste, la escala característica de intercambio turbulento en la capa límite se mide en minutos por lo que se asocia más con cambios de mesoescala, como frentes fríos de periodo en la escala de días y claramente la micro escala.

Una vez descrito el comportamiento y estructura general que tiene la capa límite planetaria se enumeran a continuación algunas de sus características principales:

- La turbulencia es la característica más sobresaliente e importante de la capa, ésta define su estructura, principalmente dividida en dos partes: una región interna y una externa. En la región externa se muestra poca dependencia de procesos superficiales y el efecto de Coriolis es importante mientras que en la región interna ocurre lo contrario, el flujo es dependiente de las características de la superficie y no es afectado por la rotación (Garratt, 1994).
- La PBL es la única región de la atmósfera donde la fricción es importante y la temperatura exhibe una variación diurna. Esto debido a que la atmósfera libre es en general, como ya se ha dicho, más fuertemente dependiente de forzantes a gran escala que de

## 1.1. Capa límite planetaria

---

un ciclo diurno como el del Sol. La atmósfera libre posee menor momento y diferentes cantidades de calor, humedad, aerosoles y concentraciones de contaminantes que en la capa límite, de manera que detectar los perfiles de estas magnitudes es esencial para identificar la estructura y extensión de la capa límite (Emeis, 2010).

- La escala de tiempo característica del intercambio turbulento es comparable a aquella de la advección, de manera que los intercambios de masa, calor y momento turbulentos hacen a una parcela un sistema abierto, de comportamiento diabático. Este intercambio turbulento que transfiere energía y masa entre la superficie y la atmósfera destruye entonces los gradientes existentes inherentes al movimiento a gran escala, en otras palabras equilibra la estructura vertical en la atmósfera (Salby, 2012).

### 1.1.3. Importancia

La capa límite planetaria es muy importante en muchos campos de ciencias atmosféricas y ambientales, por ejemplo: en la dispersión de contaminantes, la meteorología de mesoscala o meteorología aplicada a la agricultura o aeronáutica. Además, es crucial en la predicción del tiempo y el clima.

Los procesos físicos dentro de esta capa representan un reto para la modelación numérica, debido a que las parametrizaciones actuales no resuelven explícitamente los procesos turbulentos y, por lo tanto, no representan correctamente la altura de la PBL. Es importante representar con precisión los procesos físicos que ocurren en esta capa para poder simular correctamente la dispersión de contaminantes y sus efectos (Hu et al., 2010).

### Contaminación del aire

La contaminación del aire es uno de los problemas actuales de mayor relevancia, afectando a países desarrollados y subdesarrollados. Las partículas suspendidas y los gases atmosféricos pueden causar, si la concentración es suficiente, efectos nocivos a la salud, desde pequeños mareos hasta la muerte. La sobreexposición, producto de repetidos episodios de mala calidad del aire, tiene consecuencias mortales para todos aquellos que habitan en las metrópolis actuales.

La dilución es un proceso muy importante en estudios de contaminación del aire, ocurre cuando los gases y partículas se dispersan más en la vertical produciendo una disminución en la concentración de los contaminantes, generalmente debido a un aumento en la altura en la capa de mezcla. Cuando la altura de la capa límite es baja el volumen para que los contaminantes se diluyan es pequeño y el transporte horizontal disminuye también, de manera que afecta directamente las concentraciones medidas de los contaminantes. La estructura

vertical de temperatura particularmente nos referimos a capas de inversión que impiden ascenso de aire y mezclado con capas superiores.

Schäfer et al. (2014) encontró que la MLH, a diferencia de otros parámetros como la humedad y la temperatura, se encuentra bien correlacionada con la concentración de la mayoría de las especies químicas consideradas nocivas o contaminantes, por nombrar algunas:  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NH}_4$ , benceno,  $\text{NO}_x$ , tolueno, CO, partículas (de cualquier tamaño), etc. La altura de la capa de mezcla define el volumen donde se dispersan los contaminantes por lo que, además de Schäfer et al. (2014), otros autores han encontrado una buena correlación entre las concentraciones y la altura de capa de mezcla.

### **La capa límite y meteorología urbana**

La meteorología urbana se encarga de estudiar ambientes urbanos y su contaminación asociada con episodios de smog fotoquímico y liberaciones accidentales de gases peligrosos, entre otros. Para esto es crucial tener información acerca del comportamiento de la capa de mezcla como resultado del calentamiento de la superficie, además de los factores locales y sinópticos que controlan la erosión de la superficie de inversión (Garratt, 1994).

La física detrás de la isla de calor considera flujos divergentes de calor y al calentamiento de la atmósfera debido al entrainment, además de que se han postulado conceptos como la capa límite urbana (UBL, por sus siglas en inglés) cuyas características tienen un efecto directo en la contaminación ambiental, la estabilidad atmosférica, las estructuras convectivas, las inversiones nocturnas, los sistemas locales de circulación, etc., (Oke, 1995).

En la aeronáutica es muy importante estudiar fenómenos asociados a la capa límite como las nubes bajas (en particular la niebla), corrientes de chorro e intensos esfuerzos del viento que provocan fuerte turbulencia capaz de tumbar aeronaves en el despegue o el aterrizaje.

Existe un gran interés en la relación de la capa límite con la meteorología tropical y los procesos microfísicos. Por ejemplo, cuando la capa límite está inmiscuida en la convección y por lo tanto en la precipitación, ya que, la humedad existente en ella y su capacidad de mezclarla determinan el nivel de condensación de una parcela. Es decir, la altura a la cual una parcela ascendente tiene la temperatura necesaria para condensar vapor de agua en gotitas de nube depende de los perfiles verticales de temperatura y humedad dentro de la PBL. Además, el tope de la capa límite es, en algunos casos, la base de las nubes debido a la marcada diferencia en las características termodinámicas de la atmósfera libre y la capa límite. Los requerimientos microfísicos para la nucleación y por lo tanto para la formación de nubes no requieren que la humedad en la atmósfera libre sea grande, simplemente al existir una mayor humedad que la existente en la capa límite, la nucleación se puede llevar a cabo.

## 1.1. Capa límite planetaria

---

Otro factor a considerar es la energía potencial disponible para la convección (CAPE por sus siglas en inglés), que es un indicador de la intensidad potencial de la convección profunda y en general está asociada a tiempo severo. Esta energía está fuertemente controlada por las propiedades de la PBL, de hecho, observaciones del programa de Medición de Radiación Atmosférica (RAM) y del experimento de TOGA-COARE establecen que la evolución diaria de CAPE es función principalmente de los cambios en la altura de la capa límite (Donner and Phillips, 2003).

La capa límite (y su altura) es una de las variables menos entendidas por la comunidad de ciencias atmosféricas, no sólo debido a las escalas en las que cambia, que la vuelven muy dinámica, si no también debido a que muchas de sus propiedades provienen de un fenómeno no lineal, del que se tiene poca información, como lo es la turbulencia. Sin lugar a duda, obtener información sobre la capa límite, su estructura y su altura es fundamental en muchos campos de la ciencia y de la tecnología, dicha capa afecta nuestra vida diaria y define cuestiones importantes como la concentración de contaminantes que respiramos o incluso la intensidad de precipitación de un día particular.

## 1.2. La capa de mezcla

En la sección anterior se discutieron las definiciones y propiedades de la capa límite planetaria, estableciendo además, una definición de capa de mezcla, sin embargo, es importante señalar que en muchas ocasiones se utilizan los dos términos indistintamente y por lo tanto, aquí se dará la definición más adecuada de capa de mezcla, que es la sección de la atmósfera de interés, para este trabajo.

Ahora bien, se sabe que dentro de la capa límite planetaria las partículas y gases se dispersan gradual y verticalmente a través de los procesos turbulentos. Si existe el tiempo suficiente, éstos se mezclan completamente y entonces esta capa se conoce como la **capa de mezcla** (ML por sus siglas en inglés). Bajo condiciones ideales de mezclado se pueden considerar análogas a la PBL y a la ML (Coulter, 1979; Eresmaa et al., 2006), más aún si definimos a la última como la sección de la atmósfera adyacente al suelo dominado por la turbulencia convectiva (Seibert et al., 2000). No obstante, normalmente no se cumplen estas condiciones ideales y se utiliza el término de *capa de mezclado*, que hace referencia al proceso que se está llevando, *i.e.* mezclar gases y partículas, en lugar de suponer que ya se ha llegado al resultado o a la mezcla.

Una definición formal y práctica de la altura de capa de mezcla (MLH por sus siglas en inglés) dada por Emeis et al. (2008) establece que es la altura a la cual se lleva a cabo la dispersión vertical por mezclado turbulento de contaminantes atmosféricos debido a la estructura del perfil vertical de temperatura, caracterizando así la troposfera baja. Seibert et al. (2000) adopta otra definición: la altura de mezclado es la altura de la capa adyacente al suelo sobre la cual los contaminantes o cualquier constituyente emitido o atrapado dentro de ella se dispersa verticalmente mediante la convección o turbulencia mecánica en una escala temporal de una hora o menos.

Una de las características principales de esta capa es la existencia de la capa de inversión que, a manera de tapa, tiene un gradiente vertical de temperatura potencial inverso por encima de la capa de mezcla que impide el entrainment del aire en esta zona, de esta manera limitando la altura para la mezcla, más aún, en esta zona hay fluctuaciones de temperatura potencial de pequeña escala resultado de la turbulencia que ocurre en la interface (Coulter, 1979). Con todo lo anterior, se ofrece un panorama general de las nociones aceptadas por la comunidad para el estudio de la capa de mezcla sobre las cuales se realizó este trabajo.

### 1.2.1. Los aerosoles en la capa de mezcla

Los aerosoles, partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera, son componentes importantes del sistema terrestre, tienen efectos importantes en la visibilidad y en la

## 1.2. La capa de mezcla

---

salud humana. Hoy en día juegan un papel importante en la deposición de contaminantes a los ecosistemas y además, son estudiados ampliamente debido a su efecto directo e indirecto en el balance radiativo terrestre.

La mayoría de los aerosoles tanto de origen natural como antropogénico son liberados en la capa de mezcla para posteriormente ser dispersados a través de la convección y la turbulencia. Aunado a las características de la capa de mezcla es clave entender el impacto de los aerosoles en la calidad del aire a través de redes de monitoreo con el fin de comprender el efecto de su dispersión en esta capa (Boyounk et al., 2010). Actualmente, existen muchos grupos de investigación en el área de ciencias atmosféricas que buscan definir las concentraciones y composiciones químicas del material particulado con el fin de entender el aspecto químico de la contaminación por material particulado.

Una de las características más importantes para este estudio es el comportamiento de la concentración de aerosoles dentro de la capa límite. La hipótesis importante para este trabajo es que la distribución de aerosoles, *i.e.* su perfil vertical de concentración, se adapta rápidamente a los cambios en la estructura térmica de la capa de mezcla. En otras palabras, los aerosoles son un factor clave en la detección de la altura de capa de mezcla ya que están distribuidos principalmente en ella y muy escasamente por encima en la atmósfera libre (Emeis et al., 2008).

La hipótesis utilizada consiste en que en la región cercana a la superficie la concentración de aerosoles es constante verticalmente y se mantiene así durante gran parte del día, es decir, usamos a los aerosoles como *proxies* para determinar la altura de la capa de mezcla. En la figura 1.3 se muestran los perfiles verticales de aerosoles y de temperatura, es decir, cómo varía la concentración de aerosoles y la temperatura con la altura. Como se observa el perfil de aerosoles se mantiene constante en la misma capa que el perfil de temperatura potencial.

### 1.2.2. La capa de mezcla en la Ciudad de México

La Ciudad de México es bien conocida por sus problemas de contaminación del aire, principalmente debido a los gases producidos fotoquímicamente como el ozono y a las partículas finas (aerosoles orgánicos secundarios). Su topografía de cuenca, gran altitud y latitud tropical combinados con la alta densidad poblacional y las múltiples fuentes de emisión hacen a la Ciudad de México y sus alrededores una de las zonas más contaminadas del planeta (Whiteman et al., 2000). De hecho, el 33% de la población mexicana reside en la zona metropolitana de la Ciudad de México o en los estados colindantes como Puebla, Tlaxcala y el Estado de México sumando un total de 36 millones de habitantes. La emisión de esta gran cantidad de gases y partículas se da principalmente a partir de la quema de combustibles

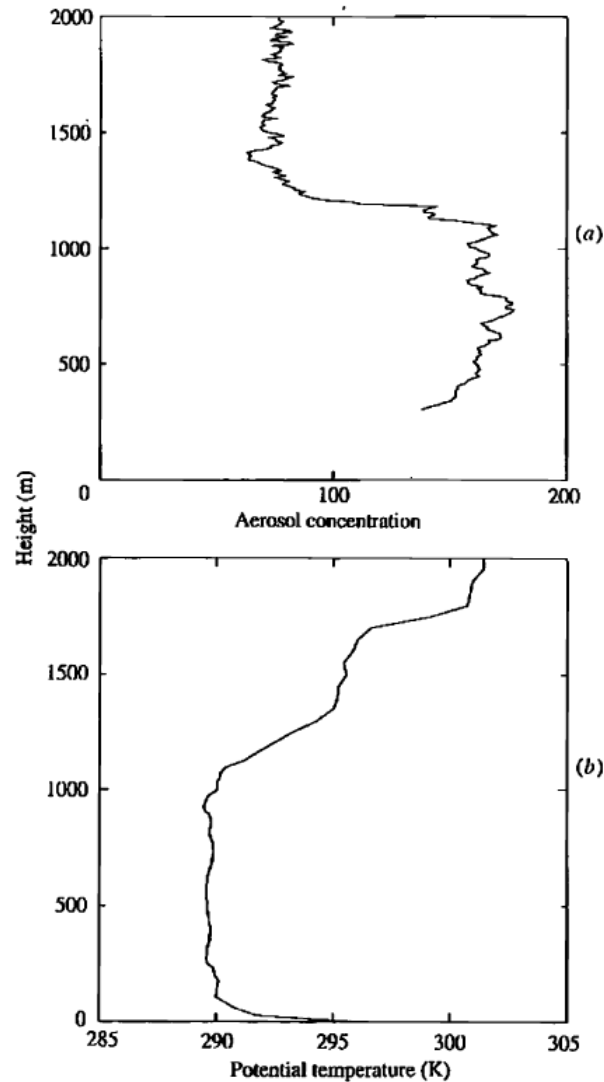


Figura 1.3: Perfil de distribución de aerosoles (a) y de temperatura potencial  $\theta$  (K) (b) observados en Queensland en 1989 con un sistema de tecnología LIDAR, (Garratt, 1994).

fósiles para la generación de electricidad, actividades industriales y de transporte (Baumgardner et al., 2009).

Constantes episodios de mala calidad del aire ocurren en la ciudad y la zona metropolitana por la limitada ventilación en la cuenca cerrada por montañas y la latitud tropical de 19°N que provoca que la radiación sea fuerte y relativamente constante a lo largo del año. Diversos estudios se han realizado en las últimas décadas con el fin de esclarecer el impacto meteorológico en la contaminación de la Ciudad de México (Doran et al., 1998; Whiteman et al., 2000; Vidal and Raga, 2009), además de los estudios realizados por Jauregui (1997) con respecto a la circulación y la isla de calor. Sin embargo, existe poca bibliografía sobre la altu-



## 1.2. La capa de mezcla

---

ra de la capa límite en la zona metropolitana y su evolución, más aún, los trabajos existentes al respecto realizaron muestreos menores a un mes por lo que no existe un trabajo de largo plazo que pueda establecer la variabilidad de la capa de mezclado en esta localidad.

A continuación se mencionan los estudios más representativos acerca de la capa de mezcla en la Ciudad de México y sus aportaciones fundamentales para este trabajo.

La estructura vertical de la atmósfera y sus concentraciones de gases y partículas medidas en diversas campañas de aeronaves muestran que la contaminación urbana en esta ciudad asciende a niveles donde los vientos prevalecientes pueden transportarla regionalmente (Baumgardner et al., 2009). Además Whiteman et al. (2000) examinaron el efecto de la topografía y las circulaciones regionales y diurnas en la evolución de la capa de mezcla sobre la cuenca del valle de México. Encontraron una capa límite convectiva (CBL) que crece explosivamente sobre la zona a media mañana para llegar a alturas de 2250 metros sobre la superficie (4500 m s.n.m.) al medio día. Reportaron que la CBL sobre la Ciudad de México es mucho más profunda que sus análogas en zonas costeras. El calentamiento de la atmósfera en la cuenca del valle de México produce, según Whiteman et al. (2000), el crecimiento de la CBL y en contraste existe un enfriamiento débil de la atmósfera en la noche. Finalmente, los autores resumen que la evolución diaria de la capa límite sobre la cuenca se caracteriza primero por un calentamiento rápido y una etapa de crecimiento de la MLH entre las 11 y las 13 hora local, seguidas de una etapa de calentamiento y crecimiento más lenta entre las 13:30 y las 16:30 h, con una disminución acelerada entre las 16:30 y las 19:30, dicha disminución en la altura de capa de mezcla contrarresta en tan sólo 3 horas más de la mitad del desarrollo o calentamiento diario.

Vidal and Raga (2009) midieron las principales especies químicas y parámetros meteorológicos dentro de la capa límite. Dentro de sus resultados lograron establecer una variación diurna del  $O_3$  y encontraron una alta concentración de partículas en la ciudad. Este material particulado puede afectar la cantidad de flujo actínico solar (energía disponible para llevar a cabo reacciones fotoquímicas) incidente cerca de la superficie y por lo tanto, determinar la tasa de fotodisociación (parámetro relevante en la química de ozono troposférico). Además según los autores, estas partículas crean un gradiente para las tasas de fotodisociación, favoreciendo la producción de ozono en capas más altas.

En el estudio de Doran et al. (1998) resaltan características importantes de la topografía en la circulación y el transporte dentro del valle de México, e.g., establecieron que la capa límite dentro de la cuenca se encontraba con mayor temperatura que en las montañas, donde las regiones húmedas y con vegetación tienen menor temperatura e incluso menor altura de capa de mezcla. Encontraron que las alturas típicas para la capa de mezclado en la tarde se encontraban entre los 2500 y los 3000 m.

La campaña MILAGRO fue un proyecto internacional colaborativo con el fin de evaluar

los impactos regionales de la contaminación de la Ciudad de México. A raíz de MILAGRO se generaron varios estudios relevantes para la capa de mezclado en la Ciudad de México, por ejemplo: de Foy et al. (2008) quienes relacionaron las emisiones urbanas con las concentraciones encontradas en la capa límite, detectando fuentes y transporte de contaminantes además de describir los procesos de mezclado vertical. Los autores lograron explicar ciertos patrones de viento relevantes para la química en la ciudad, estableciendo la necesidad de estudios detallados en la estructura de la capa de mezcla.

## 1.3. Medición de la capa de mezcla

La investigación con respecto a la capa límite ha variado a lo largo del tiempo, en términos de observaciones y mediciones se partió de estudios de flujo turbulento en los laboratorios de Froude en 1870, pasando por el trabajo de Ekman en el océano al principio del siglo XX y llegando al uso de torres con sensores utilizados para conocer las propiedades de la parte inferior de la PBL. No obstante, debido a la escasez de trabajos y tecnología implementada para estudiar esta capa hasta hace algunos años y la ya mencionada necesidad de estudiar la estructura completa de la capa era necesario implementar nuevas técnicas (Garratt, 1994).

Los primeros acercamientos a un estudio detallado de la capa límite se llevaron a cabo mediante los radiosondeos, técnica donde se envían globos equipados con los instrumentos necesarios para medir variables físicas y transmitirlos a una estación en tierra hasta una altura equivalente de 100 mbar de presión o menos. Mediante esta técnica se han obtenido, desde hace bastantes años, perfiles termodinámicos y dinámicos de la atmósfera en ciertas horas del día. Cabe destacar que éstos, no se realizan en todas las ciudades del mundo y generalmente sólo ocurren dos veces al día. Sin embargo, estas mediciones han resultado de crucial importancia en la validación de modelos y el entendimiento general de la atmósfera, entre muchas otras cosas.

Las mediciones *in situ* a nivel del suelo o desde postes, globos aerostáticos, radiosondeos o aeronaves, ofrecen accesos limitados a la capa de mezcla debido a que siempre están restringidos en el espacio o el tiempo; los radiosondeos, por ejemplo, tienen esta limitante ya que sólo se realizan globalmente dos veces al día. Las mediciones en aeronaves, además de ser altamente costosas, no consiguen una alta resolución temporal y están restringidas a únicamente una zona de estudio. La necesidad de sobreponerse a estas limitaciones llevó al desarrollo de técnicas de percepción remota para estudiar todo el espesor de la capa de mezcla con alta resolución temporal y vertical (Emeis, 2010).

### 1.3.1. La Percepción Remota como herramienta para medir la capa de mezcla

La percepción remota se define como la ciencia, arte o tecnología utilizada para observar un objeto o fenómeno sin estar en contacto directo con él mediante instrumentos (Emeis, 2010). Los sensores remotos pueden ser activos, si utilizan estímulos internos o propios para coleccionar los datos (como puede ser un haz de luz), o pasivos si simplemente responden y coleccionan datos ante estímulos externos como la luz natural, sea de la Tierra o el Sol (NOAA, 2016).

En la época más reciente se ha popularizado el uso de técnicas de percepción remota para la detección y estudio de la ML, incluyendo técnicas acústicas, radio o luz, además de la detección de energía esparcida debido a objetos naturales o artificiales suspendidos en la atmósfera. Los instrumentos de percepción remota ofrecen una resolución temporal y vertical suficiente para estudios detallados de la capa límite (Coulter, 1979; Eresmaa et al., 2006; Emeis et al., 2008; Emeis, 2010; Emeis et al., 2012; Schäfer et al., 2009).

Actualmente existen bastantes instrumentos de Percepción Remota utilizados en estudios de capa límite, sin embargo, la mayoría de los estudios se centran en tres técnicas: Acústica o SODAR (Sonic Detection And Ranging en inglés), óptica utilizando LIDAR (Light Detection and Ranging) o ceilómetros y electromagnética (RADAR o detección de sonido Doppler y perfilador de viento). La detección acústica y electromagnética está basada en el perfil térmico y de humedad de la atmósfera y por lo tanto dependen de los parámetros meteorológicos mientras que los algoritmos que utilizan la técnica óptica depende únicamente de la dispersión de aerosoles.

Un instrumento SODAR es un dispositivo de percepción remota activo acústico que emite pulsos de sonido verticales y recibe y analiza la parte retrodispersada producto de las fluctuaciones en el índice de refracción en la atmósfera. La técnica obtiene su nombre debido a su similitud con el RADAR pero con la detección y análisis de sonido (Emeis, 2010).

La detección acústica de la capa límite mediante estos intrusmentos utiliza la propiedad de que las ondas de sonido son dispersadas debido a fluctuaciones de temperatura de pequeña escala (la turbulencia tiene escalas de metros típicamente) y en fuertes gradientes de temperatura (como aquellos que se encuentran entre capas estables o inversiones) produciendo cambios en la señal medida para distintas alturas, en otras palabras, produce un perfil de intensidad de retrodispersión acústica. Típicamente la MLH es analizada a partir de la pendiente negativa máxima o a partir de un cambio en la concavidad del perfil de la intensidad de retrodispersión acústica. La MLH se puede determinar también cuando la intensidad de retrodispersión disminuye de un cierto valor (Emeis, 2010).

A partir de datos de SODAR se puede obtener información confiable de la capa de mezcla en muchas situaciones de particular interés para el monitoreo ambiental, particularmente en regiones con alturas de capa de mezcla menores a 50-100 m hasta alturas de 500-1000 m. Sin embargo, esta técnica tiene el inconveniente de producir niveles de ruido superiores a la zona de confort típica y los algoritmos para evaluar los datos de SODAR requieren un analista entrenado y se recomienda operarse con otros equipos simultáneamente (Beyrich, 1997).

Los perfiladores de viento son radares Doppler y operan a frecuencias entre 50 MHz y 1 GHz. Debido a la alta propagación de ondas electromagnéticas en la atmósfera, su resolución en altitud es de 100 m (Emeis, 2010). Existen estudios que han mostrado éxito en determinar

### 1.3. Medición de la capa de mezcla

---

la MLH con radares perfiladores de viento.

Estos instrumentos operan bajo la suposición de que el parámetro estructural del índice de refracción, normalmente representado por  $C_n^2$ , tiene un valor máximo en la zona de inversión debido a las fluctuaciones de pequeña escala de flotabilidad asociadas con el proceso de entrainment. Este parámetro es proporcional a la señal corregida del ruido (SNR por sus siglas en inglés) de la potencia retrodispersada por los radares (Bianco and Wilczak, 2002). De nuevo, cambios en el perfil del índice de refracción son los indicativos de la localización de la MLH.

#### 1.3.2. La técnica LIDAR

Los instrumentos LIDAR (Light Detection and Ranging) se basan en la detección de luz emitida por el instrumento y retrodispersada por la atmósfera para la caracterización de su estructura y composición. La aplicación de percepción remota óptica para la determinación de MLH se ha concentrado en el uso de ceilómetros en los años recientes. Los ceilómetros son sistemas de LIDAR compactos y de bajo costo, que han sido originalmente diseñados para detectar alturas de las bases de las nubes y visibilidad vertical para propósitos de seguridad aeronáutica (Münkel, 2007). Los ceilómetros son sencillos de operar y seguros para la vista. La detección de la MLH mediante estos instrumentos es la más eficiente y sencilla hoy en día y resulta tener la menor interferencia e impacto en el ambiente, lo que trae consigo varias ventajas. Sin embargo, es necesario calibrar el instrumento periódicamente y realizar evaluaciones de su funcionamiento con otras mediciones ya que no discrimina adecuadamente la densidad de los aerosoles de las partículas de agua (Emeis et al., 2012).

La intensidad de la señal retrodispersada está dada por la ecuación LIDAR (Menut et al., 1999):

$$P_R(\lambda, r) = r^{-2}(c\tau A\varepsilon/2)P_0[\beta_m(\lambda, r) + \beta_p(\lambda, r)]e^{-2\sigma r} + P_{bg} \quad (1.2)$$

siendo  $r$  la distancia entre el instrumento LIDAR y el objeto retrodispersor, la velocidad de la luz  $c$ , la duración del pulso  $\tau$ , el área de la antena  $A$ , el término de corrección por la eficiencia del detector y pérdida debido a los lentes  $\varepsilon$ , la energía emitida  $P_0$ , el coeficiente de retrodispersión para moléculas  $\beta_m$  y para partículas  $\beta_p$ , la absorción de la luz en la atmósfera  $\sigma$  y finalmente el ruido de fondo  $P_{bg}$ , que comprende el esparcimiento de luz de otras fuentes como el sol.

La intensidad de retrodispersión medida depende de varios parámetros de los aerosoles atmosféricos, como la densidad de número, el tamaño del espectro, la forma y las propiedades superficiales de las partículas que dispersan la radiación. Los cambios en las mediciones de intensidad de retrodispersión se asocian a cambios en cualquiera de estas propiedades

(Emeis et al., 2012), por lo que la interpretación de las mediciones no es trivial. Un análisis de otras variables meteorológicas como humedad y temperatura resulta necesario dado que la información del ceilómetro solo provee información cualitativa en el contenido de aerosoles de la atmósfera, además de que fenómenos como la precipitación son perceptibles en el ceilómetro y fuente de error.

La suposición crítica para el uso de estos instrumentos en estudios de capa de mezclado es que la distribución vertical de aerosoles se ajusta rápidamente a la estructura térmica de la capa límite, en otras palabras, la mayor parte de los aerosoles cambia su posición vertical a través de los cambios en el perfil vertical de temperatura. De esta manera, Emeis et al. (2012) por ejemplo, concluye que estos instrumentos resultan muy útiles en situaciones donde la distribución de partículas de aerosoles se adapta rápidamente a la estratificación térmica, siendo así el aerosol un trazador ideal de la capa de mezcla. Mediante esta técnica, además, uno puede observar estructuras secundarias como lo es la capa residual o la capa de inversión, identificables desde la intensidad de retrodispersión. De hecho, actualmente parte de la investigación de MLH usando ceilómetros reside en la creciente capacidad de identificar estas estructuras secundarias. Por ejemplo, Schäfer et al. (2013) realiza uno de los primeros estudios a largo plazo de la calidad urbana del aire junto con la MLH, encontrando cuestiones como nubes y capas de inversión.

La altura de la capa puede ser determinada a partir del análisis de la distribución de aerosoles. Existen diversos métodos que (Emeis et al., 2008) describe a profundidad: (1) el método del umbral o valor límite, (2) método de perfil idealizado, (3) método de varianza y (4-5) métodos de gradiente y wavelet.

1. **Método de umbral:** Establece valores umbrales, se requiere la adopción de un criterio y así, la altura límite se define como la altura dentro del perfil vertical de intensidad de retrodispersión donde se excede por primera ocasión el nivel umbral en sentido descendente, de la tropósfera libre hacia la superficie (Emeis et al., 2008). Determinar varias alturas críticas requiere de definir varios umbrales, lo cual es imposible a priori ya que es necesario primero realizar un análisis del perfil experimental. Debido a estos argumentos, este método es considerado subjetivo y sujeto a un análisis cuidadoso.
2. **Método de retrodispersión idealizada:** Resultado de una extensión del método de gradiente, que básicamente busca el mínimo en el gradiente del perfil de retrodispersión, la MLH no está determinada a través de un análisis del perfil vertical, sino de un perfil idealizado ajustado al perfil real. La ventaja más interesante de este método es que el cálculo de MLH resulta entonces de un proceso asociado con todo el perfil, utilizando no sólo una vecindad de la altura de la capa límite, haciéndolo un método robusto (Emeis et al., 2008).

### 1.3. Medición de la capa de mezcla

---

3. **Método de varianza:** En el tope de la capa límite convectiva se observa *entrainment* de masas de aire de la troposfera libre hacia la capa límite. Por esta razón, el máximo de la varianza de la intensidad óptica de retrodispersión puede ser un indicador del tope de una CBL.

4. Métodos de gradiente o de derivadas

El método de mínimo gradiente fue propuesto en los años 90's con el principio de utilizar el salto más grande negativo de la primer derivada de la intensidad de retrodispersión óptica,  $B(z)$ , para la detección de MLH a partir de datos de LIDAR. Así, el algoritmo queda definido por:

$$H_{MG} = \min\left(\frac{\partial B(z)}{\partial z}\right) = \max\left(-\frac{\partial B(z)}{\partial z}\right), \quad (1.3)$$

Otro método alternativo es el método del punto de inflexión (IPM por sus siglas en inglés) donde se obtiene el mínimo de la segunda derivada de  $B(z)$  como indicativo de MLH:

$$H_{IPM} = \min\left(\frac{\partial^2 B(z)}{\partial z^2}\right), \quad (1.4)$$

Un último enfoque, busca el gradiente negativo mayor en el logaritmo de la intensidad de retrodispersión (altura del gradiente mínimo logarítmico  $H_{LGM}$ ):

$$H_{LGM} = \min\left(\frac{\partial \ln(B(z))}{\partial z}\right), \quad (1.5)$$

5. Finalmente, un método que se vale de las funciones matemáticas conocidas como wavelet, conocido como el método covariante de transformada de wavelet, implementado en (Brooks, 2003), es descrito como un método alternativo a los anteriormente mencionados ya que, según los autores, es más robusto y matemáticamente más elegante.

Básicamente este procedimiento parte de la definición de la wavelet de Haar, función de salto compuesta de un pulso positivo seguido un pulso negativo para construir una base de funciones ortogonales con características especiales. En particular, utilizar la wavelet de Haar, de manera burda, recupera la idea de un gradiente con anchura de ventana variable, sin embargo, es matemáticamente diferente a un gradiente.

## Capítulo 2

---

### Objetivos e Hipótesis

---

#### 2.1. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo consiste en conocer la evolución de la altura de la capa de mezclado en la Ciudad de México utilizando los perfiles de retrodispersión medidos por el ceilómetro Vaisala CL31 ubicado en el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM para calcular las alturas de la capa de mezcla desde el 2008 hasta principios de 2016.

Entre los objetivos de este trabajo está caracterizar la variabilidad de la capa durante todo el periodo de muestreo (2008-2016), estableciendo cuáles son los ciclos anuales, o estacionales, de los valores máximos  $MLH_{max}$  y mínimos  $MLH_{min}$  de la altura de capa de mezcla. Se estudiará si éstos han tenido alguna tendencia a lo largo de este período. Así mismo, se estudiará el crecimiento de la capa durante las primeras horas de la mañana para conocer cuál es su variación diurna para diferentes épocas del año.

Se busca también realizar pruebas de sensibilidad a los parámetros de suavización y en el cálculo de la MLH, estudiar los efectos de la aplicación de nuevos y mejores filtros; optimizar el procesamiento de los datos y el cálculo de la MLH. El uso de sondeos y datos de otros instrumentos o modelos también servirán para validar los resultados obtenidos por el ceilómetro son otros de los objetivos planteados para el trabajo. Por último, se buscará identificar el efecto de las nubes y la precipitación en las mediciones.



## 2.2. Hipótesis

1. A través de un tratamiento adecuado de las observaciones experimentales, en este caso del ceilómetro, en el que están involucrados procedimientos para realizar promedios temporales y espaciales, suavizado y filtrado de datos, será posible generar una base de datos útil para un análisis detallado sobre la evolución de la capa de mezcla y su altura.
2. Mediante métodos matemáticos aplicados a los perfiles de retrodispersión se puede obtener, bajo condiciones favorables, un valor confiable de la altura de capa de mezcla. El método de mínimo gradiente presenta, según ciertos reportes, imprecisiones en algunas situaciones y horas del día en el cálculo de capa de mezcla. Es posible que cuando la distribución de aerosoles no se adapte rápidamente a cambios en la estructura térmica de la atmósfera, los valores reportados para MLH se vean afectados y que bajo estos escenarios, se pierda coherencia entre valores vecinos de MLH calculados, sin embargo, se buscará la modificación del algoritmo para disminuir esta fuente de error y así contar con un método más robusto.
3. No se espera obtener un efecto significativo en el cálculo de MLH cuando las nubes están presentes dado que en muchas ocasiones la base de la nube coincide con la altura de capa de mezcla. En general, la presencia de las nubes no debería influir en la determinación de la MLH. Sin embargo, durante eventos de precipitación, niebla o nubes altas se esperan valores anómalos de MLH y por lo tanto, la aplicación de un filtro adecuado para estos casos es importante.

# Capítulo 3

---

## Método

---

### 3.1. Ceilómetro Vaisala CL31

El ceilómetro Vaisala CL31 es un sistema LIDAR compacto de bajo costo y seguro para el ojo humano, utilizado para mediciones de altura de nube, visibilidad y altura de capa de mezcla a través de la medición de luz retrodispersada en la vertical de la atmósfera.

Este equipo emplea un láser de diodos que emite pulsos cortos vertical o quasi-verticalmente a la atmósfera (Vaisala, 2009). La retrodispersión de la luz, causada por hidrometeoros, nubes, aerosoles o gases, es colectada a través de un telescopio y detectada por un fotosensor. Un perfil de retrodispersión, básicamente, se refiere a la intensidad de la señal medida por el detector de la luz después de un retraso de tiempo. La altura, se obtiene a través de este retraso entre la emisión del pulso y la detección de la retrodispersión del fenómeno retrodispersor observado y la velocidad de la luz. El cuadro 3.1 muestra las principales características técnicas del instrumento.

El principio de operación del instrumento está basado en la medición del tiempo que le toma a un pulso de luz en atravesar la atmósfera desde el transmisor hasta el objeto retrodispersor y de vuelta al instrumento. La magnitud de la señal provee información sobre la densidad, las propiedades radiativas y de retrodispersión de las partículas suspendidas en alguna altura  $z$  (Vaisala, 2009).

Por motivos de seguridad y de economía, la potencia del láser es tan baja que el ruido ambiental excede la señal de retrodispersión. Para solventar este problema es que se emiten una gran cantidad de pulsos por segundo y se suman las señales de retorno. La señal deseada puede ser multiplicada por el número de pulsos, mientras que el ruido ambiente, siendo aleatorio en principio (Vaisala, 2009), se cancela (al menos una parte) con sí mismo.

En el Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM, ubicado en Ciudad Universitaria,

### 3.1. Ceilómetro Vaisala CL31

---

Cuadro 3.1: Especificaciones del instrumento

<b>Propiedad</b>	<b>Descripción/Valor</b>
Fuente de láser	Diodo láser de Indio Galio Arsénico
Longitud de onda	910 ± 10 nm
Modo de operación del láser	pulsado
Tasa de repetición	10.0 kHz
Clase del láser	1M
Potencia media	12.0 mW
Ancho del pulso	110 ns
Detector	Fotodiodo de avalancha de Silicón
Diámetro de detector	0.5 mm
Distancia focal del telescopio	300 mm
Diámetro efectivo del lente	96 mm
Rango de medición	0 - 7.7 km
Resolución vertical	10 o 5 m (elegible)
Resolución temporal	2 s (elegible)

Recuperado de Vaisala (2009)

se instaló un ceilómetro CL31 desde finales de 2008 y que se mantiene en funcionamiento hasta el día de hoy bajo los mismos parámetros, programado para reportar un perfil de retrodispersión con resolución vertical de 10 m y con alcance máximo de 7700 m. La resolución temporal inició con un perfil reportado cada 2 s para luego ser ampliada en 2010 a cada 16 s. Las implicaciones de esta resolución y su importancia son discutidas más adelante.

## 3.2. Procesamiento de los perfiles

Los perfiles de retrodispersión medidos por el ceilómetro fueron procesados directamente a partir de las salidas del instrumento, tanto en tiempo como en altura, para suprimir los efectos del ruido sobre la señal medida.

### 3.2.1. Promedios en tiempo

El ceilómetro tiene muy buena resolución temporal, su capacidad de medir hasta 30 perfiles por minuto le da una ventaja distintiva sobre el resto de los instrumentos utilizados para la determinación de MLH. Sin embargo, cada perfil de retrodispersión es sensible al ruido generado por el mismo instrumento o incluso, en ocasiones anómalas, por algún objeto que se atravesase en el camino del láser. Para disminuir este efecto, se realizan promedios temporales de los perfiles en cierto intervalo de tiempo.

El período sobre el cual se promedia varía según la fuente y la aplicación del ceilómetro. Helmis et al. (2012) consideran promediar hasta 30 minutos dependiendo del ruido en la señal. Otros, como Emeis et al. (2008) consideran que 15 minutos es el intervalo ideal para trabajar con datos de campañas de medición cortas.

En este trabajo se promediaron los perfiles en periodos de 10 minutos siguiendo la referencia de Schäfer et al. (2013), de manera que se promediaron 40 perfiles para la resolución de 16 s y más de 150 para la resolución de 2 s. Para casos en los que hubo interrupciones en la medición, el algoritmo encargado de promediar considera un límite mínimo de perfiles crudos necesarios para poder reportar un perfil procesado, establecido como la mitad de los perfiles posibles (20 y 75 perfiles, según sea el caso).

Cabe destacar que se hicieron pruebas con otros intervalos de tiempo con el fin de analizar cuál ofrece mejores beneficios con respecto a la resolución final obtenida y a la cantidad de ruido en cada intervalo. En particular, se realizaron promedios cada 5, 10, 15, 20 y 30 minutos. Un estudio sobre el intervalo de tiempo óptimo para promediar sobre una bases de datos tan amplia es un aporte importante de este trabajo ya que no había sido realizado con anterioridad.

Con el propósito de homogeneizar los más de 7 años de mediciones disponibles, se estableció un vector de tiempo estándar para todas las mediciones. La base de datos fue estandarizada a un horario fijo correspondiente de la hora local de invierno (UTC-6), empezando en las 00 : 10 de cada día y aumentando de 10 en 10 minutos hasta llegar a 24 : 00, obteniéndose así 143 tiempos o perfiles promedio. Así, por ejemplo, para poder determinar el promedio de un día para el tiempo 00 : 10 era necesario haber medido por lo menos 20 perfiles entre las 00 : 00 y las 00 : 10 para datos posteriores a 2010.

## 3.2. Procesamiento de los perfiles

---

Utilizando un kernel o matriz de suavización se realizaron, además, suavizaciones en el tiempo. Dicho kernel es descrito en la siguiente sección donde existe un gráfico análogo al kernel utilizado en este proceso. La idea básica detrás de este procedimiento es que, además de obtener un perfil promedio, estos perfiles sean sopesados con respecto a los tiempos adyacentes o, en otras palabras, se obtuvieron perfiles más robustos y con una menor señal de ruido.

### 3.2.2. Suavización en altura

El ruido obtenido en la señal aumenta rápidamente con la altura dentro de cada perfil. Dada esta característica, es común que en la literatura se describan métodos matemáticos para realizar una suavización o promedio para cada altura particular del perfil.

Algunos autores realizan promedios en ciertas ventanas de ancho variable con la altura, desde los 20 m hasta los 500 m (Helmis et al., 2012; Emeis et al., 2008; Eresmaa et al., 2006), mientras que otros realizan promedios móviles con la altura. Sin embargo, esto provoca una pérdida de información debido a que, particularmente en alturas bajas, se pierde la resolución del instrumento (10 m). Con esto se obtiene un único valor de retrodispersión para un amplio rango de alturas, *e.g.*, Emeis et al. (2008) con un valor de retrodispersión hasta cada 160 m. Seibert et al. (2000) contradice estos procedimientos, ya que, establece que los perfiles deberían tener una resolución temporal de 1 hora o menos para describir de manera adecuada la evolución de la capa y mantener la resolución vertical de 10-30 m para evitar las incertidumbres relativas de más del 20%.

Dadas las desventajas de realizar un promedio o un promedio móvil, se realizó una suavización de los perfiles utilizando una matriz o kernel de suavización. Esto permite mantener el número de muestras en el perfil y además, disminuir las posibles diferencias entre puntos adyacentes. Básicamente, este método se basa en la premisa de que nuestra señal no debería variar significativamente entre cada medición, o entre cada altura respectiva, y que además está fuertemente afectada por el ruido. Así, resulta útil reemplazar cada punto de muestreo por un promedio local de sus valores adyacentes.

#### Kernel de suavización

Se construyó un kernel de suavización utilizado para reducir el ruido tanto en el tiempo como en la altura que gráficamente podemos observar en las figuras 3.1 y 3.2. De manera general, el principio matemático consiste en realizar un promedio de valores de retrodispersión pesados conforme a algún criterio, asignando estos pesos, en nuestro caso, de acuerdo a la distancia entre dos puntos a considerar. Se decidió asignar estos pesos mediante una función lineal con parámetros  $a_0$  y  $a_1$ , que fungen como la constante y la pendiente de la

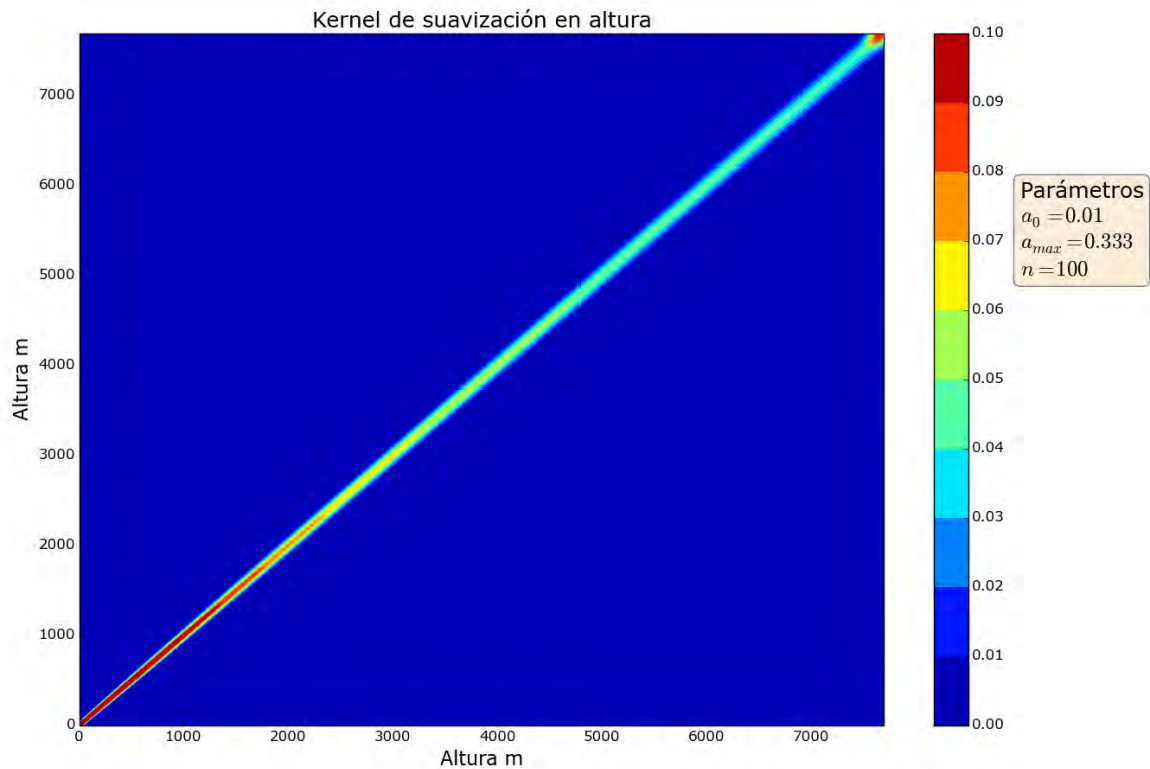


Figura 3.1: Gráfico de contorno para la matriz de suavización aplicada verticalmente sobre los perfiles.

ecuación 3.1, respectivamente, que distribuye los pesos conforme a la distancia,  $a_1$  está definido como:

$$a_1 = \frac{a_{max} - a_0}{z_{max}}$$

El parámetro  $a_{max}$  es definido por el usuario para determinar el máximo valor que podría tener un punto y  $z_{max}$  es la altura máxima que estamos considerando. Como ya se ha mencionado, a pesar de que el instrumento provee información hasta los 7700 m, se estableció como altura máxima 5000 m.

De manera general, cada punto del kernel  $\mu[i, j]$  está dado por la siguiente expresión:

$$\forall i, j \iff i \neq j$$

$$\mu[i, j] = \mu[i, i] + (a_1 z[i] + a_0). \quad (3.1)$$

### 3.2. Procesamiento de los perfiles

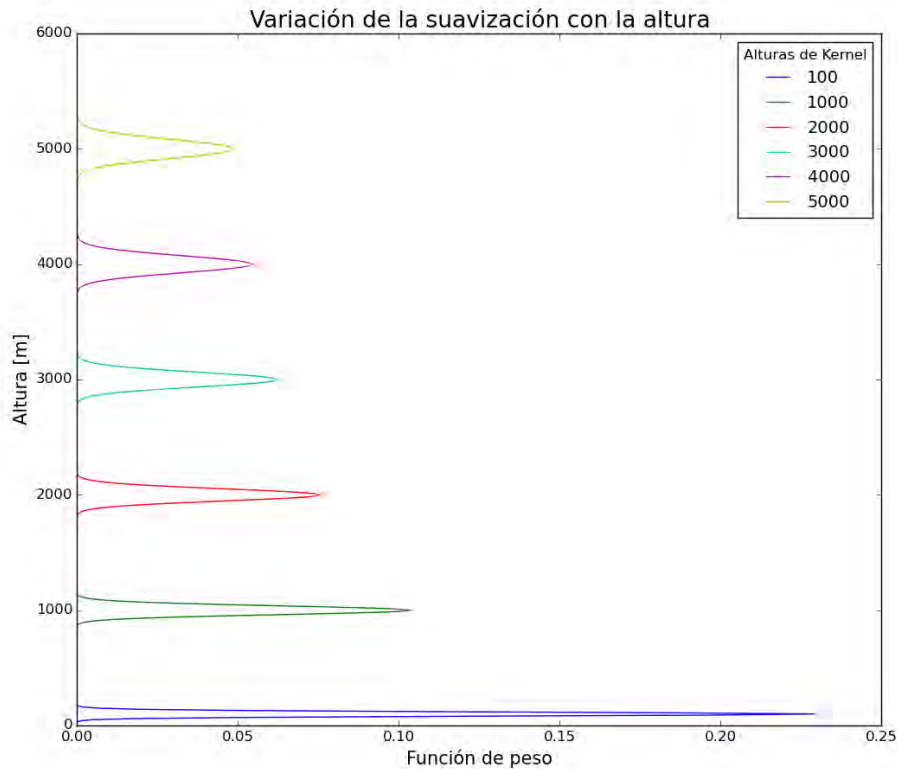


Figura 3.2: Comparación de curvas de peso para la suavización en distintas alturas.

Posteriormente, se realiza un proceso de convolución con el propósito de expandir los coeficientes de la matriz en todas las direcciones, que dicho de otra forma, contribuye a considerar una mayor cantidad de vecinos en cada promedio.

Algunas de las características de este kernel son:

- Reduce la cantidad de ruido sin comprometer el valor original de medición.
- El intervalo de “suavización”, o la cantidad de vecinos considerados, aumenta conforme aumenta la altura provocando un efecto similar, más no igual, al de los promedios móviles diferenciados con altura.
- La matriz es cuadrada, de manera que en el caso de la altura, por ejemplo las dimensiones del kernel son de  $770 \times 770$ , dado que 770 es el número de valores en un perfil. Como ya se había mencionado dada la resolución vertical de 10 m, obtener 770 valores implica un rango vertical de 0–7700 m.

- Los coeficientes para cada punto del kernel se determinan con base en dos valores, una constante  $a_0$  y un parámetro  $a_1$  que determina el aumento en la suavización conforme aumenta la altura y que está dado por la ecuación 3.1. Como se observa en la figura 3.1, los parámetros utilizados para este trabajo fueron  $a_0 = 0.01$  y  $a_{max} = 0.333$ , lo que se ve traducido en un  $a_1 = 6.46 \times 10^{-5}$ .

Podemos observar, en la figura 3.2, que el centro de cada kernel está situado justo por encima de cada punto de muestreo. Además, la influencia del operador matemático varía conforme a la altura por las razones ya mencionadas.

Otra característica importante es la resolución del kernel, descrita por la anchura a media altura (FWHM, por sus siglas en inglés). Este parámetro está definido como la línea geométrica que mide el ancho a la mitad del máximo y es independiente de la forma del kernel. En este caso y como podemos apreciar en la figura 3.3, este parámetro estadístico aumenta conforme aumenta la altura, de tal manera que el método implementado considera con la altura la cantidad de vecinos a utilizar.

### 3.2.3. Filtro de nubes y precipitación

Debido a las propiedades físicas de las gotas de nube y lluvia, éstas tienen una alta capacidad retrodispersiva, es decir, la señal devuelta al ceilómetro en presencia de nubes o lluvia es significativamente más alta que en tiempos de cielo despejado.

Por lo anterior, se escribió un algoritmo para la detección de nubes y precipitación basado en el trabajo de Teschke et al. (2008), el cual define puntos en el perfil que son posibles gotas debido a su retrodispersión estadísticamente diferente con respecto al resto del perfil. De acuerdo con los investigadores, primero se renormaliza la señal de retrodispersión  $B(z, t)$  con respecto a la varianza,  $\sigma$ . De esta manera, en los tiempos en los que probablemente haya nubes la señal se incrementará de la siguiente forma:

$$\beta_\sigma(z, t) = B(z, t)\sigma(t), \quad (3.2)$$

Después, se define  $N_z$  y  $N_t$  a partir de la resolución en altura y en tiempo de cada perfil como el número de alturas y el número de perfiles (o número de tiempos) para poder escribir:

$$\mu = \frac{1}{N_z N_t} \sum_z \sum_t \beta_\sigma(z, t), \quad (3.3)$$

$$\Sigma = \frac{1}{N_z N_t - 1} \sum_z \sum_t [\beta_\sigma(z, t) - \mu]^2, \quad (3.4)$$



### 3.2. Procesamiento de los perfiles

---

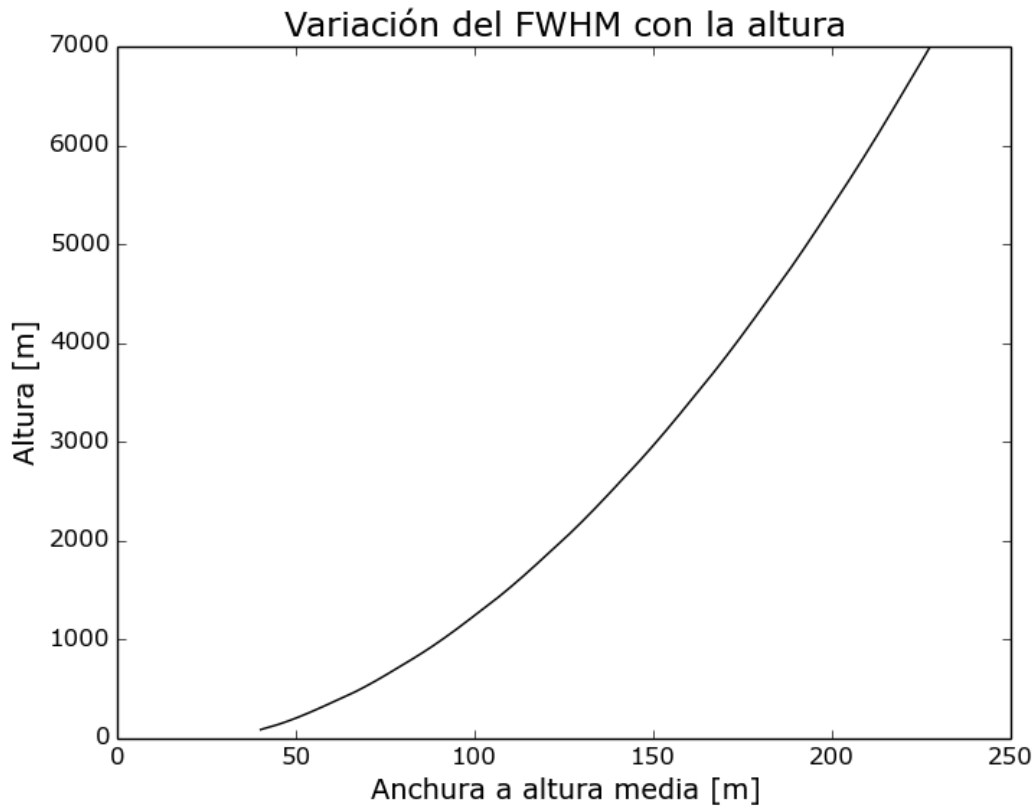


Figura 3.3: Comportamiento de la Anchura a media altura (FWHM) del kernel de suavización para las alturas consideradas en un perfil de retrodispersión.

donde  $\mu$  y  $\Sigma$  son la media y varianza globales. Además, Teschke et al. (2008) define un valor umbral  $B_N$  para determinar si un pixel o punto determinado de la matriz corresponde a una nube o gota de lluvia, el cual está dado por:

$$B_N = \mu + 3\sqrt{\Sigma}. \quad (3.5)$$

Así, el algoritmo para filtrar por posibles pixeles con nubes establece que si un valor  $\beta_\sigma(z,t) > B_N$  o si  $B(z,t) > 1750$ , entonces ese valor,  $\beta_\sigma(z,t)$  asociado a  $B(z,t)$  corresponde a una nube. Cabe mencionar que 1750 es un valor umbral establecido empíricamente durante el desarrollo del trabajo y su función es complementar el algoritmo de Teschke et al. (2008).

### 3.3. Estimación de la MLH

#### 3.3.1. Algoritmos de recuperación

Como se describió en la sección 1.3.2, existen distintos métodos y algoritmos para la estimación de la altura de capa de mezcla a partir de perfiles de retrodispersión de un ceilómetro. En la literatura consultada, el algoritmo más utilizado dada la sencillez de su formulación matemática y la practicidad de la interpretación, aunado a buenas correlaciones con otros métodos o instrumentos, es el método de mínimo gradiente.

La premisa básica de este método es que los aerosoles en la capa de mezcla tienen una concentración uniforme y mayor a la de la atmósfera libre. De manera que el punto en la atmósfera donde ocurre un cambio negativo, repentino y fuerte en la concentración de aerosoles se interpreta como la altura de la capa de mezcla. Recapitulando, el método de mínimo gradiente, busca la altura donde ocurre el mínimo de la primer derivada de la intensidad de retrodispersión y la define como la MLH. En otras palabras, el gradiente máximo negativo es el tope de la capa. Este método ha sido refinado y extendido para calcular inversiones y estructuras finas en campañas de medición cortas de contaminación.

De esta manera, se decidió utilizar este método como algoritmo base usando la ecuación 1.3, sin embargo, se realizaron pruebas con otros métodos descritos más adelante en la sección. En particular, se trabajó también con el método de punto de inflexión, dado por la ecuación 1.4 y con el método de transformada covariante de wavelet (WT por sus siglas en inglés). Éste último fue implementado de la siguiente manera:

Partiendo de la definición, de Brooks (2003), de la wavelet o función de Haar,  $h$ :

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} +1 & b - \frac{a}{2} \leq z \leq 0, \\ -1 & b \leq z \leq b + \frac{a}{2}, \\ 0 & \text{De otra forma,} \end{cases} \quad (3.6)$$

donde  $z$  es la altitud y  $b$  es el centro de la función, o bien la *traslación*, ya que es donde se dice que está localizada la función. En la ecuación la extensión  $a$  define las dimensiones, también llamada dilatación. Así, la transformada covariante de la función de Haar,  $W_f$  está definida como:

$$W_f(a, b) = \frac{1}{a} \int_{z_0}^{z_f} B(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right), \quad (3.7)$$

### 3.3. Estimación de la MLH

---

siendo  $B(z)$  el perfil de retrodispersión,  $z_0$  y  $z_f$  las alturas mínimas y máximas del perfil, respectivamente. La altura de capa de mezcla se define entonces como el máximo local para una cierta dilatación  $a$ , centrada en  $b$ , de  $W_f(a, b)$ .

El objetivo de utilizar distintos métodos en la recuperación de la altura de capa de mezcla fue encontrar las fuentes de error del método de mínimo gradiente, sus ventajas y capacidades para recuperación en series de tiempo largas. Además, se buscó definir un algoritmo ideal cuyos resultados sean sencillos de interpretar pero que a su vez, ofreciera un intervalo de confianza satisfactorio o en otras palabras, disminuyera las fuentes de error o valores anómalos.

#### Parámetros

Se calculó la altura de capa de mezcla (MLH) delimitando el perfil entre 50 y 5000 m siguiendo a Helmig et al. (2012) y Münkel (2007). Sin embargo, la determinación de los valores límite, inferior y superior, para el cálculo de la MLH no resulta algo trivial dado que se sabe que:

1. Los ceilómetros reciben una señal muy ruidosa en las capas más inmediatas a las superficie, por lo que en principio pocas mediciones por debajo de los 200 m son confiables. Sin embargo, Münkel (2007) menciona que el ceilómetro CL31 es de los pocos instrumentos que pueden observar estructuras entre 50 y 150 m. De esta manera, se tuvo la posibilidad de observar los perfiles (y calcular la altura de capa de mezcla) a partir de los 50 m.
2. En alturas mayores de 5000 m el ruido en la señal es muy alto, además, la probabilidad de obtener una capa de mezcla en alturas superiores a los 5000 m sobre el nivel del suelo es escasa. Así, se decidió establecer esta altura como el límite superior para evitar el efecto que genera el ruido sobre las mediciones.

Se estudiaron distintos parámetros en el procesamiento de los perfiles, distintos algoritmos de recuperación y sus parámetros asociados. Los resultados de esto, presentados en la siguiente sección, están basados en las conclusiones presentadas hasta ahora.

#### 3.3.2. Método de Richardson en radiosondeos

Como método de validación de las alturas de capa de mezcla con ceilómetro, se realizó una comparación con los radiosondeos de la Ciudad de México durante el mismo período. Generalmente se realizan dos sondeos diarios, a las 00 y 12Z que en tiempo local corresponden a las 06 h y 18 h, respectivamente. Los lanzamientos se realizan desde las instalaciones

del Servicio Meteorológico Nacional en la zona de Tacuabaya, a menos de 25 kilómetros de distancia de Ciudad Universitaria, donde se encuentra el ceilómetro.

Los datos de estas mediciones, obtenidos del sitio de la University of Wyoming (2016), fueron procesados mediante el método de Richardson, el cual es ampliamente utilizado dada su capacidad de relacionar el perfil térmico de la atmósfera baja con el perfil de vientos como métrica de la localización de la capa bien mezclada.

Siguiendo la descripción de Piringer et al. (2007), la altura de capa de mezcla es obtenida mediante el cálculo de un número adimensional, el número de Richardson, y la definición de un valor umbral, el cual de ser alcanzado, define la altura de capa de mezcla:

El número de Richardson, dado por (Joffre et al., 2001):

$$Ri(z_{i+1}) = (g/T_s) \frac{(\theta_{i+2} - \theta_i)(z_{i+2} - z_i)}{(u_{i+2} - u_i)^2}. \quad (3.8)$$

Esta ecuación arroja un valor adimensional  $Ri$  utilizando un esquema numérico de diferencias centradas a partir de la gravedad ( $g$ ), que se considera como constante en para todas las alturas, y la temperatura a nivel de superficie ( $T_s$ ) como valores constantes, y la temperatura potencial ( $\theta$ ) y la velocidad del viento ( $u$ ) como vectores de tamaño  $n + 1$ , siendo  $n - 1$  el número de valores que obtendremos de Richardson.

Cabe destacar que en este trabajo se determinó la altura de capa de mezcla a partir del promedio de las alturas  $z_i$  y  $z_{i+1}$  de donde se obtuvo el valor máximo de Richardson. Además, el límite en los sondeos utilizados fueron: 2500 m para los sondeos de las 12Z y 4000 m para los sondeos de las 00Z.

### 3.3. Estimación de la MLH

---

# Capítulo 4

---

## Resultados y discusión

---

### 4.1. Perfiles de retrodispersión

El periodo en el cual se tienen datos del ceilómetro en esta estación, como ya se ha mencionado, cubre desde octubre de 2008 hasta abril de 2016, donde se recuperaron aproximadamente 2,400 días de mediciones, es decir, el 81.5% de los días posibles. Lo anterior debido a interrupciones en la medición o fallas del instrumento por breves periodos de tiempo.

Los perfiles fueron promediados cada 5, 10, 15, 20 y 30 minutos siguiendo el procedimiento de la sección 3.2. Aquí se muestran los resultados para los perfiles promediados cada 10 minutos, dado que este intervalo de tiempo permite mantener una alta resolución temporal y a su vez es un intervalo que ofrece un perfil con bajo ruido al contener en la mayoría de los casos más de 100 perfiles crudos promediados. Con este intervalo se considera que el instrumento está proporcionando un perfil suficientemente robusto para el cálculo de MLH. Una descripción más detallada para la determinación de este parámetro temporal se encuentra en el apéndice A.

Para conocer la variabilidad durante el día de todos los perfiles de retrodispersión de todo el periodo, únicamente aplicando la suavización descrita en 3.2 anteriormente, se promediaron todos los perfiles reportados cada 10 minutos. Los resultados están representados en el gráfico de color en la figura 4.1, donde la barra de colores indica la retrodispersión promedio medida por el ceilómetro. El eje de las abscisas es el tiempo en hora del día en intervalos de 10 minutos y en el eje de la ordenada está la altura. En otras palabras, éste es un gráfico de contorno de los perfiles verticales de retrodispersión diaria promedio y que contiene toda la información registrada en las mediciones.

Estos perfiles de retrodispersión muestran una fuerte señal de retrodispersión durante la etapa nocturna, con valores elevados de la señal desde las 19 h a 1500 m y que disminuyen

## 4.1. Perfiles de retrodispersión

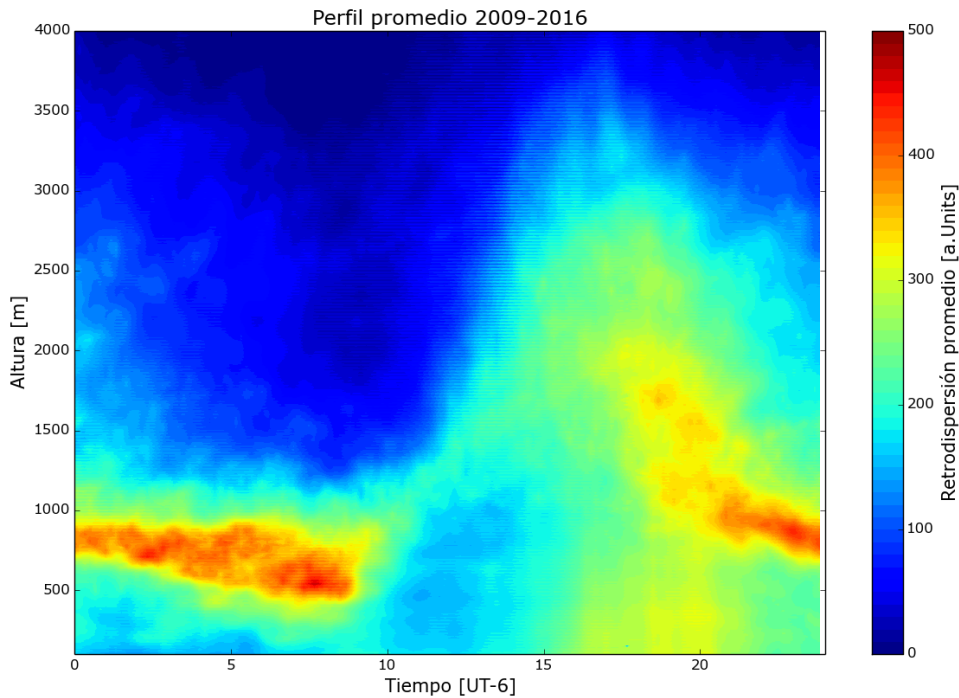


Figura 4.1: Perfiles de retrodispersión promedio (2008-2016) cada 10 minutos en escala de color (unidades arbitrarias) en función de la hora del día.

en altura hasta los 500-800 m a las 7 - 8 h de la mañana. Además, durante la etapa convectiva del día la intensidad de la señal disminuye considerablemente, es decir, entre las 10 y las 15 h la señal es más baja en relación a la etapa nocturna. En la figura se observa la etapa de mezcla de los aerosoles a partir de las 9 h. Cabe mencionar que esta gráfica se genera a partir de datos colectados en un horario fijo (UT-6) a lo largo de todo el año, sin haber sido corregidos al horario solar verdadero.

Se obtuvieron también perfiles promedio para todo el período de mediciones de manera bimestral, empezando por enero y febrero y terminando en noviembre y diciembre, como se muestra en la figura 4.2. Al igual que en la figura 4.1, la barra de color muestra la menor retrodispersión en los tonos de azul y la mayor cantidad de retrodispersión en los tonos rojos.

Este resultado bimestral en la figura 4.2 muestra las diferencias estacionales en la intensidad de retrodispersión y su distribución diaria. Cabe notar que las escalas de intensidad de retrodispersión para cada gráfico son diferentes, esto para observar las estructuras de cada bimestre. En la figura se observa que durante la época de lluvias de la Ciudad de México, desde junio hasta octubre, tenemos las intensidades de retrodispersión, incluso cerca

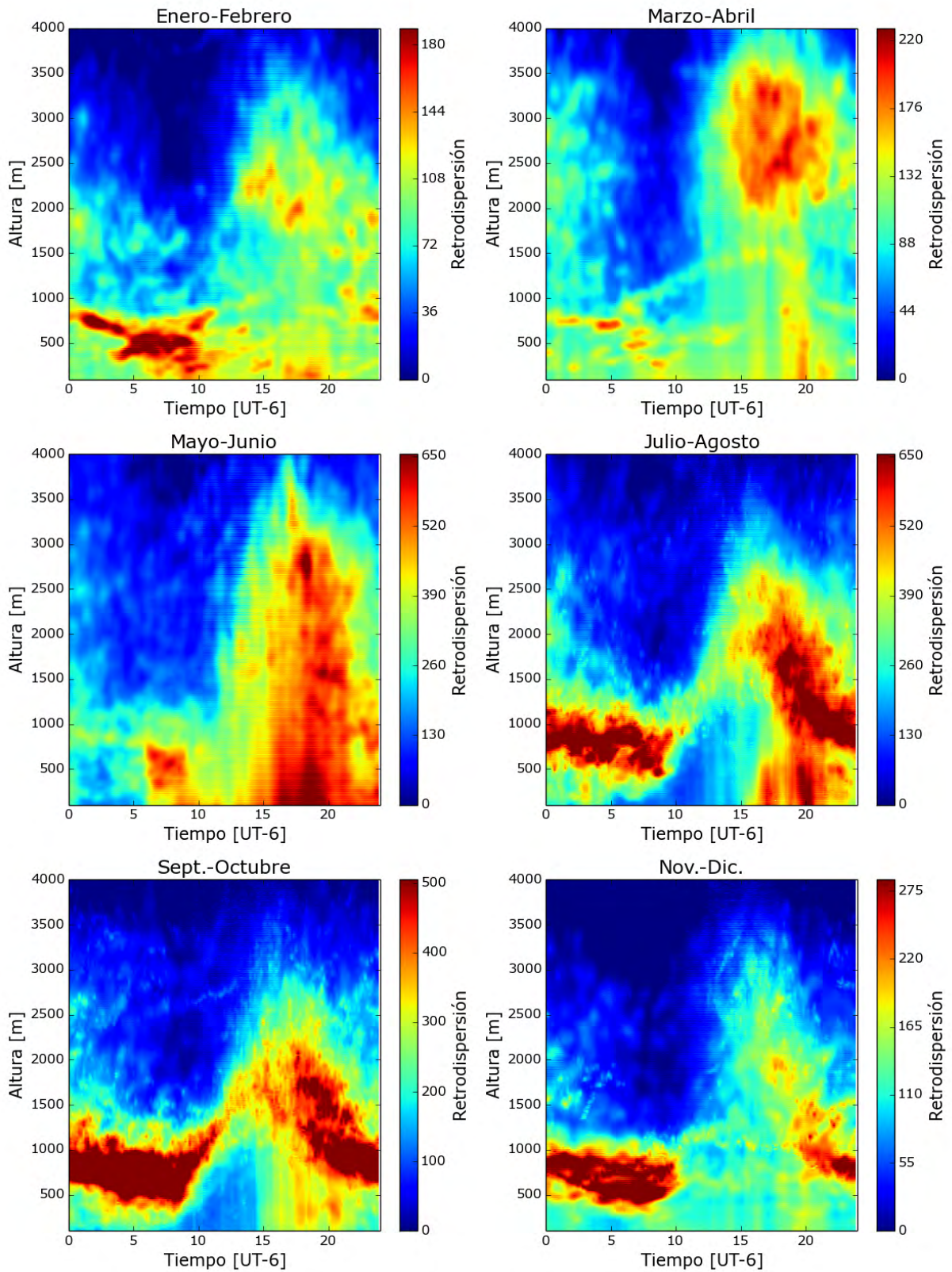


Figura 4.2: Gráficos de color de los perfiles promedio por bimestre para el periodo 2008-2016. Las barras de color no son iguales para todos los gráficos.



## 4.1. Perfiles de retrodispersión

---

de la superficie durante la tarde. Más aún, en estos meses es notable la fuerte señal de retrodispersión entre los 1300 y los 600 m entre las 0 y las 9 h de la mañana, continuando la tendencia desde las horas de la noche. Esta señal intensa debe contribuir al promedio de la figura 4.1 en el mismo intervalo de tiempo matutino.

### 4.1.1. Efecto del filtro de nubes

Utilizando el filtro de nubes, explicado en la sección 3.2.3, se generó una base de datos con los perfiles sin nubes mediante el siguiente procedimiento. Para cada perfil donde se detectase al menos una nube a lo largo de todas las alturas, es decir, si un pixel o punto del perfil cumple las condiciones de nube según el algoritmo, esa medición particular se descarta del promedio. Los resultados de esta sección son, en principio, el producto de perfiles medidos con cielos despejados y sin alteraciones en la señal. Por lo tanto, estos perfiles reflejan mejor el comportamiento de los aerosoles contenidos en la capa de mezcla quitando en buena medida el efecto de las nubes y por completo los eventos de lluvia. Cabe mencionar que al aplicar este filtro, 45 % de los datos fueron descartados al considerarse que estos perfiles contenían nubes o lluvia.

Análoga a la figura 4.1, la figura 4.3 presenta la tendencia diurna de la retrodispersión medida por el ceilómetro como un gráfico de contornos pero en este caso en ausencia de nubes. Al comparar ambas gráficas, es importante resaltar que la escala de la barra de color cae en aproximadamente la mitad del valor en unidades arbitrarias de retrodispersión con respecto a antes de aplicar el filtro.

La evolución de la señal promedio de retrodispersión en la figura 4.3, es el resultado de los perfiles filtrados por nubes y precipitación y por lo tanto una representación de la retrodispersión promedio durante tiempos despejados. Particularmente no se muestra la fuerte y dominante retrodispersión matutina a 1500 m como se aprecia en la figura 4.1. Una vez aplicado el filtro, la señal de retrodispersión se debe, principalmente, a las propiedades dispersivas de los aerosoles que, según se observa en la figura 4.3, muestran una distribución uniforme durante las primeras horas del día y un posterior crecimiento conforme actúan los procesos de emisión, formación y mezclados llegando a tener la máxima señal de retrodispersión entre las 18 y 20 h cubriendo un intervalo vertical entre los 1500 y 2700 m de altura.

Como se aprecia en la figura 4.4, se obtuvieron también gráficos de contorno para los promedios bimestrales de estos perfiles filtrados, siguiendo el mismo procedimiento de la figura 4.2.

Comparando esta figura 4.4 a su análoga figura 4.2 se observa, en primer lugar, la disminución en la escala, asociada con los colores, para todos los bimestres. Así mismo, disminuye

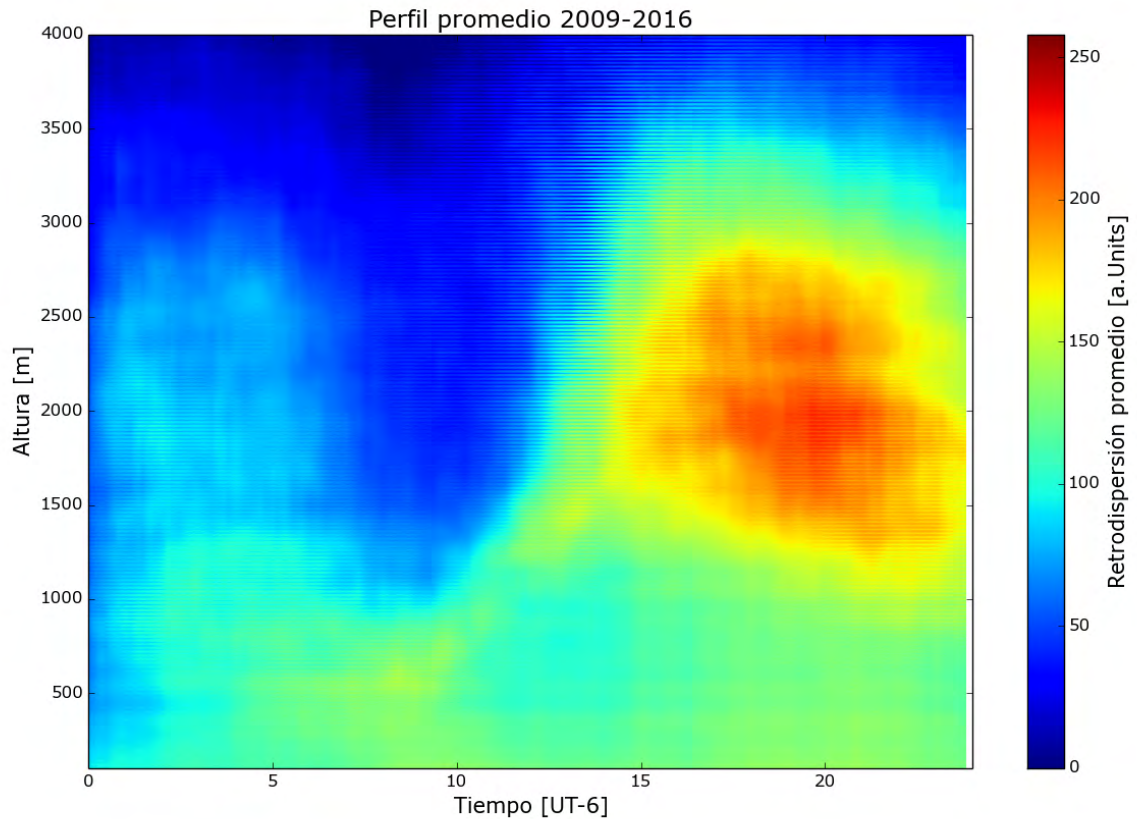


Figura 4.3: Gráfico de contorno para perfiles de retrodispersión filtrados por nubes (2009-2016) cada 10 minutos.

el patrón de retrodispersión fuerte durante la mañana en los meses de la época de lluvias. En los meses de invierno, se observa un aumento relativo de la concentración de aerosoles en alturas bajas del perfil. Por ejemplo, observando el gráfico correspondiente a los meses de noviembre y diciembre, se observa entre las 8 y las 15 h una señal de retrodispersión fuerte cerca de la superficie. Este patrón, no observado en otros bimestres como el de marzo-abril, está asociado a la presencia de inversiones térmicas típicas en esta época del año.

#### 4.1.2. Comparación de perfiles

Con la finalidad de observar más detalladamente las diferencias entre los perfiles *crudos* y los procesados por el filtro de nubes, se graficaron únicamente 7 perfiles de la matriz que compone las figuras 4.1 y 4.3 a partir de las 3 h (UT-6) y hasta las 21 h con 3 horas de separación en tiempo. En este resultado, mostrado en la figura 4.5, el eje de las abscisas es una composición del tiempo y el la señal de retrodispersión, ya que el valor de cero retrodisper-

## 4.1. Perfiles de retrodispersión

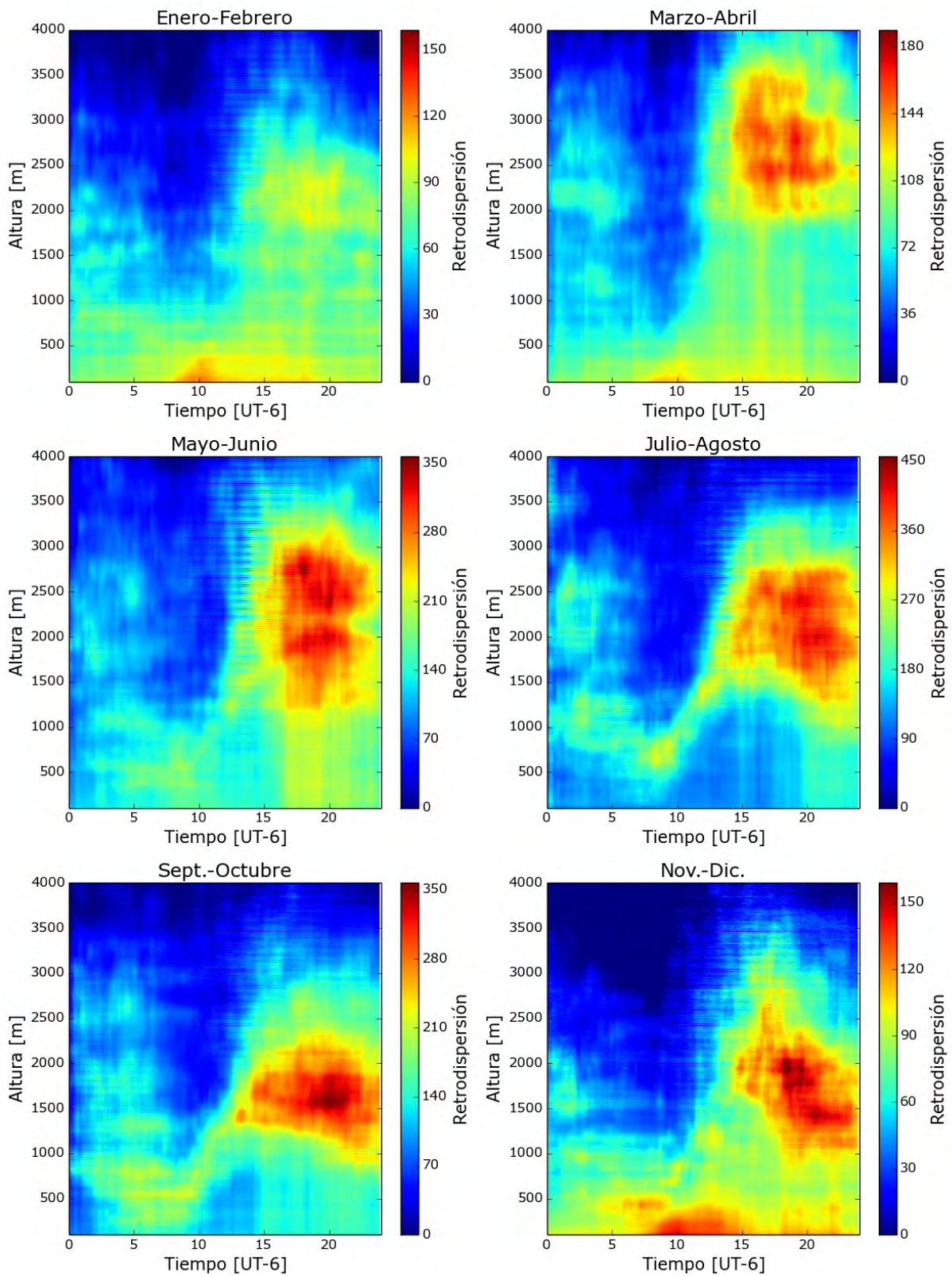


Figura 4.4: Gráfico de color para los perfiles de retrodispersión promedio (2008-2016) de manera bimestral cada 10 minutos utilizando el filtro de nubes.

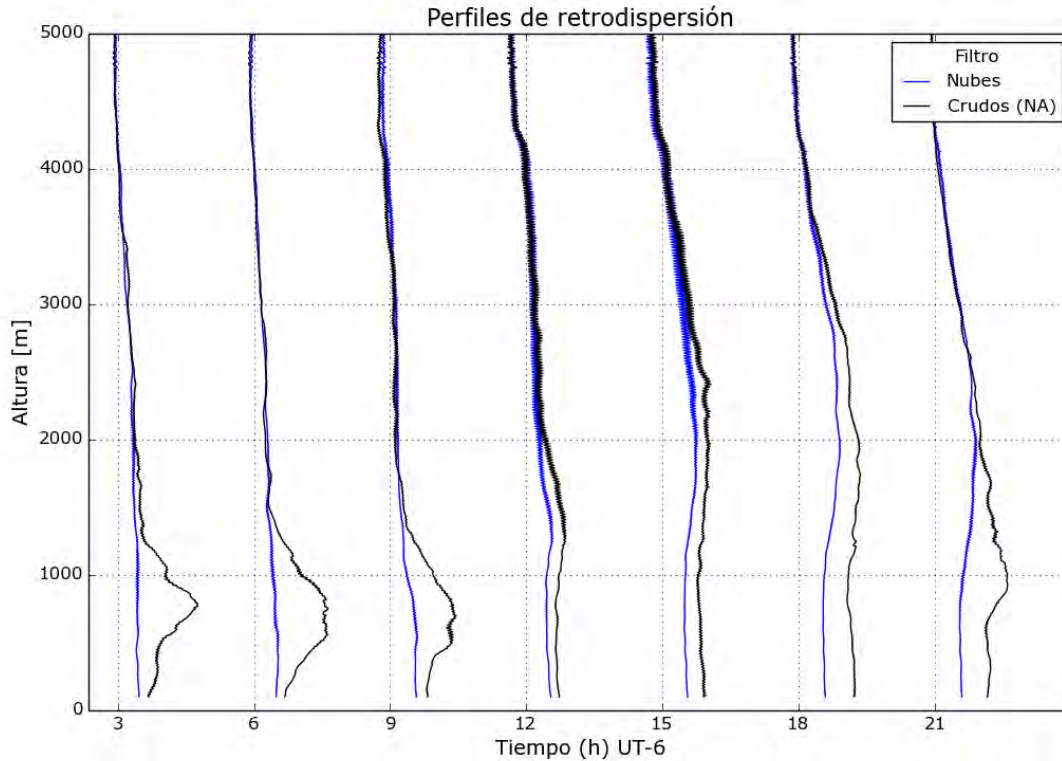


Figura 4.5: Comparación de los perfiles cada tres horas con y sin el filtro de nubes durante el periodo del 2008 al 2016. La escala en la señal de retrodispersión para todos los perfiles (ejes x centrados en las horas correspondientes) se mantuvo constante.

sión para cada uno de los siete puntos corresponde a la línea punteada con la etiqueta de la hora en cuestión.

Los perfiles promedio de la figura 4.5 mostrados en azul corresponden a aquellos filtrados, es decir sin nubes, mientras que los perfiles negros representan aquellos perfiles crudos que sí consideran la influencia de las nubes. Como se puede observar, la mayoría de los perfiles cruzan ligeramente la línea punteada que representa el valor de 0 retrodispersión en alturas superiores a 4500 m.

Además, se hizo el mismo análisis de manera bimestral para conocer el efecto de la estacionalidad en los perfiles con y sin nubes. Gráficos similares a 4.5 correspondientes a cada bimestre del año fueron generados y se presentan en la figura 4.6. Aquí se hace evidente, como es de esperar, que la presencia de nubes se detecta principalmente entre los meses de julio a octubre. Los perfiles corresponden al promedio de los 8 años de datos.

La comparación entre un perfil filtrado y uno *crudo*, mediante la figura 4.5, muestra que el proceso de filtrado genera mayor contraste en la etapa nocturna y menor contraste du-

## 4.1. Perfiles de retrodispersión

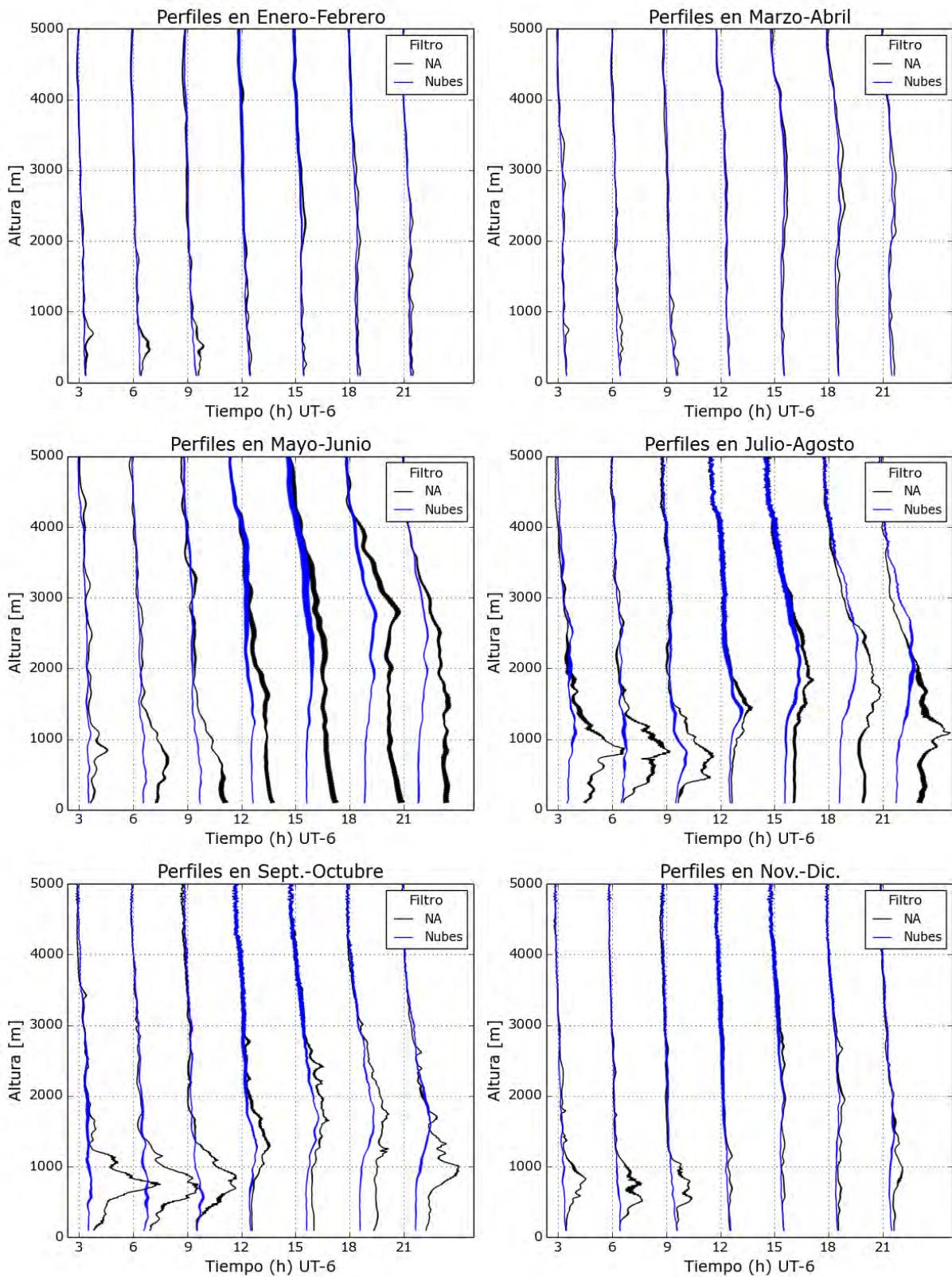


Figura 4.6: Comparación bimestral de los perfiles promedio cada tres horas, con y sin el filtro de nubes, durante el periodo 2008 al 2016.

rante el día. En otras palabras, la diferencia entre la curva filtrada y la correspondiente a los datos crudos es más similar a las 12, 15 y 18 h de lo que es a las 3, 6, 9 y 21 h.

La figura 4.6 muestra que la diferencia entre los perfiles promedio con nubes y sin nubes es mayor para los meses de la época de lluvias de la Ciudad de México y es muy pequeña en los meses de la etapa seca. En particular, en los primeros meses del año (enero a abril), en la época de secas frías los perfiles son muy similares, indicando una escasa presencia de nubes. Al contrario, el periodo de Mayo a Agosto muestra una gran diferencia entre las curvas, más fuerte en la etapa nocturna.

## 4.2. Desarrollo diurno de la capa de mezcla

En esta sección se presentan los promedios del desarrollo diurno de la capa de mezcla para todo el período. Es decir, se presentan los resultados de cómo es el cambio de la altura de la capa de mezcla promedio en la Ciudad de México.

### 4.2.1. Comparación entre algoritmos

En las secciones 1.3.2 y 3.3.1 se describieron los tres métodos principales empleados en este trabajo para el cálculo de la MLH: gradiente, punto de inflexión y *wavelet* u *ondeleta*. A continuación se hace una comparación del desarrollo diurno promedio de la MLH para todo el periodo.

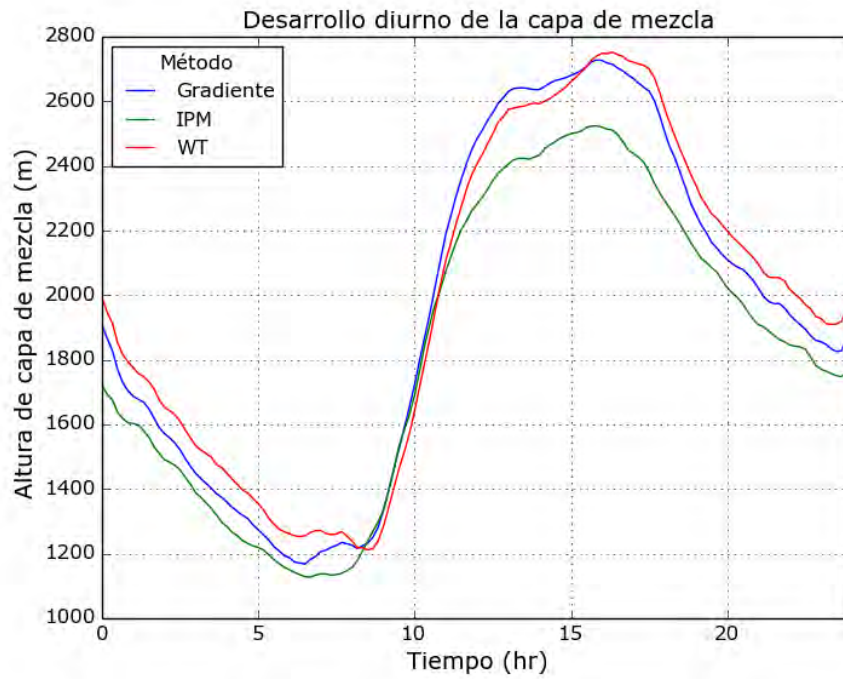
En todos los casos se trabajó con perfiles delimitados a alturas de los 100 hasta los 4000 m, con resolución temporal de 10 minutos. Para el método de *wavelet* se utilizó una dilatación  $a = 60$  m, con saltos en el centro de la función  $b$  cada 10 o 20 m, dependiendo de la resolución particular de cada perfil. Para mayor detalle de los parámetros utilizados, se hace referencia al apéndice A.

En la figura 4.7 se presenta (a) el desarrollo diurno promedio de la capa empleando todos los métodos, y (b) la desviación estándar asociada a cada uno de los métodos. Esta última se calcula a través de los resultados obtenidos para cada tiempo dentro del periodo de medición.

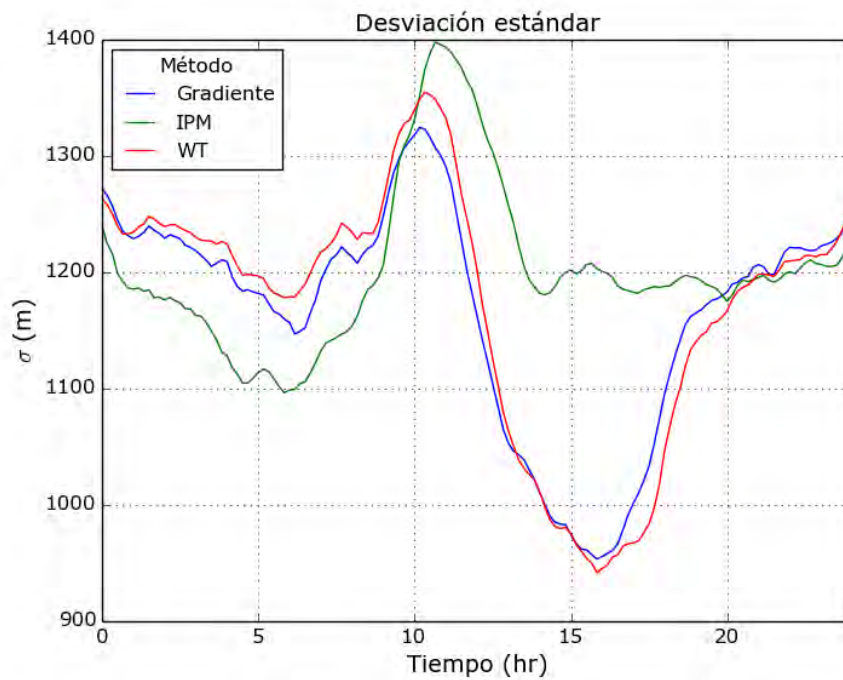
La implementación de distintos algoritmos para calcular la altura de capa de mezcla, como lo son: el método de gradiente, el de punto de inflexión y el de la transformada de *ondeleta* o *wavelet* resultaron ser bastante robustos y similares entre sí en el largo plazo. La figura 4.7 denota una gran similitud entre el método de *wavelet* y el de gradiente y medianamente similares éstos dos últimos con el método de punto de inflexión.

El método de punto de inflexión, como se observa en la figura, tiene un comportamiento diferente en su desviación estándar comparado con los otros algoritmos dado que es el mé-

## 4.2. Desarrollo diurno de la capa de mezcla



(a)



(b)

Figura 4.7: Comparación del a) desarrollo diurno de la capa de mezcla y b) la desviación estándar empleando los tres métodos de recuperación: el método de gradiente, IPM = punto de inflexión y WT = wavelet.

todo que obtuvo la mayor desviación estándar durante una buena parte del día. De hecho, a partir de las 13 h la desviación estándar producto de este método no disminuye a diferencia de los otros dos algoritmos que muestran sus valores más bajos durante la tarde.

### Desarrollo de nuevos algoritmos

Se realizó la comparación de las MLH con dos métodos nuevos, basados en una combinación de los algoritmos de la sección anterior. Éstos parten del método de mínimo gradiente, debido a que es el más utilizado en la literatura (Eresmaa et al., 2006; Emeis et al., 2008; Schäfer et al., 2014), pero consideran valores **falsos** o anómalos a todas aquellas alturas de capa de mezcla que coinciden con el valor mínimo posible o el piso, o bien, el valor máximo posible o tope. Además, consideran como valor anómalo, toda altura de capa de mezcla cuya diferencia con el valor inmediato anterior supere un valor umbral predeterminado por el usuario.

El primero,  $C_1$ , llamado así por ser el primero de dos algoritmos combinados o compuestos, es considerado como el método más laxo en su determinación de valores anómalos, ya que mantiene utiliza más en el cálculo el método de gradiente; considera un valor umbral que permite saltos entre valores adyacentes de MLH de hasta 1000 m. De manera general el algoritmo sigue los siguientes principios:

1. Cálculo inicial de MLH mediante el método de mínimo gradiente.
2. Si el método de mínimo gradiente ofrece un valor anómalo, recalcula el MLH mediante el método de transformada covariante de wavelet. Si no, se reporta el resultado del método de gradiente.
3. Si la transformada de wavelet (WT) también reporta un valor anómalo, se procede al cálculo de MLH mediante al tercer método, el de punto de inflexión (IPM). Si no, se reporta el resultado de WT.
4. Si los tres métodos ofrecen un valor anómalo, se reporta el promedio de los tres.

El siguiente algoritmo,  $C_2$ , sigue la misma lógica pero el salto máximo permitido entre dos valores vecinos es de 400 m, además, el procedimiento distingue entre valores anómalos por alturas piso y por saltos en valores consecutivos. Los principios básicos que sigue este algoritmo son los mismos que los de  $C_1$  pero con las siguientes adecuaciones:

1. Si el cálculo inicial mediante el método de mínimo gradiente arroja valores anómalos se hace la distinción entre i) valor anómalo por ser valor piso o tope, o ii) valor anómalo por un salto o fuerte diferencia con el valor anterior y se recalcula MLH mediante WT, de lo contrario se reporta MLH por mínimo gradiente.



## 4.2. Desarrollo diurno de la capa de mezcla

2. Si el valor anómalo es un valor piso o tope (i) y WT no obtiene un valor anómalo, se reporta MLH por WT
3. Si el método de transformada covariante de wavelet da un valor anómalo por un salto (ii) se procede de dos maneras. Si el valor anómalo del mínimo gradiente se debe a que es un valor piso o tope, se procede al siguiente algoritmo. En el caso contrario, donde ambos algoritmos, gradiente y WT dan saltos, se reporta el promedio de MLH de WT y por mínimo gradiente.
4. Si el último método (IPM) ofrece un valor piso o tope se reporta WT. De lo contrario, se reporta un promedio de los tres métodos.

En la figura 4.8 se presenta la comparación entre los algoritmos combinados descritos arriba y, como referencia, el método de mínimo gradiente. Para esta figura los parámetros del cálculo son los mismos que en los casos anteriores para todos los métodos. Como se nota en la figura, los nuevos algoritmos implementados obtuvieron una ligera diferencia relativa

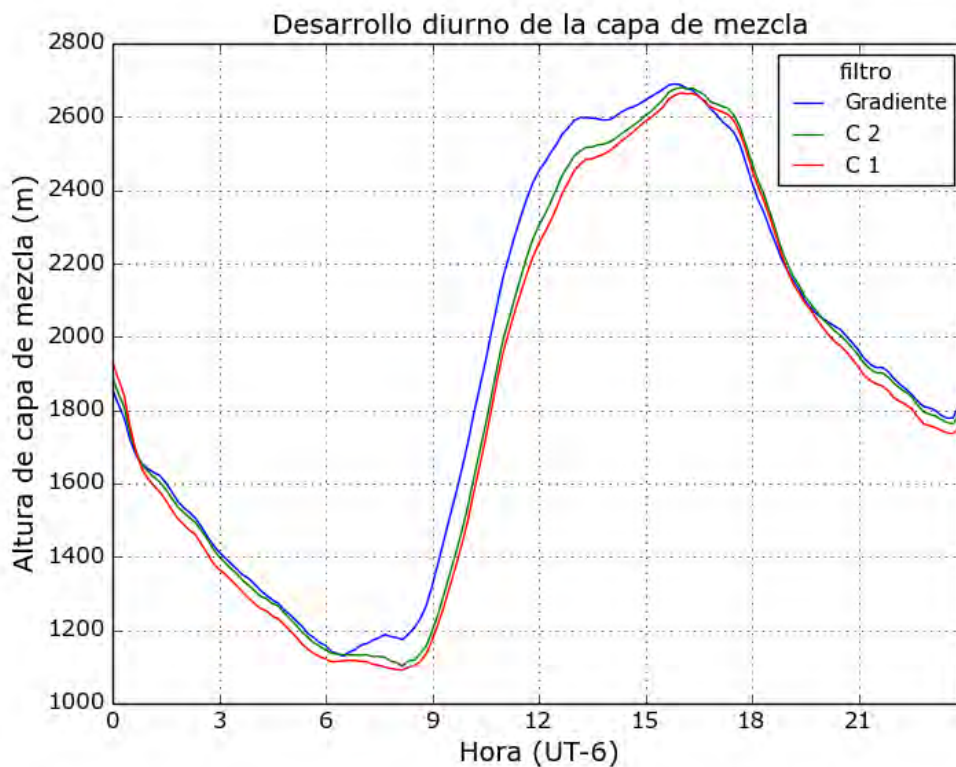


Figura 4.8: Desarrollo diurno promedio de la capa mezcla para el algoritmo de mínimo gradiente y con dos nuevos algoritmos desarrollados  $C_1$  y  $C_2$ .

al método de gradiente, principalmente debido a que estos métodos utilizaron entre el 65 y 70% de las MLH producto del método de gradiente. Si bien en el largo plazo  $C_1$  y  $C_2$  son muy similares al método de gradiente, estos métodos ofrecen mejores aproximaciones a la altura de capa de mezcla para días específicos y tiempos muy puntuales dado que descartan los valores anómalos que se encontraron en este trabajo..

#### 4.2.2. Efecto del filtro de nubes

Utilizando el filtro de nubes y precipitación descrito en la sección 3.2.3, y recordando que aplicando este filtro se descartaron aproximadamente 45% de los perfiles, se obtuvo el desarrollo diurno promedio de la altura de capa de mezcla utilizando el método de mínimo gradiente y se presenta en la figura 4.9. Se observan dos curvas: en azul la correspondiente al promedio utilizando el filtro y en negro sin filtro de nubes.

Las diferencias en el desarrollo diurno para perfiles crudos y para perfiles filtrados, como se aprecia en la figura 4.9, resultaron ser relativamente bajas, particularmente considerando que la curva negra es producto de casi el doble de observaciones. De manera general, el utilizar el filtro de nubes resulta en una altura de capa de mezcla promedio mayor que sin el filtro.

Dado que el algoritmo de mínimo gradiente es también utilizado en perfiles de retrodispersión para medir la altura de la base de una nube, es natural que no haya diferencias significativas en el promedio de las alturas de capa de mezcla. Sin embargo, se debe considerar que el efecto de la lluvia sobre las mediciones sí es representativo y fuente de error, dado que esta fuerte retrodispersión se reporta en todas las alturas menores a la nube, alterando el algoritmo de estimación. En otras palabras, durante eventos de lluvia el perfil de retrodispersión no representa al perfil de aerosoles, sino que depende en su mayor parte de la precipitación que detecta. Descartar estas mediciones ofrecen el resultado más representativo del trabajo en la figura 4.9.

Analizando entonces el desarrollo diurno promedio de la capa de mezcla en la Ciudad de México a partir del resultado de filtro de nubes (figura 4.9), podemos observar las siguientes características:

- El mínimo de la altura de la capa de mezcla promedio a lo largo del año ocurre entre las 6 y 7 h a una altura de alrededor de 1100 m.
- El máximo ocurre entre las 16 y las 17 h obteniendo, en promedio a lo largo del año, una altura de 2800 m.
- La etapa de máximo crecimiento acontece entre las 8 y las 12 del mediodía, pasando de 1300 a 2500 m en menos de 4 h (aprox.  $550 \frac{m}{hr}$ ).

## 4.2. Desarrollo diurno de la capa de mezcla

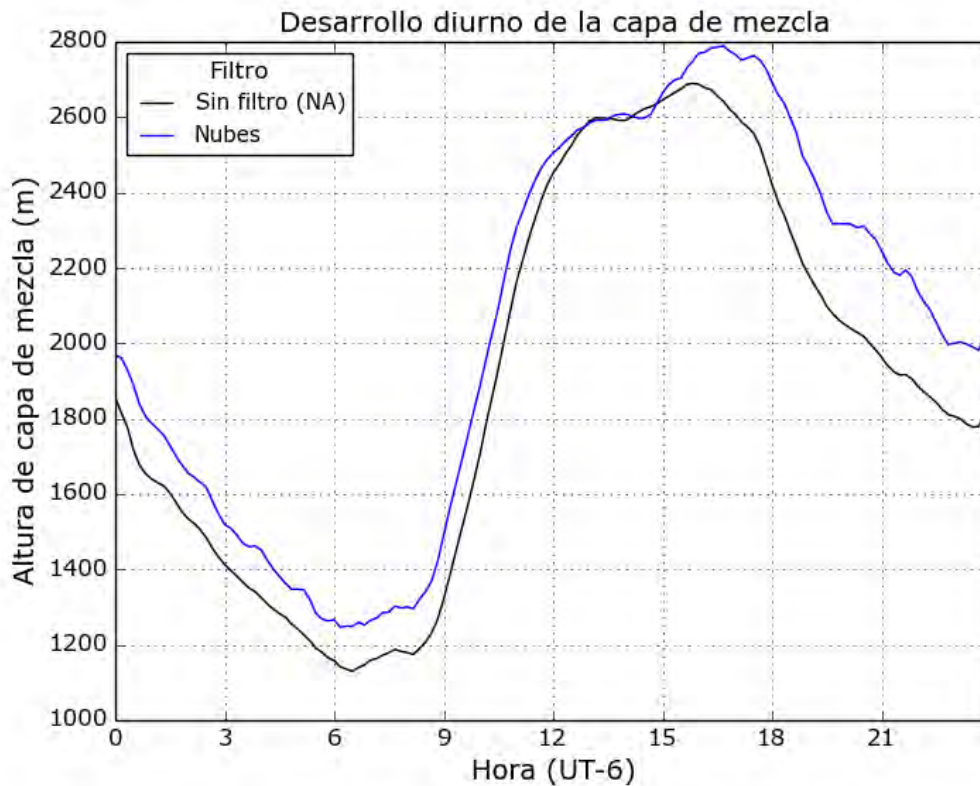


Figura 4.9: Comparación del desarrollo diurno promedio de la MLH sobre CU, Ciudad de México, con el método de mínimo gradiente para perfiles con (azul) y sin (negro) filtro de nubes.

- La etapa de decrecimiento tiene una velocidad mucho más lenta, dado que la capa de mezcla se comprime de 2800 m a las 18h a 1100 m a las 6 h, a una tasa de aprox.  $-140 \frac{m}{hr}$ .
- Existen dos etapas de relativa estabilidad en la altura de la capa de mezcla, en la mañana, entre las 6 y las 8 h y, en la tarde, entre las 16 h y las 18 h.

### 4.3. Estacionalidad y tendencias anuales

Se generaron gráficos de desarrollo diurno en períodos bimestrales y anuales, con la finalidad de conocer cómo cambia la altura de capa de mezcla en las estaciones y a largo plazo. Los bimestres se definieron empezando en enero-febrero y terminando con noviembre-diciembre. Se utilizaron los resultados del método de mínimo gradiente y los perfiles que pasaron por el filtro de nubes descrito previamente.

La figura 4.10 presenta estos resultados en la que coexisten 6 curvas, cada una de un color diferente correspondiente a un bimestre del año. Así mismo, se observaron las variaciones anuales mediante un gráfico análogo presentado en la figura 4.11, en donde se obtuvieron los desarrollos diurnos promedio de cada año. Cabe destacar que los años de 2010, 2012 y 2016 no fueron graficados debido a que no hubieron suficientes registros durante estos años o bien, se consideró que hubieron fuentes de error significativas.

La figura 4.10 muestra que, de manera bimestral, no existe diferencia significativa en el desarrollo diurno de la capa de mezcla en primera instancia. Existen ciertos rasgos diferenciables, por ejemplo, la altura mínima, registrada por la mañana, se observa en el bimestre

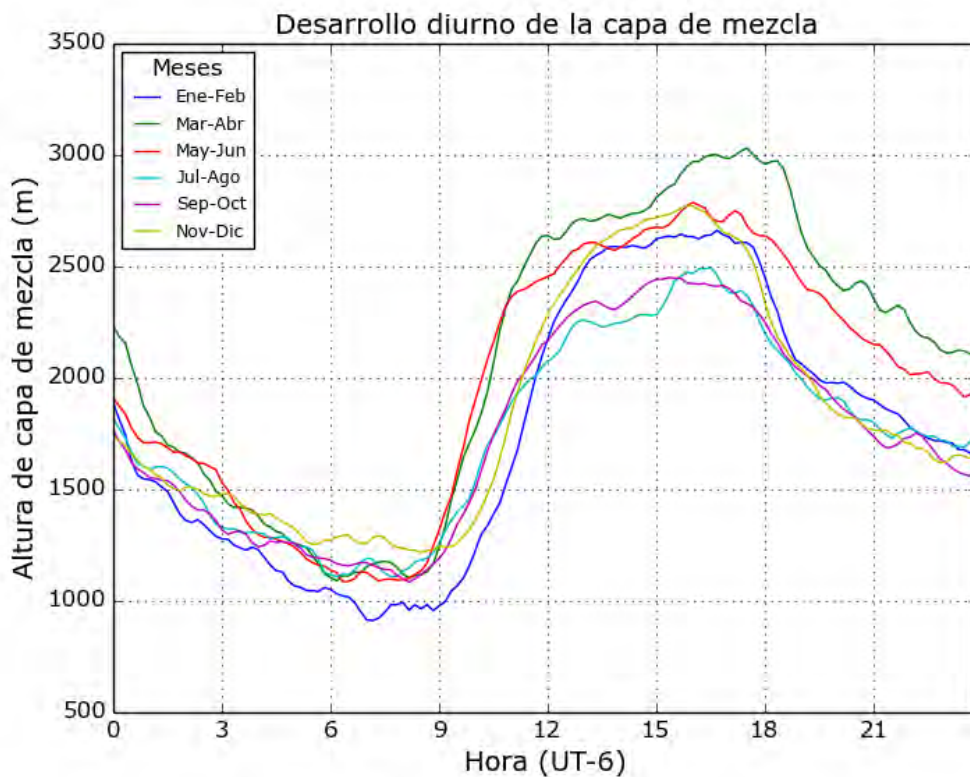


Figura 4.10: Desarrollo diurno bimestral de la MLH sobre CU, Ciudad de México.

### 4.3. Estacionalidad y tendencias anuales

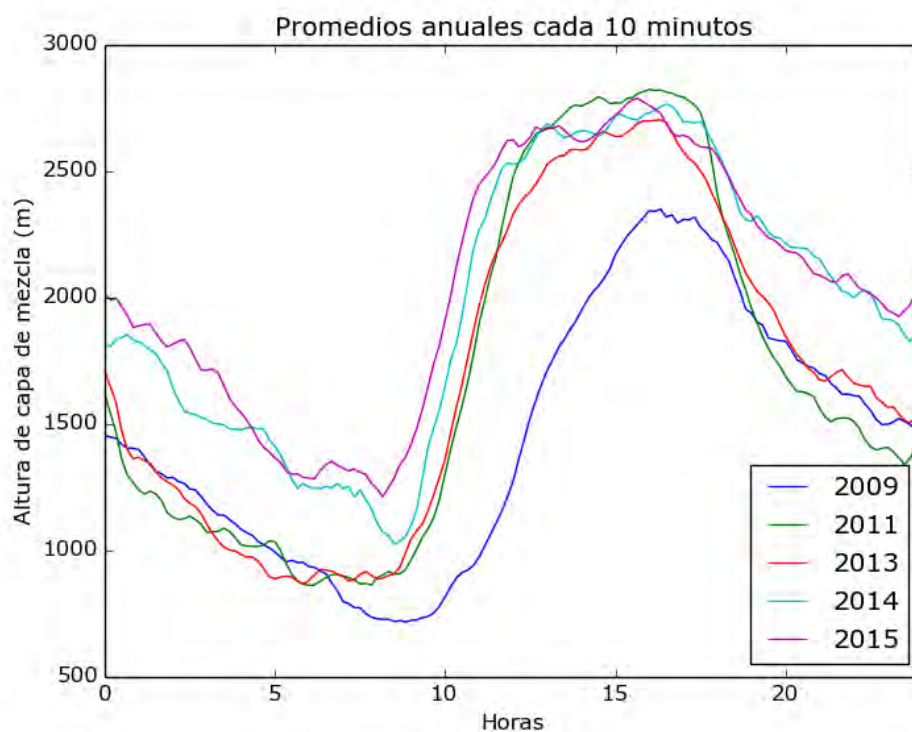


Figura 4.11: Desarrollo diario promedio anual de la MLH sobre CU, Ciudad de México.

enero-febrero, mientras que la mayor altura se registra en los meses de marzo-abril.

Durante buena parte del día, las 6 curvas se intersectan y entrelazan dando lugar a poca certidumbre en establecer patrones sobre la altura de capa de mezcla bajo este esquema. Sin embargo, es evidente que en los meses de mayo a agosto las tasas de crecimiento en la mañana son mayores y además, este crecimiento comienza a horas antes en el día. Por ejemplo, la altura de 2000 m es superada en el bimestre marzo-abril con, en promedio, casi dos horas de diferencia al bimestre de enero-febrero.

En cuanto a la variabilidad interanual la situación resulta similar, se observa en la figura 4.11 que el año 2009 presenta los promedios más bajos durante todo el desarrollo diario mientras que en los dos años más recientes (2014 y 2015) se observan los promedios más altos durante la mañana y en la noche. El intervalo de tiempo con la mayor cantidad de movimientos convectivos ocurre entre las 13 y las 17 h, horario en el que no se aprecian diferencias significativas en años diferentes.

Se investigó así mismo si existe alguna estacionalidad en los valores máximos y mínimos registrados mensualmente. Para esto se calcularon los promedios mensuales de los máximos y mínimos diarios detectados, es decir, se obtuvieron los máximos y mínimos de cada día y sobre estos valores se calculó la media mensual. La serie de tiempo mensual para la altura

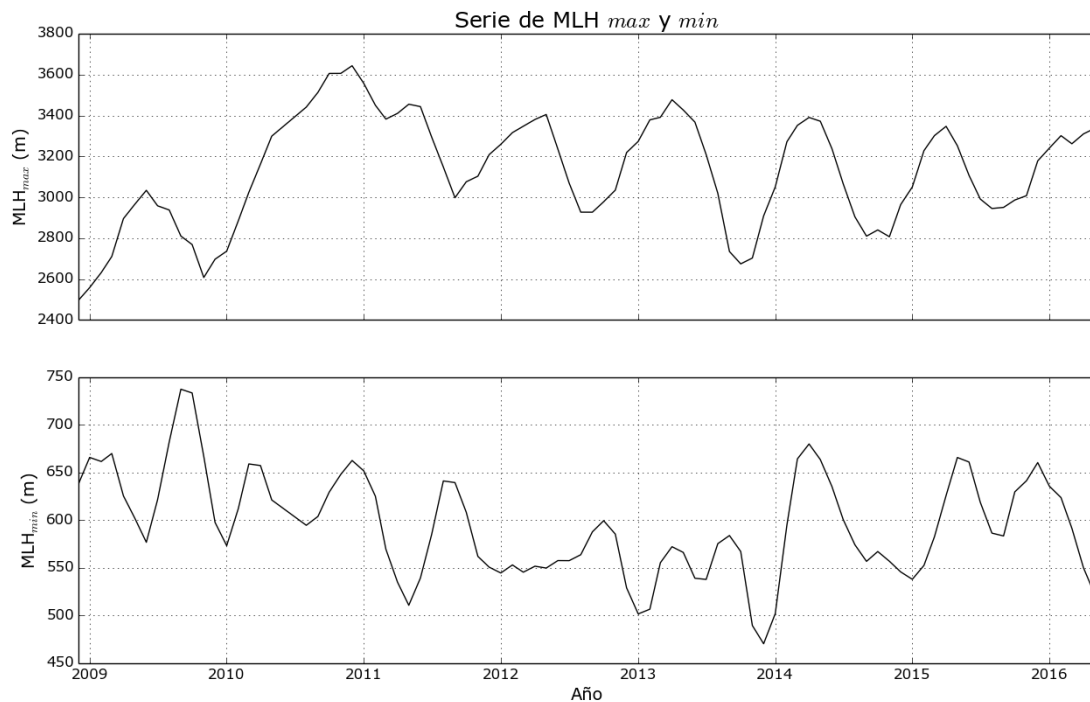


Figura 4.12: Serie de tiempo mensual para altura de capa de mezcla máxima y mínima.

de capa de mezcla máxima ( $MLH_{max}$ ) y mínima ( $MLH_{min}$ ) se muestra en la figura 4.12.

En la figura 4.12 destaca el ciclo estacional que se observa en la  $MLH_{max}$ , la cual tiene sus mínimos en la segunda mitad del año, en los meses de septiembre a noviembre, mientras que los valores máximos ocurren durante los primeros meses del año en marzo y abril. No hay una tendencia a largo plazo clara en los valores máximos de ( $MLH_{max}$ ) que se presentan en la primavera, sin embargo, la información de los últimos 4 años parece indicar que los valores mínimos que regularmente se presentan en otoño tienen una tendencia a estar aumentando. Los valores mínimos mensuales en la figura 4.12 no parecen presentar ni estacionalidad ni tendencia.

#### 4.4. Validación mediante radiosondeos

Siguiendo el método de Richardson, descrito en la sección 3.3.2, se recuperó la altura de la capa de mezcla en los dos horarios típicos en los que se lanzan radiosondeos: a las 00 y 12 (horario UT-C). Estos lanzamientos ocurren en tiempos de horario local, 6 y 18 h (UT-6), que resultan ser cruciales en el desarrollo de la capa de mezcla como ya se ha apreciado en las secciones anteriores.

#### 4.4. Validación mediante radiosondeos

---

Se comparó el promedio de las MLH calculadas de los radiosondeos con los resultados del algoritmo combinado  $C_2$ , producto de las mediciones del ceilómetro correspondientes a los mismos horarios. Cabe destacar que no se consideró únicamente el valor de capa de mezcla del ceilómetro correspondiente a las 6:00 o 18:00 h exactas, sino que se promedió una ventana de media hora antes y después de estos horarios.

Los resultados de la validación son presentados en la tabla 4.1, donde se muestran los valores promedio de los radiosondeos y del ceilómetro en cada horario disponible. Más aún, en la figura 4.13 se observa la comparación mediante gráficos de cajas rojos para los datos de radiosondeos y verdes del ceilómetro. En esta gráfica las cajas representan los límites del 25 y 75 % percentil o el primer y tercer cuartil, respectivamente. La línea sólida representa la mediana.

Método	Horario	Altura de capa mezcla (m)	Número de mediciones
Radiosondeo	6 h	1258	627
Ceilómetro	6 h	1323	627
Radiosondeo	18 h	2798	1064
Ceilómetro	18 h	2774	1064

Cuadro 4.1: Cuadro comparativo de la altura de capa de mezcla promedio estimadas por el ceilómetro utilizando el método compuesto  $C_2$  y por el método de Richardson de los radiosondeos.

Los radiosondeos muestrean la estructura vertical de temperatura y vientos de la atmósfera, mientras que el ceilómetro observa el comportamiento vertical de los aerosoles por lo que, en principio, son métodos completamente diferentes e independientes entre sí. Dada la diferencia entre estos dos métodos resalta la similitud de los resultados presentados en el cuadro 4.1, tanto para las observaciones de la mañana como de la tarde.

La diferencia de la media total en las mediciones usando ambos métodos es de aproximadamente 5 % en el caso de las 6 h, mientras que para el caso de las 18 h es menor al 0.1 %. Otra manera de ver la similitud entre los dos métodos es a través de la figura 4.13, donde podemos observar los gráficos de caja de los promedios de las 4 mediciones a comparar. En primer lugar destaca que la mediana es, como la media, relativamente similar para ambos métodos en la mañana y en la tarde, siendo particularmente semejante en el caso de la tarde. Más aún, las cajas de primer y tercer cuartil engloban un área desde los 700 hasta los 1500 m en el caso de los radiosondeos matutinos mientras que el ceilómetro en el mismo horario presenta un intervalo entre cuartiles que va desde 500 m hasta 2000 m. En el caso de la tarde, las cajas presentan intervalos con mayor concordancia, donde los radiosondeos muestran un primer cuartil en la altura de 2100 m y un tope de 3500 m que, por el otro lado,

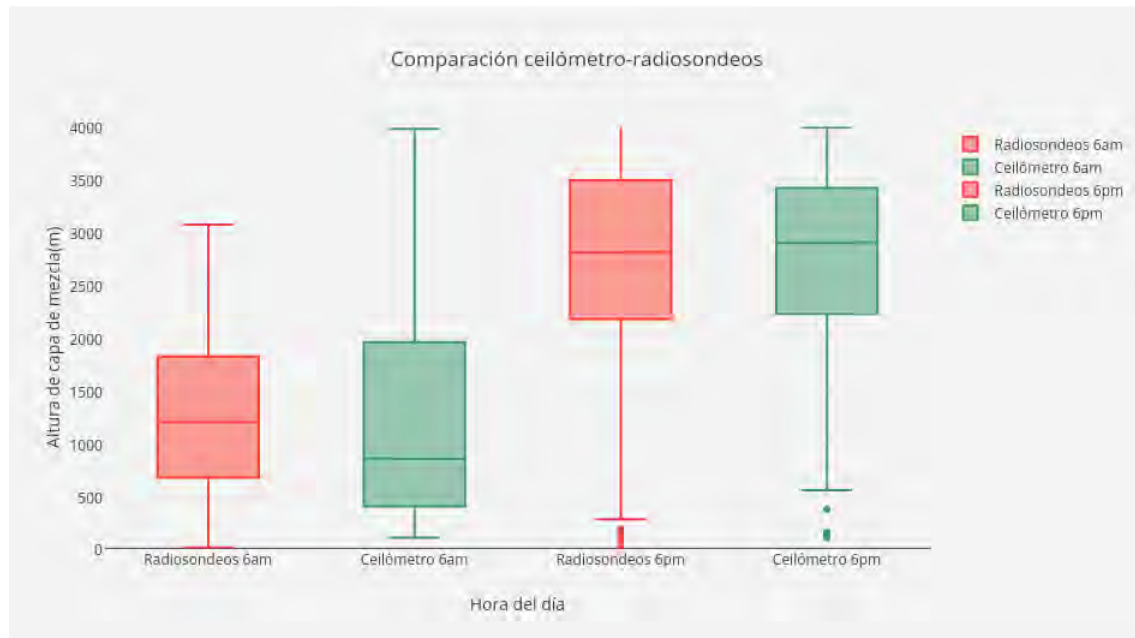


Figura 4.13: Gráficos de caja de comparando las alturas de mezcla, utilizando el método de Richardson para los radiosondeos (rojo) y la recuperación mediante el algoritmo de mínimo gradiente del ceilómetro (verde).

se compara bastante bien con un percentil desde 2300 hasta 3300 m.

Ambos métodos muestran un intervalo de confianza amplio producto de una gran incertidumbre en los algoritmos de recuperación del ceilómetro (gradiente, WT, etc.) y el de los radiosondeos (método de Richardson). Esto se debe a dos factores principales, en primer lugar al fenómeno de interés: la capa límite está sujeta a procesos muy dinámicos y variables durante el día y las estaciones, influenciado por procesos de todas las escalas (micro y mesoescala y hasta escala sinóptica) por lo que la variabilidad del fenómeno es un factor muy importante. Además, ambas técnicas resultan ser poco precisas debido a lo sensibles que resultan a incoherencias en el perfil. Por ejemplo, el ceilómetro mostró ser sensible en la noche a reportar alturas de capa de mezcla en la zona de la capa residual y no en la capa límite.

El resultado obtenido por ambos métodos es significativamente similar y la cantidad de mediciones empleada para realizar esta comparación es suficiente para que pueda ser considerado estadísticamente significativo. Si bien se puede argumentar sobre las carencias y debilidades de ambos métodos, el presente ejercicio con 8 años de mediciones pone en evidencia el grado de similitud entre ambas técnicas.



#### 4.4. Validación mediante radiosondeos

---

# Capítulo 5

---

## Conclusiones

---

Los perfiles de retrodispersión ofrecen información acerca del comportamiento típico de los aerosoles en la Ciudad de México. Los perfiles promedio que fueron filtrados para descartar nubes y precipitación muestran un aumento medio de la capa de mezcla durante el día como resultado de los procesos convectivos y turbulentos. En particular, se encontró que durante la noche la capa mezclada se pierde para dar lugar a una capa residual y una capa estable, dado que el perfil no muestra un claro límite entre una capa densa de aerosoles y una atmósfera libre. De esta manera el filtro de nubes aplicado resultó ser lo suficientemente estricto para eliminar perfiles con nubes y/o lluvia en el cálculo de la altura de la capa de mezcla.

Los algoritmos de gradiente son, en escalas temporales largas, muy similares entre sí. A partir del método de mínimo gradiente, la transformada covariante de wavelet y el de punto de inflexión se obtuvieron resultados similares en el promedio de todo el período. A su vez, para mediciones individuales habían generalmente pequeñas diferencias y en algunos casos, eran completamente ajenas a los valores de altura de capa de mezcla de uno u otro caso.

La altura de la capa de mezcla en la Ciudad de México, en promedio, llega a un valor mínimo de aproximadamente 1000 m entre las 6 y 7 h de la mañana y alcanza el máximo ( 2800-2900 m) aproximadamente a las 17 h. La variabilidad que tiene la capa de mezcla de un día a otro se ve reflejada por los altos valores de desviación estándar obtenidos en diferentes horas del día, por lo que se considera a la MLH en la Ciudad de México como altamente variable.

No se encontró evidencia que sustente la existencia de tendencias anuales a largo plazo. Sin embargo, el mínimo de la capa de mezcla promedio ocurre en los meses de enero y febrero mientras que los máximos durante los meses de marzo y abril. Adicionalmente, existe una estacionalidad en los valores máximos de las tardes promediados para cada mes,

---

encontrándose los niveles más altos durante la primavera y más bajos en el otoño.

La comparación de las alturas de capa de mezcla producto de los algoritmos del ceilómetro con el método propuesto para procesar datos de radiosondeos resultó ser significativamente similar. En otras palabras, el procedimiento de este trabajo fue validado por una técnica independiente de manera robusta. De esto se desprende que las alturas de capa de mezcla, producto de los perfiles del ceilómetro y que ofrecen mediciones de excelente resolución tanto en tiempo como en espacio es una técnica muy aceptable para calcular la altura de capa de mezcla en zonas como la Ciudad de México a largo plazo.

En trabajos futuros, se espera refinar el algoritmo de recuperación y el procesamiento de los perfiles; en una instancia más, correlacionar las alturas de capa de mezcla con la concentración de gases atmosféricos, como el ozono y el monóxido de carbono, y el material particulado y factores meteorológicos como la temperatura o la radiación solar incidente. Finalmente, se espera obtener el espesor óptico de los aerosoles en la Ciudad de México utilizando los datos de los perfiles de retrodispersión.

# Apéndices



## Apéndice A

---

# Parámetros en el cálculo de la altura de capa de mezcla

---

En primer lugar se realizaron pruebas para observar las diferencias que se producen al aplicar distintos parámetros en los resultados finales, por ejemplo el efecto de promediar más o menos perfiles para reportar una altura de capa de mezcla, entre otros. Cabe recordar que los resultados mostrados en este trabajo son producto de más 7 años de mediciones (dic 2008 - abr 2016).

### **A.0.1. Resolución temporal**

Uno de los factores más importantes en el cálculo de la altura de capa de mezcla, poco documentado en la literatura, es el efecto del ancho de la ventana en los promedios de los perfiles. En otras palabras, este parámetro define la resolución temporal y a su vez, la cantidad de perfiles utilizados para reportar una altura de capa de mezcla.

Se procesaron los perfiles crudos reportados por el ceilómetro, realizando promedios cada 5, 10, 15, 20 y 30 minutos, siguiendo el método descrito en la sección anterior 3.2. Cada base de datos fue después procesada mediante el cálculo de la altura de capa de mezcla siguiendo el método de mínimo gradiente.

El resultado final de lo anterior, es un gráfico del desarrollo diurno de la capa de mezcla, con promedios horarios, es decir, 24 valores de capa de mezcla para seguir el cambio diurno de la capa que se pueden observar en la figura A.1, básicamente se interpreta como el cambio típico, para cada valor de ventana de promedio, de la altura de la capa de mezcla durante el día.

Además en la figura A.2 observamos la desviación estándar asociada a cada valor de la figura A.1 como medida de variabilidad para cada parámetro en el cálculo de la altura de capa

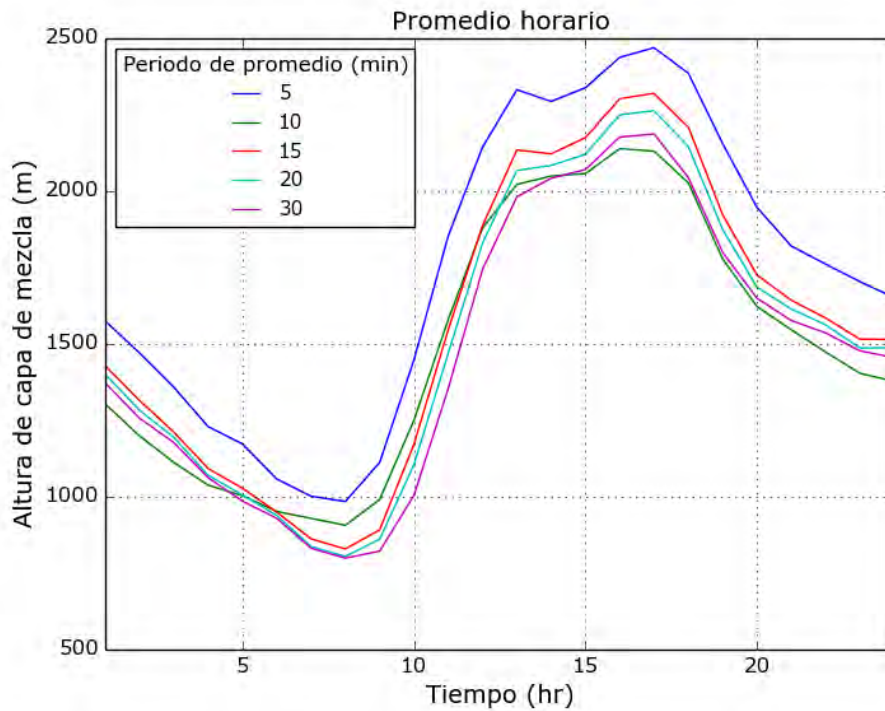


Figura A.1: Desarrollo de la capa de mezcla en distintos periodos de promedio de los perfiles.

de mezcla.

### A.0.2. Límites del perfil en el cálculo de MLH

Delimitar el perfil para el cálculo de la altura de capa de mezcla es factor fundamental dado que no sólo define seguramente el promedio final, sino también es una gran fuente de error y de valores anómalos. Por lo tanto, se realizó un análisis para cuantificar el efecto de los límites en el perfil sobre la altura de capa de mezcla, tanto los inferiores como los superiores. En esta sección, se trabajaron con perfiles promediados cada 10 minutos.

#### Límites inferiores

Autores, como Münkkel (2007), mencionan que el ceilómetro utilizado en este trabajo es capaz de observar estructuras desde 50 m, sin embargo, pruebas iniciales mostraron una gran sensibilidad a ruido producido cerca de la superficie debido al viento, es así que se probaron distintas alturas mínimas para evaluar el perfil en el cálculo de la altura de capa de mezcla.

La señal de retrodispersión, es decir, el perfil, fue limitado de la siguiente forma:

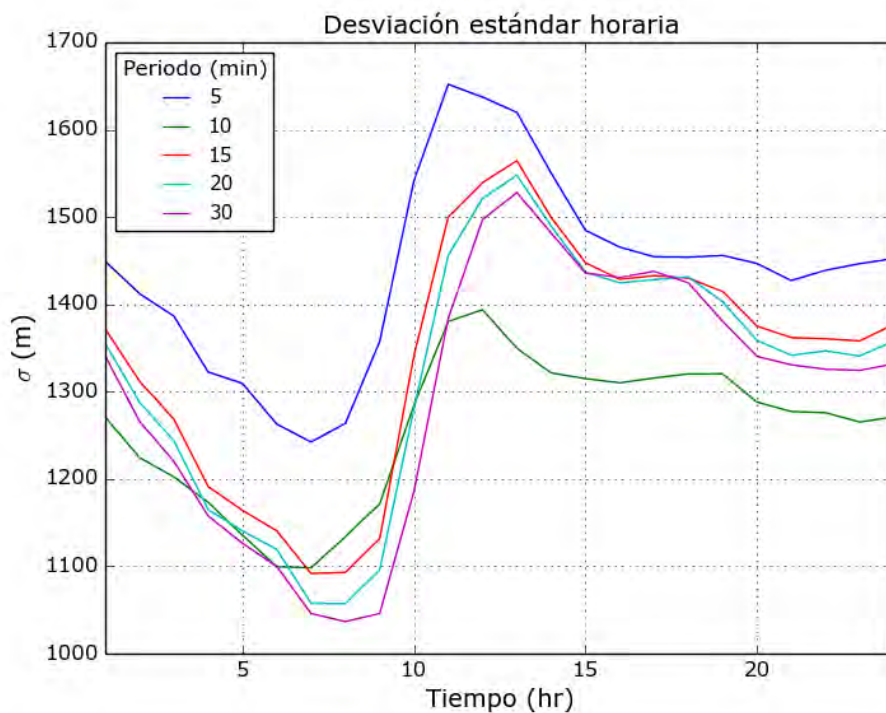


Figura A.2: Desviación estándar como medida de incertidumbre en el cálculo de la altura de capa de mezcla en distintos periodos de promedio de los perfiles.

$$B(z) = B[z = z_0 : z_f] \quad (\text{A.1})$$

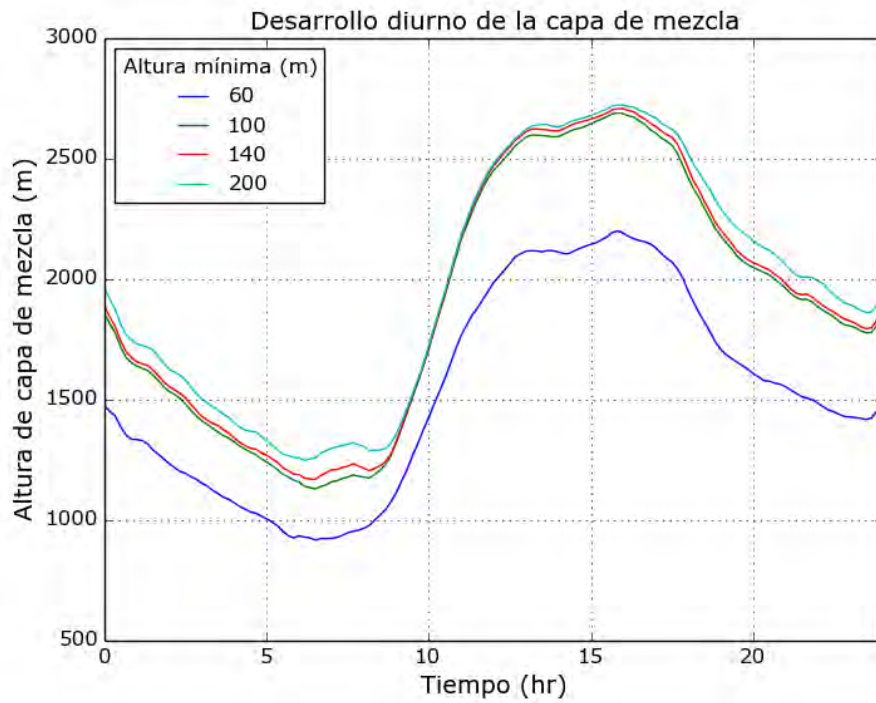
donde  $z$  es la altura en m,  $B$  es la señal de retrodispersión, y  $z_0$  y  $z_f$  hacen referencia a las alturas límites, inferior y superior, del perfil, respectivamente.

Utilizando entonces cuatro alturas límites inferiores  $z_0 = 60, 100, 140, 200m$  se calculó la altura de capa de mezcla mediante el método del mínimo gradiente sobre el perfil de la ecuación A.1. El límite superior se mantuvo constante en todos los casos en 4000m ( $z_f$ ).

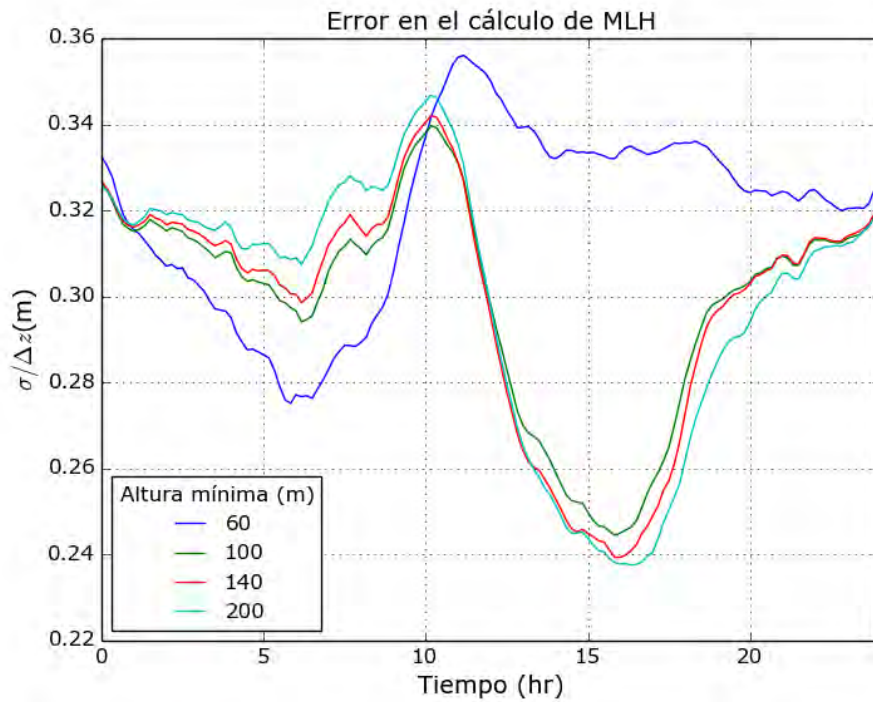
La figura A.3 muestra el resultado del procedimiento anterior en dos partes. En primer lugar, se obtuvo el desarrollo diurno de la altura de capa de mezcla, es decir, el promedio de alturas de capa de mezcla para todo el periodo de muestreo en cada paso de tiempo, esto en la figura A.3a, donde cabe destacar que una vez obtenido el promedio para cada paso de tiempo, se realizó un promedio móvil con ancho de ventana de tres puntos, la leyenda muestra la clave de colores para identificar la línea de tendencia de cada  $z_0$ .

Así mismo se obtuvo el valor de la desviación estándar asociada al promedio de estas alturas de capa de mezcla para cada paso de tiempo; más aún, para poder hacer una comparación entre los diferentes parámetros utilizados, fue necesario normalizar la desviación





(a) Comparación del desarrollo diario de la capa de mezcla para distintos valores mínimos del perfil.



(b) Comparación de la desviación estándar bajo distintos valores mínimos del perfil

Figura A.3: Altura de capa de mezcla y desviación estándar para distintos límites inferiores.

estándar de cada límite inferior con base en el intervalo de altura que representaba. Es decir, si  $\Delta z = z_f - z_0$  representa el intervalo de alturas que define un perfil de retrodispersión,  $B(z)$ , entonces el valor normalizado de desviación estándar,  $\bar{\sigma}$ , está dado por :

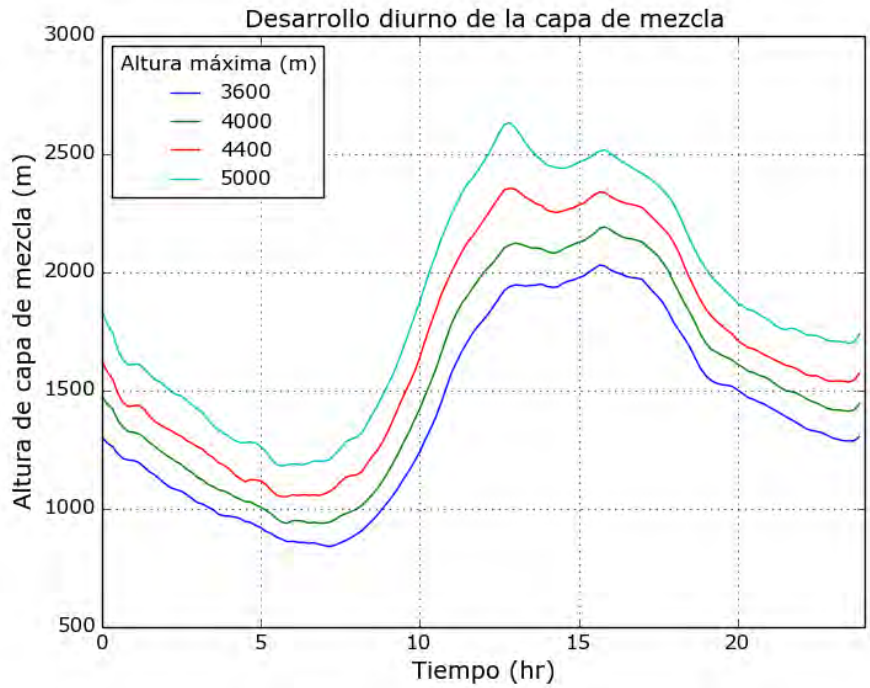
$$\bar{\sigma} = \frac{\sigma}{\Delta z} \quad (\text{A.2})$$

La figura A.3b, muestra los resultados de este parámetro de variabilidad,  $\bar{\sigma}$  dado en la ecuación A.2 para cada paso de tiempo y para cada uno de los valores límites inferiores del perfil.

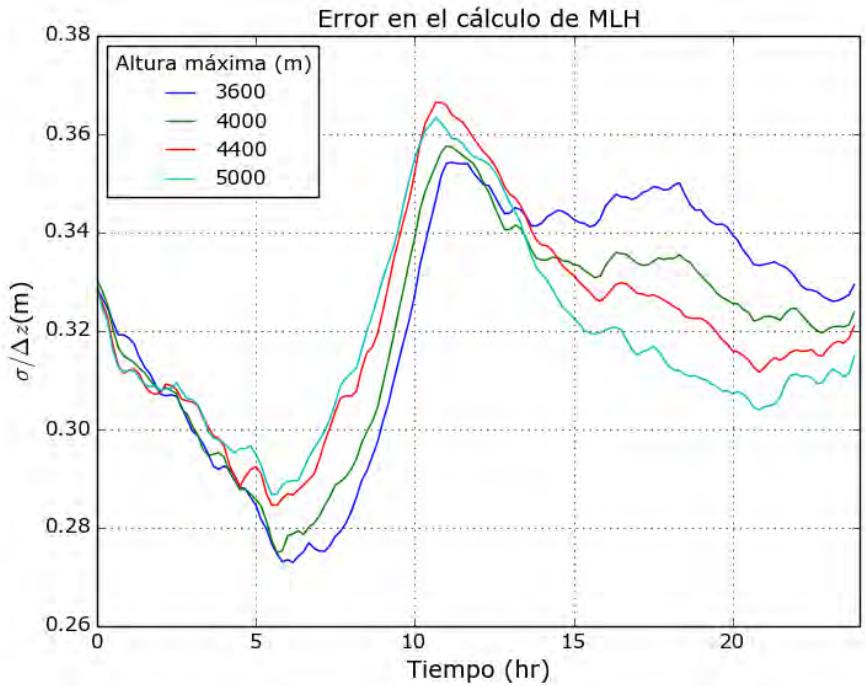
### Límite superior

Mediante un procedimiento análogo al descrito en la sección anterior, se obtuvieron las alturas de capa de mezcla para todo el periodo, utilizando distintas alturas máximas para delimitar el perfil de retrodispersión  $B(z)$  al cual que se le aplicó el método de mínimo gradiente, mediante las ecuaciones 1.3 y A.1. Se utilizaron alturas máximas para el perfil de  $z_f = 3600, 4000, 4400$  y  $5000m$ , manteniendo constante el límite inferior,  $z_0$ , en  $60m$ .

La figura A.4a, análoga a la figura A.3a, muestra el desarrollo diurno promedio de la capa de mezcla bajo los distintos valores límite superiores después de haber realizado un promedio móvil con ancho de ventana de tres puntos para todo el periodo de muestreo. Así mismo, siguiendo la ecuación A.2, se obtuvo la medida de variabilidad  $\bar{\sigma}$  asociada a los promedios de altura de capa de mezcla. Su comportamiento diurno es mostrado en la figura A.4b para cada uno de los parámetros observados en esta sección.



(a) Comparación en el desarrollo diurno de la capa de mezcla para distintos valores límite en el extremo superior del perfil de retrodispersión.



(b) Comparación en el desarrollo diurno de la capa de mezcla para distintos valores límite en el extremo superior del perfil de retrodispersión.

Figura A.4: Desarrollo diurno y desviación estándar para cuatro distintos límites superiores del perfil.

---

## Glosario

---

**capa de inversión** Perfil de temperatura donde se invierte el lapse rate y la temperatura aumenta con la altura en la troposfera. Generalmente asociada a eventos de contaminación del aire. 10, 11, 13, 23

**capa límite urbana** Capa límite asociada a grandes asentamientos humanos por lo que en general, es la capa atmosférica con la que estamos en mayor contacto. Tiene su propio microclima y el desarrollo y estructura de esta capa responde directamente a flujos de calor de actividades antropogénicas. 13

**efecto directo e indirecto** Se conoce como efecto directo de los aerosoles a la capacidad de dispersar y absorber radiación incidente en las distintas capas de la atmósfera y como efecto indirecto al papel que juegan los aerosoles como núcleos de condensación de nubes, produciendo efectos radiativos a través de la formación de nubes. Ambos efectos contribuyen a la mayor incertidumbre que se tiene en comprender el forzamiento radiativo global.. 16

**entrainment** En dinámica de fluidos cuando un flujo turbulento atrapa o encapsula a uno no turbulento se conoce como atrapamiento o en inglés, entrainment. Es usado en meteorología para referirse al fenómeno de la atmósfera donde aire ambiental frío y seco es atrapado y mezclado con aire ascendente caliente y húmedo, impidiendo el ascenso de la parcela. 13, 15, 22, 23

**isla de calor** Fenómeno térmico que diferencia la temperatura de las ciudades o zonas urbanas con sus alrededores debido a factores como la emisión de gases y partículas, el cambio de uso de suelo, el albedo diferente con sus alrededores, entre otros . 13

**kernel** Matriz de números con patrones y pesos asignados dado un proceso específico, generalmente utilizados mediante convoluciones que suavizan, intensifican o acentúan algún rasgo o característica de una imagen o medición. 29, 30

**mala calidad del aire** Referencia a episodios de altas concentraciones de más de un contaminante con respecto a la norma en vigor, por más de un cierto periodo límite. Generalmente asociado a megalópolis como la ciudad de México . 12, 17

**wavelet** Base de funciones ortogonales, con propiedades como promedio cero, bien localizadas y capaces de trasladarse y dilatarse. Se han utilizado en una amplia gama de ramas de la ciencia por su capacidad de observar variaciones tanto en el campo temporal como el de la frecuencia, dándole ventajas particulares ante análisis como el de la *transformada de Fourier*. 24, 35, 47

---

# Bibliografía

---

- APTI. Planetary boundary layer. <https://www.shodor.org/os411/courses/411c/module06/unit01/page01.html>, 2016. Consultado el 4 de noviembre de 2016.
- D. Baumgardner, M. Grutter, J. Allan, C. Ochoa, B. Rappenglueck, L. Russell, and P. Arnott. Physical and chemical properties of the regional mixed layer of Mexico's Megapolis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(15):5711–5727, 2009.
- F. Beyrich. Mixing height estimation from sodar data—a critical discussion. *Atmospheric Environment*, 31(23):3941–3953, 1997.
- L. Bianco and J. M. Wilczak. Convective boundary layer depth: Improved measurement by doppler radar wind profiler using fuzzy logic methods. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(11):1745–1758, 2002.
- N. Boyouk, J.-F. Léon, H. Delbarre, T. Podvin, and C. Deroo. Impact of the mixing boundary layer on the relationship between pm<sub>2.5</sub> and aerosol optical thickness. *Atmospheric Environment*, 44(2):271–277, 2010.
- I. M. Brooks. Finding boundary layer top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(8):1092–1105, 2003.
- R. L. Coulter. A comparison of three methods for measuring mixing-layer height. *Journal of applied meteorology*, 18(11):1495–1499, 1979.
- B. de Foy, J. D. Fast, S. Paech, D. Phillips, J. Walters, R. L. Coulter, T. J. Martin, M. S. Pekour, W. J. Shaw, P. Kastendeuch, et al. Basin-scale wind transport during the MILAGRO field campaign and comparison to climatology using cluster analysis. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(5):1209–1224, 2008.

## Bibliografia

---

- L. J. Donner and V. T. Phillips. Boundary layer control on convective available potential energy: Implications for cumulus parameterization. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)*, 108(D22), 2003.
- J. C. Doran, S. Abbott, J. Archuleta, X. Bian, et al. The IMADA-AVER boundary layer experiment in the Mexico City area. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(11):2497, 1998.
- S. Emeis. *Surface-based remote sensing of the atmospheric boundary layer*, volume 40. Springer Science & Business Media, 2010.
- S. Emeis, K. Schäfer, and C. Münkel. Surface-based remote sensing of the mixing-layer height—a review. *Meteorologische Zeitschrift*, 17(5):621–630, 2008.
- S. Emeis, K. Schäfer, C. Münkel, R. Friedl, and P. Suppan. Evaluation of the interpretation of ceilometer data with rass and radiosonde data. *Boundary-layer meteorology*, 143(1):25–35, 2012.
- N. Eresmaa, A. Karppinen, S. Joffre, J. Räsänen, and H. Talvitie. Mixing height determination by ceilometer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(6):1485–1493, 2006.
- J. R. Garratt. *The atmospheric boundary layer*. Cambridge university press, 1994.
- C. Helmis, G. Sgouros, M. Tombrou, K. Schäfer, C. Münkel, E. Bossioli, and A. Dandou. A comparative study and evaluation of mixing-height estimation based on sodar-RASS, ceilometer data and numerical model simulations. *Boundary-layer meteorology*, 145(3):507–526, 2012.
- X.-M. Hu, J. W. Nielsen-Gammon, and F. Zhang. Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 49(9):1831–1844, 2010.
- E. Jauregui. Heat island development in Mexico City. *Atmospheric Environment*, 31(22):3821–3831, 1997.
- S. Joffre, M. Kangas, M. Heikinheimo, and S. Kitaigorodskii. Variability of the stable and unstable atmospheric boundary-layer height and its scales over a boreal forest. *Boundary-layer meteorology*, 99(3):429–450, 2001.
- J. C. Kaimal and J. J. Finnigan. *Atmospheric boundary layer flows: their structure and measurement*. 1994.

- L. Menut, C. Flamant, J. Pelon, and P. H. Flamant. Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area. *Applied Optics*, 38(6):945–954, 1999.
- C. Münkkel. Mixing height determination with lidar ceilometers—results from Helsinki Testbed. *Meteorologische Zeitschrift*, 16(4):451–459, 2007.
- NOAA. What is remote sensing? <http://oceanservice.noaa.gov/facts/remotesensing.html>, 2016. Consultado: 2015-12-20.
- T. Oke. The heat island of the urban boundary layer: characteristics, causes and effects. In *Wind climate in cities*, pages 81–107. Springer, 1995.
- M. Piringer, S. Joffre, A. Baklanov, A. Christen, M. Deserti, K. De Ridder, S. Emeis, P. Mestayer, M. Tombrou, D. Middleton, et al. The surface energy balance and the mixing height in urban areas—activities and recommendations of COST-Action 715. *Boundary-layer meteorology*, 124(1):3–24, 2007.
- L. Prandtl. Veber flüssigkeiten bei sehr kleiner reibung, verh. iii intern. *Math. Kongr. Heidelberg*, pages 484–491, 1905.
- M. L. Salby. *Physics of the Atmosphere and Climate*. Cambridge University Press, 2012.
- K. Schäfer, E. Flores-Jardines, S. Emeis, M. Grutter, R. Kurtenbach, P. Wiesen, and C. Münkkel. Determination of mixing layer heights by ceilometer and influences upon air quality at mexico city airport. pages 74750M–74750M, 2009.
- K. Schäfer, M. Elsasser, J. M. Arteaga-Salas, J. Gu, M. Pitz, J. Schnelle-Kreis, J. Cyrus, S. Emeis, A. S. Prevot, and R. Zimmermann. Source apportionment and the role of meteorological conditions in the assessment of air pollution exposure due to urban emissions. 2014.
- K. Schäfer, H. Ling, C. Münkkel, and S. Emeis. Long-term study of air urban quality together with mixing layer height. *Proc. SPIE*, 8890:889009–889009–11, 2013.
- P. Seibert, F. Beyrich, S.-E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, and P. Tercier. Review and inter-comparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric environment*, 34(7):1001–1027, 2000.
- R. B. Stull. *An introduction to boundary layer meteorology*, volume 13. Springer Science & Business Media, 1988.
- G. Teschke, J. Reichardt, and D. Engelbart. Wavelet algorithm for the estimation of mixing layer height with ceilometers. In *Reviewed and revised papers presented at the 24th International Laser Radar Conference (ILRC)*, pages 23–27. Citeseer, 2008.



## Bibliografía

---

University of Wyoming. Upper Air Data Soundings. <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, 2016. Consultado el 4 de septiembre de 2016.

O. Vaisala. *Vaisala Ceilometer CL31 User's Guide*, 2009.

H. P. Vidal and G. Raga. On the vertical distribution of pollutants in Mexico City. *Atmósfera*, 11(2), 2009.

C. Whiteman, S. Zhong, X. Bian, J. Fast, and J. Doran. Boundary layer evolution and regional-scale diurnal circulations over the and mexican plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)*, 105(D8):10081–10102, 2000.