



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

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

**CARACTERIZACIÓN DE LA CAPA LÍMITE
ATMOSFÉRICA SOBRE LA CIUDAD DE
MÉXICO**

T E S I S

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

PRESENTA:

ANDREA BURGOS CUEVAS

DIRECTOR DE TESIS:

**DR. DAVID KENTON ADAMS
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA**

CIUDAD DE MÉXICO, MARZO, 2021.

A mis padres. Y a todos aquellos que me hacen amar la vida...

Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por la formación que he recibido en ella por más de una década y que me ha abierto la puerta a un mundo de posibilidades. También quiero agradecer a CONACyT por la beca que me hizo posible llevar a cabo este estudio doctoral. Hoy sé que mi vida no sería la misma sin la ciencia y sin el placer de poder estudiar las cosas que me apasionan. Pero sé muy bien también que yo no podría haber llegado hasta aquí sin la ayuda de quienes me rodean. En primer lugar, quiero agradecer a mi asesor David Adams por recibirme como su alumna a la mitad de mi doctorado. Desde entonces (o desde antes tal vez), de su parte recibí incontables momentos de atención, motivación, apoyo, retroalimentación y emocionantes pláticas sobre la atmósfera. Por su tiempo, su paciencia, su gran dedicación y su solidaridad, estaré siempre infinitamente agradecida. También agradezco muchísimo a Angel Ruiz, quien me guió y formó durante la primera parte de este doctorado. Sus ideas, entusiasmo, apoyo y la motivación que él inspira para viajar y aprender, se quedarán en mi mente toda la vida. A Michel Grutter y Jorge Zavala por apoyarme y retroalimentarme siempre que lo requerí; sus consejos, ideas y motivaciones enriquecieron enormemente mi doctorado. A Adolfo Magaldi quien me recibió con los brazos abiertos para guiarme con el análisis del lidar, siempre con toda la disposición y amabilidad. El apoyo que me dio y las pláticas con él fueron para mí importantes pilares en este trabajo. A Jorge García por ser un colega inmejorable, siempre entusiasta y amable y por su contribución al análisis de datos de contaminantes. A Arturo Quintanar, Wolfgang Stremme y Oscar Peralta, quienes me han enriquecido con sus ideas y apoyo teniendo siempre gran disponibilidad y entusiasmo.

A mis padres Guillermo y Alicia porque siempre me motivan, me inspiran, me acompañan y me apoyan en todos los aspectos y momentos de mi vida. Sé muy

bien que sin sus enseñanzas, sus ideas y sobretodo su enorme cariño incondicional, yo no habría podido llegar a donde estoy. Soy muy afortunada de ser su hija. A mi hermana Cecilia que siempre me acompaña, me escucha, me apoya y me motiva a ser mejor. Gracias por ser mi gran cómplice. A los amigos que me acompañan, apoyan y motivan. En esta etapa, en especial agradezco a Yadira y Carlos que tanto me han aportado y acompañado. Sin su apoyo moral en mi vida, sé que difícilmente habría podido enfocar las dificultades en terminar esta tesis. Su apoyo, cariño, compañía y entusiasmo son invaluableles en mi vida. A Abril, Abi, Ana, Gerardo y Victor, que tampoco me dejan sola; les agradezco mucho su compañía, cariño y motivación a lo largo de este doctorado. A Omar Recillas que me apoyó y acompañó en este camino. También gracias a toda la familia Recillas Ayala. A mis amigos del CCA: Arturo, Alejandro, Martín, Jaime, Oscar, Daniel, Cristina, Omar y Karen. Con ustedes estar en el CCA se volvía toda un experiencia muy alegre y un gozo de ciencia. A mis amigas y maestras de danza, con quienes siempre encuentro ese complemento artístico a la ciencia y una solidaridad y cariño por los cuales me siento muy afortunada. Belem, Angélica, Gabi, Isabel, Itzel, Bere, Vale, Mire, Charo, Maryah, Alicia, Adri, Xareni (y sé que me faltan muchos nombres), gracias a ustedes bailaré en cuerpo y mente toda mi vida.

Sé que aquí no caben todos los nombres de todas las personas con las que estoy agradecida por acompañarme en este camino. Pero agradezco a mis abuelos, a mis tíos (en especial a Sergio que me enseña, me motiva y me retroalimenta de ciencia), a mis primos, y a otros amigos que la vida me ha presentado y quienes me han enriquecido y hecho tener sed de seguir aprendiendo, mejorando y compartiendo. Algunos aportan ciencia, algunos música, algunos color y otros más simplemente momentos inolvidables y risas. Gracias también a distintos miembros del CCA por esas pláticas de pasillo en las que me hicieron pensar, enriquecerme o simplemente sonreír en este camino científico. Gracias a la vida por ponerme en este camino en el que puedo conocer y aprender de tanta gente maravillosa.

Resumen

La capa límite atmosférica (ABL, por sus siglas en inglés) es la sección de la tropósfera en contacto directo con la superficie terrestre y que por lo tanto es afectada por los forzamientos superficiales en lapsos de horas. El espesor de esta capa varía espacial y temporalmente. La capa límite en terrenos planos tiene un ciclo diurno bien caracterizado que consiste en una capa de mezcla durante el día (en la que domina la convección) y una capa establemente estratificada (residual) durante la noche. En terrenos rodeados de montañas, la estructura de la ABL puede ser más complicada; ya que los mecanismos de mezcla no se limitan a movimientos convectivos debidos a la insolación, sino que incluyen también advección local por los flujos asociados a la topografía.

El presente estudio caracteriza la estabilidad de la ABL sobre la Ciudad de México utilizando datos obtenidos con dos aparatos. En primer lugar, se hace un análisis con datos de una de las técnicas más tradicionales; los radiosondeos. En este sentido se pretende entender la estabilidad de la ABL y su climatología; así como sus implicaciones en eventos de contaminación. En segundo lugar, se utiliza una técnica más novedosa que, a partir de las velocidades obtenidas con un lidar Doppler, estima la altura de capa límite convectiva. Dichos análisis se realizan en el contexto de un terreno de topografía compleja y urbano, lo que tiene implicaciones importantes sobre la ABL.

El estudio climatológico de la estabilidad de la ABL lleva a cabo mediante el análisis de perfiles térmicos verticales diarios obtenidos durante 28 años mediante radiosondeos. Los perfiles térmicos se analizan mensualmente para asociar las distintas características de la estabilidad de la ABL a mayores concentraciones de contaminantes. Se identifican capas en las que el gradiente de temperatura con respecto a la altura se vuelve positivo, es decir inversiones térmicas. Además, se identifican gradientes positivos de temperatura potencial y temperatura potencial

virtual. Se analizan también la intensidad de las inversiones y el número de Richardson *bulk*. Se encontró una mayor frecuencia de inversiones térmicas durante los meses secos y fríos que durante el verano; lo cual coincide con concentraciones mayores de monóxido de carbono y óxidos de nitrógeno. Sin embargo, se encontraron capas con gradientes positivos de temperatura potencial durante todo el año. Más aún, estas capas estables fueron muy comunmente multicapas, lo que muestra que la estratificación de la ABL es compleja. La motivación para realizar un análisis de este tipo es entender la relación entre las inversiones térmicas y la contaminación del aire, lo cual es de gran importancia debido a sus efectos adversos a la calidad de vida de los habitantes de la Ciudad de México.

La segunda parte del presente trabajo se realizó estimando la altura de capa límite convectiva a partir de las velocidades medidas con el lidar Doppler durante once meses. La evolución diurna de estas alturas calculadas se comparó con las alturas reportadas por el mismo lidar y con las alturas de capa de mezcla que reporta la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA) con datos de un ceilómetro. Se encontró que las alturas de capa límite convectiva son menores diariamente que las alturas de capa de mezcla reportadas por la RUOA. Esto nos lleva a pensar que la mezcla por movimientos convectivos en la ABL sobre la Ciudad de México alcanza una altura menor que la mezcla por otros mecanismos que pueden ser circulaciones asociadas a las montañas. Esta idea coincide con lo planteado por autores anteriores que sostienen que la advección de montaña es capaz de mezclar los aerosoles por encima de la capa límite convectiva. Aunque no se hizo una comparación directa entre los resultados de datos de radiosondeos y los del lidar (debido a que los periodos de análisis no coinciden), los resultados son cualitativamente congruentes entre sí, ya que muestran la gran complejidad de la ABL sobre la Ciudad de México.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Capa límite atmosférica	1
1.1.1. Estructura de la ABL en terrenos planos	3
1.1.2. Estabilidad en la capa límite	6
1.1.3. Capa límite en terrenos montañosos	9
1.1.4. Capa límite en zonas urbanas	11
1.1.5. Capa límite sobre la Ciudad de México	13
1.2. Técnicas de estudio de la ABL	15
1.2.1. Radiosondeos	16
1.2.2. Percepción remota	17
1.2.3. Lidar	19
1.2.4. El lidar Doppler <i>Wind Cube 100</i>	22
1.3. Métodos para estimar alturas de ABL con lidar	24
1.3.1. Método del gradiente	25
1.3.2. Método de <i>wavelet</i>	25
1.3.3. Método de Ajuste a un Perfil Idealizado	26
1.3.4. Método del umbral	26
2. Metodología	29
2.1. Estabilidad en la ABL con radiosondeos	30
2.1.1. Control de calidad de datos	32
2.1.2. Identificación y clasificación de inversiones térmicas (T) . .	32
2.1.3. Identificación de capas estables (θ y θ_v)	33
2.1.4. Máxima intensidad de inversión y su altura	36
2.1.5. Número de Richardson <i>bulk</i>	36
2.2. Concentraciones de contaminantes	38

2.3. Procesamiento de datos de lidar Doppler	39
2.3.1. Pre-procesamiento de datos (<i>Wind Cube 100</i>)	41
2.3.2. Estimación de Altura de Capa Límite Convectiva	41
3. Resultados	45
3.1. Radiosondeos	46
3.1.1. Variabilidad de inversiones térmicas y capas estables	47
3.1.2. Máxima intensidad de inversión (Γ_{max}) y su altura	49
3.1.3. Número de Richardson <i>bulk</i>	51
3.1.4. Concentraciones de contaminantes	53
3.2. Lidar Doppler	56
3.2.1. Estimación de altura de capa límite convectiva (CBLH) . .	56
3.2.2. Comparación de alturas de ABL calculadas	59
4. Conclusiones	63

Índice de figuras

1.1.	Izquierda: figura esquemática que identifica a la capa límite dentro de la tropósfera. Derecha: esquema, inspirado en la figura de Stull (1988), en el que se muestran las distintas secciones de la capa límite atmosférica en un terreno plano y su evolución en el ciclo diurno. En este caso las alturas de capa de mezcla y de capa límite convectiva coinciden, pues en el esquema simplificado de ABL, el único mecanismo de mezcla es la convección diurna.	3
1.2.	Esquema donde se representa la complejidad de la ABL sobre terrenos montañosos. Los flujos inducidos por las montañas contribuyen a los procesos de mezcla y a la estratificación, produciendo múltiples capas en las que la temperatura potencial ($\theta(z)$) se incrementa y donde la concentración de contaminantes ($C(z)$) también tiene variaciones abruptas a distintas alturas. Las siglas AL se refieren a la capa de aerosoles <i>aerosol layer</i> en inglés. Figura modificada de De Wekker and Kossmann (2015).	11
1.3.	Estructura de la capa límite urbana en la mesoescala y en la escala local. Figura insiprada en la de Rotach et al. (2005).	13
1.4.	Izquierda: terreno montañoso alrededor del Valle de México. Derecha: vientos de valle-montaña que influencian la circulación local sobre la Ciudad de México, figura de (Jáuregui, 1988).	14
1.5.	Izquierda: regímenes meteorológicos principales sobre la Ciudad de México: anticiclónico con alta presión (noviembre a abril) y ciclónico con baja presión (mayo a octubre). Derecha: frecuencia de inversiones superficiales en 1981, figura de (Jáuregui, 1988). . .	15

1.6.	Panel izquierdo: esquema en el que se explica el funcionamiento del lidar Doppler: el movimiento de la partícula (en la dirección paralela al haz) causa un corrimiento Doppler en la señal retro-dispersada, la cual es captada por el instrumento. Panel derecho: se muestra el una figura del manual del <i>Wind Cube 100</i> , que es el lidar Doppler de la RUOA cuyos datos fueron analizados.	21
1.7.	Ilustración del ángulo de elevación (izquierda, vista desde lado) y el ángulo de azimuth (derecha, vista desde arriba) en el lidar <i>Wind Cube 100</i>	23
2.1.	Mapa del área de estudio que muestra la topografía compleja alrededor de Valle de México. El contorno negro corresponde a los límites oficiales de la Ciudad de México. El sistema de montañas Ajusco-Chihinautzin y los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl también se señalan. De igual manera, se indican las ubicaciones de los radiosondeos en el Aeropuerto (1990-1998) y en el observatorio de Tacubaya ("X" grande al oeste del aeropuerto). Finalmente, los puntos negros corresponden a la ubicación de las estaciones en las que se monitorean contaminantes, mientras que las estrellas indican estaciones en las que se monitorean NO y NO ₂ desde 1990.	31
2.2.	Clasificación de inversiones térmicas de los datos obtenidos mediante radiosondeos. En este caso los perfiles se clasifican de acuerdo al criterio de temperatura. a) No hay inversión, b) Inversión simple, c) Inversión de 2 multicapas, d) Inversión de 3 ó más multicapas.	33
2.3.	Perfiles típicos de θ (círculos) y de θ_v (puntos con cruces) de cada perfil térmico en la clasificación explicada: a) Sin Inversión, b) Inversión Simple, c) Inversión Continua, d) Inversión multicapas.	35
2.4.	Esquema de perfiles verticales de temperatura en los que se ilustra la identificación de la máxima intensidad de inversión (Γ_{max}) y su altura.	36

3.1. Figuras que muestran las frecuencias mensuales (en porcentaje de días) de los distintos tipos de inversiones y capas estables. Se grafica la variabilidad mensual de inversiones (T) y capas estables (θ y θ_v) correspondientes a los datos de promedios mensuales en el periodo de 1990 a 2017.	48
3.2. Figura que muestra ejemplos de perfiles con más multicapas con el criterio de θ_v (azul) que con el de θ (negro).	50
3.3. Panel izquierdo: variabilidad mensual de Γ_{max} . Panel derecho: variabilidad mensual de la altura de Γ_{max} . Se considera todo el periodo estudiado con radiosondeos (1990-2017). La zona sombreada corresponde a la desviación estándar y los puntos de colores a datos particulares durante cada mes.	51
3.4. Variabilidad mensual del Ri_B en los 20 niveles considerados para los años 2001, 2006 y 2017 respectivamente.	52
3.5. Variabilidad mensual del Ri_B en los 20 niveles considerados. Promedios de datos correspondientes al periodo de 1990 a 2017. . . .	53
3.6. Frecuencias mensuales de concentraciones de CO (páneos superiores), y NO_x ($NO + NO_2$) (páneos inferiores). Las figuras a la izquierda corresponden a concentraciones entre las 4:00 y las 8:00 am; mientras que las de la derecha son concentraciones a lo largo de todo el día.	55
3.7. Ejemplos de matrices de la evolución diurna de σ_w^2 en altura. Se muestran las CBLH's estimadas con los umbrales de $0.1m^2/s^2$ (círculos sin relleno) y de $0.2m^2/s^2$ (puntos rellenos).	57
3.8. Promedios mensuales del ciclo diurno de la varianza de la velocidad vertical en altura. La escala de colores corresponde a los valores de σ_w^2 , lo cual ilustra cómo en las horas en las que hay luz solar, se alcanzan los mayores valores de σ_w^2 , debido a una mayor intensidad turbulenta.	58

- 3.9. Comparaciones mensuales de las CBLH's estimadas con los umbrales de $\sigma_{umbral1}^2 = 0.1m^2/s^2$ (línea discontinua anaranjada) y $\sigma_{umbral2}^2 = 0.2m^2/s^2$ (línea discontinua morada), las alturas de ABL diurna y nocturna reportadas por el instrumento (líneas continuas verde y negra respectivamente) y la MLH reportada por la RUOA y estimada por García-Franco et al. (2018) (línea azul discontinua). 62

Capítulo 1

Introducción

1.1. Capa límite atmosférica

La gran mayoría de los fenómenos que determinan el tiempo meteorológico ocurren en la parte más baja de la atmósfera, dentro de los primeros ~ 11 km sobre la superficie terrestre (Stull, 1988). A esta capa se le conoce como tropósfera y en ella la temperatura generalmente disminuye con la altura. La tropósfera también tiene una estructura interna que suele dividirse en dos secciones: la capa límite atmosférica (ABL, por sus siglas en inglés) y la tropósfera libre (figura 1.1). La mayoría de las actividades humanas se desarrollan dentro de la capa límite, por lo que estudiarla tiene implicaciones directas sobre la calidad del aire. Es posible definir a la capa límite atmosférica como la parte de la tropósfera en contacto directo con la superficie terrestre y que por lo tanto se ve influenciada por los forzamientos superficiales (flujos de calor, evaporación, emisión de contaminantes, etcétera) en lapsos de una hora o menos (Stull, 1988). Esta sección de la atmósfera se caracteriza porque en ella se llevan a cabo procesos de transporte como la convección y la turbulencia; lo cual propicia que las concentraciones de distintos trazadores (como contaminantes y humedad) dentro de la ABL sean relativamente homogéneas. En el tope de la ABL estas concentraciones tienden a decrecer abruptamente, debido a que los movimientos que inducen mezcla se ven inhibidos por encima de la ABL, debido a una zona muy estable que divide a la ABL de la tropósfera libre. A esta zona muy establemente estratificada se le conoce como inversión térmica.

La ABL tiene influencia tanto en la dinámica como en la termodinámica de

la atmósfera. Debido a los efectos de disipación turbulenta y fricción directa de la superficie, más de la mitad de las pérdidas de energía cinética en la atmósfera ocurre dentro de la capa límite (Garratt, 1994). Además, todo el vapor de agua atmosférico entra a través de la capa límite y tiene grandes implicaciones en la termodinámica atmosférica (Garratt, 1994). Consecuentemente los modelos numéricos que pronostican el tiempo meteorológico dependen de qué tan realista sea la representación de los procesos que implican interacciones con la superficie terrestre y que por lo tanto se llevan a cabo dentro de la capa límite. El estudio de la ABL es muy útil en meteorología urbana, ya que se asocia con episodios de contaminación. Además, en meteorología aeronáutica el mejor entendimiento de la ABL es de gran utilidad, ya que se estudia la dinámica de nubes de niveles bajos, cizalla y turbulencia (Garratt, 1994; Stull, 1988; Fernando et al., 2001; Emeis, 2010), lo cual es fundamental para la seguridad aeronáutica.

En la ABL el viento medio horizontal puede alcanzar varios metros sobre segundo ($\sim 10m/s$), pero muy cerca de la superficie es frenado por efectos de fricción. Este viento medio contribuye al transporte de humedad, calor y contaminantes dentro de la ABL. Superimpuesta a este viento medio, se desarrolla la turbulencia, la cual consiste en remolinos irregulares de distintos tamaños que en inglés se conocen como *eddies*. Gran parte de la turbulencia en la ABL se genera por forzamientos desde la superficie, como el calentamiento debido a la radiación solar. Este calentamiento causa que plumas de aire más caliente que sus alrededores se eleven en movimientos convectivos, permitiendo que los trazadores, inicialmente emitidos en la superficie, alcancen mayores alturas con la incidencia de radiación solar. En los movimientos dentro de la ABL, las fluctuaciones turbulentas están superimpuestas a las velocidades medias y a las ondas atmosféricas que también suelen presentarse; sin embargo, la turbulencia es un mecanismo de transporte (de momento, partículas, contaminantes y vapor de agua) crucial en esta parte de la atmósfera.

Al ser la turbulencia una de las características fundamentales en la dinámica de la ABL, vale la pena explicarla más a detalle. Cabe mencionar que la definición formal de un flujo turbulento en mecánica de fluidos en general suele ser una tarea complicada (Pijush K. Kundu, 2002; Holton, 1973; Pritchard and Mitchell, 2016), pero para los propósitos de la presente investigación podemos definirla de manera relativamente sencilla. Un flujo turbulento instantáneamente satisface las ecua-

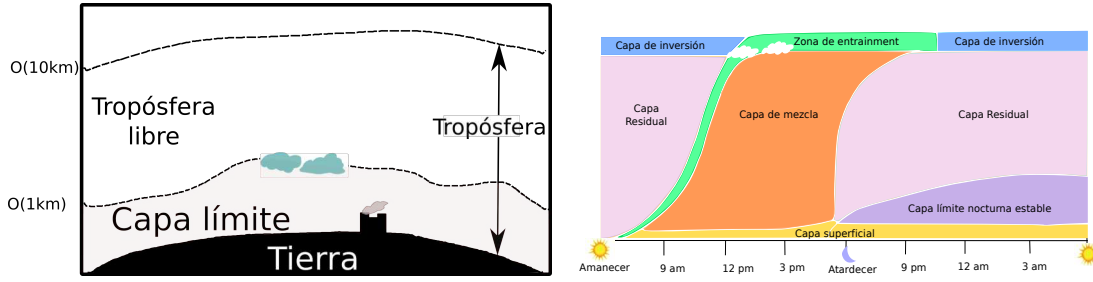


Figura 1.1: Izquierda: figura esquemática que identifica a la capa límite dentro de la tropósfera. Derecha: esquema, inspirado en la figura de Stull (1988), en el que se muestran las distintas secciones de la capa límite atmosférica en un terreno plano y su evolución en el ciclo diurno. En este caso las alturas de capa de mezcla y de capa límite convectiva coinciden, pues en el esquema simplificado de ABL, el único mecanismo de mezcla es la convección diurna.

ciones de Navier-Stokes. Sin embargo, estas ecuaciones en su forma general son irresolubles analíticamente incluso para un flujo laminar, a menos que se hagan suposiciones para desprestigiar términos. Cuando se trata de un flujo turbulento, al abarcar éste una gran gama de escalas e interacciones no lineales, la resolución de dichas ecuaciones de movimiento se complica aún más. Debido a esta situación, es común estudiar flujos turbulentos considerando un flujo medio y fluctuaciones turbulentas espacio-temporales sobre sus velocidades: $u = \bar{u} + u'$; donde u es la velocidad observada, $\bar{u}$ es el flujo medio y u' corresponde a la fluctuación turbulenta. A este tratamiento de las variables se le conoce como la descomposición de Reynolds y una vez realizada dicha descomposición, puede incorporarse a las ecuaciones de movimiento para resolverlas considerando a la turbulencia. En ese caso, a las ecuaciones de movimiento se incorporan términos que corresponden a las correlaciones de las fluctuaciones de velocidad (Gatski and Bonnet, 2013).

1.1.1. Estructura de la ABL en terrenos planos

La altura de la ABL varía considerablemente tanto espacial como temporalmente. La ABL es más profunda sobre tierra que sobre los océanos, debido a que la mayor capacidad calorífica del agua ocasiona un menor calentamiento en el aire superficial y por lo tanto favorece a una menor influencia del calentamiento sobre la atmósfera (Stull, 1988). Los flujos de calor sensible sobre los océanos son menores, lo cual genera menos empuje y por lo tanto menor transferencia vertical de energía, lo que ocasiona que no se profundice tanto la ABL. Además, la

ABL tiende a tener mayor espesor en regiones de presión atmosférica baja, donde la convergencia propicia movimientos ascendentes que a su vez son capaces de profundizar la capa límite. En cambio, en altas presiones, la subsidencia y la falta de movimientos ascendentes tienden a confinar la ABL en menores alturas. Sobre tierra y bajo la influencia de altas presiones en terrenos relativamente planos, la ABL tiene una estructura bien definida que evoluciona con el ciclo de insolación diurna. En estas condiciones, las principales componentes de la estructura diurna de la ABL son: la capa de mezcla convectiva, la capa residual nocturna y la capa límite estable (Stull, 1988); todas ellas se muestran en el esquema de la figura 1.1 y se explican a continuación:

Capa de Mezcla (ML, por sus siglas en inglés): tradicionalmente se define a la ML como una capa atmosférica que aparece sobre la superficie terrestre unas horas después del amanecer, cuando el sol calienta la superficie terrestre y con ello, las parcelas de aire cercanas al suelo (Stull, 1988). Este aire caliente y menos denso experimenta una fuerza de empuje que inicializa la actividad convectiva. Debido a que la convección generalmente es el mecanismo de mezcla principal en la ML, a la capa de mezcla también se le ha llamado **capa límite convectiva (CBL)** (Stull, 1988); sin embargo recientemente se ha señalado que las alturas de la capa ML y de CBL pueden no coincidir, debido a que existen mecanismos de mezcla además de la convección capaces de elevar a los trazadores por encima del nivel al cual llega la convección (De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018; Herrera-Mejía, 2019). Más recientemente se define a ML como la sección en la que los contaminantes (o cualquier otro trazador emitido en la superficie) son dispersados verticalmente por convección o turbulencia mecánica en escalas de una hora o menos (Seibert et al., 2000; Halios and Barlow, 2018). Debido a esta dispersión vertical, en la ML los trazadores se conservan relativamente constantes en altura. Es decir, que en la capa de mezcla las propiedades se pueden considerar prácticamente homogéneas y por lo tanto es una capa *bien mezclada*.

Capa Límite Convectiva (CBL, por sus siglas en inglés): es una capa bien mezclada diurna sobre la superficie terrestre en la que el principal mecanismo que genera turbulencia es inicializado por las fuerzas de flotación y por lo tanto por movimientos convectivos (Stull, 1988). Los movimientos convectivos tienen lugar a lo largo del día debido al calentamiento del suelo producido por la

radiación solar; cerca del atardecer, la disminución de radiación solar causa que gradualmente se vayan suprimiendo los movimientos convectivos y resulte en una débil y esporádica turbulencia (de Arruda Moreira et al., 2018). La CBL tiene un papel fundamental en el intercambio de momento, vapor de agua y contaminantes (Herrera-Mejía, 2019); ya que los movimientos convectivos favorecen la dispersión vertical de estas variables. Debido a que la CBL se caracteriza por fluctuaciones turbulentas, se puede determinar observacionalmente como un *proxy* de la turbulencia (Huang et al., 2017). Por encima de la CBL la intensidad turbulenta decae abruptamente, por lo que diversos autores han identificado el tope de la CBL como la altura a la cual se ubica esta disminución de energía cinética turbulenta (Barlow et al., 2011; Huang et al., 2017; de Arruda Moreira et al., 2018).

Capa Residual nocturna (RBL, por sus siglas en inglés): poco tiempo antes del atardecer, la intensidad turbulenta decae y las concentraciones de trazadores, como contaminantes y humedad, en principio siguen siendo las mismas que en la ML. La ausencia de los mecanismos de mezcla inducidos por la radiación solar, da lugar a la capa residual nocturna, la cual está neutralmente estratificada. Si se excluyen los efectos de subsidencia y enfriamiento radiativo, la altura de RBL suele ser aproximadamente constante a lo largo de la noche. Sin embargo, esta capa tiene una estructura particularmente compleja cuando se trata de la RBL sobre zonas urbanas; debido a que el efecto de isla de calor urbana (UHI, por sus siglas en inglés) retrasa el enfriamiento superficial (Uno et al., 1992). Las diferencias de temperatura, y por lo tanto de densidad, en el aire pueden dar lugar a una circulación interna que propicie convergencia y movimientos ascendentes dentro de la ciudad (Barlow, 2014), a estos movimientos se les llama térmicamente desarrollados. Estos efectos, junto con la circulación local, como pueden ser los *jets* (chorros) de bajo nivel o los vientos asociados a las montañas en terrenos complejos, ocasionan que la estructura en la RBL se suelen presentar inversiones a distintos niveles (Barlow et al., 2011). En el presente estudio, la estructura compleja de esta capa es un tema central que además adquiere gran interés debido a que la RBL puede tener influencia en la calidad del aire del día siguiente, ya que, cuando inicia la ML, las intrusiones turbulentas pueden introducir aire contaminado de la RBL hacia la ML (Fochesatto et al., 2001).

Capa límite estable (SBL, por sus siglas en inglés): mientras la noche

progresas, el suelo se enfría y, cuando la superficie está más fría que el aire, la capa límite se vuelve establemente estratificada y en ella la turbulencia es suprimida. A esta capa se le llama capa límite estable (SBL), no tiene un tope bien definido y en ella la dispersión vertical de contaminantes es casi nula.

Zona de *entrainment* (EZ, por sus siglas en inglés): A medida que va creciendo la ML durante el día, su interfaz con el aire de la capa residual tiene cierto espesor y en él se llevan a cabo procesos de mezcla por intrusiones de parcelas de aire en ambos sentidos, hacia adentro y hacia afuera de ML. A esta zona en la que ocurren las intrusiones y se va erosionando la estratificación nocturna, se le llama zona de *entrainment*.

1.1.2. Estabilidad en la capa límite

Entre la ABL y la tropósfera libre generalmente se encuentra una capa de aire con una estratificación altamente estable, a la cual se le llama **inversión térmica**. En la tropósfera, la temperatura normalmente decrece con la altura, pero cuando hay una inversión térmica, este comportamiento se invierte localmente, resultando en una capa en donde

$$\frac{\partial T}{\partial z} > 0, \quad (1.1)$$

donde T es la temperatura y z es la altura. Esta condición propicia gran estabilidad y que se inhiban movimientos verticales (Largerón and Staquet, 2016). Es precisamente una inversión térmica la que impide que los contaminantes y los demás trazadores se dispersen más arriba de la capa de mezcla. Aunque estrictamente la definición de inversión térmica está dada en términos del gradiente vertical de temperatura, pueden existir capas atmosféricas establemente estratificadas en las que la temperatura no necesariamente crezca con la altura pero en las que la estabilidad también sea tal que puedan suprimirse movimientos verticales (Whiteman et al., 1999; Nodzu et al., 2006).

La existencia de estas capas establemente estratificadas suele explicarse considerando una parcela de aire idealizada que asciende en la atmósfera, se expande y consecuentemente se enfría. Dado que la temperatura en la tropósfera generalmente también disminuye con la altura, la estabilidad de la parcela en su nueva ubicación, dependerá de qué tanto la temperatura del ambiente decrece con la altura respecto al enfriamiento de la parcela (Holton, 1973). Cuando hay una

inversión térmica real ($\frac{\partial T}{\partial z} > 0$), el ascenso de la parcela se verá muy limitado, debido a que, cuanto más ascienda, más fría (y densa) será con respecto al ambiente; ocasionando que la fuerza de empuje obligue a la parcela a descender de nuevo. En un caso menos extremo, la temperatura puede ser constante con la altura o incluso puede decaer y aún así ser una capa que limite los movimientos verticales. En este caso, la parcela que asciende se enfriará menos que sus alrededores y entonces también tenderá a descender; lo cual implica que la capa atmosférica está establemente estratificada.

La estabilidad de una parcela respecto a movimientos verticales, por lo tanto dependerá de la tasa de cambio de temperatura en la altura en la atmósfera. Entonces, para verificar si una capa atmosférica es estable o no, se compara su gradiente térmico vertical con el gradiente adiabático seco (Hobbs, 2006). Este gradiente adiabático seco, Γ_d , es la tasa de cambio de la temperatura en una columna de aire y su valor se calcula suponiendo que una parcela de aire seco (que puede considerarse como gas ideal) asciende bajo un proceso adiabático y en equilibrio hidrostático; con lo cual se obtiene:

$$\Gamma_d = -\left(\frac{dT}{dz}\right)_d = \frac{g}{c_p} = \frac{9.8ms^{-2}}{1004Jkg^{-1}K^{-1}} = 9.8Kkm^{-1}; \quad (1.2)$$

donde el subíndice d se refiere a seco (*dry* en inglés), g es la aceleración de la gravedad y c_p es la capacidad calorífica a presión constante. Es posible estudiar la estabilidad de una atmósfera seca comparando su gradiente vertical de temperatura con Γ_d . Sin embargo, la tasa real en la que la temperatura cambia con la altura en una columna de aire suele ser menor (del orden de $6-7 K km^{-1}$), sobre todo debido al efecto de la humedad y los subsecuentes procesos de condensación y precipitación en la atmósfera.

Dado que la temperatura no nos da información directamente sobre la estabilidad atmosférica respecto a movimientos verticales, resulta útil definir otras variables cuya interpretación en términos de procesos termodinámicos es más directa. La **temperatura potencial**, θ , de una parcela se define como la temperatura que la parcela tendría si se expandiera o comprimiera adiabática y reversiblemente de una altura, con la correspondiente presión donde se encuentra, a otra altura con una presión de referencia p_0 , que generalmente se considera como 1000 h Pa (Hobbs, 2006). Es posible deducir que, bajo estas condiciones,

la temperatura potencial puede estimarse como:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{(R/c_p)}, \quad (1.3)$$

en donde $R = 287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ es la constante universal de los gases, $c_p = 1004 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ es la capacidad calorífica a presión constante y, por lo tanto, $R/c_p = 0.286$. La temperatura potencial es una cantidad conservada para una parcela de aire seco que se mueve adiabáticamente en la atmósfera. Si la temperatura potencial es función de la altura, entonces el gradiente vertical de temperatura difiere del gradiente adiabático seco y por lo tanto:

$$\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \Gamma_d - \Gamma = \Gamma_d + \frac{\partial T}{\partial z}. \quad (1.4)$$

Donde Γ es el gradiente que tiene la atmósfera en la columna vertical de interés. Si $\Gamma < \Gamma_d$ de tal forma que θ se incrementa con la altura, entonces una parcela de aire que se desplace adiabáticamente de su posición de equilibrio tendrá flotabilidad positiva si se desplaza hacia abajo y negativa cuando se desplaza hacia arriba; de manera que tenderá a volver a su posición de equilibrio y la atmósfera en este caso estará establemente estratificada (Holton, 1973). De la ecuación 1.4 podemos deducir que, cuando $0 < \Gamma < \Gamma_d$ entonces $\Gamma_d - \Gamma > 0$, lo que implica que $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$ (ya que siempre $\frac{T}{\theta} > 0$, porque $\theta = T(\frac{p_s}{p})^{0.286}$, y la presión siempre es positiva). Por lo tanto una capa en la que $0 < \Gamma < \Gamma_d$, estará establemente estratificada en términos de θ aunque $\frac{\partial T}{\partial z}$ no sea positivo. Es decir, existen capas establemente estratificadas aunque no haya una inversión térmica real.

Como ya se mencionó, la temperatura y la presión influyen en la densidad del aire. Sin embargo, el contenido de vapor de agua también contribuye a variaciones en la densidad especialmente en la ABL. Al ser el aire húmedo menos denso que el aire seco, ni la temperatura, ni la temperatura potencial pueden asumirse como variables conservadas en un proceso adiabático que involucre aire húmedo, por lo tanto, resulta útil trabajar con otra variable que sí pueda considerarse como conservada. Se define a la **temperatura potencial virtual**, θ_v , como la temperatura potencial que tendría una parcela de aire seco si tuviera la misma densidad que el aire húmedo. Se puede estimar θ_v de la siguiente forma:

$$\theta_v = \theta(1 + 0.61r), \quad (1.5)$$

donde $r = \frac{m_v}{m_d}$ es la razón de mezcla de vapor de agua, con m_v siendo la masa de vapor de agua y m_d la masa de aire seco. La constante 0.61 se obtiene de considerar las presiones parciales ejercidas por el aire seco y por el vapor de agua. Una parcela de aire húmedo que se mueve verticalmente en un proceso adiabático, lo hace conservando su θ_v mientras no experimente cambios de fase.

1.1.3. Capa límite en terrenos montañosos

Como se mencionó en la subsección 1.1.1, la ABL sobre tierra y en terrenos planos tiene una estructura bastante bien definida que evoluciona con el ciclo diurno. Sin embargo la presencia de montañas afecta tanto la profundidad como la estructura interna de la ABL (Emeis, 2010; Rotach et al., 2015; De Wekker and Kossmann, 2015); ya que, en terrenos complejos, se superponen circulaciones de viento térmicamente desarrolladas a la convección diurna en la ABL (Adler and Kalthoff, 2014).

Los efectos que tienen las montañas sobre la ABL se pueden dividir en forzamientos mecánicos y forzamientos térmicos. Los efectos mecánicos son bastante simples pues consisten en bloquear la circulación o producir que el flujo se desarrolle en forma de canales entre unas montañas y otras. Sin embargo, los forzamientos térmicos son un poco más complejos y pueden tener distintas escalas espaciales y temporales. Existen varios tipos de circulación secundaria térmicamente desarrollada, todos ellos con escala temporal de un día, pero diferentes en cuanto a su persistencia y a sus escalas espaciales (Emeis, 2010; Chow et al., 2013). Los principales flujos térmicamente desarrollados por efectos de las montañas, se deben a calentamientos y enfriamientos diferenciales que generan flujos pendiente arriba y pendiente abajo que van desde cientos de metros hasta algunos kilómetros. Los vientos pendiente arriba dan lugar a movimientos de hundimiento formados en compensación; los cuales contribuyen a estabilizar la estratificación térmica en la atmósfera del valle de abajo (Chow et al., 2013). Este mecanismo puede contribuir a prolongar la existencia de inversiones térmicas (Emeis, 2010). Los flujos de mayor escala térmicamente desarrollados por las montañas, son las brisas de valle-montaña y son propiciados cuando hay cielos despejados. En este caso el enfriamiento o calentamiento superficial da lugar a un gradiente de presión que, a su vez, genera estos flujos, los cuales son capaces de afectar a todo el valle,

debido a que tienen alcance de cientos de kilómetros. Estos vientos suelen ser más intensos y turbulentos durante el día, aportando energía cinética turbulenta a la ABL diurna. En general, la ABL responde a los forzamientos topográficos y la mayoría de las variables meteorológicas se ven afectadas, generalmente en maneras que resultan en concentraciones de contaminantes más severas de las que se esperarían teniendo las mismas emisiones en terrenos planos (Steyn et al., 2013).

El estudio de la circulación inducida por las montañas adquiere gran importancia para entender los mecanismos que diferencian a la ABL en terrenos complejos respecto a la ABL en terrenos planos. Los movimientos de mesoescala (o sub-mesoescala) inducidos por las montañas en la ABL pueden contribuir significativamente a su estructura vertical y, por lo tanto, al intercambio vertical de humedad, masa (incluyendo contaminantes) y momento dentro de ella (Rotach et al., 2015). Los vientos de valle-montaña inducen mezcla vertical por encima de la capa límite convectiva, produciendo que la mezcla vertical no se lleve a cabo solamente hasta el nivel en el que acaba la convección, sino también por encima de él; hasta donde llegan los efectos de la ventilación por los vientos de montaña. Estos efectos también se ven reflejados en los perfiles de temperatura potencial (θ) y de concentración de contaminantes, así lo han señalado distintos autores (Henne et al., 2004; De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018; Kolev et al., 2000). Además, cada vez hay más evidencias observacionales que indican que los contaminantes emitidos en terrenos montañosos pueden transportarse a capas más elevadas que a donde llega la convección y no se pueden considerar como confinados en la capa convectiva turbulenta (De Wekker and Kossmann, 2015).

El transporte vertical de contaminantes puede manifestarse como una capa elevada de aerosoles y se pueden transformar en una capa residual después del atardecer. De manera similar, las múltiples capas estables (de θ) también pueden desarrollarse durante la noche (Kolev et al., 2000). De hecho, la capa límite residual nocturna puede tener una estructura muy compleja y variable, lo cual hace difícil identificar su altura (Huang et al., 2017). Sin embargo, la RBL es una capa cuyo estudio adquiere gran importancia, ya que durante la noche la estabilidad atmosférica es mayor. Además, la RBL puede tener influencia en la calidad del aire del día siguiente (Fochesatto, 2015). Por otro lado, durante el día, en el tope de

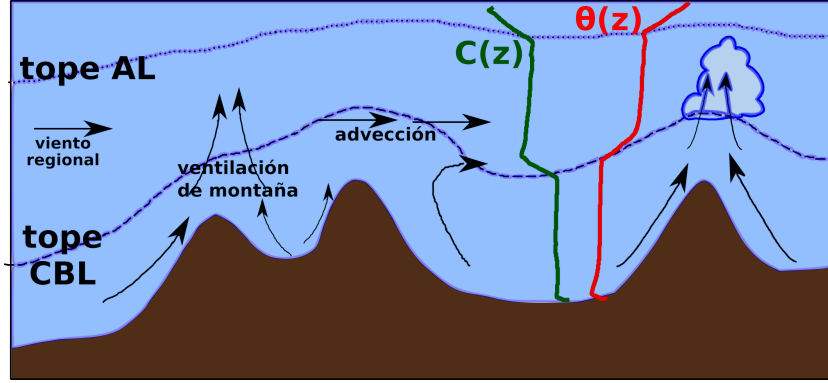


Figura 1.2: Esquema donde se representa la complejidad de la ABL sobre terrenos montañosos. Los flujos inducidos por las montañas contribuyen a los procesos de mezcla y a la estratificación, produciendo múltiples capas en las que la temperatura potencial ($\theta(z)$) se incrementa y donde la concentración de contaminantes ($C(z)$) también tiene variaciones abruptas a distintas alturas. Las siglas AL se refieren a la capa de aerosoles *aerosol layer* en inglés. Figura modificada de De Wekker and Kossmann (2015).

la capa convectiva, generalmente hay un incremento en θ y velocidad de vientos y un decremento en la humedad relativa y en la concentración de contaminantes. En terrenos planos se ha mostrado correspondencia en la CBLH estimada con distintos métodos (radiosondeos, percepción remota, etc.). Sin embargo en terrenos montañosos, suele haber problemas con la comparabilidad entre métodos, ya que, según sea el caso, las mediciones se basan en diferentes características de la ABL para estimar su altura. Se profundizará más al respecto en la sección de métodos.

1.1.4. Capa límite en zonas urbanas

La urbanización causa cambios drásticos en las características radiativas, térmicas, de humedad y aerodinámicas de la superficie terrestre (Oke et al., 1992). Estos cambios ocasionan inhomogeneidades en la ABL sobre las ciudades; por ello, se ha estudiado el caso particular de estas capas límites bajo la denominación de capa límite urbana (UBL, por sus siglas en inglés). El esquema típico de una UBL se muestra en la figura 1.3.

En terrenos urbanizados la temperatura es mayor que fuera de ellos debido a la generación de calor antropogénico. Este calentamiento se debe a distintos factores como la disminución en la evapotranspiración (Oke, 1976), la mayor

absorción de radiación de onda corta, la reducción de radiación de onda larga saliente (debido a capas de contaminantes) y a la contribución de calor generada por edificios y vehículos (Fernando et al., 2001). Sin embargo, los efectos de la urbanización sobre la ABL no se limitan a un incremento en las temperaturas, sino que también son afectados los flujos de escala local debidos a la rugosidad de la ciudad. Cerca del dosel urbano, que se extiende desde la superficie hasta el tope de los edificios, se forma una capa rugosa en la que el flujo local y la turbulencia afectan fuertemente la distribución y dispersión de contaminantes (Rotach et al., 2005; Fernando et al., 2001).

En general, las UBL's representan una estructura tridimensional complicada e inhomogénea, dando lugar a sub-capas como se muestra en la figura 1.3 (Rotach et al., 2005). Cerca de la superficie, se encuentra la sub-capa rugosa, cuya altura depende tanto de la altura como de la densidad de objetos rugosos (básicamente construcciones). Sobre la capa rugosa, se encuentra una sub-capa inercial en la que, en condiciones ideales (estacionarias y distancias suficientemente grandes como para suavizar la transición entre la capa rugosa y la inercial), se espera que se cumpla la teoría de similitud de Monin-Obukhov (MOST, por sus siglas en inglés) (Rotach et al., 2005). Esta teoría describe los perfiles verticales de viento y flujo turbulento; emplea la adimensionalización para escribir el flujo medio como función de un parámetro de altura adimensional: la longitud de Monin-Obukhov, L_{MO} . Esta L_{MO} caracteriza las contribuciones relativas de energía cinética turbulenta producida por fuerzas de empuje y por producción de cizalla. Sobre la sub-capa inercial, la UBL generalmente está principalmente dominada por procesos advectivos.

Durante el día, el calor del área urbana puede contribuir a la mezcla que ya de por sí está presente en la ML. De esta manera, también suelen formarse capas límites internas. En ambientes urbanos, son propiciados la turbulencia y los flujos de calor sensible (Stull, 1988), dando lugar a que la ML pueda profundizar a una mayor altura sobre las ciudades que sobre terrenos rurales. Por otro lado, el favorecimiento de la turbulencia también puede tener efectos en la circulación nocturna local (Stull, 1988). Por ejemplo, un estudio de modelación sobre la ABL nocturna de Washington D.C., mostró que las diferencias de temperatura sobre distintos puntos de la ciudad tienen un efecto en los campos de viento en niveles bajos. Esto ocasiona que se generen dos vórtices, uno ciclónico y otro anticiclónico,

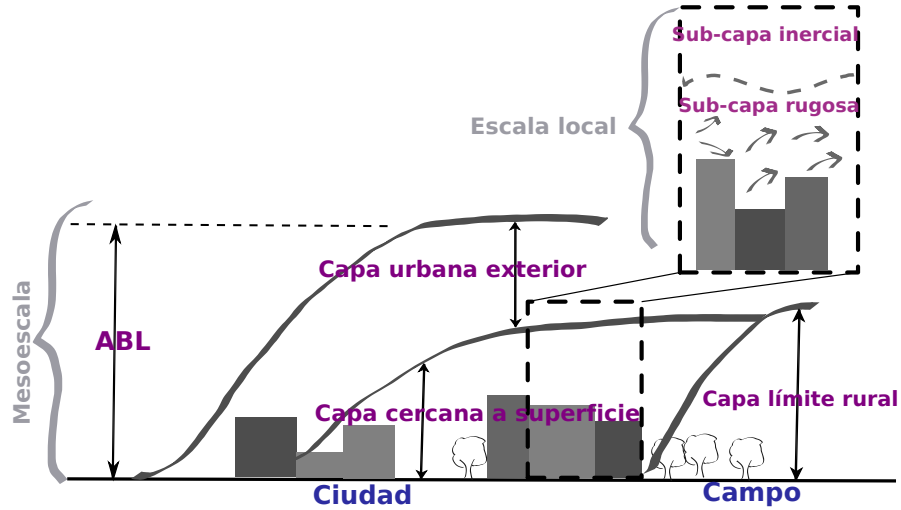


Figura 1.3: Estructura de la capa límite urbana en la mesoescala y en la escala local. Figura inspirada en la de Rotach et al. (2005).

en lados opuestos de la ciudad; los cuales tienen un efecto considerable en la mezcla vertical y por lo tanto en la calidad del aire (Draxler, 1986).

1.1.5. Capa límite sobre la Ciudad de México

En particular, en el presente trabajo nos interesa la capa límite sobre una de las ciudades más grandes del mundo: la Ciudad de México; la cual se encuentra en la región suroeste de un valle elevado a aproximadamente 2250 m sobre el nivel del mar. Esta zona urbana densamente poblada diariamente genera emisiones de más de 4 millones de vehículos y de la industria (Chavez-Baeza and Sheinbaum-Pardo, 2014), lo cual afecta significativamente la calidad del aire y se ve agravado porque las montañas circundantes (figura 1.4) contribuyen al confinamiento horizontal (Raga et al., 2001). Al suroeste del Valle de México las montañas conocidas en conjunto como “El Ajusco” alcanzan alrededor de 1000 m sobre el suelo del valle. Por otro lado, en la región central y del noroeste, se eleva el llamado “Cerro de las Navajas”, el cual también alcanza alrededor de 1000 m sobre el suelo del valle. Mientras tanto, en el lado este, dos grandes volcanes, el “Popocatepetl” y el “Iztacciuatl”, llegan a 3000 m sobre el suelo del valle (5.6 km sobre el nivel del mar) (Whiteman et al., 2000). Además, entre la Ciudad de México y estos grandes volcanes se encuentra el Valle de Chalco, separado de la Ciudad de México por una cadena de elevaciones más pequeñas (~ 200 m sobre el nivel del valle) que

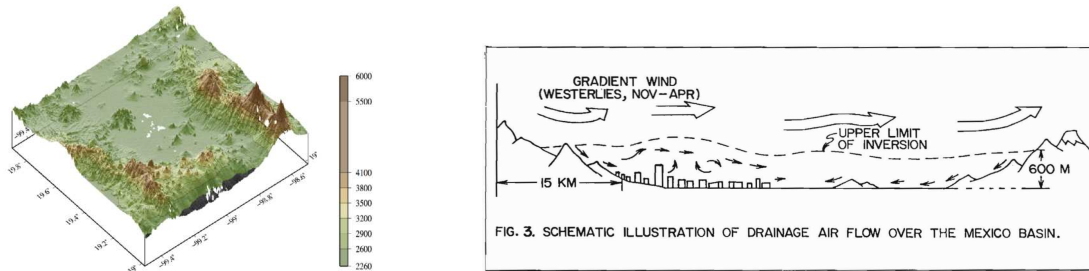


Figura 1.4: Izquierda: terreno montañoso alrededor del Valle de México. Derecha: vientos de valle-montaña que influyen la circulación local sobre la Ciudad de México, figura de (Jáuregui, 1988).

puede también contribuir a la complejidad de la circulación local. El Valle se abre en el lado noreste, en donde se encuentra lo que queda del lago de Texcoco.

La circulación de la atmósfera libre sobre el Valle de México está constituida principalmente por dos regímenes: flujo anticiclónico con poca nubosidad de noviembre a abril y flujo del este asociado con la temporada de lluvias y circulación ciclónica de mayo a octubre (Jáuregui, 1988; Foy et al., 2006) (figura 1.5). Durante la temporada de lluvias, la advección horizontal y la mezcla vertical (asociada con convección profunda debida a eventos de lluvia) propician la ventilación en la ABL. Como resultado, las inversiones térmicas frecuentemente se rompen durante la temporada de lluvias. En cambio, durante los meses secos de invierno y primavera, prevalecen las masas de aire de origen continental y circulación anticiclónica. Este régimen de circulación favorece la formación de inversiones tanto a niveles cercanos a la superficie como a elevaciones mayores, lo cual frecuentemente resulta en mala calidad del aire (Bossert, 1997; Jazcilevich et al., 2003; Foy et al., 2006). También es común que en los meses de invierno, el flujo anticiclónico se vea interrumpido por sistemas frontales que generalmente provienen de latitudes mayores (Foy et al., 2006). Otra característica fundamental en cuanto a la circulación en el Valle de México, son los vientos de valle-montaña (Jáuregui, 1988), los cuales generan flujos adicionales en la región y complican aún más la estructura de estabilidad vertical. Como se explicó en la sección 1.1.3, esta circulación debida a las montañas puede tener una gran influencia en la estructura de la capa límite (Serafin et al., 2018).

El estudio de las inversiones térmicas sobre la Ciudad de México es importante debido a su estrecha relación con episodios de mala calidad del aire. Uno de los

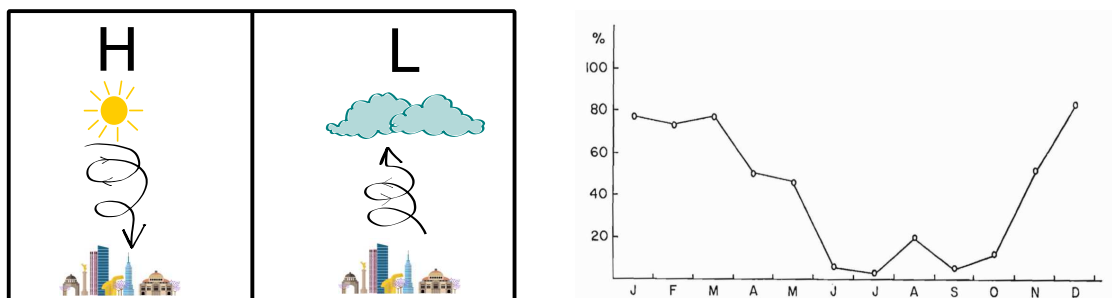


Figura 1.5: Izquierda: regímenes meteorológicos principales sobre la Ciudad de México: anticiclónico con alta presión (noviembre a abril) y ciclónico con baja presión (mayo a octubre). Derecha: frecuencia de inversiones superficiales en 1981, figura de (Jáuregui, 1988).

principales autores que estudió la variabilidad estacional de estas inversiones, basándose en radiosondeos a las 6 am (hora local), fue Jáuregui en 1988 y encontró que la frecuencia de inversiones superficiales sobre la Ciudad de México es mayor de noviembre a abril. En cambio, de mayo a octubre las condiciones inestables y la frecuente ocurrencia de convección profunda propician la ventilación vertical y por lo tanto la dispersión de contaminantes (Jáuregui, 1988; Foy et al., 2006; Carreón-Sierra et al., 2015). Por otro lado, la evolución diurna de la capa de mezcla ha sido estudiada sobretudo durante los meses de primavera (Doran et al., 1998; Velasco et al., 2008; Whiteman et al., 2000) en los que la calidad del aire suele ser pobre (Whiteman et al., 2000). Se ha observado que la altura de ML se incrementa rápidamente durante las horas subsiguientes al amanecer, favoreciendo la dispersión vertical de contaminantes (Foy et al., 2006). La altura de ML sobre la Ciudad de México puede alcanzar de 2000 a 3000 m sobre el suelo del valle (Doran et al., 1998; García-Franco et al., 2018).

1.2. Técnicas de estudio de la ABL

Para entender mejor los procesos en la ABL es necesario medir y analizar las variables que la rigen como son la temperatura, la humedad, la presión y la velocidad del viento. Para ello, a lo largo de la historia de las ciencias de la atmósfera, se han implementado aparatos capaces de cuantificar estas variables en alturas incluso más allá de la capa límite, extendiéndose a la tropósfera libre y a la estratósfera. Los primeros intentos por estudiar la atmósfera lejos de la superficie

terrestre se hicieron utilizando papalotes que tomaban mediciones conforme ascendían (Emeis, 2010). Siguiendo esta idea de un objeto que midiera propiedades conforme asciende, en la década de 1920, meteorólogos europeos desarrollaron la radiosonda, que consta de una pequeña caja con instrumentos que miden principalmente temperatura, humedad, velocidad de viento y presión. Esta caja se eleva debido a que se le coloca en un globo que asciende en la atmósfera y es capaz de alcanzar unas pocas decenas de kilómetros (Emeis, 2010). Actualmente, los radiosondeos siguen siendo herramientas ampliamente usadas en el estudio de niveles atmosféricos superiores, debido a que proveen mediciones directas de la temperatura, los vientos y la humedad, las cuales son variables determinantes cuando se trata de estabilidad atmosférica. Una desventaja de los radiosondeos es que no proveen información con buena resolución temporal ya que, para cada conjunto de datos, hay que lanzar un globo y es prácticamente imposible recuperarlo, por lo que enviar muchos resulta costoso y por lo tanto en general no se hacen varios lanzamientos al día en el mismo sitio. Recientemente se han desarrollado aparatos capaces de adquirir datos con una resolución temporal continua y uniforme a través de la atmósfera. Para lograrlo, las mediciones no se pueden hacer de manera directa, sino que se ha desarrollado lo que se conoce como percepción remota, que consiste en la adquisición de la información sin hacer contacto físico directo con el objeto medido. Aunque la percepción remota no mide con contacto directo las variables meteorológicas de interés, ha resultado sumamente útil. Gracias a la percepción remota es posible interpretar la interacción entre las ondas electromagnéticas y la atmósfera, de tal manera que podamos medir a distintas elevaciones y con gran resolución tanto espacial como temporal. En el presente trabajo se estudia la ABL mediante el análisis de datos tanto tomados *in situ* (mediante radiosondeos) como por percepción remota (lidar). A continuación se explican más a detalle ambas técnicas.

1.2.1. Radiosondeos

El invento de la radiosonda a principios del siglo XX revolucionó nuestra habilidad para medir variables atmosféricas por encima de la superficie a través de la tropósfera e incluso de la estratósfera. Antes de su invención, las observaciones en altura eran bastante caras y esporádicas. En tiempos modernos, se obtienen

datos generalmente dos veces al día de radiosondeos alrededor del mundo y son una fuente crucial de información para inicializar las condiciones de modelos numéricos de predicción meteorológica. Los sensores dentro de la caja que se pone en el radiosondeo pueden variar ligeramente, pero en general, los radiosondeos estándar miden los perfiles verticales de temperatura, humedad, velocidad de viento y presión. Los instrumentos dentro de ellas están contenidos en una caja pequeña atada al globo que puede llenarse de hidrógeno o de helio para que ascienda fácilmente por la atmósfera. Además, estos instrumentos contienen un transmisor que usa señales de radio para que se puedan recibir los datos medidos en tiempo real en la superficie terrestre (Milrad, 2017).

En el presente estudio se analizan datos de radiosondeos del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Por lo general, cada sondeo dura menos de 90 minutos en su ascenso vertical y los datos se reportan de acuerdo a lo establecido por los estándares de la Organización Meteorológica Mundial (WMO). El sondeo mide directamente temperatura, humedad, presión y velocidad de viento, a partir de estas variables, se reportan también temperatura potencial (θ) y potencial virtual (θ_v). Estos datos se obtienen de la base de datos de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). La resolución vertical de los sondeos, de esta base de datos disponible para nosotros, en general es baja y no uniforme. Algunas veces dicha resolución es de pocas decenas de metros pero otras es de cientos de metros; lo cual dificulta un análisis detallado de las estructuras y la evolución de la ABL. Por ello, resulta útil implementar el estudio de la ABL con otras técnicas capaces de proveernos mayor resolución espacial y temporal como se verá en la siguiente subsección 1.2.2. Sin embargo, cabe mencionar que estos novedosos aparatos no nos proveen de información de varias décadas en la Ciudad de México, debido a que se han implementado más recientemente. Por ello, para hacer un estudio climatológico en la ABL de esta Ciudad, los datos de radiosondeo resultan fundamentales.

1.2.2. Percepción remota

Para estudiar la alta variabilidad de la ABL en su ciclo diurno, se requiere de sistemas que puedan monitorearla con alta resolución espacial y temporal, lo cual no es posible de llevar a cabo con radiosondas, por lo que se han implementado

otros métodos. Los satélites por su parte, tampoco ofrecen suficiente resolución vertical para estudiar ABL, por lo que se han desarrollado técnicas de percepción remota desde el suelo, las cuales puede ser activas o pasivas. La mayoría de las técnicas de percepción remota con las que se estudia ABL son activas, lo cual significa que se emite de manera controlada cierto tipo de radiación electromagnética y cuya retrodispersión en el instrumento es luego analizada. Hay principalmente tres bandas de longitudes de onda que se utilizan en la percepción remota activa: ondas de centímetros a metros (las cuales se retrodispersan de cambios en el índice de refracción debidos a turbulencia atmosférica), ondas de milímetros a centímetros (que son retrodispersadas por gotas de agua que caen) y ondas de micrómetros, retrodispersadas por aerosoles y moléculas de gases (Emeis, 2010). Son estas ondas micrométricas las que tienen mayor interés en el presente trabajo, debido a que el aparato del cual se analizan datos (ver secciones 1.2.3) emite luz en estas longitudes de onda.

La retrodispersión de ondas micrométricas puede ser elástica (Mie o Rayleigh) o inelástica (Raman). La retrodispersión de Mie ocurre cuando el tamaño de las partículas que retrodispersan la radiación (moléculas, aerosoles, gotas de agua, insectos) tiene aproximadamente la misma longitud de onda que la radiación. En cambio, la dispersión Rayleigh se da cuando el tamaño de las partículas es mucho más pequeño que la radiación. Esta dispersión Rayleigh resulta de la polarizabilidad de las partículas; el campo eléctrico oscilante de la onda luminosa actúa sobre la carga eléctrica de la partícula, haciéndola moverse a la misma frecuencia. Por lo tanto las partículas se convierten en pequeños dipolos radiantes que retrodispersan la luz. Este tipo de retrodispersión ocurre cuando la luz del sol incide en la atmósfera y las pequeñas partículas causan dispersión dando lugar al color azul del cielo en el día y el rojo o amarillo al atardecer, cuando hay poco sol. Finalmente, en la retrodispersión Raman, la energía proveniente de la radiación electromagnética contribuye a los estados rotacionales y vibracionales de la molécula, por lo que es re-emitida a una frecuencia diferente a la que tenía cuando incidió.

La combinación del proceso de retrodispersión en la atmósfera y las bandas de longitud de onda en las cuales la atmósfera es transparente ha llevado al desarrollo de diferentes técnicas de percepción remota activa. En particular, se ha desarrollado percepción remota activa con señales pulsadas, lo cual tiene la

ventaja adicional de que permite determinar un rango basado en el tiempo de viaje de la señal emitida. Por otro lado, la percepción remota pasiva se basa en la detección de radiación naturalmente emitida (como la del sol), la cual viaja en la atmósfera y se analiza con distintos algoritmos.

1.2.3. Lidar

Un lidar consiste en un láser pulsado emitido a la atmósfera y cuya retrodispersión por componentes de la atmósfera misma es detectada y analizada para estimar distintas variables. Aunque el nombre de *lidar* es comunmente usado en letras minúsculas por la comunidad científica, proviene de las siglas en inglés de *Light Detection And Ranging*. Un lidar detecta la luz retrodispersada con un telescopio montado paralelo al eje óptico de emisión. A la distancia desde la cual ha sido retrodispersado un haz de luz, se le conoce como rango (r) y se determina con el tiempo de viaje de la señal pulsada, es decir: $r = \frac{ct}{2}$, donde c es la velocidad de la luz y t el tiempo de viaje. El factor $1/2$ se obtiene porque la luz viaja de ida y regreso al lidar. En su forma más simple, la potencia de la señal detectada por el lidar, $P(r, \lambda)$, se puede escribir como (Weitkamp, 2006):

$$P(r, \lambda) = KG(r, \lambda)B(r, \lambda)T(r, \lambda); \quad (1.6)$$

donde λ es la longitud de onda, K es una constante que depende de la potencia del pulso del lidar, del área en la que es recibida la señal y de la eficiencia del mismo instrumento. G es un factor geométrico que depende de una función de traslape de las señales y de r^{-2} (donde r sigue siendo el rango y coincide con el radio en coordenadas esféricas centradas en el lidar). A la ecuación 1.6, se le conoce como la ecuación del lidar y en ella los dos términos más importantes son B y T . Por un lado,

$$B(r, \lambda) = B_{mol}(r, \lambda) + B_{aero}(r, \lambda) \quad (1.7)$$

es el parámetro atmosférico que determina la intensidad de la señal del lidar que describe cuánta luz es retrodispersada en la dirección del receptor. A $B(r, \lambda)$ se le conoce como el coeficiente de retrodispersión, tanto por moléculas como por aerosoles respectivamente y depende tanto del r como de la longitud de onda de

la luz, λ . Las unidades de $B(r, \lambda)$ son $m^{-1}sr^{-1}$, donde sr significa steradian, es decir unidad de ángulo sólido. Finalmente, la fracción de luz que se pierde en el camino de regreso al lidar, queda expresada en el término

$$T(r, \lambda) = \exp(-2 \int_0^R \alpha(r, \lambda) dr). \quad (1.8)$$

Este término resulta de la Ley de Bouguer-Lambert-Beer para el lidar; la integral resulta de considerar el camino que atraviesa la luz del lidar a una distancia $r = R$. A la suma de todas las pérdidas por transmisión se le llama extinción y $\alpha(r, \lambda)$ es el coeficiente de extinción que, al igual que $B(r, \lambda)$, tiene una contribución por aerosoles y otra por moléculas.

Existen otras variables, además de la retrodispersión $B(r, \lambda)$ que son proporcionales a la cantidad de aerosoles en la atmósfera, una de ellas es el *Carrier-to-Noise Ratio*, CNR. El CNR es una tasa que compara la intensidad de la señal medida y el ruido de la misma, sus unidades son logarítmicas, por lo que está en decibeles (dB). Cuando el valor de CNR es demasiado bajo, menor a $-22dB$, diversos autores han recomendado despreciar los datos correspondientes a ese valor, debido a que en ese caso el ruido es demasiado grande comparado con la intensidad de la señal medida (Pearson et al., 2009; de Arruda Moreira et al., 2018; Boquet et al., 2016; Gryning and Floors, 2019). El CNR queda expresado en la siguiente ecuación:

$$CNR = K(r, \lambda)B(r, \lambda)\exp(-2 \int_0^R \alpha(r) dr), \quad (1.9)$$

donde K , B , α , y R se refieren a las mismas variables que en la ecuación 1.6. En la ecuación 1.9 podemos notar que el CNR es efectivamente una tasa que compara la retrodispersión (B) con la extinción (α), la cual se podría escribir como un denominador, ya que la exponencial está elevada a la -2 . Por lo tanto, el CNR es un indicativo de si la señal es suficientemente grande con respecto al ruido.

Dado que, cuando un haz de luz es emitido en la atmósfera puede interferir con el aire de distintas maneras (Rayleigh, Mie o Raman); con base en estas diferentes interacciones se han desarrollado cuatro tipos de lidars.

1. **Ceilómetros:** son lidars pequeños que originalmente se diseñaron para

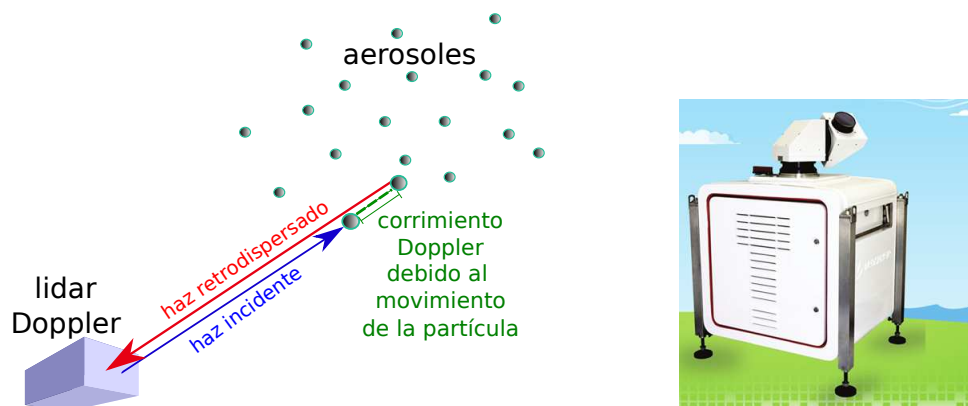


Figura 1.6: Panel izquierdo: esquema en el que se explica el funcionamiento del lidar Doppler: el movimiento de la partícula (en la dirección paralela al haz) causa un corrimiento Doppler en la señal retrodispersada, la cual es captada por el instrumento. Panel derecho: se muestra el una figura del manual del *Wind Cube 100*, que es el lidar Doppler de la RUOA cuyos datos fueron analizados.

detectar altura de capa de nube, la cual se considera como la altura más baja de una porción visible de nube. Con un ceilómetro, es posible detectar la intensidad de retrodispersión de ondas electromagnéticas del infrarojo cercano ($\lambda \sim 0.9\mu m$). Esta emisión luminosa es pulsada en la vertical a 10 kHz con una duración de 110 ns (Emeis, 2010). Gracias a que el ceilómetro detecta la intensidad de retrodispersión del haz que retorna al aparato y a que esta intensidad es proporcional a la cantidad de partículas que retrodispersan la luz en la atmósfera, con este instrumento es posible inferir la cantidad de partículas a distintas alturas en la atmósfera. Con dicho perfil proporcional a cantidad de aerosoles en la atmósfera, es posible utilizar distintos métodos para estimar la altura de capa de mezcla (García-Franco, 2017).

2. **Lidar de absorción diferenciada** (DIALs): La idea básica de este tipo de lídares es la emisión del pulso de luz a diferentes frecuencias cercanas una a la otra para que no se detecte la diferencia en retrodispersión de aerosoles y de esta forma se puede quitar la influencia de dichos aerosoles al sustraer una señal de otra. La intensidad de la luz detectada a una frecuencia es inversamente proporcional a la concentración de un gas traza absorbente, por lo que se usa para detectar este tipo de gases.
3. **Lidar Raman** (retrodispersión inelástica): con la retrodispersión Raman

inelástica la molécula que absorbe la luz no regresa a su estado base sino al nivel de energía vecino; de tal forma que la re-emisión es a una frecuencia menor. El cambio en frecuencia observado es característico de ciertos gases traza; por lo que este tipo de lidar es utilizado para detectarlos.

4. **Lidar Doppler** (de viento): el efecto Doppler es el cambio en la frecuencia observada de una onda electromagnética debido al movimiento relativo entre la fuente y el observador. La diferencia entre la frecuencia emitida f_0 y la frecuencia recibida f se expresa en la ecuación:

$$f = \left(\frac{c + v_T}{c + v_S} \right) f_0; \quad (1.10)$$

donde v_T es la velocidad recibida por el observador respecto al medio en el que se propaga la onda y v_S es la velocidad de la fuente con respecto al medio. El cambio en la frecuencia puede ser detectado por el lidar y posteriormente se utiliza la ecuación 1.10, que relaciona dicho corrimiento en la frecuencia con la velocidad de las partículas retrodispersantes en la dirección de la línea de visión. De esta forma, un lidar Doppler es capaz de proveernos de mediciones de la velocidad del viento. La anemometría de láser Doppler se ha desarrollado en diferentes configuraciones (Camuffo, 2019); en el lidar Doppler, se asume que las partículas suspendidas en la atmósfera se mueven a la misma velocidad del viento. De esta forma es posible analizar remotamente el movimiento de las partículas (Pearson et al., 2009). Debido a que el haz de luz es emitido en distintas direcciones, el instrumento puede mapear la velocidad radial tanto horizontal como verticalmente; haciendo posible obtener volúmenes tridimensionales de datos de viento (Grund et al., 2001). Los sistemas de lidar Doppler ofrecen una aproximación directa para investigar la mezcla en la ABL ya que, en vez de medir un *proxy* de la mezcla vertical, estos aparatos miden directamente la velocidad vertical del aire (Schween et al., 2014).

1.2.4. El lidar Doppler *Wind Cube 100*

La Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (RUOA) en el Centro de Ciencias de la Atmósfera (CCA) opera un lidar que, además de estimar las

velocidades mediante el efecto Doppler como se explicó en la sección 1.2.3, es capaz de lanzar el haz luminoso en una gama amplia de direcciones, haciendo distintos escaneos que permiten determinar las tres componentes de la velocidad en un volumen de aire que puede ir de algunos cientos de metros (mínimo 200 m) hasta 14 km. El láser tiene una potencia máxima de 5 mW, una amplitud de pulso que puede ser de 400 200 ó 100 ns y una longitud de onda de 1543 nm, lo que corresponde al infrarrojo. El láser realiza distintos escaneos, por lo que la dirección del haz de luz cambia su dirección en dos variables: el ángulo de elevación y el ángulo azimuthal; los cuales se explican en la figura 1.7. El ángulo de elevación se mide con respecto a la horizontal y va de cero a 90° ; mientras que el azimuthal se mide con respecto al norte y va de -180° hasta $+180^\circ$. Además, al detectar el tiempo que tarda el pulso luminoso en volver al láser, es posible determinar el rango r , es decir, la distancia del lidar a la cual fue retrodispersada la luz. Con estas tres variables es posible obtener los campos tridimensionales de viento.

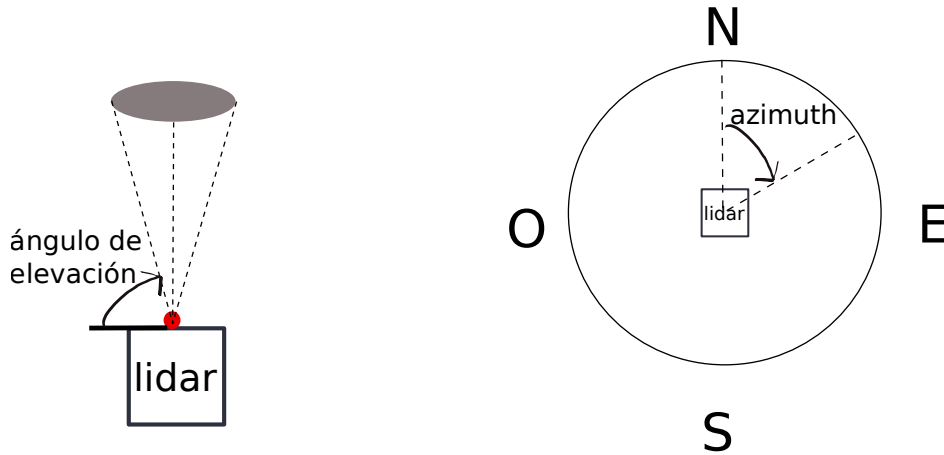


Figura 1.7: Ilustración del ángulo de elevación (izquierda, vista desde lado) y el ángulo de azimuth (derecha, vista desde arriba) en el lidar *Wind Cube 100*.

El *Wind Cube 100* realiza distintos escaneos para obtener volúmenes con los campos de velocidad de viento en sus tres direcciones. De cada escaneo genera archivos que después pueden ser analizados. A continuación se explican los modos más importantes (para el presente trabajo) en los que opera este instrumento.

- **PPI** (*Plan Position Indicator*): el ángulo de elevación es constante, por lo que se obtienen conos de datos.

- **RHI** (*Range Height Indicator*): el ángulo de azimuth es constante, obteniéndose planos de información.
- **DBS** (*Doppler Beam Swinging*): apunta el haz en cinco líneas rectas separadas 90° con un ángulo de elevación fijo.
- **FIXEDLOS** (*Fixed Line of Sight*): Apunta fijamente a la vertical (ángulo de elevación de 90°) y cada hora hace mediciones para obtener alturas para la ABL que por *default* son calculadas por este lidar *Wind Cube 100*.

1.3. Métodos para estimar alturas de ABL con lidar

Los algoritmos para determinar altura de ABL utilizando datos del lidar pueden dividirse en dos tipos según el criterio y las variables que utilicen para hacer la estimación. Por un lado, se encuentran los métodos que emplean la definición de capa de mezcla y que utilizan la intensidad de retrodispersión de aerosoles ($B(r, \lambda)$). Es decir, que estos métodos se basan en el hecho de que la luz sólo puede ser reflejada de vuelta al aparato mientras haya partículas que la retrodispersen y por lo tanto la altura hasta la que se encuentren bien mezcladas dichas partículas (altura de capa de mezcla, MLH) será detectada por como la elevación hasta la cual es posible detectar la retrodispersión. Por otro lado, hay métodos que se basan en un umbral de turbulencia, los cuales emplean variables derivadas de las velocidades de viento que pueden adquirirse mediante un lidar Doppler (Schween et al., 2014; de Arruda Moreira et al., 2018). Estos métodos basados en un umbral de turbulencia no corresponden a la definición de capa de mezcla, sino a la capa límite convectiva; ya que el método que emplean para estimar la altura se basa en la presencia de velocidades verticales que fluctúen en el tiempo y no se basa en la cantidad de partículas bien mezcladas y que retrodispersen luz. En el esquema más simple de capa límite diurna, la altura de capa de mezcla y la de capa límite convectiva coinciden, ya que se considera que el único mecanismo de mezcla es la convección. Sin embargo, en terrenos complejos existen otros mecanismos de mezcla además de la convección, por lo que las alturas de capa de mezcla suelen ser considerablemente mayores que las alturas de capa convectiva (De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018). A continuación se explican

los distintos métodos para estimar la altura de capa límite (ABLH por sus siglas en inglés).

1.3.1. Método del gradiente

Este método considera el perfil vertical del coeficiente de retrodispersión $B(r, \lambda)$. Tanto lídares tipo ceilómetro, como el lidar Doppler reportan esta variable y, en el caso del lidar Doppler, cuando el ángulo de elevación es de 90° , entonces el rango corresponde a la altura z , i.e., $r = z$. Además, la longitud de onda es constante, por lo que en este método se estima $\frac{dB(z)}{dz}$ y se busca la altura para la cual este gradiente es mínimo; lo que corresponde a la mayor disminución en $B(z)$. Se considera que, cuando $B(z)$ disminuye drásticamente, también lo hace la concentración de aerosoles, es decir que hasta esa altura pueden mezclarse dichos aerosoles y por encima de ella, se encuentra la tropósfera libre, prácticamente sin aerosoles que retrodispersen la luz (Barlow et al., 2011). Por lo tanto, este método se basa en la definición de capa de mezcla (Matthias et al., 2004; de Arruda Moreira et al., 2018). Sin embargo, el método del gradiente tiene la desventaja de que no considera una zona de *entrainment*; sino que, en la altura donde se encuentra el mínimo gradiente, se ubica una discontinuidad abrupta entre la ABL y la tropósfera libre.

1.3.2. Método de *wavelet*

La técnica de *wavelet* se usa para determinar la altura de ABL a partir de la retrodispersión $B(z)$; pero, a diferencia del método del gradiente que busca puntualmente la altura de ABL, la técnica de *wavelet* considera más integralmente el perfil $B(z)$, haciendo posible resultados más robustos (Brooks, 2003). Escencialmente se utiliza una ecuación de convolución y la función de Haar que consta de un salto entre un pulso negativo y uno positivo; el perfil $B(z)$ se ajusta a esta función (Cohn and Angevine, 2000). Maximizar la función de Haar corresponde a encontrar un valor máximo en esta transformada de convolución que se realiza integrando la función $B(z)$ junto con algunos parámetros que tienen que ver con dónde queda centrada la función y su amplitud. Al realizar este análisis, se estima la altura de capa de mezcla en el punto donde se alcance el máximo; como se explica en (Brooks, 2003).

1.3.3. Método de Ajuste a un Perfil Idealizado

Es un método con el cual es posible estimar la altura de capa de mezcla tomando en cuenta el perfil completo de $B(z)$ y considerando que existe un espesor de la capa de *entrainment* entre la ML y la tropósfera libre. El método se basa en ajustar cuatro parámetros tratando de simular un perfil idealizado lo más parecido posible al perfil medido $B(z)$. Dichos parámetros tratan de ajustarse para que el perfil $B(z)$ (desde el suelo hasta donde alcancen a retrodispersar los aerosoles) se parezca lo más posible a la función error o *erf* (Steyn et al., 1999; Mok and Rudowicz, 2004). De esta forma, se estima la altura de ML en la altura donde cambia la concavidad de la función *erf* ajustada. Wang et al. (2016) sostienen que, optimizando este método, también es posible estimar la altura de capa residual.

1.3.4. Método del umbral

El método del umbral se diferencia sustancialmente de todos los métodos anteriores, ya que éste no estima la altura de ABL por medio del perfil de retrodispersión $B(z)$. En cambio, este método usa un valor umbral de la varianza de la velocidad vertical, σ_w^2 ; por lo tanto, solamente puede ser usado si se tienen mediciones de velocidad como las de lidar Doppler. Matemáticamente, la varianza corresponde al segundo momento de una cantidad perturbada (el primer momento es el promedio); y describe el grado de variabilidad alrededor de la media. La varianza de una cantidad x en su manera discreta se calcula:

$$\sigma^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2, \quad (1.11)$$

donde x_i 's corresponde a cada dato, n al número de datos y $\bar{x}$ al promedio. La varianza de la velocidad está íntimamente relacionada con la energía cinética turbulenta (TKE, por sus siglas en inglés) (Banta et al., 2006); de hecho σ_w^2 corresponde al transporte vertical turbulento; el cual caracteriza a la ABL diurna. Como se explicó en la sección 1.1.1, con la incidencia de la radiación solar sobre la superficie terrestre, la convección confiere la mayoría de la energía cinética que hace crecer a la ABL. Dentro de la capa límite convectiva (CBL), σ_w^2 alcanza valores más altos que fuera de ella, donde la convección ya no es dominante; por

lo tanto, el método del umbral establece un valor umbral σ_{umbral}^2 en el cual se considera que, al alcanzarse, la TKE ha disminuido suficientemente como para estar fuera de la capa límite.

La elección del valor umbral en el cual se determina la altura de CBL suele ser un poco subjetiva (Barlow et al., 2011) y diversos autores han propuesto sus respectivos umbrales que por lo general dependen fuertemente de la ubicación del lidar y de las características topográficas, de humedad, de insolación y del tipo de superficie. Por ejemplo, Tucker et al. (2009) empíricamente determinaron que el umbral óptimo para detectar la altura de CBL, en aire de origen marítimo y con poca turbulencia era de $0.04m^2/s^2$. En otro estudio, Pearson et al. (2009) combinaron un $\sigma_{umbral}^2 = 0.3m^2/s^2$ con el primer gradiente de retrodispersión para determinar altura de ABL en una selva tropical altamente convectiva. Finalmente, en ambientes urbanos otros autores como Barlow et al. (2011) y Huang et al. (2017) utilizaron el valor de $\sigma_{umbral}^2 = 0.1m^2/s^2$ para ABL en ciudades, Londres y Beijing respectivamente.

Cuando se trabaja con variables relacionadas con la turbulencia, también pueden detectarse otros fenómenos en la ABL como los chorros de bajo nivel (*low level jets*), la tasa de disipación de turbulencia y el espectro de la componente horizontal del viento (de Arruda Moreira et al., 2018). Sin embargo es importante considerar que, al utilizar una variable directamente relacionada con la turbulencia (σ_w^2); el método del umbral no mide hasta dónde se mezclaron los aerosoles, sino que estima el de la capa límite convectiva (de Arruda Moreira et al., 2018).

Capítulo 2

Metodología

En la presente investigación se implementaron dos técnicas para estudiar la ABL: una con datos de radiosondeos y la otra con datos del lidar Doppler. Al tratarse de dos técnicas con alcances muy diferentes, se enriqueció la caracterización de la ABL sobre la Ciudad de México, ya que los dos distintos análisis nos proveen de información complementaria. Esta situación permite mejorar el entendimiento de esta ABL urbana en cuanto a su estabilidad, su evolución diurna y su variabilidad a lo largo del año; lo cual puede ser muy útil ya que se relacionan con la calidad del aire que respiramos. Por un lado, utilizando los datos de radiosondeos a las 6:00 am (tiempo local) de 1990 a 2017, se estudió la estructura térmica de la ABL nocturna. Se generó una climatología en la que se identifican inversiones térmicas y capas estables y se estudia la frecuencia con la que estas capas se presentan cada mes. Además se clasifican estas inversiones térmicas y capas estables para determinar cómo es la estructura de la estratificación en la ABL. También se estudia la variabilidad mensual de la intensidad de las inversiones y del número de Richardson *bulk* (Ri_B). Estos resultados son comparados con la variabilidad mensual de algunos contaminantes medidos en superficie sobre la Ciudad de México. De esta forma, se pretende identificar qué características de la ABL son coincidentes con las mayores concentraciones de contaminantes.

El estudio mediante datos de radiosondeos de la estructura térmica de la ABL permite hacer un análisis climatológico de la estabilidad en esta ABL. En segundo lugar, se analizaron a datos con mucho mayor resolución temporal que son obtenidos por el lidar Doppler de la RUOA. Este aparato está operando en el CCA desde 2017, por lo que, con estos datos, no es posible realizar un

análisis a largo plazo de la ABL. Sin embargo, se analizaron distintos meses del año 2019 y se comparó el comportamiento de la ABL diurna con estudios previos (García-Franco et al., 2018). Con el análisis de datos de lidar Doppler es posible obtener mucho más detalles de cómo evoluciona diariamente la ABL sobre la Ciudad de México en términos de variables que, si bien no se miden directamente de la estructura térmica, sí dan información sobre la dinámica y estructura vertical de esta capa. Este tipo de aparatos son actualmente muy utilizados alrededor del mundo (Pearson et al., 2009; Barlow et al., 2011; Huang et al., 2017) y con ellos se ha revolucionado el estudio de la ABL. Además, los métodos para interpretar los datos de lídares son actualmente un tema de estudio vigente que se sigue mejorando para obtener resultados más acertados, ya que dependen de muchos factores como la topografía, el contenido de aerosoles, el contenido de humedad, entre otros. Por todo lo anterior, el estudio de datos de lidar Doppler es fundamental en el presente trabajo ya que es muy enriquecedor en el entendimiento y caracterización de la ABL sobre la Ciudad de México.

2.1. Estabilidad en la ABL con radiosondeos

Los radiosondeos son lanzados por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) y sus mediciones se encuentran en la base de datos de la Universidad de Wyoming. En ellos se miden variables muy relevantes para estudiar la estructura térmica de la ABL como son: Temperatura (T), presión, humedad, altura geopotencial, temperatura potencial (θ), temperatura potencial virtual (θ_v) y velocidad de viento ($\mathbf{v}$). Los datos de radiosondeos se tomaban en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México (19.436°N , -99.072°E) hasta marzo de 1998. Después de esta fecha, las radiosondas se realizan en el Observatorio de Tacubaya (19.40°N , -99.17°E), el cual está más cerca de las montañas al oeste del Valle de México. Por lo tanto, para distinguir las posibles diferencias en la estructura de la ABL en ambas ubicaciones, se hizo la prueba de Wilcoxon-Mann-Whitney *rank-sum* en MATLAB para los valores mensuales de $\Gamma_{max} = \max(\frac{\Delta T}{\Delta z})$ antes de 1998 (en el Aeropuerto) y después de 1998 (en el observatorio de Tacubaya). Al realizar esta prueba se tiene la hipótesis nula de que las dos muestras provengan de la misma distribución, entonces se obtiene un estadístico, h_0 , que puede tomar los valores de $h_0 = 1$ cuando se rechaza la hipótesis nula y de $h_0 = 0$ cuando se fracasa para

rechazar la hipótesis nula a un nivel de significancia del 5 %. Para ser consistentes con el análisis climatológico subsecuente, se realizó esta prueba mensualmente, es decir, se obtuvo un valor de h_0 para cada mes (12 en total). Para todos los meses se obtuvo un resultado de $h_0 = 0$; por lo que la hipótesis nula no pudo rechazarse, lo cual implica que las dos muestras pueden considerarse como provenientes de la misma distribución. De esta forma la prueba *rank-sum* de Wilcoxon mostró que, aunque hay ciertas diferencias entre los radiosondeos provenientes de las dos distintas ubicaciones, se pueden considerar esencialmente iguales. Por ello, el análisis subsecuente, que se realizó despreciando la diferencia de sitios, quedó validado. La ubicación de los dos sitios donde se lanzaron radiosondeos se muestra en la figura 2.1.

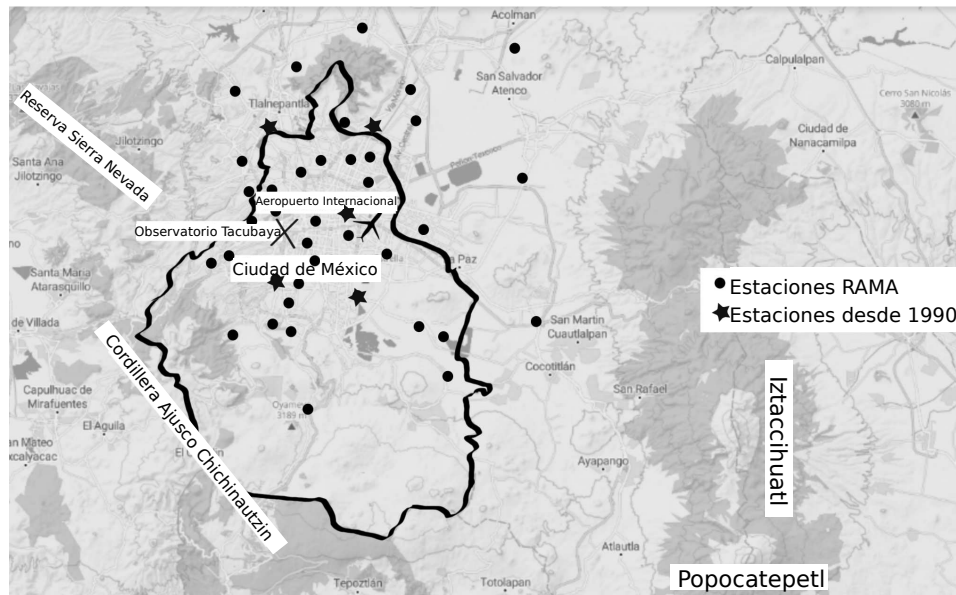


Figura 2.1: Mapa del área de estudio que muestra la topografía compleja alrededor de Valle de México. El contorno negro corresponde a los límites oficiales de la Ciudad de México. El sistema de montañas Ajusco-Chihinautzin y los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl también se señalan. De igual manera, se indican las ubicaciones de los radiosondeos en el Aeropuerto (1990-1998) y en el observatorio de Tacubaya ("X" grande al oeste del aeropuerto). Finalmente, los puntos negros corresponden a la ubicación de las estaciones en las que se monitorean contaminantes, mientras que las estrellas indican estaciones en las que se monitorean NO y NO₂ desde 1990.

2.1.1. Control de calidad de datos

Debido a que los datos obtenidos a partir de mediciones de campo están sujetos a errores que pueden afectar severamente los resultados sin tener ningún sentido físico, antes de analizar los datos de radiosondeos se hizo un control de calidad de los mismos. En la validación, realizada mediante un programa en MATLAB, se despreciaron datos que, por sus características carecen de sentido físico. Se tomaron en cuenta los siguientes criterios para despreciar datos:

1. Perfiles incompletos: cuando un perfil de radiosondeo no incluye información continua de al menos 1.5 km, el perfil se desprecia.
2. Los datos disponibles empiezan más allá de 700 m sobre la superficie: si no hay datos en los primeros 700 m sobre la superficie, el perfil no se incluye en el análisis.
3. Perfiles con valores extremadamente distintos: se hace un ajuste de regresión lineal a cada perfil con el propósito de eliminar perfiles con picos demasiado abruptos que carecen de sentido físico. Cuando $R^2 < 0.65$, entonces se consideró que el perfil era físicamente no realista y por lo tanto se despreció.
4. Gradientes negativos de θ and θ_v : cuando se encontraba un gradiente fuertemente negativo de θ o θ_v , el perfil se consideraba erróneo debido a la falta de sentido físico, ya que este caso resultaría muy inestable y esas condiciones no suelen perdurar.

2.1.2. Identificación y clasificación de inversiones térmicas (T)

Se realizó un programa en MATLAB mediante el cual se identificaron inversiones térmicas cuando la temperatura crece con respecto a la altura ($\frac{\Delta T}{\Delta z} > 0$), como lo han hecho autores anteriores (Whiteman et al., 1999; Arduini et al., 2016). Además se contó el número de capas de inversión y se clasificaron los perfiles térmicos en la siguiente forma:

1. No hay inversion: cuando $\frac{\Delta T}{\Delta z} \leq 0$ para todo z
2. Inversion simple: cuando $\frac{\Delta T}{\Delta z} > 0$ en una sola capa

3. 2 Multi-capas: cuando $\frac{\Delta T}{\Delta z} > 0$ en dos capas separadas.
4. 3 ó más multi-capas: cuando $\frac{\Delta T}{\Delta z} > 0$ en tres o más capas.

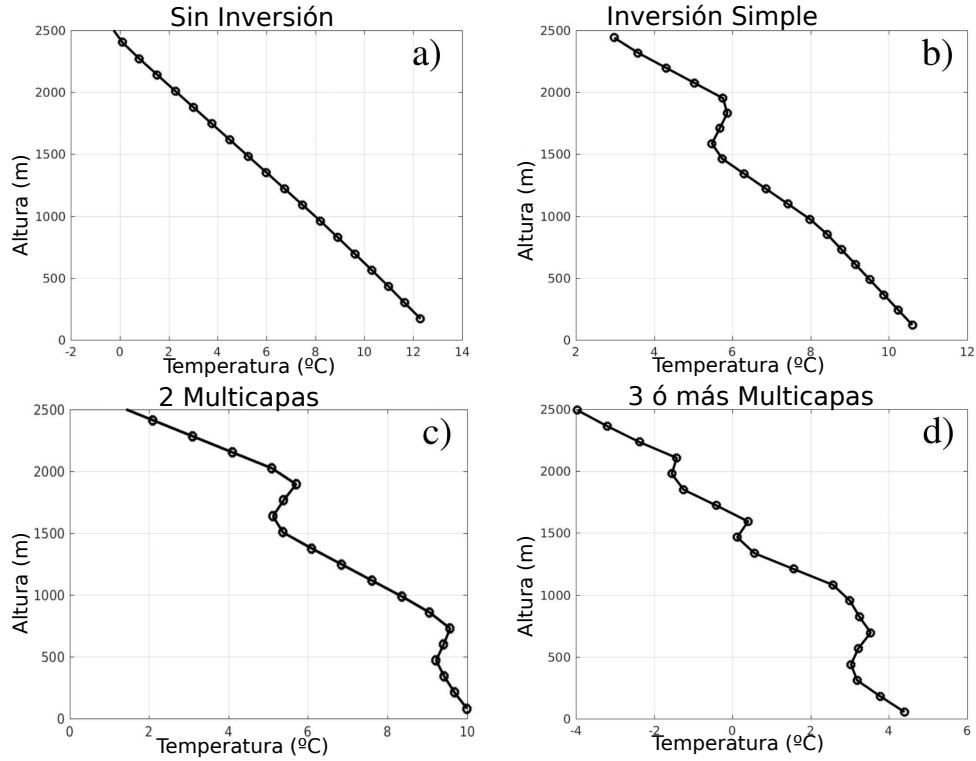


Figura 2.2: Clasificación de inversiones térmicas de los datos obtenidos mediante radiosondeos. En este caso los perfiles se clasifican de acuerdo al criterio de temperatura. a) No hay inversión, b) Inversión simple, c) Inversión de 2 multicapas, d) Inversión de 3 ó más multicapas.

En la figura 2.2 pueden observarse algunos ejemplos de cada tipo de inversión térmica con el criterio de temperatura.

2.1.3. Identificación de capas estables (θ y θ_v)

La definición formal de inversión térmica está dada en términos del gradiente vertical de temperatura (ecuación 1.1). Sin embargo, la estabilidad (o inestabilidad) de una capa implica comparar el gradiente de temperatura con el lapso adiabático seco. Por lo que, como se vio en la sección 1.1.2, suelen utilizarse otras variables como θ y θ_v , las cuales se conservan en movimientos verticales dadas ciertas suposiciones (Nodzu et al., 2006). La existencia de estas capas estables se

deduce de la ecuación 1.4 y algunos autores sostienen que dichas capas, en las que $\frac{\Delta\theta}{\Delta z} > 0$ o $\frac{\Delta\theta_v}{\Delta z} > 0$, son capaces de suprimir la actividad convectiva, incluso si no se cumple que $\frac{\Delta T}{\Delta z} > 0$ (Whiteman et al., 1999; Nodzu et al., 2006). Previamente se ha utilizado valores positivos de $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$ (e identificado su coincidencia con un mínimo de humedad) para detectar capas de inversión (Martucci et al., 2007). Es posible hacer un análisis similar en términos de θ_v ; en ese caso, la estratificación toma en cuenta los efectos de la temperatura, la presión y la humedad.

En la presente investigación se identificaron capas de inversión para las cuales $\frac{\Delta T}{\Delta z} > 0$, usando el criterio de temperatura; por lo que los criterios de θ y θ_v se usaron más bien para caracterizar la estabilidad de ABL sobre la Ciudad de México. Dado que las capas estables para las cuales la magnitud de $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$ es muy pequeña ($\frac{\Delta\theta}{\Delta z} \sim 1 Kkm^{-1}$), difícilmente pueden ser suficientemente estables para afectar la actividad convectiva, se eligió un umbral específico (distinto de cero) para este estudio. Para investigar la estructura de la estabilidad en toda la profundidad de la ABL, consideramos el gradiente promedio de θ en toda la columna de 50 a 2900 m. Por debajo del valor determinado como umbral para todo el gradiente ($\overline{\frac{\Delta\theta}{\Delta z}}$), el perfil completo se consideró débilmente estable. En ese caso, difícilmente aparecen capas de inversión y, si no había valores de $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$ que excedieran $6 Kkm^{-1}$ en el perfil, la capa se consideró libre de inversiones térmicas. Cuando el gradiente promedio excedía el umbral, se realizó una caracterización más detallada del tipo de capa (o capas) de inversión que hubiera. El valor umbral se determinó después de analizar varios perfiles de θ y considerando valores similares presentados por otros autores (entre 1 y $16 Kkm^{-1}$) reportados para Colorado por (Whiteman et al., 1999). Dado que estamos considerando el perfil térmico completo en la ABL, nuestro valor umbral no es tan grande como el considerado en otros estudios, donde se consideran capas de inversión más confinadas (Largerón and Staquet, 2016). En el presente estudio, el umbral fue de $2.5 Kkm^{-1}$ y lo comparamos con el perfil del gradiente promedio, i.e., $\overline{\frac{\Delta\theta}{\Delta z}}$. Se clasificaron los perfiles estables y neutros en cuatro grupos:

1. Sin inversión: $\overline{\frac{\Delta\theta}{\Delta z}} \leq 2.5 Kkm^{-1}$ y $\frac{\Delta\theta}{\Delta z} < 6 Kkm^{-1}$ para toda altura z .
2. Inversión simple: $\overline{\frac{\Delta\theta}{\Delta z}} > 2.5 Kkm^{-1}$ y hay una sola capa localizada en la que $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$ se incrementa significativamente.
3. Inversión continua: $\overline{\frac{\Delta\theta}{\Delta z}} > 3.5 Kkm^{-1}$. En este caso no hay ningún incremento

abrupto de $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$, por lo que el perfil térmico puede no mostrar una capa específica con gran estabilidad. Debido a ello, se consideró un umbral mayor por $1 Kkm^{-1}$ con respecto a los demás tipos de inversión con capas estables localizadas.

4. Inversión multicapas: $\overline{\frac{\Delta\theta}{\Delta z}} > 2.5 Kkm^{-1}$ y hay dos o más capas localizadas en las que $\frac{\Delta\theta}{\Delta z}$ se incrementa significativamente.

Estos cuatro casos de distintas capas estables con los criterios de θ y θ_v se muestran en la figura 2.3. La gráfica d) en la figura 2.3 corresponde a un perfil multicapas tanto para el criterio de θ como para el de θ_v . Por ahora, para que sea más clara la clasificación de estructuras estables, se muestra un perfil multicapas respecto a ambas clasificaciones.

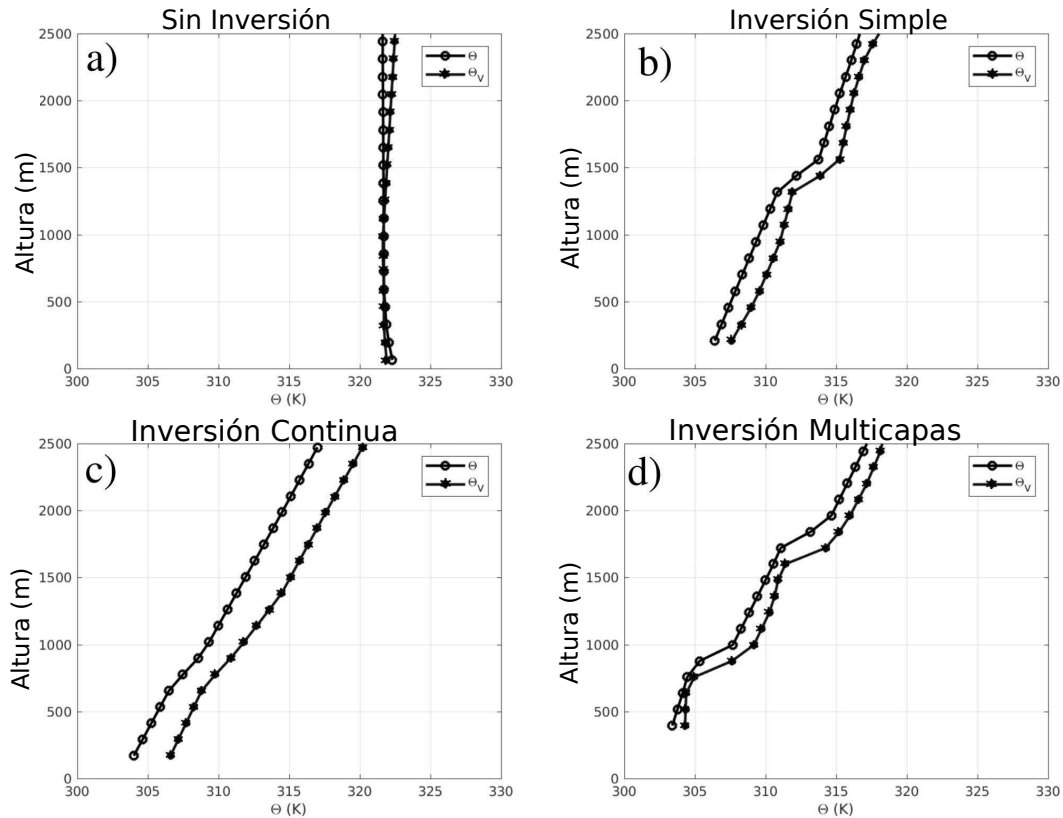


Figura 2.3: Perfiles típicos de θ (círculos) y de θ_v (puntos con cruces) de cada perfil térmico en la clasificación explicada: a) Sin Inversión, b) Inversión Simple, c) Inversión Continua, d) Inversión multicapas.

2.1.4. Máxima intensidad de inversión y su altura

Dentro de los mecanismos capaces de restringir la convección y la subsecuente dilución de contaminantes, también participan la intensidad de la capa (o capas) estable y su altura. Por lo tanto, también estudiamos la máxima intensidad de inversión alcanzada en cada perfil térmico, la altura a la que se encuentra y su variabilidad mensual. Además se hicieron promedios mensuales considerando sondeos de 1990 a 2017 y la variabilidad mensual de:

$$\Gamma_{max} = \max\left(\frac{\Delta T}{\Delta z}\right) \quad (2.1)$$

se graficó. El estudio de la variabilidad mensual de Γ_{max} complementa al de la estructura de inversiones explicada en la subsecciones anteriores. Además, la altura a la cual se alcanza esta Γ_{max} también fue calculada y analizada mensualmente. Posteriormente, se hizo un estudio comparativo con la calidad del aire mensualmente para investigar si hay una relación entre estas variables. En la figura 2.1.4 se muestra esquemáticamente cómo se encontró la Γ_{max} y su altura para distintos tipos de perfiles de temperatura.

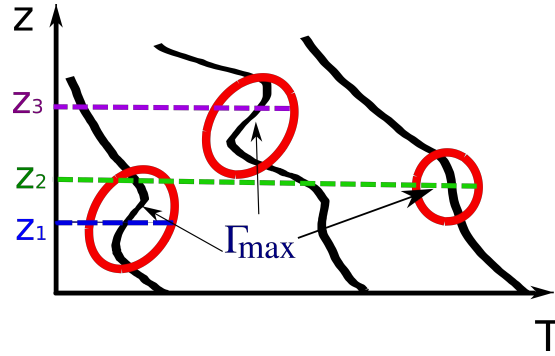


Figura 2.4: Esquema de perfiles verticales de temperatura en los que se ilustra la identificación de la máxima intensidad de inversión (Γ_{max}) y su altura.

2.1.5. Número de Richardson *bulk*

El número de Richardson *bulk* (Ri_B) se utiliza comunmente para determinar si un fluido estratificado es estable o inestable (Hansen, 1966; Velasco et al., 2008). Este número adimensional es un parámetro clave para estimar la altura de ABL en modelos numéricos (Zhang et al., 2014; Chu et al., 2019). El número de

Richardson *bulk* se calcula sobre capas de profundidad finita Δz . En el presente estudio se estimó Ri_B con la ecuación 2.2, la cual también ha sido utilizada por Velasco et al. (2008) y Zhang et al. (2014):

$$Ri_B = \frac{g\Delta\theta_v\Delta z}{\theta_v(\Delta U)^2}, \quad (2.2)$$

donde g es la aceleración de la gravedad $\Delta\theta_v$ es la diferencia de θ_v entre la parte superior e inferior de la capa, θ_v es en el tope de la capa y ΔU es la diferencia de viento horizontal en dicha capa. De la ecuación 2.2, se observa que los valores más grandes de Ri_B se asocian con más estabilidad en la capa. Para el número de Richardson obtenido con un gradiente infinitesimal, puede verse teóricamente que si $Ri_{grad} = \frac{g}{\rho}(\frac{\partial\rho}{\partial z})/(\frac{\partial U}{\partial z})^2 > 0$ (donde ρ es la densidad), entonces prevalecen condiciones estables debidas a fuerte estratificación y cizalla débil. En contraste, para el Ri_B , no existe un valor umbral por encima del cual se establezcan condiciones estables necesariamente. Algunos autores han utilizado valores subjetivos derivándolos de datos de lidar (Cooper and Eichinger, 1994). Dichos estudios muestran que, para $Ri_B > 15$, la turbulencia mecánica es despreciable y la estratificación térmica disminuye el transporte de masa.

En la presente investigación observamos que el valor de Ri_B es altamente sensible a la profundidad de la capa considerada. Sin embargo, no encontramos un espesor recomendado en la literatura, por lo que consideramos capas de 150 m para estimar los valores de Ri_B , con lo cual obteníamos valores similares a los de Cooper and Eichinger (1994). Dado que se pretende estudiar la variabilidad de Ri_B a lo largo del año y a distintas alturas en la atmósfera, estimamos el Ri_B normalizado, por lo que dividimos cada valor entre el máximo mensual en todo el periodo de 28 años. De esta manera, identificamos la tendencia de Ri_B a lo largo del año. Estas estimaciones de Ri_B se hicieron para cada perfil de θ_v a las 6:00 am para veinte niveles (de 50 a 2900m) en el sondeo durante los 28 años. Con el objetivo de resumir la matriz tridimensional (de Ri_B por altura por día), graficamos el valor de Ri_B en escala de colores. De manera similar, autores previos han analizado la distribución vertical de variables meteorológicas incluyendo el Ri_B (Velasco et al., 2008), para investigar a qué hora del día se alcanza el máximo crecimiento de ML.

2.2. Concentraciones de contaminantes

Una de las principales motivaciones para el estudio de la estabilidad térmica en la ABL es el hecho de que ésta se relaciona con la calidad del aire. Mientras más estable sea la ABL, más probable es que se inhiba la mezcla vertical de contaminantes y por lo tanto que las concentraciones superficiales se eleven. En el caso de una ciudad altamente contaminada como lo es la Ciudad de México, resulta de gran interés identificar qué factores de estabilidad en la ABL podemos relacionar con altas concentraciones de contaminantes. Para ello, se analizaron datos de la Red Automática de Monitoreo Atmosférico (RAMA). Estos datos también han sido utilizados por otros autores (Raga and Le Moyne, 1996; Zhang et al., 2009; Barrett and Raga, 2016). En particular, se examinaron concentraciones de monóxido de carbono (CO) y de óxidos nitrosos, NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$); los cuales se asocian con la combustión de combustibles fósiles (Wang et al., 2001) y son capaces de afectar directamente a la salud humana en distintas magnitudes, desde irritaciones respiratorias leves hasta serios problemas respiratorios, problemas del corazón e incluso cancer de pulmón (Kampa and Castanas, 2008). En particular el CO es un gas altamente tóxico que incluso puede causar la muerte si se respira en niveles muy elevados Burnett et al. (1998); es emitido por la combustión incompleta de sustancias como gas, gasolina, carbón, petróleo, tabaco o madera. Las chimeneas, las calderas, los calentadores de agua también pueden producirlo si no están funcionando correctamente. Por su parte, los óxidos de nitrógeno suelen ser liberados al aire desde los tubos de escape de vehículos motorizados (sobre todo diésel), de la combustión del carbón, petróleo o gas natural. Los NO_x son contaminantes cuyo estudio y monitoreo adquiere gran importancia debido a que son algunos de los precursores más importantes para la formación de ozono troposférico (O_3), el cual es un contaminante que constantemente contribuye a la mala calidad del aire en la Ciudad de México (Borja-Aburto et al., 1997; Zavala et al., 2020; Peralta et al., 2020). Además, niveles altos de CO y NO_x se han asociado previamente con menor mezcla vertical, lo que resulta en el confinamiento de contaminantes en otras ciudades del mundo (Wang et al., 2001; Badarinath et al., 2009; Quan et al., 2013). Estos contaminantes se han medido en la Ciudad de México para el mismo periodo en el que se analizan los radiosondeos (1990-2017). Sin embargo, en 1990 estos contaminantes solo eran

medidos en pocas estaciones y con el paso de los años las mediciones fueron aumentando, resultando que en 2017 todos los contaminantes se medían ya en más de 30 estaciones. Las concentraciones de contaminantes se reportan de manera horaria.

Se realizó un programa en MATLAB capaz de leer y graficar los promedios mensuales de concentraciones de CO, NO y NO₂; para ello, se consideraron mediciones a distintas horas. Se graficaron concentraciones medias de 4:00 a 8:00 am en todas las estaciones disponibles de 1990 a 2017 y además se consideraron los valores medios de todo el día. Este estudio de la variabilidad mensual de concentraciones de contaminantes es parte de un análisis subsecuente en el que se estudian las características de la ABL que coinciden con las mayores concentraciones de contaminantes.

2.3. Procesamiento de datos de lidar Doppler

Como se mencionó en la subsección 1.2.4, la RUOA opera un lidar Doppler *Wind Cube 100* que se encuentra en el CCA. Este aparato nos provee de mediciones de distintas variables, entre las que destacan el CNR (ecuación 1.2.3) y las tres componentes de vientos u (de este a oeste), v (de norte a sur) y w (vertical). En sus distintos escaneos este lidar Doppler proporciona datos tridimensionales de gran resolución tanto espacial (cada 50m) como temporal. Según el modo de escaneo efectuado, el aparato reporta los datos en distintos archivos; en el presente trabajo nos interesan principalmente dos familias de archivos:

- *Wind Reconstructed Data*: Provee los datos de velocidad en sus tres componentes $xwsp = u$, $ywsp = v$ y $zwsp = w$. Además reporta el CNR. Contiene datos cercanos al zenit, con 75° y 90° de ángulo de elevación. Hay un archivo de este tipo cada media hora y cada uno contiene varios escaneos (alrededor de 50, pero es variable) y normalmente tienen 59 alturas, siempre espaciadas por 50m.
- *Boundary Layer Altitude*: este archivo se genera cada hora y solamente contiene datos en el zenit (ángulo de elevación de 90°). Estos archivos se obtienen a partir de otros que se llaman *Fixed for Boundary Layer*, los cuales son escaneos realizados específicamente para que el aparato calcule

las alturas de capa límite diurna y nocturna. A la diurna el manual de *Wind Cube 100* le llama *mixing layer* y es estimada a partir de un umbral de la varianza de la velocidad vertical, σ_w^2 . A la nocturna se le llama *residual layer* y en el manual se describe que es estimada a partir del gradiente del CNR. Estas alturas y su respectiva hora es lo que se reporta en los archivos *Boundary Layer Altitude Data*.

A partir de los archivos de *Wind Reconstructed Data* obtenidos de la RUOA en la dirección electrónica ftp://132.248.8.31/perfilador/datos_2017_2019/, es posible utilizar el procedimiento descrito en la subsección 1.3.4 para estimar la altura de capa límite convectiva (CBLH). Este mismo procedimiento es utilizado directamente por el aparato para estimar lo que ellos llaman *mixing layer* con los archivos *Fixed for Boundary Layer*. Sin embargo, el procedimiento realizado por este aparato se hace automáticamente sin tomar en cuenta la ni la topografía en la que está operando el lidar ni el origen del aire en el que se están realizando las mediciones y que por lo tanto determinan la intensidad de la turbulencia. Como se explicó en la subsección 1.3.4, el valor umbral de la varianza para determinar la altura de esta capa es un poco subjetivo (Barlow et al., 2011), pero depende fuertemente de estos factores. Estudios anteriores han usado distintos valores dependiendo de la ubicación en la que se esté midiendo (Tucker et al., 2009; Pearson et al., 2009; Barlow et al., 2011; Huang et al., 2017).

En el caso particular de la Ciudad de México tenemos dos factores muy característicos. Por un lado, se trata de una ABL urbana, por lo que se consideran valores umbrales de σ_w^2 similares a otros en capas límites urbanas (Barlow et al., 2011; Huang et al., 2017). Además, la topografía toma un papel fundamental ya que, como han planteado autores previos, en valles aledaños a montañas normalmente no coinciden la altura hasta la cual se mezclan los aerosoles con la altura de capa límite convectiva (De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018; Herrera-Mejía, 2019). Estos dos factores, hacen que adquiera particular interés la estimación de CBLH para la Ciudad de México y su comparación, tanto con la altura reportada automáticamente por el instrumento, como con la altura de capa de mezcla (MLH) que ya se tiene reportada por la RUOA. Esta estimación de MLH se realiza analizando datos de retrodispersión de aerosoles ($B(z)$) obtenidos un ceilómetro, que también es de la RUOA y opera en el CCA, tal y como se describen García-Franco et al. (2018). Por último, vale la pena recordar

que la estimación hecha en el presente trabajo para CBLH puede realizarse cada media hora (ya que utiliza los archivos *Wind Reconstructed Data*), mientras que las alturas reportadas directamente por el lidar Doppler tienen una resolución temporal de una hora (*Boundary Layer Altitud Data*).

2.3.1. Pre-procesamiento de datos (*Wind Cube 100*)

Las estimaciones de CBLH requieren de un pre-procesamiento de los datos obtenidos del archivo de *Wind Reconstructed Data*, para ello se hicieron algunos filtrados a los datos mediante un programa en MATLAB. Se consideraron únicamente datos cuyo ángulo de elevación fuera 90° . Los datos correspondientes a 75° se despreciaron, ya que atraviesan un mayor espesor atmosférico para llegar a la misma altura vertical y por lo tanto tienen más ruido. Además, se consideraron las recomendaciones de autores previos y se eliminaron datos cuyo valor de CNR sea menor a $-22dB$ (Pearson et al., 2009; de Arruda Moreira et al., 2018; Boquet et al., 2016; Gryning and Floors, 2019); ya que, como se explicó en la sección 1.2.3, cuando el CNR es menor a ese umbral, el ruido es mayor que la señal medida. Un tercer filtro de los datos se hace directamente sobre la velocidad vertical w , ya que su varianza es la que se utiliza para estimar CBLH. Las velocidades verticales en la ABL difícilmente exceden unos cuantos metros por segundo, por lo que velocidades muy grandes pueden afectar fuertemente el valor de la varianza y por lo tanto la estimación de CBLH. Autores previos (Huang et al., 2017) han propuesto despreciar velocidades que excedan 2.5 desviaciones estándar del promedio de la velocidad, por lo que se siguió dicha recomendación y se despreciaron velocidades cuya magnitud excediera este valor.

2.3.2. Estimación de Altura de Capa Límite Convectiva

Cada archivo de *Wind Reconstructed Data* contiene datos correspondientes a mediciones cada media hora que incluyen: la fecha y la hora, el rango r , el ángulo de elevación, el ángulo azimutal, el CNR y las tres componentes de la velocidad (u, v, w). Estos datos además se llevan a cabo durante cierto lapso (aproximadamente 10 minutos) en el cual se realizan los escaneos varias veces, por lo que cada archivo contiene información recopilada por distintos escaneos y que por lo tanto corresponde a perfiles medidos varias veces en distintas direcciones (ángulos de

elevación de 75 y 90°). Como se mencionó antes, solamente consideramos perfiles con ángulo de elevación de 90°, por lo que los de 75° son reemplazados con NaN's y descartados.

La existencia de estos distintos escaneos en cada archivo es fundamental para la estimación de CBLH, ya que, lo que hace el programa escrito en MATLAB, es obtener la varianza de la velocidad vertical σ_w^2 para cada altura. Para ello se toman en cuenta las mediciones de w para los distintos escaneos en un mismo archivo. De esta forma utilizamos los datos del *Wind Cube 100* de manera análoga a como lo han hecho otros autores (Pearson et al., 2009; Huang et al., 2017), quienes obtienen σ_w^2 a partir de escaneos verticales cada 30 minutos. El siguiente paso que se realiza en el programa es que se leen todos los archivos correspondientes a cada día de cada mes y así, al aplicarles el mismo proceso, se obtienen matrices bidimensionales de w y de su correspondiente σ_w^2 para cada hora y para cada altura. Se estima una altura de CBL para cada archivo como la primera altura para la cual se excede cierto umbral. Cabe mencionar que se despreciaron también las alturas muy cercanas al suelo debido a que no tiene sentido buscar CBLH en los primeros 100 m encima de la superficie.

La elección de la varianza umbral de la velocidad vertical (σ_{umbral}^2) se realizó tomando en cuenta los valores utilizados por autores previos para estimar análogamente la CBLH en ciudades. Tanto (Barlow et al., 2011), en Londres, como (Huang et al., 2017), en Beijing, utilizaron $\sigma_{umbral}^2 = 0.1m^2/s^2$, por lo que partimos de dicho valor y se consideró también $\sigma_{umbral}^2 = 0.2m^2/s^2$ para comparar las alturas obtenidas con ambos y analizar qué valor se adecuaba más a la ABL sobre la Ciudad de México. Mientras menor sea la turbulencia en el sitio, más pequeño deberá ser σ_{umbral}^2 (Huang et al., 2017). Así, en aire de baja intensidad turbulenta por ser de origen marítimo, se utilizó $\sigma_{umbral}^2 = 0.04m^2/s^2$ (Tucker et al., 2009) y, en contraste para una selva tropical altamente convectiva y con gran intensidad turbulenta el umbral fue de $\sigma_{umbral}^2 = 0.3m^2/s^2$ (Pearson et al., 2010).

Con esta metodología del umbral de σ_w^2 , se analizaron datos del *Wind Cube 100* de la RUOA para el año 2019 y se hicieron promedios mensuales de la resultante CBLH en el ciclo diurno. Dichas alturas de capa límite convectiva luego se compararon con las alturas de capa de mezcla estimadas a partir de datos del ceilómetro de la RUOA por García-Franco et al. (2018) y con las alturas de *mixing height* y de capa residual reportadas por el mismo aparato. De esta

manera se analizó la evolución de la capa límite diurna sobre la Ciudad de México y su variabilidad mensual. Por un lado se obtuvieron las matrices de los promedios mensuales de las varianzas en el ciclo diurno, de esta manera se observa cualitativamente la diferencia de valores alcanzados por la varianza en los distintos meses y su altura. Por otro lado, se obtuvieron los promedios mensuales de CBLH en el ciclo diurno y se graficaron junto con los respectivos promedios mensuales de capa de mezcla (García-Franco et al., 2018) y con las alturas reportadas por el *Wind Cube 100*. Estas gráficas comparativas se hicieron en colaboración con el Dr. Adolfo Magaldi, Investigador de Carrera Asociado C de la Facultad de Ciencias, quien escribió un programa en Python para leer todos los datos empatando las fechas y horas y luego graficarlos.

Capítulo 3

Resultados

Al ser una capa límite urbana y rodeada de montañas, la ABL sobre la Ciudad de México presenta inhomogeneidades y flujos de mesoescala y escala local. Las ABL's en terrenos topográficamente complejos han llamado la atención de múltiples estudios en años recientes (Adler and Kalthoff, 2014; De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018; Herrera-Mejía, 2019); ya que en ellas los mecanismos de mezcla no incluyen únicamente a la convección, sino también a la circulación asociada a las montañas (Adler and Kalthoff, 2014; De Wekker and Kossmann, 2015). Estudiar a detalle una ABL en terrenos complejos es de gran importancia ya que el entendimiento de los procesos que en ella participan es crucial para la modelación atmosférica (Sfyri et al., 2018). Además las aplicaciones de estudiar la ABL y su altura son directas en términos de calidad del aire (De Wekker and Kossmann, 2015; Herrera-Mejía, 2019; Quimbayo-Duarte et al., 2019), que es un tema indispensable en una ciudad tan grande y con tantas emisiones como lo es la Ciudad de México.

En el presente trabajo de tesis se consideran las complicaciones de la ABL sobre la Ciudad de México y se hace una caracterización en la que se procesan y comparan distintos datos obtenidos en ella. De esta manera, es posible identificar algunos de los factores que complican la estructura misma de la ABL, así como sus mecanismos de mezcla. Por un lado se realizó un estudio climatológico de la estabilidad en la ABL sobre la Ciudad de México con datos de 28 años de radiosondeos. Por otro lado, se investigó la evolución diaria de la capa límite convectiva y su variabilidad mensual durante casi un año (2019) con los datos del lidar Doppler. Aunque con ambas metodologías se pretende mejorar el enten-

dimiento de la ABL sobre la Ciudad de México, la comparabilidad entre ambas no es directa ni trivial y se hace más bien de manera cualitativa. Además, los periodos analizados (1990-2017 con radiosondeos y 2019 con lidar) no coinciden entre ellos, por lo que no puede hacerse una comparación directa. Sin embargo, como se verá a lo largo de este capítulo, los resultados obtenidos con ambas metodologías son cualitativamente congruentes entre ellos y contribuyen a una mejor caracterización de la compleja ABL sobre la Ciudad de México.

3.1. Radiosondeos

Los datos de radiosondeos de 28 años se utilizaron para estudiar distintos aspectos de la estabilidad de la ABL y se compararon con las concentraciones superficiales de algunos contaminantes. La estabilidad en la ABL es fundamental en términos de calidad del aire ya que, mientras mayor estabilidad haya, más se verán restringidos los mecanismos de mezcla que pueden contribuir a la dilución de contaminantes. Debido a ello, una primera parte de este estudio se hizo caracterizando la variabilidad mensual de distintos aspectos de la estabilidad de la ABL. En términos de estabilidad son fundamentales los perfiles térmicos como se vio en la subsección 1.1.2. Debido a ello, se estudiaron dichos perfiles con tres distintos criterios: temperatura (T), temperatura potencial (θ) y temperatura potencial virtual (θ_v); de esta forma se identificaron y clasificaron inversiones térmicas y capas estables y se estudió su variabilidad a lo largo del año considerando datos de 1990 a 2017. Además de la aparición de capas estables, una característica capaz de afectar a la dilución de contaminantes es la intensidad con la que estas capas estables se presentan, por lo que también se consideró este factor al estimar la máxima intensidad de inversión (Γ_{max}) en cada perfil. Finalmente, el estudio climatológico caracterizó la estabilidad de la ABL en términos del número de Ri_B ; con el cual se consideran las contribuciones relativas de estratificación y cizallamiento. En las subsecciones siguientes se reportan y analizan los resultados correspondientes a cada uno de estos análisis.

3.1.1. Variabilidad de inversiones térmicas y capas estables

En el presente trabajo se identificaron las capas de inversión y las capas estables con los tres criterios (T , θ y θ_v). De esta manera, encontramos y clasificamos las estructuras térmicas que pueden contribuir al impedimento de la mezcla en esta ABL urbana. Una vez identificadas dichas capas, su variabilidad mensual fue graficada de manera similar a Jáuregui (1988). Esto se realizó analizando y promediando datos de 1990 a 2017; obteniendo las variabilidades mensuales mostradas en la figura 3.1. Se observa que, con el criterio de temperatura, los meses con mayor incidencia de inversiones son de octubre a marzo. En contraste de abril a septiembre, se encontró una menor incidencia de inversiones térmicas. Esto es muy similar al resultado presentado por Jáuregui (1988), quien encontró las frecuencias de inversión más altas de noviembre a abril. Estos meses coinciden con el régimen de vientos predominantemente anticiclónicos que podrían limitar los movimientos verticales intensos capaces de erosionar la estratificación. Al aplicar los criterios θ y θ_v , la frecuencia con la que se encontraron capas estables fue muy diferente: se presentan altas frecuencias de capas estables a lo largo de todo el año, mostrando una leve disminución en marzo, abril y mayo.

La variabilidad de los distintos tipos de inversión y capas estables con los criterios de temperatura, θ y θ_v se resume en la tabla 3.1, en la cual se separan por temporadas del año de tres meses y los distintos tipos de inversión. En la clasificación de las capas de inversión con el criterio de temperatura, las inversiones simples predominaron como el tipo de inversión más frecuente durante todos los meses. Estas inversiones simples se desarrollaron entre el 25 y el 45 % de los días. También se encontraron multicapas de dos inversiones, pero solo alcanzaron entre el 20 y el 30 % de los días en los meses de invierno y se hicieron menos frecuentes el resto del año. Sin embargo, durante los meses secos, que tienen una mayor incidencia de días de alta contaminación, se desarrollan múltiples capas de inversión con una frecuencia considerablemente alta. Por otro lado, con el criterio θ , las multicapas prevalecieron como el tipo de inversión más frecuente la mayor parte del año. Este tipo de inversiones están presentes entre el 30 y el 60 % de los días de octubre a junio. Sin embargo, durante julio, agosto y septiembre, que son meses húmedos y convectivamente activos, las multicapas fueron menos frecuen-

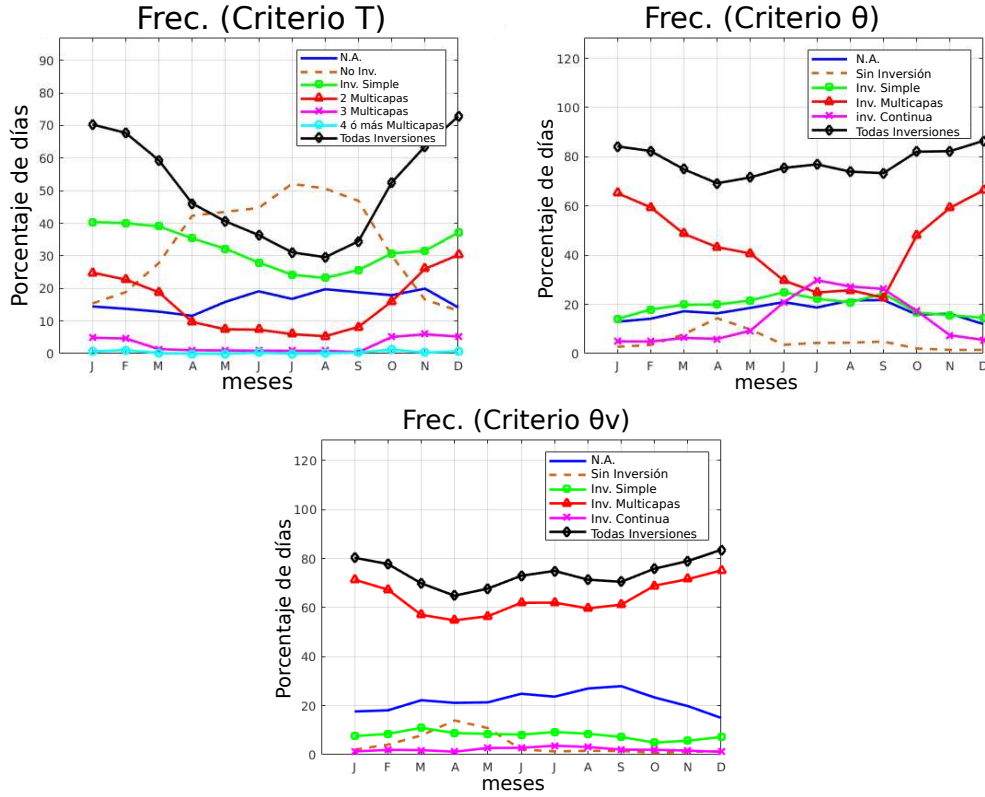


Figura 3.1: Figuras que muestran las frecuencias mensuales (en porcentaje de días) de los distintos tipos de inversiones y capas estables. Se grafica la variabilidad mensual de inversiones (T) y capas estables (θ y θ_v) correspondientes a los datos de promedios mensuales en el periodo de 1990 a 2017.

tes (20-30 %) y las inversiones continuas se convirtieron en el tipo de capa estable más común. Finalmente, para la clasificación con θ_v , las multicapas prevalecieron como el tipo de inversión más frecuente durante todo el año. En este caso, se identificaron muy pocos de otros tipos de inversión: casi no se encontraron inversiones continuas y las inversiones simples alcanzaron alrededor del 10 % de los días durante todo el año. Este comportamiento diferente entre los criterios θ y θ_v nos hizo pensar que posiblemente se encuentren múltiples capas de inversión en perfiles θ_v en los que el perfil θ no muestre multicapas. Por ello, se observaron más detalladamente los perfiles de ambas variables de manera comparativa y, como se muestra en la figura 3.2, hay días en los que el perfil de θ_v muestra multicapas, mientras que el de θ no. La aparición más frecuente de multicapas con el criterio θ_v que con el de θ , sugiere que la humedad puede afectar significativamente la estratificación del aire. El papel de la humedad en la estratificación atmosférica

		Estaciones del año			
		D E F	M A M	J J A	S O N
T	Inv. Simple	30-40 %	30-40 %	20-30 %	25-35 %
	Inv. Multicapa	25-35 %	5-20 %	0-10 %	5-30 %
	No Inversión	10-20 %	30-45 %	40-55 %	20- 50 %
θ	Inv. Simple	10-20 %	20-25 %	20-25 %	15-25 %
	Inv. Multicapa	60-70 %	40-50 %	20-30 %	20-60 %
	Inv. Continua	5-15 %	5-10 %	25-30 %	5-25 %
	No Inversión	0-5 %	5-15 %	0-5 %	0-5 %
θ_v	Inv. Simple	5-15 %	5-15 %	5-10 %	5-10 %
	Inv. Multicapa	65-75 %	50-60 %	55-65 %	60-75 %
	Inv. Continua	0-5 %	0-5 %	0-5 %	0-5 %
	No Inversión	0-5 %	5-15 %	0-5 %	0-5 %

Tabla 3.1: Tabla que resume las frecuencias (en porcentaje de días) de los distintos tipos de inversiones y capas estables a lo largo de las estaciones del año. Se considera todo el periodo 1990-2017 y la nomenclatura que se usa es D E F para diciembre enero y febero, que corresponden a la temporada ivalnal; M A M se refiere a la primavera en marzo, abril y mayo respectivamente; J J A corresponden a los meses de verano de junio, julio y agosto y finalmente S O N corresponden al otoño en septiembre, octubre y noviembre.

suele ser complejo, en parte porque el vapor de agua es menos denso que el aire, pero es difícil determinar cuánto de este vapor se condensa, convirtiéndose en agua líquida con mayor densidad que el aire. Un estudio reciente señaló que las inversiones de humedad pueden tener un efecto considerable, pero la zona de estudio en ese caso es muy distinta, ya que se trata del Ártico (Naakka et al., 2018). El análisis de θ y θ_v realizado en la presente investigación no puede dilucidar los mecanismos que producen capas más estables al considerar θ_v ; sin embargo, apunta a que la humedad juega un papel importante en la estabilidad de la ABL sobre la Ciudad de México.

3.1.2. Máxima intensidad de inversión (Γ_{max}) y su altura

En esta sección se reporta el estudio de la variabilidad mensual de la máxima intensidad de inversión en cada perfil, ya que se espera que, mientras más intensa sea una inversión térmica, mayor será su contribución para restringir los movimientos de mezcla y por lo tanto confinar a los contaminantes. El estudio se hizo graficando los promedios mensuales de Γ_{max} así como su altura (figura 3.3).

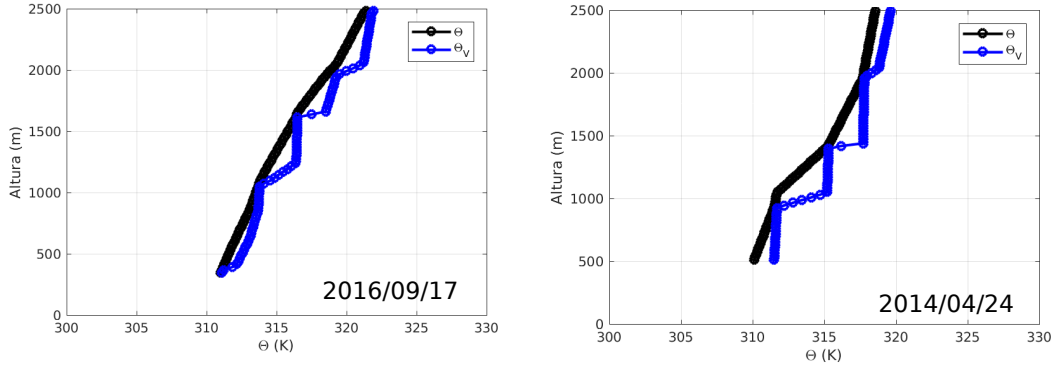


Figura 3.2: Figura que muestra ejemplos de perfiles con más multicapas con el criterio de θ_v (azul) que con el de θ (negro).

Aunque se encontró que la desviación estándar era grande debido a la presencia de valores extremos de Γ_{max} (de 14 a 20 Kkm^{-1} y menores de 2 Kkm^{-1}) durante todo el año, la tendencia es clara: Los valores más altos de Γ_{max} se encuentran durante los meses secos (octubre a marzo), mientras que durante la temporada de lluvias (junio a agosto) Γ_{max} alcanza los valores más pequeños. En abril, mayo y septiembre, se alcanzan los valores intermedios Γ_{max} . Estos meses pueden considerarse como los de transición entre la estación fría seca y la lluviosa cálida (para abril y mayo) y viceversa para septiembre.

Se grafica también la variabilidad estacional de la altura a la que se alcanza la inversión máxima (Figura 3.3, panel derecho) y es relativamente constante durante todo el año (alrededor de 1500 m). Sin embargo, hay un mes en el que se encontró que esta altura era considerablemente menor: abril. Además, en mayo, esta altura sigue siendo menor que el resto del año. Esto muestra que, a diferencia de la máxima intensidad de inversión que alcanza los valores más altos durante los meses fríos secos, la altura de inversión no tiene este comportamiento coincidente con el régimen más dominado anticiclónicamente. Sin embargo, el hecho de que la altura disminuya en abril y mayo se analiza más a fondo cuando se considera también el número de Richardson y las concentraciones de contaminantes, en las subsecciones 3.1.3 y 3.1.4, respectivamente.

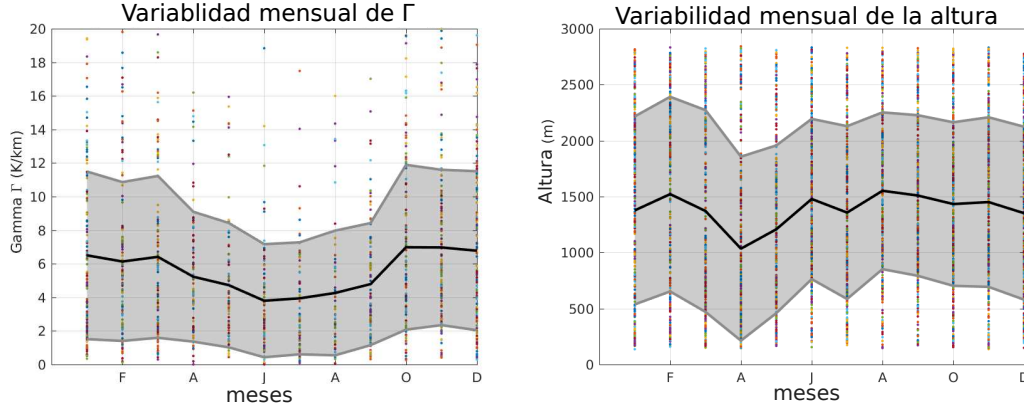


Figura 3.3: Panel izquierdo: variabilidad mensual de Γ_{max} . Panel derecho: variabilidad mensual de la altura de Γ_{max} . Se considera todo el periodo estudiado con radiosondeos (1990-2017). La zona sombreada corresponde a la desviación estándar y los puntos de colores a datos particulares durante cada mes.

3.1.3. Número de Richardson *bulk*

Con el objetivo de investigar la relación entre la estratificación (que favorece la estabilidad) y el cizallamiento (que favorece condiciones más inestables en la ABL), se hicieron estimaciones del número de Richardson *bulk*. El cálculo de este número de Ri_B sobre los 20 niveles definidos en cada perfil de θ_v resultó en una matriz tridimensional: altura, mes y Ri_B . Se obtuvieron 29 matrices de Ri_B : una para cada año (ejemplos en la figura 3.4) y una correspondiente al promedio de 1990 a 2017 (figura 3.5). Para los ejemplos mostrados en la figura 3.4 se observa que los valores más altos de Ri_B (más amarillos) se encuentran en los meses fríos y secos a lo largo de distintos niveles en la columna vertical. Esto indica mayor estabilidad y es más claro particularmente para 2001 y 2017, en donde se muestran valores mayores a 15 en la gran mayoría de los niveles para los meses de enero, febrero y diciembre. Para los tres años mostrados (2001, 2006 y 2017), pueden deducirse condiciones más inestables con este criterio cuando se alcanzan los menores valores de Ri_B ($Ri_B \sim 9$), es decir, en superficie para los meses lluviosos de agosto, septiembre y octubre.

Cuando estudiamos el promedio de Ri_B para todos los años (de 1990 a 2017), las distribuciones verticales de Ri_B en la figura 3.5 muestran que, en los niveles más bajos, los mayores valores de Ri_B generalmente se encuentran durante los meses secos (noviembre a abril). Estos valores altos indican que la estratifi-

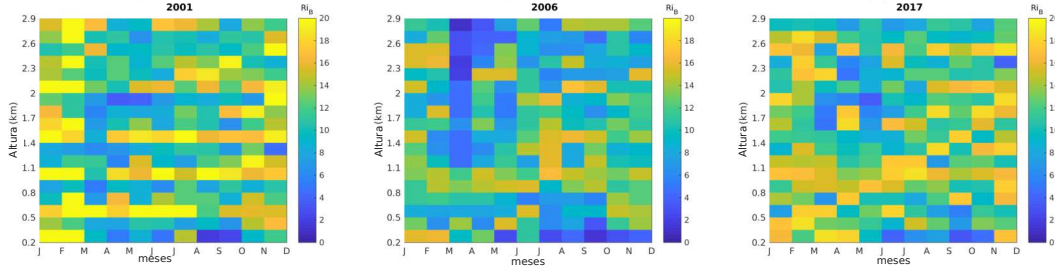


Figura 3.4: Variabilidad mensual del Ri_B en los 20 niveles considerados para los años 2001, 2006 y 2017 respectivamente.

cación estable domina sobre el cizallamiento, induciendo así las condiciones de estabilidad que pueden dificultar los procesos de mezcla. La ocurrencia de este comportamiento estable aparece durante los meses con circulación anticiclónica, la cual tiende a asociarse con mala calidad del aire. De junio a octubre (meses cálidos y lluviosos) también se alcanzan valores altos de Ri_B , pero se limitan más a niveles específicos (como en $z = 0.9km$), en lugar de cubrir todo el perfil vertical. Además, en los niveles más bajos ($z < 0.5km$), los valores más pequeños de Ri_B aparecen a lo largo de los meses húmedos, de junio a octubre. Sin embargo, los valores muy bajos de Ri_B también están presentes en mayores elevaciones durante la primavera, especialmente en abril. Esto significa que capas muy inestables, con fuerte cizallamiento y estratificación débil, se desarrollan en niveles más altos ($1km < z < 2km$) durante la primavera. Estudios previos señalan que los días con mala calidad del aire pueden asociarse con la cizalladura vertical más fuerte de la dirección del viento, precisamente en los meses de primavera en la Ciudad de México (Molina et al., 2010); lo cual coincide con valores pequeños de Ri_B . Además, como se mencionó en la Introducción, se sabe que las condiciones desfavorables para la de calidad del aire suelen presentarse durante la primavera en la Ciudad de México (Jazcilevich et al., 2003); esto también es consistente con el análisis de contaminantes realizado en el presente estudio. También es posible atribuir la mala calidad del aire durante la primavera al hecho de que hay una disminución en la altura de Γ_{max} , como se puede ver en la Figura 3.3. Como resultado, la altura de la inversión se alcanza a un nivel más bajo, lo que aumenta la concentración de contaminantes en un menor volumen.

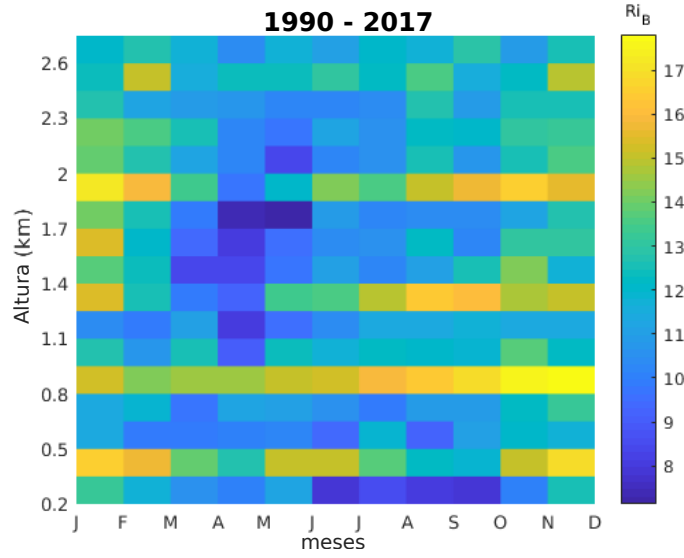


Figura 3.5: Variabilidad mensual del Ri_B en los 20 niveles considerados. Promedios de datos correspondientes al periodo de 1990 a 2017.

3.1.4. Concentraciones de contaminantes

Una de las motivaciones más importantes de estudiar la ABL y, en particular, su estratificación, es que ésta tiene una aplicación directa en la calidad del aire. Mientras menor sea la altura de las inversiones y capas estables y mayor sea su intensidad (Γ_{max}), más serán susceptibles a inhibir los procesos de mezcla, mantener los contaminantes en un menor volumen (Herrera-Mejía, 2019) y por lo tanto propiciar altas concentraciones de contaminantes. Debido a ello, en esta subsección se hace un análisis de la variabilidad mensual (análogo a los análisis de datos de radiosondeos hechos en las subsecciones anteriores, i.e., 3.1.1, 3.1.2 y 3.1.3) de las concentraciones de dos contaminantes: CO y NO_x. Estos contaminantes son emitidos antropogénicamente a la atmósfera principalmente por combustión y, como se vio en la subsección 2.2, pueden tener afectaciones importantes a la salud humana (Kampa and Castanas, 2008). Un análisis extendido se realizó en colaboración con Jorge García-Franco en Burgos-Cuevas et al. (2021). En ese estudio además se analizaron las concentraciones de material particulado PM₁₀, PM_{2.5} y ozono (O₃). Al hacer el análisis de concentraciones mes a mes en ese trabajo se encontró que, para el material particulado, las mayores concentraciones se alcanzan durante los meses de invierno y primavera (de noviembre a mayo), y disminuyen en los meses más altamente convectivos de verano y régimen

ciclónico. En cambio, para O_3 las mayores concentraciones se alcanzan solamente durante la primavera; lo cual se puede explicar en términos de que el O_3 es un contaminante secundario que se forma a partir de reacciones químicas que se favorecen con la radiación solar durante marzo, abril y mayo. Adicionalmente en Burgos-Cuevas et al. (2021) se hacen promedios diarios climatológicos (1990-2017) de 4:00 a 8:00 am; luego, se obtienen las diferencias entre estos promedios climatológicos y cada tipo de inversión con el criterio de temperatura. De esta forma, se muestra que hay concentraciones de CO , NO_x , PM_{10} y $PM_{2.5}$ significativamente por encima de la media climatológica cuando hay inversiones simples y multicapas de temperatura. Mientras que las concentraciones de estos contaminantes son significativamente menores a la media para los días sin inversión. En cambio, para el ozono se encuentran mayores concentraciones cuando hay inversiones simples y multicapas pero sin que esto sea estadísticamente significativo de acuerdo a la prueba de Welch- t .

En el presente trabajo solamente se presentan las concentraciones de CO y NO_x , las cuales se analizan mensualmente y tomando en cuenta el periodo completo de 1990 a 2017. Además, dado que los radiosondeos analizados se realizaron a las 6:00 am, las concentraciones de estos contaminantes se estudian, en principio, alrededor de esta hora, i.e., de 4:00 a 8:00 am. Posteriormente también se analiza la variabilidad mensual de estos contaminantes a lo largo de las 24 horas del día y se comparan ambos resultados. En la figura 3.6 se muestra la variabilidad mensual de los valores promedios de CO y NO_x . En el caso del CO , las variaciones no son tan abruptas como para NO_x , pero se observa que las mayores concentraciones se alcanzan para diciembre, enero y febrero. En cambio, las menores concentraciones ocurren en agosto y septiembre. Sin embargo, al analizar la gráfica de 4:00 a 8:00 am observamos que hay un aumento en la concentración de CO durante abril y mayo, lo que implica que a estas horas alrededor de las 6:00 am se supera la media diaria. En el caso de NO_x , la variabilidad mensual es más evidente, ya que en los meses de enero a mayo y de noviembre y diciembre se alcanzan más de 70 partes por billón (ppb) en la gráfica que muestra concentraciones de 4:00 a 8:00 am; y, durante los mismos meses, las concentraciones de NO_x a lo largo del día superan las 50 ppb's. En cambio en los meses de junio a septiembre, las concentraciones de NO_x alcanzan los menores valores para ambas gráficas. Notamos que, para los NO_x , las mayores concentraciones se alcanzan

alrededor de las 6:00 am, lo cual tiene sentido debido a que en ese horario la capa límite convectiva diurna no está desarrollada y por lo tanto no hay mezcla convectiva que favorezca a la dilución vertical de contaminantes. Para el mes de abril alrededor de las 6:00 am, se observa que las concentraciones de NO_x aumentan (coincidentemente con las de CO), lo cual probablemente pueda asociarse con la disminución de la altura a la que se alcanza Γ_{max} como se vio en la sección 3.1.2. Una explicación física es que al disminuir la altura a la que se encuentra el nivel térmicamente más estable, el volumen en el que se confinan los contaminantes disminuye por lo que las concentraciones (tanto de CO como de NO_x) aumentan durante abril de 4:00 a 8:00 am.

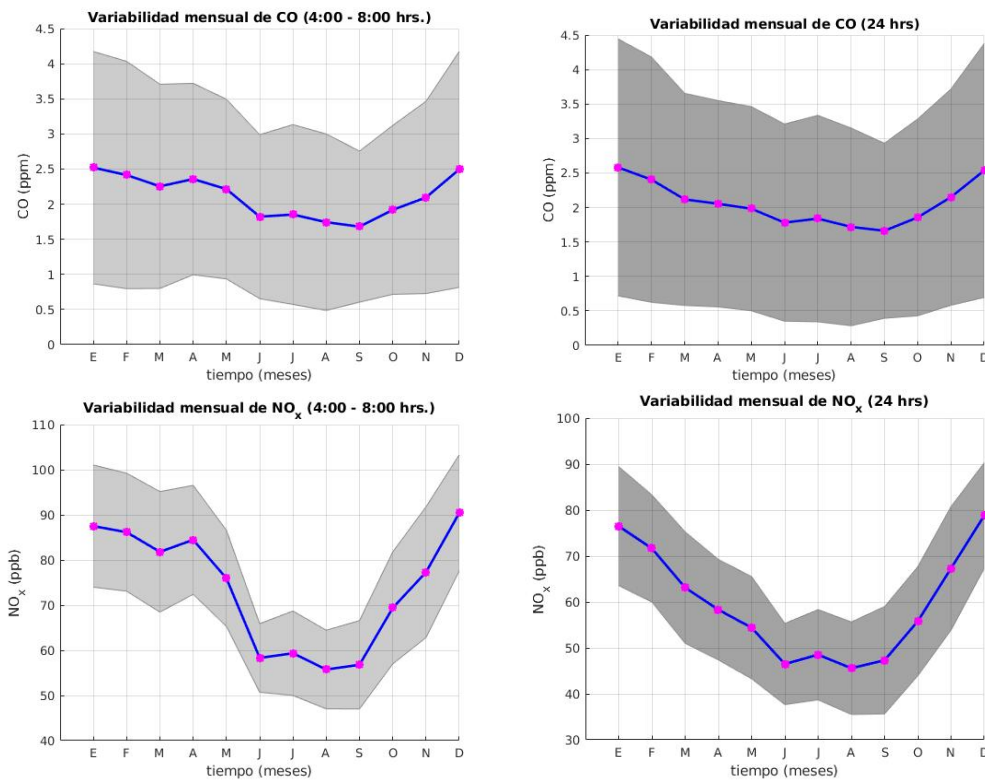


Figura 3.6: Frecuencias mensuales de concentraciones de CO (páneos superiores), y NO_x ($\text{NO} + \text{NO}_2$) (páneos inferiores). Las figuras a la izquierda corresponden a concentraciones entre las 4:00 y las 8:00 am; mientras que las de la derecha son concentraciones a lo largo de todo el día.

3.2. Lidar Doppler

Para caracterizar la ABL sobre la Ciudad de México, además de la estructura de estratificación, nos interesa la altura hasta donde llegan los movimientos convectivos y conocer hasta dónde se dispersan los aerosoles y otros contaminantes. Además, también es importante entender la evolución de estas alturas en el ciclo diurno, lo cual es imposible de hacerse con datos de radiosondeos ya que, a lo más, se llegan a lanzar tres globos en un día en la Ciudad de México; mientras que la ABL evoluciona más rápidamente. Para este propósito es apropiado utilizar herramientas más novedosas que proporcionen datos cuya resolución temporal sea alta. En este caso, tenemos acceso a datos uno de los aparatos más novedosos en el estudio de la capa límite: el lidar Doppler de la RUOA. Los datos de este lidar pueden procesarse y proporcionarnos valiosa información sobre la evolución diurna de la ABL sobre la Ciudad de México. Aunque los datos analizados en este caso corresponden únicamente a un año y no es coincidente con los años analizados con radiosondeos, las estimaciones de CBLH con los datos del lidar (y su subsecuente comparación con otras alturas de capa límite estimadas) permitieron dilucidar algunas características de esta ABL urbana. A continuación se reportan los resultados correspondientes a aplicar el método del umbral de σ_w^2 a los datos de velocidad vertical obtenidos con el *Wind Cube 100* de la RUOA. Estas estimaciones son analizadas mensualmente para ser consistentes con los resultados de las secciones anteriores.

3.2.1. Estimación de altura de capa límite convectiva (CBLH)

En el presente estudio resulta de particular interés la capa límite convectiva en un terreno complejo. Para ello, se analizaron datos de los archivos *Wind Reconstructed Data* durante casi un año: en noviembre de 2018 y de enero a octubre de 2019. Actualmente faltan los datos del mes de diciembre de 2018 para completar un año de análisis, lo cual se pretende hacer en un trabajo en un futuro muy próximo, en cuanto se obtengan los datos. Sin embargo, por ahora se obtuvieron matrices de la varianza de la velocidad vertical, σ_w^2 , para los once meses y para cada día (con excepción de los pocos días para los cuales el *Wind Cube 100* no reportó datos). Cada matriz contiene los valores de σ_w^2 cada media hora y en las distintas alturas de 0 a 2900 m aproximadamente. Cada media hora hay

dos estimaciones de la altura de capa límite convectiva (CBLH) con los umbrales de $\sigma_{umbral}^2 = 0.1m^2/s^2$ y de $\sigma_{umbral}^2 = 0.2m^2/s^2$. Dos ejemplos de dichas estimaciones se muestran en la figura 3.7, donde puede observarse que las CBLH's calculadas siguen considerablemente la evolución diaria marcada por los valores más elevados de σ_w^2 , los cuales corresponden a movimientos verticales con mayor intensidad turbulenta. Además, se observa que las alturas estimadas para CBL con $\sigma_{umbral}^2 = 0.1m^2/s^2$ (círculos sin relleno en la figura 3.7) suelen ser mayores que las calculadas con $\sigma_{umbral}^2 = 0.2m^2/s^2$ (puntos rellenos en la figura 3.7). Esto se debe a que menores intensidades turbulentas (correspondientes en este caso a $\sigma_{umbral}^2 = 0.1m^2/s^2$) se alcanzan a mayores alturas y es congruente con lo que mencionan otros autores sobre distintos umbrales según la intensidad convectiva del sitio en el que se mida (Huang et al., 2017).

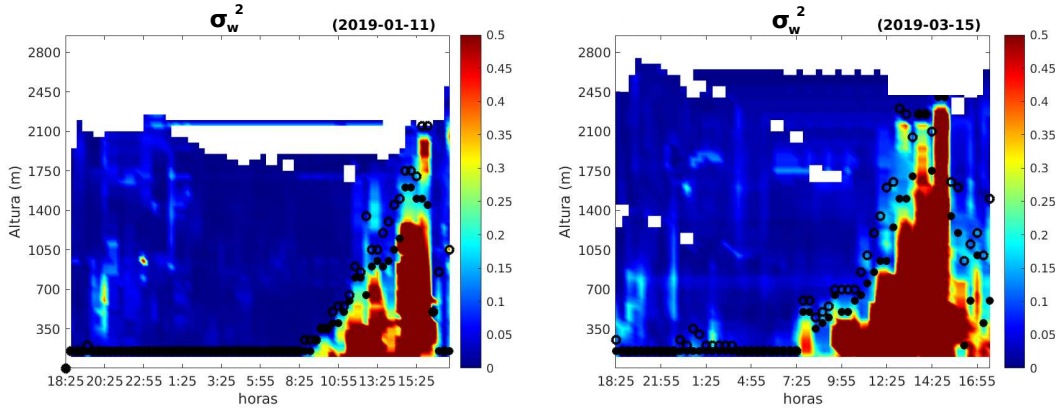


Figura 3.7: Ejemplos de matrices de la evolución diurna de σ_w^2 en altura. Se muestran las CBLH's estimadas con los umbrales de $0.1m^2/s^2$ (círculos sin relleno) y de $0.2m^2/s^2$ (puntos rellenos).

Además de obtener figuras para cada día en las que se muestran las estimaciones de CBLH con ambas varianzas umbrales, se obtuvieron y guardaron las matrices de varianza para cada día. Con estas matrices posteriormente se estimaron los promedios mensuales para ser consistentes con el análisis de datos de radiosondeos. Es de esperarse que la actividad convectiva varíe de mes a mes, dependiendo de la insolación recibida en la Ciudad de México y de si la circulación es ciclónica o anticiclónica. Al hacer las matrices de los promedios mensuales de σ_w^2 puede observarse cualitativamente esta variabilidad en la figura 3.8. Se muestra que, conforme avanza el día y en las horas en las que la radiación solar incidente es mayor, los valores de σ_w^2 también se incrementan (lo cual se muestra

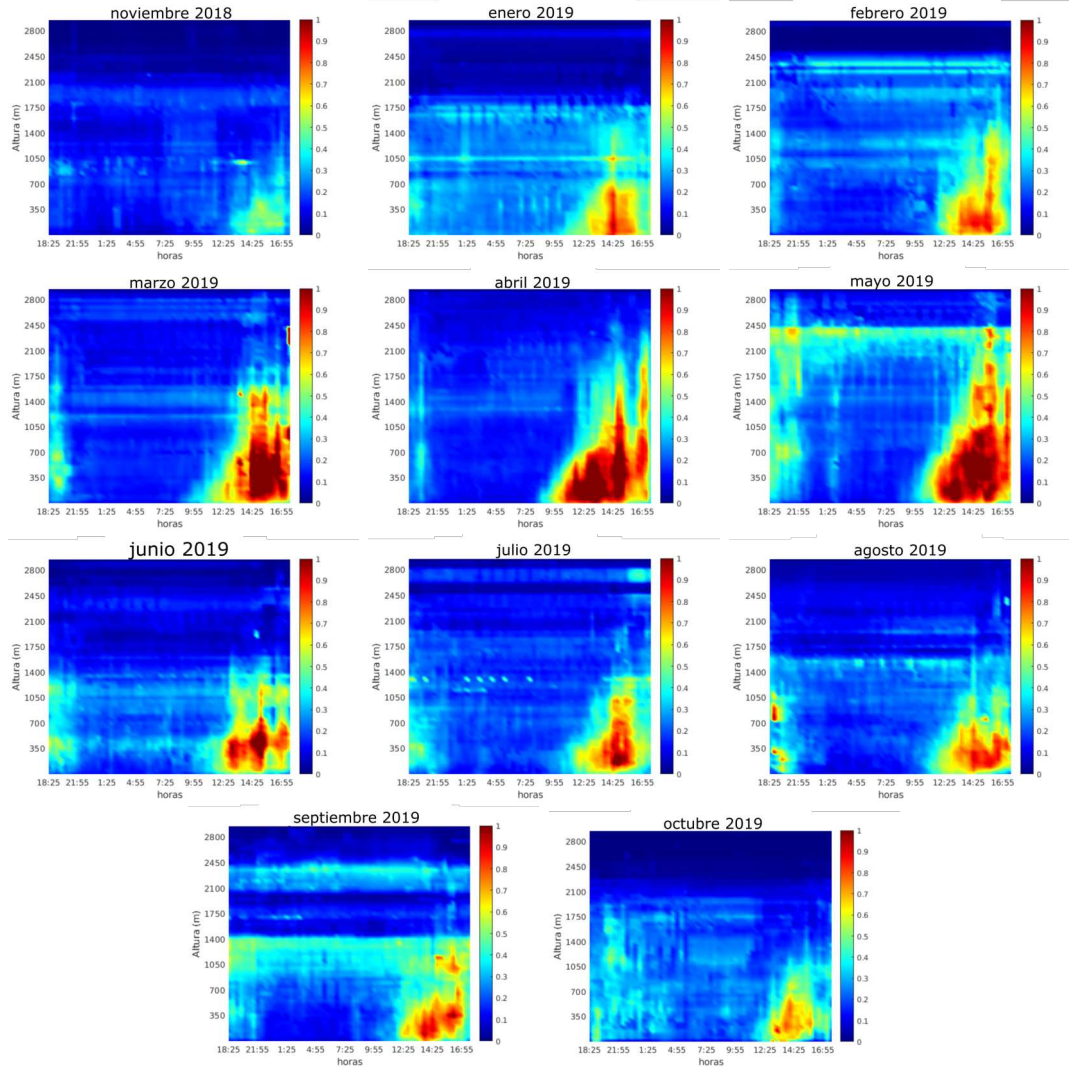


Figura 3.8: Promedios mensuales del ciclo diurno de la varianza de la velocidad vertical en altura. La escala de colores corresponde a los valores de σ_w^2 , lo cual ilustra cómo en las horas en las que hay luz solar, se alcanzan los mayores valores de σ_w^2 , debido a una mayor intensidad turbulenta.

en colores amarillos y rojos) y alcanzan mayores elevaciones. Durante la noche, los valores de σ_w^2 permanecen con valores bajos (ilustrados en azul), debido a la baja intensidad turbulenta nocturna.

En cuanto a la variabilidad mensual, notamos que en los meses de invierno, en los que dominan los cielos despejados y la circulación anticiclónica, la varianza alcanza valores no tan elevados (máximos de $\sigma_w^2 \sim 0.3 m^2/s^2$) y tampoco crece a alturas mayores a 1.5 km generalmente. Por otro lado, durante marzo, abril y mayo se observa un incremento en σ_w^2 , alcanzando valores de $0.5 m^2/s^2$. Este

comportamiento se puede atribuir a una mayor insolación durante la primavera, lo cual genera más calentamiento en la superficie terrestre y por lo tanto se forman térmicas que ascienden, incrementando la turbulencia debida a convección. De esta forma, las medidas de la turbulencia convectiva, como la varianza de la velocidad vertical, se incrementan durante la primavera y eso se ve reflejado en mayores alturas de capa convectiva.

Otro aspecto que es posible deducir de la figura 3.8 es que, al observar los promedios mensuales, queda muy evidenciado el ciclo diurno. En él, los movimientos convectivos aparecen alrededor de las 10:00 am, incrementando la energía cinética turbulenta y van disminuyendo conforme la radiación solar también se vuelve menor, después de las 5:00 pm. Además, estas horas a las que empiezan y terminan las mayores intensidades convectivas, varían a lo largo del año, empezando más temprano durante marzo y abril y más tarde en los meses de septiembre a febrero. Este comportamiento coincide cualitativamente con la mayor incidencia de radiación solar y amaneceres más temprano en la Ciudad de México durante la primavera. Vale la pena notar también cualitativamente que, en estas figuras (3.8), puede intuirse un cambio en los valores de las varianzas dentro de la CBL y fuera de ella. Si consideráramos por ejemplo el valor de $\sigma_w^2 \sim 0.2m^2/s^2$ (en azul claro), se puede notar que varianzas mayores a este valor se concentran por debajo del mismo y las varianzas menores por encima de él, de manera consistente con el ciclo diurno.

3.2.2. Comparación de alturas de ABL calculadas

Con las estimaciones de altura de CBL se hicieron promedios mensuales para cada media hora y, de esta forma, se estudió la variabilidad mensual de CBLH en el ciclo diurno. Se calcularon dos alturas con los respectivos umbrales mencionados ($\sigma_{umbral1}^2 = 0.1m^2/s^2$ y $\sigma_{umbral2}^2 = 0.2m^2/s^2$) y se compararon con las alturas de capa de mezcla reportadas por la RUOA y estimadas por García-Franco et al. (2018). Además, se graficaron también de manera conjunta las alturas de la capa residual y de *mezcla* reportadas por el instrumento. Todas estas alturas se muestran en la figura 3.9. Sin embargo, para los meses de noviembre de 2018 y agosto de 2019 observamos que no hay estimaciones de altura de capa de mezcla y esto se debe a una falta de los datos respectivos del ceilómetro de la RUOA.

Observamos que la magnitud de las CBLH's estimadas en el presente trabajo se asemejan considerablemente a la estimación de capa de *mezcla* reportada por el *Wind Cube 100* para todos los meses. En cambio, la altura de capa de mezcla estimada mediante la retrodispersión del ceilómetro es bastante mayor en todos los meses en los que se compara (alrededor de 1 km mayor). Aunque este resultado llama la atención, en realidad puede ser explicado en términos de lo reportado por autores previos y de hecho es bastante congruente con lo que se esperaría en un terreno rodeado de montañas como la Ciudad de México.

Por un lado, y aunque el mismo manual del *Wind Cube 100* llama capa de *mezcla* a su altura de ABL diurna reportada, es necesario recordar que esta estimación (según el mismo manual) se hace con el criterio de un umbral en la varianza, al igual que nuestras alturas reportadas. Por ello, no es de sorprender que la magnitud de esta altura reportada y la estimada en el presente trabajo sean similares. Sin embargo, en la mayoría de los meses, las curvas del ciclo diurno estimadas son más suaves que la del instrumento. Esto significa que se observan menos picos y podría ser más físicamente realista en este sentido, ya que es más factible que la capa límite diurna se desarrolle paulatinamente y no con subidas y bajadas abruptas. Además, aunque el instrumento reporta esta capa diurna como *de mezcla*, al utilizar el método del umbral según autores previos (de Arruda Moreira et al., 2018) se podría tratar más bien de una capa límite convectiva. Ambas alturas coincidirían en terrenos planos pero en general son distintas para terrenos rodeados de montañas (De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018), como lo es la Ciudad de México. Como se vio en la subsección 1.1.3, en un terreno con topografía compleja, se espera que los aerosoles se mezclen por encima de la capa límite convectiva debido a circulación local como los vientos de valle-montaña (De Wekker and Kossmann, 2015). Debido a este hecho, tiene mucho sentido que en realidad la capa de mezcla crezca por encima de la convectiva, tal y como lo hace la ML estimada por García-Franco et al. (2018) como se observa en la figura 3.9. Otro hecho que podría confirmar esta hipótesis es que las alturas de CBLH empiezan a decrecer entre las 5:00 y 6:00 de la tarde, lo cual coincide con el momento en el que la radiación solar también disminuye en la Ciudad de México y por lo tanto la convección también decrece. La ML tiene un decremento más tarde (entre las 7:00 y las 8:00 pm), horario en el cual la insolación ya es muy baja como para propiciar movimientos convectivos,

pero en el cual los aerosoles pueden permanecer por un tiempo para luego ir bajando afectados por la estabilidad de la ABL nocturna.

La variabilidad mensual de la ABL sobre la Ciudad de México también se puede analizar a partir de la figura 3.9. En cuanto a la capa de mezcla observamos que, congruentemente con lo reportado por García-Franco et al. (2018), las mayores alturas (cerca de 3000 m en su máxima diaria) se alcanzan durante los meses de marzo, abril y mayo. Un comportamiento similar en este sentido se muestra para las CBLH's en la figura 3.9, ya que los mayores valores de capa convectiva se alcanzan durante mayo y son de alrededor de 2500 m en su máxima diaria. En los meses de marzo y abril, la CBL también alcanza valores elevados (~ 2000 m) con respecto al resto del año. Estos valores máximos de CBLH y MLH durante los meses de primavera podrían atribuirse a una mayor insolación durante esos meses. En cambio, las CBLH's menores se observan de junio a octubre, meses en los que la circulación sobre la Ciudad de México suele ser predominantemente ciclónica. Esta circulación suele dar lugar a convección profunda y el análisis del presente trabajo no logra dilucidar los mecanismos que hacen que la varianza (y consecuentemente la CBLH estimada) disminuya durante estos meses.

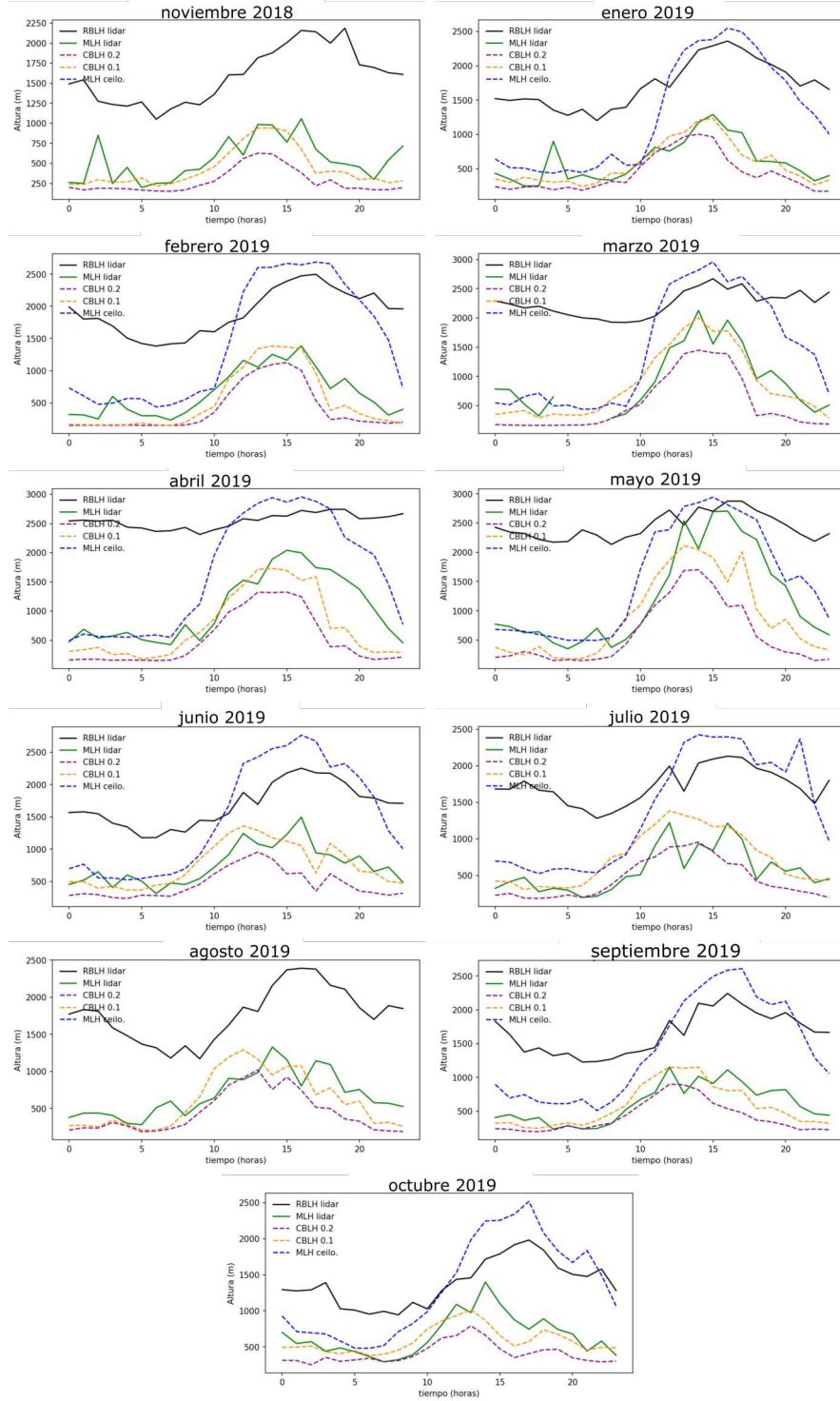


Figura 3.9: Comparaciones mensuales de las CBLH's estimadas con los umbrales de $\sigma_{umbral1}^2 = 0.1m^2/s^2$ (línea discontinua anaranjada) y $\sigma_{umbral2}^2 = 0.2m^2/s^2$ (línea discontinua morada), las alturas de ABL diurna y nocturna reportadas por el instrumento (líneas continuas verde y negra respectivamente) y la MLH reportada por la RUOA y estimada por García-Franco et al. (2018) (línea azul discontinua).

Capítulo 4

Conclusiones

En el presente trabajo se analizaron los datos provenientes de dos aparatos para caracterizar la ABL sobre la Ciudad de México. En primer lugar, se analizaron datos de radiosondeos de 28 años (1990 a 2017), para hacer un estudio climatológico de la estabilidad de la ABL a las 6 am. La variabilidad mensual de dicha estabilidad térmica se comparó con las concentraciones superficiales de dos contaminantes (CO y NO_x) en el mismo periodo. En segundo lugar, se analizaron datos de un año (2019) de velocidad (obtenidos mediante un lidar Doppler) para estimar la altura de la capa límite convectiva y estudiar su ciclo diurno. Aunque no es posible comparar los resultados obtenidos con ambas técnicas, debido a que los periodos de análisis no coinciden, ambos análisis apuntan a que la ABL sobre la Ciudad de México es inhomogénea y de gran complejidad. Dicha complejidad muy probablemente se asocie a la circulación local inducida por las montañas que rodean a la Ciudad.

La caracterización a largo plazo de la ABL con datos de radiosondeos se hizo mensualmente, estudiando por un lado la frecuencia y tipo de inversiones y capas térmicamente estables. Por otro lado también se estudió la intensidad de inversiones y su altura y finalmente el número de Richardson *bulk*. Se encontró que la frecuencia de inversiones térmicas con el criterio de temperatura es similar a lo largo del año a la que mostró Jáuregui (1988); i.e., las mayores frecuencias de inversión se encontraron durante los meses secos (octubre a abril). Estas mayores frecuencias son aproximadamente coincidentes con episodios de mala calidad del aire, lo cual se muestra con concentraciones mayores de CO y NO_x de noviembre a mayo y se acentúa alrededor de las 6:00 am (en las gráficas correspondientes a

4:00 a 8:00 am). Las inversiones simples (de una sola capa de inversión) fueron las más frecuentes y también se encontraron de manera significativa múltiples capas de inversión durante los meses secos y fríos. Sin embargo, con los criterios de θ y θ_v , se encontraron capas estables a lo largo de todo el año y predominaron las multicapas, lo cual muestra que la estratificación sobre la Ciudad de México es compleja pero congruente con lo que se ha observado en otros terrenos rodeados de montañas en los que también se señalan múltiples capas estables en términos de θ y θ_v (Kolev et al., 2000; De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018).

La caracterización de la ABL con datos de radiosondeos incluyó también un análisis de la variabilidad mensual de la máxima intensidad de inversión. Se encontró que las máximas intensidades de inversiones se presentan en los meses fríos y secos (de octubre a marzo), lo cual es coincidente con la circulación predominantemente anticiclónica (Jazcilevich et al., 2000) y con las mayores concentraciones de CO y NO_x. La altura a la cual se encuentra esta máxima intensidad de inversiones fue prácticamente constante a lo largo del año y sólo disminuyó para el mes de abril (y un poco para mayo), lo cual coincide con un aumento en las concentraciones de CO y NO_x alrededor de las 6:00 am. Dicho comportamiento es físicamente realista debido a que, cuando Γ_{max} se alcanza a menores alturas a las 6:00 am, existe un menor volumen en el que se dispersen los contaminantes y, por lo tanto, es de esperarse que haya mayores concentraciones durante estas horas.

El análisis de la climatología de la ABL sobre la Ciudad de México se concluyó con la variabilidad mensual del número de Richardson *bulk*. Este parámetro determina cuál es el mecanismo dominante entre la cizalla y la estratificación. Encontramos que las capas superficiales más inestables (donde domina la cizalla sobre la estratificación) se desarrollaron durante la temporada de lluvias (de junio a octubre). Aunque en niveles altos se presentan capas estables durante todo el año, es en invierno cuando se desarrollan más capas con valores de Ri_B elevados a distintos niveles y, por tanto, con condiciones estables. De nuevo esto coincide con la mayor frecuencia de concentraciones elevadas de CO y NO_x durante estos meses. Sin embargo, se encontró que la temporada con los valores más bajos de Ri_B en niveles elevados (1-2 km) fue la primavera. Esto indica una alta inestabilidad debido al cizallamiento vertical y poca estratificación. Si bien este comportamiento parece inesperado (ya que en los meses de primavera a me-

nudo se presenta una mala calidad del aire), la dispersión de contaminantes en la Ciudad de México es un tema muy complejo, ya que estudios previos señalan que son precisamente los días con la cizalladura vertical más fuerte los que se asocian con la peor calidad del aire en esta ciudad (Molina et al., 2010).

Un segundo estudio de la ABL sobre la Ciudad de México se realizó analizando los datos del lidar Doppler. Los resultados correspondientes se compararon con el estudio de capa de mezcla de García-Franco et al. (2018). Dicha comparación contribuyó a mostrar la complejidad de la ABL sobre esta Ciudad. En el presente trabajo se estimaron dos alturas de capa límite convectiva con distintos umbrales de σ_w^2 . Ambas estimaciones parecen ser físicamente realistas, ya que siguen considerablemente bien la evolución del ciclo diurno y además son muy similares en magnitud a la altura de capa límite diurna reportada por el instrumento. Aunque las alturas correspondientes a los dos umbrales en general varían una con respecto a la otra (suelen ser alrededor de 500 m distintas), su evolución en el ciclo diurno se observa bastante similar, al igual que su variabilidad mensual. En contraste, se observan fuertes diferencias entre las CBLH's estimadas en el presente trabajo y la altura de capa de mezcla estimada por García-Franco et al. (2018), la cual es considerablemente (al menos 1 km) mayor. Este comportamiento sugiere que, aunque la convección debida al calentamiento diurno no suele sobrepasar los 2 km, los aerosoles sí pueden mezclarse más allá de esta altura; lo cual es congruente con lo planteado por autores anteriores para terrenos con topografía compleja (De Wekker and Kossmann, 2015; Serafin et al., 2018). Según dichos autores, los mecanismos de mezcla en estas ABL's no se limitan a la convección, sino que también se genera ventilación de montaña, la cual contribuye a transportar los aerosoles por encima de la capa convectiva. Hasta donde sabemos, el presente es el primer estudio en señalar esta posible diferencia entre capa límite convectiva y capa de mezcla sobre la Ciudad de México.

Finalmente, también se observa una variabilidad mensual en la altura de capa límite convectiva estimada mediante datos del lidar Doppler. Las mayores alturas de CBL (y coincidentemente las mayores alturas de capa de mezcla) se presentan durante la primavera (marzo, abril y mayo), coincidiendo con la mayor insolación en esos meses. Además es también en primavera cuando se alcanzan los mayores valores de varianza de la velocidad vertical, indicando mayor intensidad convectiva (y por lo tanto turbulencia más intensa) en ese periodo. Por otro lado en

invierno, cuando la radiación solar incidente en la Ciudad de México es menos intensa, se alcanzan valores más bajos de σ_w^2 y las alturas de CBL estimadas también son menores.

En conjunto, ambas técnicas utilizadas en el presente estudio señalan que la capa límite sobre la Ciudad de México es compleja tanto en términos de estratificación como de movimientos convectivos y de mezcla de aerosoles. Las montañas y la circulación que ellas generan pueden tener efectos determinantes en esta ABL, haciendo que en ella domine no solamente la convección, sino también la advección debida a los vientos de valle-montaña. Esto podría afectar también a la estratificación, pero se requeriría un estudio más detallado capaz de dilucidar los mecanismos dinámicos que relacionan estas variables. Sin embargo, la presente investigación fue capaz de contribuir a la caracterización de la ABL de la capital mexicana, mostrando su complejidad y dando pie a estudios posteriores que puedan mejorar la descripción de esta capa límite; lo cual constituye una labor fundamental debido a su aplicabilidad directa en términos de calidad del aire.

Actualmente, un estudio que incluya las velocidades (tanto horizontales como verticales) dentro de la capa límite convectiva y entre la capa límite convectiva y la capa de mezcla, empieza a llevarse a cabo. Gracias a los campos de velocidad en sus tres componentes obtenidos con el lidar Doppler, un estudio de este tipo es factible y podría ayudar a dilucidar los procesos dinámicos que involucran por un lado turbulencia convectiva y por el otro mezcla por advección. De esta manera, podríamos continuar con el análisis y caracterización de la ABL sobre la Ciudad de México y de los diferentes mecanismos de mezcla que pueden afectar la calidad del aire.

Bibliografía

- Adler, B. and Kalthoff, N. (2014). Multi-scale transport processes observed in the boundary layer over a mountainous island. *Boundary-Layer Meteorology*, 153(3):515–537.
- Arduini, G., Staquet, C., and Chemel, C. (2016). Interactions between the night-time valley-wind system and a developing cold-air pool. *Boundary-Layer Meteorology*, 161(1):49–72.
- Badarinath, K., Sharma, A. R., Kharol, S. K., and Prasad, V. K. (2009). Variations in CO, O₃ and black carbon aerosol mass concentrations associated with planetary boundary layer (PBL) over tropical urban environment in India. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 62(1):73–86.
- Banta, R. M., Pichugina, Y. L., and Brewer, W. A. (2006). Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a nocturnal low-level jet. *Journal of the atmospheric sciences*, 63(11):2700–2719.
- Barlow, J. F. (2014). Progress in observing and modelling the urban boundary layer. *Urban Climate*, 10:216–240.
- Barlow, J. F., Dunbar, T., Nemitz, E., Wood, C. R., Gallagher, M., Davies, F., O’Connor, E., and Harrison, R. (2011). Boundary layer dynamics over London, UK, as observed using Doppler lidar during REPARTEE-II. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(5):2111–2125.
- Barrett, B. S. and Raga, G. B. (2016). Variability of winter and summer surface ozone in Mexico City on the intraseasonal timescale. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16(23):15359–15370.

- Boquet, M., Royer, P., Cariou, J.-P., Machta, M., and Valla, M. (2016). Simulation of Doppler lidar measurement range and data availability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 33(5):977–987.
- Borja-Aburto, V. H., Loomis, D. P., Bangdiwala, S. I., Shy, C. M., and Rascon-Pacheco, R. A. (1997). Ozone, suspended particulates, and daily mortality in Mexico City. *American journal of epidemiology*, 145(3):258–268.
- Bossert, J. E. (1997). An investigation of flow regimes affecting the Mexico City region. *Journal of Applied Meteorology*, 36(2):119–140.
- Brooks, I. M. (2003). Finding boundary layer top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 20(8):1092–1105.
- Burgos-Cuevas, A., Adams, D. K., García-Franco, J., and Ruiz-Angulo, A. (2021). A Seasonal Climatology of the Mexico City Atmospheric Boundary Layer. *Aceptado en Boundary Layer Meteorology*.
- Burnett, R. T., Cakmak, S., Raizenne, M. E., Stieb, D., Vincent, R., Krewski, D., Brook, J. R., Philips, O., and Ozkaynak, H. (1998). The association between ambient carbon monoxide levels and daily mortality in Toronto, Canada. *Journal of the Air & Waste Management Association*, 48(8):689–700.
- Camuffo, D. (2019). *Microclimate for Cultural Heritage: Measurement, Risk Assessment, Conservation, Restoration, and Maintenance of Indoor and Outdoor Monuments*. Elsevier.
- Carreón-Sierra, S., Salcido, A., Castro, T., and Celada-Murillo, A.-T. (2015). Cluster analysis of the wind events and seasonal wind circulation patterns in the Mexico City region. *Atmosphere*, 6(8):1006–1031.
- Chavez-Baeza, C. and Sheinbaum-Pardo, C. (2014). Sustainable passenger road transport scenarios to reduce fuel consumption, air pollutants and GHG (greenhouse gas) emissions in the Mexico City Metropolitan Area. *Energy*, 66:624–634.
- Chow, F. K., De Wekker, S. F., and Snyder, B. J. (2013). *Mountain weather research and forecasting: recent progress and current challenges*. Springer.

- Chu, Y., Li, J., Li, C., Tan, W., Su, T., and Li, J. (2019). Seasonal and diurnal variability of planetary boundary layer height in Beijing: Intercomparison between MPL and WRF results. *Atmospheric Research*, 227:1–13.
- Cohn, S. A. and Angevine, W. M. (2000). Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars. *Journal of Applied Meteorology*, 39(8):1233–1247.
- Cooper, D. and Eichinger, W. (1994). Structure of the atmosphere in an urban planetary boundary layer from lidar and radiosonde observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D11):22937–22948.
- de Arruda Moreira, G., Guerrero-Rascado, J. L., Bravo-Aranda, J. A., Benavent-Oltra, J. A., Ortiz-Amezcu, P., Róman, R., Bedoya-Velásquez, A. E., Landulfo, E., and Alados-Arboledas, L. (2018). Study of the planetary boundary layer by microwave radiometer, elastic lidar and Doppler lidar estimations in Southern Iberian Peninsula. *Atmospheric Research*, 213:185–195.
- De Wekker, S. F. and Kossmann, M. (2015). Convective boundary layer heights over mountainous terrain—a review of concepts. *Frontiers in Earth Science*, 3:77.
- Doran, J. C., Abbott, S., Archuleta, J., Bian, X., Chow, J., Coulter, R., De Wekker, S., Edgerton, S., Elliott, S., Fernandez, A., et al. (1998). The IMADA-AVER boundary layer experiment in the Mexico City area. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(11):2497–2508.
- Draxler, R. R. (1986). Simulated and observed influence of the nocturnal urban heat island on the local wind field. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(8):1125–1133.
- Emeis, S. (2010). *Surface-based remote sensing of the atmospheric boundary layer*, volume 40. Springer Science & Business Media.
- Fernando, H., Lee, S., Anderson, J., Princevac, M., Pardyjak, E., and Grossman-Clarke, S. (2001). Urban fluid mechanics: air circulation and contaminant dispersion in cities. *Environmental Fluid Mechanics*, 1(1):107–164.

- Fochesatto, G. (2015). Methodology for determining multilayered temperature inversions. *Atmospheric Measurement Techniques*, 8(5):2051.
- Fochesatto, G. J., Drobinski, P., Flamant, C., Guedalia, D., Sarrat, C., Flamant, P. H., and Pelon, J. (2001). Evidence of dynamical coupling between the residual layer and the developing convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 99(3):451–464.
- Foy, B. d., Clappier, A., Molina, L., and Molina, M. (2006). Distinct wind convergence patterns in the Mexico City basin due to the interaction of the gap winds with the synoptic flow. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(5):1249–1265.
- García-Franco, J., Stremme, W., Bezanilla, A., Ruiz-Angulo, A., and Grutter, M. (2018). Variability of the mixed-layer height over Mexico City. *Boundary-Layer Meteorology*, 167(3):493–507.
- García-Franco, J. L. (2017). *Estudio sobre la evolución de la capa de mezcla en la Ciudad de México*. Asesor: Michel Grutter. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Garratt, J. R. (1994). The atmospheric boundary layer. *Earth-Science Reviews*, 37(1-2):89–134.
- Gatski, T. B. and Bonnet, J.-P. (2013). *Compressibility, turbulence and high speed flow*. Academic Press.
- Grund, C. J., Banta, R. M., George, J. L., Howell, J. N., Post, M. J., Richter, R. A., and Weickmann, A. M. (2001). High-resolution Doppler lidar for boundary layer and cloud research. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(3):376–393.
- Gryning, S.-E. and Floors, R. (2019). Carrier-to-noise-threshold filtering on offshore wind lidar measurements. *Sensors*, 19(3):592.
- Halios, C. H. and Barlow, J. F. (2018). Observations of the morning development of the urban boundary layer over London, UK, taken during the ACTUAL project. *Boundary-Layer Meteorology*, 166(3):395–422.

- Hansen, F. V. (1966). The Richardson Number in the Planetary Boundary Layer. Technical report, Army electronics command white sands missile range NM Atmospheric Sciences Lab.
- Henne, S., Furger, M., Nyeki, S., Steinbacher, M., Neininger, B., De Wekker, S., Dommen, J., Spichtinger, N., Stohl, A., and Prévôt, A. (2004). Quantification of topographic venting of boundary layer air to the free troposphere. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 4(2):497–509.
- Herrera-Mejía, Laura y Hoyos, C. D. (2019). Characterization of the atmospheric boundary layer in a narrow tropical valley using remote-sensing and radiosonde observations and the WRF model: the Aburrá Valley case-study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(723):2641–2665.
- Hobbs, W. (2006). *Atmospheric Science: An Introductory survey*, volume Second Edition. Elsevier U.S.A.
- Holton, J. (1973). *The dynamic meteorology of the stratosphere and mesosphere*, volume 15. Springer.
- Huang, M., Gao, Z., Miao, S., Chen, F., LeMone, M. A., Li, J., Hu, F., and Wang, L. (2017). Estimate of boundary-layer depth over Beijing, China, using Doppler lidar data during SURF-2015. *Boundary-Layer Meteorology*, 162(3):503–522.
- Jáuregui, E. (1988). Local wind and air pollution interaction in the Mexico basin. *Atmósfera*, 1(3).
- Jazcilevich, A., Fuentes, V., Jauregui, E., and Luna, E. (2000). Simulated urban climate response to historical land use modification in the basin of Mexico. *Climatic Change*, 44(4):515–536.
- Jazcilevich, A. D., García, A. R., and Ruíz-Suárez, L. G. (2003). A study of air flow patterns affecting pollutant concentrations in the Central Region of Mexico. *Atmospheric Environment*, 37(2):183–193.
- Kampa, M. and Castanas, E. (2008). Human health effects of air pollution. *Environmental pollution*, 151(2):362–367.

- Kolev, I., Savov, P., Kaprielov, B., Parvanov, O., and Simeonov, V. (2000). Lidar observation of the nocturnal boundary layer formation over Sofia, Bulgaria. *Atmospheric Environment*, 34(19):3223–3235.
- Largerón, Y. and Staquet, C. (2016). The atmospheric boundary layer during wintertime persistent inversions in the Grenoble valleys. *Frontiers in Earth Science*, 4:70.
- Martucci, G., Matthey, R., Mitev, V., and Richner, H. (2007). Comparison between backscatter lidar and radiosonde measurements of the diurnal and nocturnal stratification in the lower troposphere. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(7):1231–1244.
- Matthias, V., Balis, D., Bösenberg, J., Eixmann, R., Iarlori, M., Komguem, L., Mattis, I., Papayannis, A., Pappalardo, G., Perrone, M., et al. (2004). Vertical aerosol distribution over Europe: Statistical analysis of Raman lidar data from 10 European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) stations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D18).
- Milrad, S. (2017). *Synoptic Analysis and Forecasting: An Introductory Toolkit*. Elsevier.
- Mok, T. and Rudowicz, C. (2004). A lidar study of the atmospheric entrainment zone and mixed layer over Hong Kong. *Atmospheric Research*, 69(3-4):147–163.
- Molina, L. T., Madronich, S., Gaffney, J., Apel, E., Foy, B. d., Fast, J., Ferrare, R., Herndon, S., Jimenez, J. L., Lamb, B., et al. (2010). An overview of the MILAGRO 2006 campaign: Mexico City emissions and their transport and transformation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(18):8697–8760.
- Naakka, T., Nygård, T., and Vihma, T. (2018). Arctic humidity inversions: climatology and processes. *Journal of Climate*, 31(10):3765–3787.
- Nodzu, M. I., Ogino, S.-Y., Tachibana, Y., and Yamanaka, M. D. (2006). Climatological description of seasonal variations in lower-tropospheric temperature inversion layers over the Indochina Peninsula. *Journal of Climate*, 19(13):3307–3319.

- Oke, T., Zeuner, G., and Jauregui, E. (1992). The surface energy balance in Mexico City. *Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere*, 26(4):433–444.
- Oke, T. R. (1976). The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands. *Atmosphere*, 14(4):268–277.
- Pearson, G., Davies, F., and Collier, C. (2009). An analysis of the performance of the UFAM pulsed Doppler lidar for observing the boundary layer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(2):240–250.
- Pearson, G., Davies, F., and Collier, C. (2010). Remote sensing of the tropical rain forest boundary layer using pulsed Doppler lidar. *Atmospheric Chemistry & Physics Discussions*, 10(2).
- Peralta, O., Ortínez-Alvarez, A., Torres-Jardón, R., Suárez-Lastra, M., Castro, T., and Ruíz-Suárez, L. G. (2020). Ozone over Mexico City during the COVID-19 pandemic. *Science of The Total Environment*, page 143183.
- Pijush K. Kundu, I. M. C. (2002). *Fluid Mechanics*, volume Second Edition. Academic Press U.S.A.
- Pritchard, P. J. and Mitchell, J. W. (2016). *Fox and McDonald’s Introduction to Fluid Mechanics*. John Wiley & Sons.
- Quan, J., Gao, Y., Zhang, Q., Tie, X., Cao, J., Han, S., Meng, J., Chen, P., and Zhao, D. (2013). Evolution of planetary boundary layer under different weather conditions, and its impact on aerosol concentrations. *Particuology*, 11(1):34–40.
- Quimbayo-Duarte, J., Staquet, C., Chemel, C., and Arduini, G. (2019). Impact of along-valley orographic variations on the dispersion of passive tracers in a stable atmosphere. *Atmosphere*, 10(4):225.
- Raga, G., Castro, T., and Baumgardner, D. (2001). The impact of megacity pollution on local climate and implications for the regional environment: Mexico City. *Atmospheric Environment*, 35(10):1805–1811.

- Raga, G. and Le Moyne, L. (1996). On the nature of air pollution dynamics in Mexico City—I. nonlinear analysis. *Atmospheric Environment*, 30(23):3987–3993.
- Rotach, M., Vogt, R., Bernhofer, C., Batchvarova, E., Christen, A., Clappier, A., Feddersen, B., Gryning, S.-E., Martucci, G., Mayer, H., et al. (2005). Bubble—an urban boundary layer meteorology project. *Theoretical and Applied Climatology*, 81(3-4):231–261.
- Rotach, M. W., Gohm, A., Lang, M. N., Leukauf, D., Stiperski, I., and Wagner, J. S. (2015). On the vertical exchange of heat, mass, and momentum over complex, mountainous terrain. *Frontiers in Earth Science*, 3:76.
- Schween, J., Hirsikko, A., Löhnert, U., and Crewell, S. (2014). Mixing-layer height retrieval with ceilometer and Doppler lidar: from case studies to long-term assessment. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(11).
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S.-E., Joffre, S., Rasmussen, A., and Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment*, 34(7):1001–1027.
- Serafin, S., Adler, B., Cuxart, J., De Wekker, S. F., Gohm, A., Grisogono, B., Kalthoff, N., Kirshbaum, D. J., Rotach, M. W., Schmidli, J., et al. (2018). Exchange processes in the atmospheric boundary layer over mountainous terrain. *Atmosphere*, 9(3):102.
- Sfyri, E., Rotach, M. W., Stiperski, I., Bosveld, F. C., Lehner, M., and Obleitner, F. (2018). Scalar-flux similarity in the layer near the surface over mountainous terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, 169(1):11–46.
- Steyn, D. G., Baldi, M., and Hoff, R. (1999). The detection of mixed layer depth and entrainment zone thickness from lidar backscatter profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(7):953–959.
- Steyn, D. G., De Wekker, S. F., Kossmann, M., and Martilli, A. (2013). Boundary layers and air quality in mountainous terrain. In *Mountain Weather Research and Forecasting*, pages 261–289. Springer.

- Stull, R. B. (1988). *An introduction to Boundary Layer Meteorology*, volume 13. Springer Science & Business Media.
- Tucker, S. C., Senff, C. J., Weickmann, A. M., Brewer, W. A., Banta, R. M., Sandberg, S. P., Law, D. C., and Hardesty, R. M. (2009). Doppler lidar estimation of mixing height using turbulence, shear, and aerosol profiles. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(4):673–688.
- Uno, I., Wakamatsu, S., Ueda, H., and Nakamura, A. (1992). Observed structure of the nocturnal urban boundary layer and its evolution into a convective mixed layer. *Atmospheric Environment. Part B. Urban Atmosphere*, 26(1):45–57.
- Velasco, E., Márquez, C., Bueno, E., Bernabé, R., Sánchez, A., Fentanes, O., Wöhrnschimmel, H., Cárdenas, B., Kamilla, A., Wakamatsu, S., et al. (2008). Vertical distribution of ozone and vocs in the low boundary layer of Mexico City. *Atmospheric chemistry and Physics*, 8(12):3061–3079.
- Wang, T., Cheung, V. T., Anson, M., and Li, Y. (2001). Ozone and related gaseous pollutants in the boundary layer of eastern china: Overview of the recent measurements at a rural site. *Geophysical Research Letters*, 28(12):2373–2376.
- Wang, W., Gong, W., Mao, F., and Pan, Z. (2016). An improved iterative fitting method to estimate nocturnal residual layer height. *Atmosphere*, 7(8):106.
- Weitkamp, C. (2006). *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, volume 102. Springer Science & Business.
- Whiteman, C., Zhong, S., Bian, X., Fast, J., and Doran, J. (2000). Boundary layer evolution and regional-scale diurnal circulations over the and Mexican plateau. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D8):10081–10102.
- Whiteman, C. D., Bian, X., and Zhong, S. (1999). Wintertime evolution of the temperature inversion in the Colorado Plateau Basin. *Journal of Applied Meteorology*, 38(8):1103–1117.
- Zavala, M., Brune, W. H., Velasco, E., Retama, A., Cruz-Alavez, L. A., and Molina, L. T. (2020). Changes in ozone production and VOC reactivity in the

atmosphere of the Mexico City Metropolitan Area. *Atmospheric Environment*, 238:117747.

Zhang, Y., Dubey, M., Olsen, S., Zheng, J., and Zhang, R. (2009). Comparisons of WRF/Chem simulations in Mexico City with ground-based RAMA measurements during the 2006-MILAGRO. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(11):3777–3798.

Zhang, Y., Gao, Z., Li, D., Li, Y., Zhang, N., Zhao, X., and Chen, J. (2014). On the computation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method. *Geoscientific Model Development*, 7(6):2599–2611.