



FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE INGENIERÍA DE RECURSOS
NATURALES Y DEL AMBIENTE

ACTA DE APROBACIÓN TRABAJO DE INVESTIGACIÓN

El Trabajo de Investigación titulado "Implementación de un sistema LiDAR elástico para la observación de la dinámica de aerosoles sobre el área urbana de Cali" presentado por el estudiante Jonnathan Céspedes Rojas de la Maestría en Ingeniería, énfasis en Ing. Sanitaria y Ambiental, en cumplimiento parcial de los requisitos para optar al título de Magister en Ingeniería, fue APROBADO, por el Jurado Evaluador el día 17 de Julio de 2019.

Elena Montilla-Rosero

Ing. PhD. ELENA MONTILLA ROSERO
Jurado Evaluador

Boris R. Galvis

Ing. PhD. BORIS RENE GALVIS REMOLINA
Jurado Evaluador

[Signature]

Fis. PhD. JOHN HENRY REINA
Director Trabajo de Investigación

[Signature]

Fis. PhD. CARLOS ANDRÉS MELO LUNA
Co-Director Trabajo de Investigación

[Signature]

Ing. PhD. LUIS FERNANDO MARMOLEJO R.
Coordinador Programa de Posgrado en
Ingeniería Sanitaria y Ambiental

Programa de Posgrado en Ingeniería Sanitaria y Ambiental

Universidad del Valle - Ciudad Universitaria Meléndez
Apartado Aéreo 25360 Edificio 341 Primer Piso
Telefax (57 - 2) 330 20 02
E-Mail posgrado.ingenieriasanitaria@correounivalle.edu.co
Cali-Colombia



Implementación de un sistema LiDAR elástico para la observación de la dinámica de aerosoles sobre el área urbana de Cali

Trabajo de investigación sometido como requisito para optar por el título de

Maestría en Ingeniería
Énfasis en
Ingeniería Sanitaria y Ambiental

Sometido por:

Jonnathan Céspedes Rojas

Escuela de Ingeniería de los Recursos Naturales y el Ambiente (EIDENAR)
Facultad de Ingeniería
Universidad del Valle
20 de junio de 2019



Implementación de un sistema LiDAR elástico para la observación de la dinámica de aerosoles sobre el área urbana de Cali

Sometido por:

Jonnathan Céspedes Rojas

Dirigido por:

Prof. Dr. John Henry Reina

Departamento de Física

Codirigido por:

Dr. Carlos Andrés Melo-Luna

Departamento de Física

Escuela de Ingeniería de los Recursos Naturales y el Ambiente (EIDENAR)

Facultad de Ingeniería

Universidad del Valle

20 de junio de 2019

Agradecimientos

Gracias al Centro de Investigación e Innovación en Bioinformática y Fotónica (CIBioFI), la Universidad del Valle, la Gobernación del Valle del Cauca, y el Sistema General de Regalías (SGR) por proporcionarme el soporte financiero para la realización de mis estudios, bajo el contrato No. BPIN 2013000100007, a través de una beca de Maestría en modalidad de investigación.

Gracias a la Universidad del Valle por el soporte financiero obtenido a través de la convocatoria interna para apoyo económico a estudiantes de maestría, proyecto No. CI 71137.

Gracias al programa de Posgrado en Ingeniería Sanitaria y Ambiental por el soporte financiero para asistencia a eventos académicos nacionales e internacionales, y por la gestión en los procesos administrativos.

Gracias al Departamento Administrativo de Gestión del Medio Ambiente (DAGMA), por proporcionar los datos de las estaciones de la red de calidad del aire Cañaveralejo, Pance y UniValle,

I switch the language to acknowledge the LALINET team and network for incorporating the LiDAR-CIBioFI station and our team as a part of the international collaborative network. I hope we can contribute to the networks' objectives and development.

Ahora bien, en un plano más personal. . .

Papá, Mamá, y Yonny, gracias por ser mis mayores promotores, esta satisfacción de un reto cumplido también es de y por ustedes, quienes han estado allí sin titubear apoyándome en todo lo que he logrado. Una vez más las primeras líneas son de sincero agradecimiento para ustedes.

Quiero expresar mis agradecimientos al Prof. John Reina y al Dr. Carlos Melo, quienes en sus roles como tutores de mi proyecto me proporcionaron un gran apoyo técnico y logístico para lograr los inéditos resultados que se presentan en este documento.

Agradezco también al Prof. Pablo Ristori por su gran asesoría técnica con relación al trabajo experimental y computacional, y por aceptar visitarnos y compartir una semana de fructífero trabajo con nosotros en el CIBioFI.

A los chicos de QuanTIC, especialmente al Dr. Carlos, Duvalier, y el Prof. Parra, quiero agradecer por brindarme su amistad y aceptarme como Ingeniero en su "selectiva secta de Físicos", y por las numerosas horas de discusiones acerca de temas hilarantes y raros para mí «cosas cuánticas», también por el tiempo "perdido" en interpretaciones de diferentes acentos del país «Costeños y Paisas», también por escucharme, leerme y apoyarme todo el tiempo. También, aunque no pertenece formalmente a QuanTIC pero la incluyo en este aparte, agradezco a la Prof. Dra. KareM por ser una Física cool y ser mi amiga, por leer algunos textos y comentarlos, y por ser tan buena interlocutora.

Qué hubiese sido de mí si los chicos de ECCA no me hubiesen hablado cuando estaba trabajando en la pequeña y húmeda cueva llena de mosquitos frente a su oficina. Gracias al "Brayan", "Dra. Li", y la "Querida Li", por ser unos hermosos amigos con los cuales se puede discutir la contrariedad de las acciones con la introducción de las tesis, y también se puede ir bailar. Hago una mención especial a la "Querida Li" porque es lo más parecido a mi mejor amiga y siempre estuvo para escucharme, leerme, apoyarme, acompañarme, hacerme favores y convertirse un motivo de orgullo y admiración para mí, gracias.

Agradezco a todo el equipo administrativo de CIBioFI que me proporcionó apoyó en los procesos administrativos relacionados con la beca. En especial, a la señorita Coordinadora Administrativa Alejandra Ortiz, además de la amistad, muchas gracias por toda tu gestión y apoyo.

Gracias también a Anna del Aire por ser mi amiga y por darle el toque cool al documento con tus oportunas ilustraciones.

Abstract

Monitoring the aerosols' impact in Latin America, on a regional scale, is a limited task since it is usually limited by the infrastructure, instrumentation, and technical and economic resources. Colombia is covered by two international ground surface networks, the AErosol RObotic NETwork (AERONET) and the Latin American LiDAR NETwork (LALINET). Currently, the AERONET performance relies on three sun photometers which cover five sites; and before this work, the LALINET performance depended solely on one static LiDAR station located at Medellin. Concretely, the city of Cali, the primary urban center of the Colombian southwest, with the third largest national population, did not count with any kind of data arising from these networks, until the work reported in this thesis. Due to its location and number of inhabitants, Cali fosters a strategic niche for the development of the Colombian economy, therefore, the relevance of performing such atmospheric measurements for monitoring the air quality is stressed.

Up-to-date, the only official information source about the spatial dynamics of aerosols in Cali has been provided by the local network for ground air quality, which quantifies particulate matter (PM) concentration at the receptor level. As a consequence, the knowledge about the vertical dynamics of aerosols in the low troposphere is scarce, as it is their interaction with the sunlight. To address this lack of knowledge, this work reports on the implementation of a monostatic coaxial LiDAR system in an elastic configuration, that emits at a wavelength of 532 nm. This system, built in the so-called LiDAR-CIBioFI station, allows to perform aerosol measurements that unveil the dynamics followed by the Planetary Boundary Layer (PBL) top, as well as the aerosols optical properties.

The first part of this work reports on the implementation of a converged algorithm for detecting the PBL top in homogeneous atmosphere conditions, during the July-October 2018 period. By means of these results, the PBL top was compared against data arising from the local air quality network; in particular, PM data retrieved by Cañaveralejo (PM₁₀), Pance (PM₁₀), and UniValle (PM_{2,5}) stations were selected by their proximity to LiDAR-CIBioFi station. In particular, a result that stands out from this comparison arises from the UniValle station (located about 100 m from the LiDAR station); this shows that the daily PM_{2,5} concentration experiences only a slight variation in contrast to the daily evolution followed by the PBL top which ranges around 1.5 km altitude variation.

In the last part of this thesis, the extinction and backscattering coefficients were retrieved in order to analyze the interaction between the sunlight and the detected aerosols at the low troposphere. By employing the Klett-Fernald inverse algorithm, it is found that aerosols have a significant impact on the light extinction at the experimental study site since the maximum rate of light extinguished by aerosols is $1.40 \times 10^{-4} \text{ m} \times \text{sr}^{-1}$, from a total extinction of $1.60 \times 10^{-4} \text{ m} \times \text{sr}^{-1}$. Based on these results, we conclude that there is a preponderance for the concentration of particles with potential for absorbing light because of the rate of backscattering by aerosols ($2.35 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$), from a total backscattering of $5.50 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, in the study zone. This conclusion is backed by the obtained results from the HYSPLIT model for back-trajectories, which indicates that most of the aerosols detected by the LiDAR-CIBioFI come from the trade winds from the Pacific Ocean, the equatorial doldrums and continental trajectories. These air masses transport marine and mineral aerosols as well as black carbon from biomass burning in the South American territory.

Resumen

Monitorear el impacto de los aerosoles en América Latina, a escala regional, es una labor limitada por disponibilidad de infraestructura, instrumentación, y recursos técnicos y financieros. En Colombia, hay cobertura de dos redes internacionales para el monitoreo de aerosoles, la AErosol RObotic NETwork (AERONET) y la Latin American LiDAR Network (LALINET). En la actualidad, el desempeño de AERONET se encuentra sujeto a la disposición de tres fotómetros solares distribuidos para cinco estaciones, y antes de este trabajo, el desempeño de LALINET dependía solamente de un sistema LiDAR estático situado en la ciudad de Medellín. Concretamente, la ciudad de Cali, el principal centro urbano del suroccidente colombiano con la tercera población más grande del país, nunca contó con datos asociados a estas redes hasta el desarrollo de este trabajo. Debido a su localización y número de habitantes, Cali es un nicho estratégico para el desarrollo de la economía colombiana, por lo tanto, se resalta la importancia de llevar a cabo mediciones atmosféricas para el control de la calidad del aire.

Hasta la fecha, la única fuente de información oficial acerca de la dinámica espacial de los aerosoles en Cali ha sido la red de calidad del aire terrestre, la cual cuantifica concentración de material particulado únicamente a nivel de receptor. En consecuencia, es escaso el conocimiento relacionado con la dinámica vertical de aerosoles suspendidos en la baja troposfera, así como su interacción con la luz solar. Para direccionar este vacío del conocimiento, en este trabajo se ha implementado un sistema LiDAR monoestático coaxial en configuración elástica que opera en 532 nm, el cual permite realizar observaciones del tope de la Capa Límite Atmosférica (CLA) y de las propiedades ópticas de aerosoles, en la denominada estación LiDAR-CIBioFI.

En la primera fase de este trabajo, se reporta la implementación de un algoritmo estable para la detección del tope de la CLA en condiciones de atmósfera homogénea, durante los meses de julio, agosto, septiembre y octubre del 2018. Con estos resultados, se comparó el tope de la CLA respecto a las datos de material particulado medidos por las estaciones Cañaveralejo (PM_{10}), Pance (PM_{10}) y UniValle ($PM_{2.5}$), pertenecientes a la red de calidad del aire local y seleccionadas debido a su cercanía con la estación LiDAR-CIBioFI. En particular, un resultado prominente proviene de la comparación entre los datos generados por la estación UniValle y el sistema LiDAR (localizado a unos 100 m de esta), pues la concentración diaria de $PM_{2.5}$ reporta una ligera variación respecto a la evolución diaria de la CLA, la cual a su vez experimenta un cambio de altitud diurno de aproximadamente 1.5 km.

En la fase final, los coeficientes de extinción y retrodispersión fueron calculados para analizar la interacción entre la luz y los aerosoles detectados en la baja tropósfera. En este caso, empleando el algoritmo de inversión de Klett-Fernald, se logró determinar que los aerosoles tienen un impacto significativo en la extinción de la luz en la zona de estudio, pues la tasa máxima de luz extinguida fue de $1.40 \times 10^{-4} \text{ m} \times \text{sr}^{-1}$, de una extinción total de $1.60 \times 10^{-4} \text{ m} \times \text{sr}^{-1}$. Estos resultados permiten concluir que en dicha zona hay una concentración preponderante de partículas con potencial para absorber en el visible (longitud de onda 532 nm), pues la tasa de retrodispersión de luz por aerosoles es de $2.35 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, de un total de retrodispersión de $5.50 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. Para respaldar esta conclusión, se llevó a cabo el cálculo de retro-trayectorias empleando el modelo HYSPLIT de la NOAA, lo cual indica que la mayoría de los aerosoles detectados por el LiDAR-CIBioFI podrían provenir de los vientos alisios del Pacífico y de las calmas ecuatoriales. Estas masas de aire transportan consigo aerosoles marinos y minerales, así como carbono negro originado por la quema de biomasa en Sur América.

Lista de abreviaciones

AOD	Aerosol Optical Depth (Espesor Óptico de Aerosoles)
AERONET	Aerosol Robotic Network
LALINET	Latin American Lidar Network
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
LiDAR	Light Detection and Ranging
CIBioFI	Centro de Investigación e Innovación en Bioinformática y Fotónica
NASA	National Aeronautics and Space Administration
GSFC	Goddard Space Flight Center
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
MPLNET	Micro-Pulse Lidar Network
CLA	Capa Límite Atmosférica
EARLINET	European Aerosol Research Lidar Network
IDEAM	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales
O₃	Ozono
SO₂	Dióxido de azufre
NO₂	Dióxido de nitrógeno
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change Panel Intergubernamental del Cambio Climático
PPM	Partes por millón
DANE	Departamento Nacional de Estadística
SVCA	Sistema de Vigilancia de Calidad del Aire
PM₁₀	Material particulado de 10 μm de diámetro
PM_{2,5}	Material particulado de 2.5 μm de diámetro
EPA	Environmental Protection Agency
PRF	Pulse Repetition Frequency
SHG	Second Harmonic Generator
PMT	Photomultiplier Tube
RH	Humedad Relativa
U.A	Unidades Arbitrarias
CLA_T	Tope de la Capa Límite Atmosférica
WCT	Wavelet Covariance Transform
S.N.S	Sobre Nivel de Superficie
BC	Background Correction
RCS	Range Corrected Signal
OMS	Organización Mundial de la Salud
HYSPLIT	Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration

Índice general

	I
Agradecimientos	II
Abstract	IV
Resumen	V
Lista de abreviaciones	VI
Índice de figuras	IX
Índice de tablas	XI
1. Introducción	1
1.1. Planteamiento del problema	3
1.2. Antecedentes y justificación	3
1.3. Objetivos	7
1.3.1. Objetivo general	7
1.3.2. Objetivos específicos	7
2. Contexto teórico y experimental	8
2.1. Interacción Radiación-Atmósfera	8
2.1.1. Dispersión elástica de luz en la atmósfera	9
2.1.1.1. Extinción y dispersión de Rayleigh	9
2.1.1.2. Extinción y dispersión de Mie	11
2.2. LiDAR - Light Detection and Ranging	12
2.2.1. Interpretación de la señal: ecuación LiDAR	13
2.3. Implementación de la estación LiDAR-CIBioFI	14
2.3.1. Localización y entorno local y regional	14

2.3.2.	Aspectos técnicos de la estación LiDAR-CIBioFI	17
2.3.3.	Mediciones de radiosonda	17
2.3.4.	Red de calidad del aire local	20
3.	Dinámica de la capa límite atmosférica	21
3.1.	Definición y estructura de la CLA	21
3.2.	Materiales y métodos: medición de la dinámica de la CLA	23
3.2.1.	Preprocesamiento de las señales LiDAR	23
3.2.2.	Detección de la altitud del tope de la CLA	25
3.2.2.1.	Método del ajuste	25
3.2.2.2.	Método del gradiente	26
3.2.2.3.	Wavelet Covariance Transform	26
3.2.2.4.	Método del gradiente como umbral para el WCT	28
3.3.	Resultados y discusión	31
3.3.1.	Evolución de la CLA	31
3.3.2.	CLA_T medido por radiosonda y LiDAR-CIBioFI	34
3.3.3.	Caracterización de material particulado	34
3.3.3.1.	Evolución mensual de PM_{10} y $PM_{2,5}$	35
3.3.3.2.	Evolución diaria de PM_{10} y $PM_{2,5}$	36
3.3.4.	Correlación entre el CLA_T y la concentración de PM	39
3.4.	Conclusiones y discusión	41
4.	Propiedades ópticas de los aerosoles	43
4.1.	Aerosoles	43
4.1.1.	Clasificación de los aerosoles	44
4.1.2.	Propiedades físicas de los aerosoles	45
4.1.3.	Propiedades ópticas de los aerosoles	45
4.2.	Materiales y métodos	47
4.2.1.	Metodos para resolver la ecuación LiDAR	47
4.2.1.1.	Solución de la ecuación LiDAR empleando el método Klett-Fernald	47
4.3.	Resultados y discusión	49
4.3.1.	Casos de estudio	50
4.3.1.1.	28 de Noviembre del 2018	50
4.3.1.2.	21 de Enero del 2019	54
4.4.	Conclusiones y discusión	57
5.	Conclusiones y perspectivas	59
6.	Bibliografía	61

Índice de figuras

1.1. Esquema del balance energetico de la Tierra y las fuentes humanas de perturbación más notables	4
1.2. Panorama temporal global y local de eventos representativos respecto al monitoreo de aerosoles.	6
2.1. Representación esquemática de un haz de luz coherente (haz de láser verde), y los diferentes procesos derivados por la interacción con la atmósfera durante su trayectoria.	9
2.2. Configuración básica de un sistema LiDAR.	13
2.3. Ilustración de la geometría de un sistema LiDAR estático coaxial.	15
2.4. Localización geográfica de la ciudad de Cali y el sistema LiDAR-CIBioFI.	16
2.5. Instrumentación LiDAR-CIBioFI	18
2.6. Medición de radiosonda realizada por el IDEAM el 21 de agosto del 2018	20
3.1. Estructura de la capa límite en regiones de alta presión atmosférica.	22
3.2. Señal corregida en el rango y por el fondo radiativo	24
3.3. Evolución temporal del 19 de julio del 2018.	25
3.4. Comparación del desempeño del método WCT empleando diferentes valores de dilatación de Haar.	27
3.5. Flujo algorítmico para la detección del CLA_T empleando el método del gradiente como umbral para el método WCT.	28
3.6. Paso a paso gráfico del algoritmo propuesto.	30
3.7. Evolución temporal de la CLA incluyendo la detección de CLA_T para los días 19 de julio y 28 de noviembre del 2018.	30
3.8. Evolución mensual de la altitud del CLA_T	32
3.9. Evolución diaria de la altitud del CLA_T	33
3.10. Correlación lineal entre CLA_T recuperado por LiDAR-CIBioFI y radiosonda	35
3.11. Evolución mensual de PM_{10} y $PM_{2,5}$	37
3.12. Evolución diaria de PM_{10} y $PM_{2,5}$	38
3.13. Relación entre la concentración de PM respecto a la evolución diaria del CLA_T	39
4.1. Representación esquemática de la distribución de tamaño de los aerosoles.	45
4.2. Solapamiento entre una señal experimental y una señal molecular para la selección de z_{ref} . La señal experimental fue recuperada el 28 de Noviembre de 2018.	49
4.3. Evolución temporal de la RCS logarítmica y coeficientes α_{aer} y β_{aer} , para el caso de estudio del 28 de noviembre del 2018	52
4.4. Perfiles de temperatura ($^{\circ}K$) y presión (Pa), obtenidos durante el 28 de noviembre del 2018.	52

4.5. Perfiles de extinción y retrodispersión para el caso de estudio del 28 de noviembre del 2018.	53
4.6. Retrotrayectorias de las masas de aire observadas por el sistema LiDAR-CIBioFI, calculadas con el modelo HYSPLIT de la NOAA para el caso de estudio del 28 de noviembre del 2018.	53
4.7. Evolución temporal de la RCS logarítmica y coeficientes α_{aer} y β_{aer} , para el caso de estudio del 21 de enero del 2019.	55
4.8. Perfiles de temperatura ($^{\circ}\text{K}$) y presión (Pa) obtenidos para el caso de estudio del 21 de enero del 2019	55
4.9. Perfiles de extinción y retrodispersión para el caso de estudio del 21 de enero del 2019.	56
4.10. Retrotrayectorias de las masas de aire observadas por el sistema LiDAR-CIBioFI, calculadas con el modelo HYSPLIT de la NOAA para el caso de estudio del 21 de enero del 2019.	56

Índice de tablas

2.1. Especificaciones técnicas de la estación LiDAR-CIBioFI.	19
3.1. Programa de mediciones del LiDAR-CIBioFI, año 2018.	31
3.2. Modelos lineales recuperados de las correlaciones lineales de la Fig 3.13. Se debe tener especial consideración en la orientación de las pendientes de estos modelos.	41
4.1. Programa de mediciones de la estación LiDAR-CIBioFI desarrollado durante el periodo: segunda mitad del 2018 y enero del 2019.	50

Capítulo 1

Introducción

De acuerdo con el último informe del Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés) [1], la liberación excesiva de sustancias de origen antropogénico hacia la atmósfera ha provocado una dramática perturbación del balance energético de la Tierra. Desde 1750 hasta el 2011, con el surgimiento de la revolución industrial, las emisiones atmosféricas han provocado un forzamiento radiativo de 2.29 [1.13 a 3.33] Wm^{-2} , es decir, dichas sustancias han impulsado un efecto de calentamiento del sistema global. Así mismo, se ha logrado describir que las emisiones liberadas a la atmósfera pueden ser situadas en dos grandes categorías: *gases y aerosoles*.

Entre los gases es posible caracterizar los Gases de Efecto Invernadero (GEI) y los no efecto invernadero. Los GEI son sustancias que tienen la capacidad de generar incremento en la temperatura atmosférica dado que retienen la radiación solar incidente, si bien es un efecto requerido para conservar el balance energético de la Tierra, la concentración excesiva de estos gases ha desencadenado un proceso de cambio global que ciertamente ha aumentado la temperatura terrestre. Por su parte, los gases no efecto invernadero, dada su concentración y potencial de calentamiento, no representan un peligro para el sistema climático global pero sí para la salud pública dado que deterioran la calidad del aire.

Junto a los gases de no efecto invernadero, los precursores más significativos del deterioro de la calidad del aire son los *aerosoles*, sin embargo, dada su concentración en la atmósfera y compleja composición química, los aerosoles representan una peligrosidad más elevada para salud pública. Se estima que 7 millones de personas pierden la vida por exposición a la contaminación atmosférica cada año, es decir, una de cada ocho del total de muertes en el mundo; enfermedades cardiovasculares, accidentes cerebrovasculares y generación de cáncer son algunas de las alteraciones a la salud recurrentemente asociadas al deterioro de la calidad del aire en ambientes exteriores e interiores [2].

Por otra parte, a diferencia del efecto producido por los GEI, los aerosoles inducen un efecto de enfriamiento pues reflejan, absorben y dispersan la radiación solar incidente en la atmósfera. No obstante, en la actualidad existe una alta incertidumbre en torno al rol que desempeñan los aerosoles en el sistema climático global debido al poco conocimiento teórico y experimental que se tiene a escala global y local sobre la dinámica de estas partículas.

En respuesta a la necesidad de comprender en profundidad el rol de los aerosoles en la dinámica global, se han creado redes de cooperación internacional para su observación continua. América Latina no ha sido un territorio ajeno a esta necesidad, razón por la cual se han implementado sistemas de observación remota, activos y pasivos, basados en el uso de la luz. Particularmente,

pese a que en Colombia este proceso ha sido a paso lento, gracias al esfuerzo de diferentes investigadores e instituciones de carácter público, se ha logrado gestar la implementación de este tipo de sistemas. Por consiguiente, bajo la necesidad de proporcionar al suroccidente colombiano la primera estación de percepción remota activo, capaz de realizar observación continua de parámetros físicos de la columna atmosférica que determinan la dinámica espacial de los aerosoles, ha sido concebido y desarrollado este trabajo. El principal resultado de dicho proceso, ha sido la elaboración de este documento, el cual condensa la primera caracterización atmosférica realizada en el suroccidente colombiano, específicamente en el área urbana de Cali.

La estructura de este documento se define por seis capítulos cuyo contenido describe de forma detallada las necesidades, procesos y resultados producidos por esta exploración atmosférica. El **Capítulo 1**, titulado *Introducción*, incorpora al lector en el contexto del trabajo a través de una clara definición del problema de investigación así como de los antecedentes globales y locales que le preceden, la justificación del porqué se debe brindar una solución a dicho problema a través de un proyecto de investigación, y finalmente, los objetivos general y específicos requeridos para la solución del problema.

El **Capítulo 2**, titulado *Contexto teórico y técnico*, proporciona al lector los principios teóricos y técnicos requeridos para el desarrollo de los métodos empleados y el posterior análisis de los resultados. Aquí se define la teoría que describe la interacción radiación-atmósfera a través de la ley de Beer-Lambert, enfatizando en la teorías de extinción y dispersión de Rayleigh y Mie; las cuales son el principio fundamental del LiDAR. Posteriormente, se realiza una completa definición de la técnica LiDAR, así como de los componentes que constituyen su ecuación. Finalmente, se presenta una detallada descripción de la zona de estudio así como la instrumentación empleada para las mediciones realizadas que en este caso se compone de: un sistema LiDAR, la red de calidad del aire local y datos de radiosonda.

En el **Capítulo 3**, titulado *Capa Límite Atmosférica (CLA)*, inicia el desarrollo técnico de este trabajo presentando una contextualización teórica de la CLA, una revisión literaria con algunos métodos empleados para la detección del tope de la CLA, se describe el procedimiento experimental que se emplea en este trabajo para dicha detección, se presentan los resultados obtenidos empleando el sistema LiDAR, y finalmente, se realiza una comparación frente a los resultados recuperados por radiosonda y la red de calidad del aire local con sus respectivas conclusiones. Las actividades relacionadas aquí, se encuentran en el marco de los objetivos específicos uno y dos, y se han condensado en este capítulo dada su estrecha relación pues de otro modo la estructura del documento perdería coherencia.

El **Capítulo 4**, titulado *Propiedades ópticas de los aerosoles*, presenta una definición de las principales, y más abundantes, especies de aerosoles; una descripción detallada del algoritmo de inversión Klett-Fernald, empleado para calcular los coeficientes de extinción y retrodispersión por aerosoles; y finalmente, se presenta la descripción de dos casos de estudio en los cuales se analiza profundamente la interacción entre la luz y los aerosoles observados en la zona de estudio, con sus respectivas conclusiones. Como en el capítulo 3, en este caso se han condensado las actividades correspondientes a los objetivos específicos tres y cuatro.

El **Capítulo 5**, titulado *Conclusiones y recomendaciones*, como su nombre lo indica, presenta las conclusiones y recomendaciones generales del proyecto, como un complemento a las conclusiones que se encuentran incluidas en los capítulos 3 y 4, las cuales son específicas al contenido de cada capítulo. Finalmente, el **Capítulo 6**, titulado *Bibliografía*, lista todas las referencias bibliográficas empleadas para el desarrollo de este trabajo, las cuales reconocen la originalidad y derechos de autor de otros trabajos.

1.1. Planteamiento del problema

Los Gases de Efecto Invernadero (GEI) y los aerosoles atmosféricos desempeñan un rol vital en el balance energético terrestre (ver Fig. 1.1). Sin embargo, el aumento deliberado de la carga de aerosoles debido a actividades humanas a través de emisiones industriales, emisiones vehiculares, quema de biomasa, entre otras fuentes (Fig. 1.1), ha dado lugar a perturbaciones en dicho balance; induciendo un efecto de enfriamiento que podría durar varios años dependiendo del tiempo de vida de los aerosoles así como de su carga total [3]. Se estima que el forzamiento radiativo causado por aerosoles, entre 1750 y 2011, fue de -0.9 Wm^{-2} con una incertidumbre asociada de $[-1.9 \text{ a } -0.1] \text{ Wm}^{-2}$; la cual refleja el poco conocimiento de la dinámica general de los aerosoles [1].

Estudios previos han concluido que los aerosoles provocan variaciones en el régimen de lluvias, tanto en la formación de nubes como en sus propiedades termodinámicas y de desplazamiento [4, 5]. Se ha demostrado que la carga de aerosoles se correlaciona con la intensidad de lluvias en el trópico y en las latitudes medias a través de una relación del orden de $0.5 \pm 0.02 \text{ mmh}^{-1}$ por unidad de aumento en el Espesor Óptico de Aerosoles (AOD, por sus siglas en inglés) [6]. Otro efecto producido por los aerosoles es la supresión de la tasa de precipitaciones que provoca decaimiento del ciclo hidrológico debido a la extinción de la radiación solar entrante [7]. Pese a que se han logrado identificar estas tendencias, la acción de los aerosoles aún constituyen una de las mayores incertidumbres en el modelado de sistemas climáticos debido a la variabilidad en sus características microfísicas, químicas y ópticas, así como su variación en espacio y tiempo, por lo cual comprender y predecir la influencia que ejercen los aerosoles es un reto de competencia global [8, 9].

Diversas estrategias, en diferentes locaciones geográficas, se han desarrollado con el objetivo de comprender el rol que desempeñan los aerosoles en el sistema climático [10, 11, 12, 13, 9, 14]. Se destacan por su alcance global y continental la implementación de redes de observación como AERONET (Aerosol Robotic Network) y LALINET (Latin American LidarNetwork), las cuales proporcionan información según la densidad de estaciones que las componen, y la puesta en órbita del sensor espacial CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations). En América del Sur la infraestructura disponible es limitada y existe un déficit de información acerca del estado de los aerosoles. En 2015, la región contaba con 30 estaciones de AERONET cubriendo un área de $18 \times 10^6 \text{ km}^2$, cifra reducida si se compara con las 25 estaciones distribuidas entre España y Portugal las cuales cubren un área 30 veces menor, mientras que de las 12 estaciones de la red LALINET, antes del desarrollo de este trabajo, en Colombia tan sólo se contaba con una base ubicada en Medellín [12].

Considerando lo anterior, este trabajo constituye la implementación del sistema LIDAR-CIBioFI en la Universidad del Valle – Sede Meléndez, Cali, el cual forma parte del Laboratorio de Física Atmosférica (LAFA) del CIBioFI. Sistema que hace parte oficialmente de la red LALINET, y representa un aporte a la infraestructura para el monitoreo de aerosoles en Colombia y Sur América. Adicionalmente, se busca que esta nueva estación proporcione soporte a la red local de monitoreo de la calidad del aire del área urbana de Cali.

1.2. Antecedentes y justificación

Los datos captados por fotómetros solares son una fuente de información primaria para el monitoreo global de aerosoles, así como la más aceptada para la validación de instrumentos y programas de monitoreo alternativos. Desde 1993, la red AERONET [17], creada y administrada por

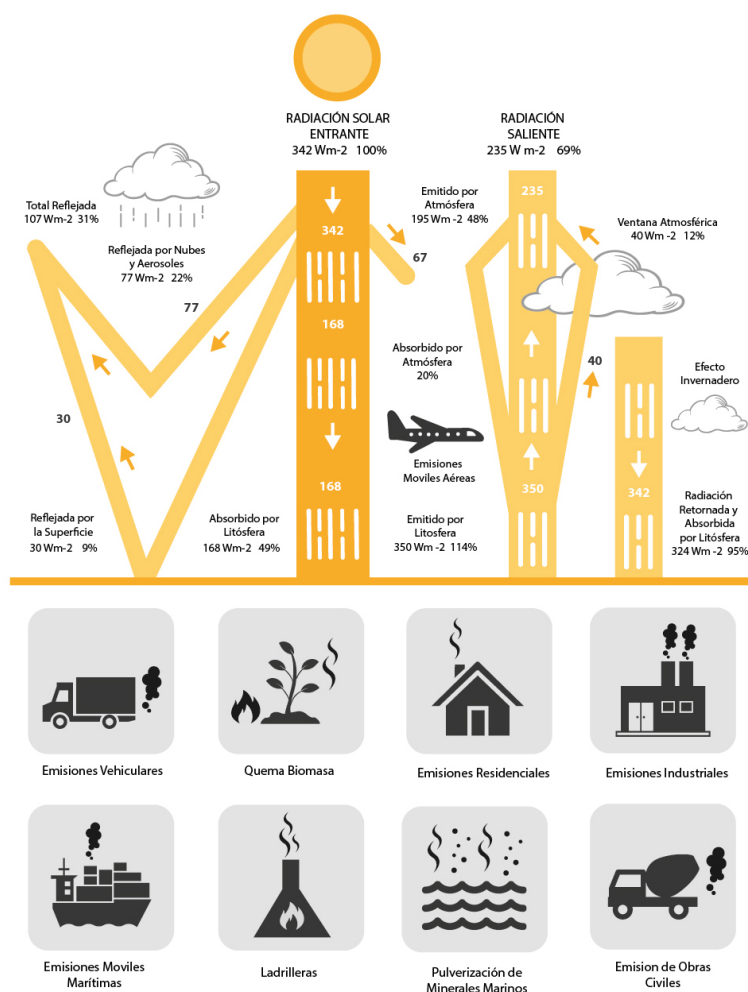


Figura 1.1: Esquema del balance energético de la Tierra y las fuentes humanas de perturbación e impacto más notables [15, 16].

la NASA/GSFC, desarrolla operaciones conjuntas con investigadores, agencias, universidades e institutos a nivel mundial, lo cual ha permitido el avance tecnológico y técnico necesario para llevar a cabo mediciones solares directas capaces de estimar variables como AOD y el exponente de Ångström. Así mismo, también es posible realizar mediciones solares indirectas que permiten estimar variables como la distribución de tamaño de partículas, el albedo de dispersión simple, índices de refracción solar, función fase de dispersión, entre otros parámetros atmosféricos. En la actualidad existen aproximadamente 845 bases distribuidas en territorio insular y continental. En Colombia se localizan cinco estaciones: en Bogotá, Medellín, Palmira, Valledupar y Gaitán.

Cada estación AERONET se compone de un fotómetro solar CIMEL CE318 con operación diurna y nocturna, capaz de captar datos en un campo de visión de $1,2^\circ$. Pese a que es el equipo estándar de la NASA, su proceso de calibración supone altos costos computacionales, instrumentales y de recurso humano. La calibración de las mediciones directas sigue el método de Langley [18, 19] y se realiza cada año. En este periodo la NASA sustituye el equipo de cada base cambiando secuencialmente la ubicación de todos los equipos que componen la red. Por

otra parte, el proceso de calibración de mediciones indirectas se realiza en las instalaciones del NASA/GSFC empleando una esfera de integración calibrada [20], lo que hace que el equipo deba desplazarse hasta dichas instalaciones cada año.

Debido a las características de cobertura espacial limitada de AERONET, regidas por el campo de visión de cada fotómetro, se han desarrollado programas alternativos que amplían la cobertura espacial de las observaciones. El sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo de los satélites *Terra* y *Aqua* desde 1999 y 2002, respectivamente; cuenta con una cámara multispectral que permite recuperar variables como AOD, exponente de Ångström y distribución de tamaño de partículas en el rango 0.47-2.13 μm , a través de algoritmos que distinguen la distribución global de aerosoles en superficie marítima [21] y continental [22]. Sin embargo, debido a fallas en la operatividad independiente de estos algoritmos y errores en la cuantificación de reflectividad por la presencia de nubes, se han unificado los algoritmos en un único proceso y se han corregido con apoyo de datos AERONET [23]. El producto se denomina MOD04 y tiene una resolución espacial de 10 km². Para perfeccionar este producto se desarrolló una segunda generación de algoritmos operativos [24] que permiten incluso estimar fuentes de aerosoles.

Por su resolución, espacial MOD04 es un producto usado para estimar tendencias globales y estudiar regiones de gran extensión; por ejemplo, este producto ha permitido identificar que el efecto de enfriamiento de los aerosoles en superficie marítima se concentra en la franja ecuatorial y la zona Antártida [25], y además, que las regiones con mayor carga de aerosoles son Asia del Este, Asia Central y África central [26].

Otro programa global es el satélite CALIPSO puesto en órbita por la NASA desde 2006 [27] y tiene como objetivo captar datos acerca de la distribución vertical de aerosoles y nubes, así como sus efectos radiativos. CALIPSO consta de tres instrumentos co-alineados: Un LiDAR (Light Detection and Ranging) sensible a la polarización en longitudes de onda 532 y 1064 nm denominado CALIOP, el cual es el instrumento primario del satélite. Un radiómetro IIR que capta datos en 8.65, 10.6 y 12.0 μm y una cámara de campo amplio de 125 m de resolución espacial. Pese a su equipamiento, la resolución temporal del satélite es de 16 días y la resolución espacial horizontal y vertical del LiDAR es de 5 km y 300 m, respectivamente, lo cual no provee información a escala local en periodos que permitan identificar tendencias diarias o semanales de la dinámica de los aerosoles.

Existen otras estrategias fundamentadas en el uso de tecnología LiDAR para el seguimiento terrestre de la dinámica de aerosoles. MPLNET (Micro-Pulse Lidar Network) es una red federada constituida por la NASA, capaz de medir carga de aerosoles, estructura vertical de nubes y altura de Capa Límite Atmosférica (CLA) [28]. En la actualidad existen 38 estaciones activas y 70 no activas que proveen soporte a AERONET y CALIOP. Por otra parte, a escala regional se han establecido la red EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network), la cual se compone de 23 estaciones en configuración inelástica multispectral y cuatro estaciones en configuración elástica [29]. LALINET es la red semejante en el contexto de América Latina y se encuentra compuesta por ocho estaciones en configuración elástica y cuatro estaciones en configuración mixta (Inelástica-Elástica) [12]. Estas redes poseen el potencial técnico y tecnológico de llevar a cabo mediciones que han permitido el avance de las ciencias atmosféricas en diferentes aspectos; por un lado, la interacción entre la radiación solar y los aerosoles han ampliado el entendimiento del rol que desempeñan los aerosoles en el sistema climático global y local; además, la identificación de las tendencias del transporte de masas de aerosoles de origen natural y antropogénico con impacto en la calidad del aire; y la validación de datos de los sensores a bordo de satélites como MODIS y CALIOP.

Actualmente, países industrializados alrededor del mundo, tales como: China, Estados Unidos, Alemania, Ucrania, Brasil, y Argentina, entre otros, padecen los rigores del deterioro de la calidad del aire en términos económicos y de salud pública [30, 31, 32, 33]. A nivel local, pese a la evolución económica, demográfica e industrial de Colombia, la contaminación atmosférica no es una preocupación primaria en la agenda política aun cuando sea un problema en constante crecimiento que ha requerido previamente la implementación de diferentes medidas políticas, técnicas y tecnológicas, como lo resume esquemáticamente la Fig. 1.2. Entre los episodios más representativos de la historia colombiana en la prevención del deterioro de la calidad del aire, se destaca la implementación de un protocolo nacional de monitoreo de calidad del aire que describe en detalle los requerimientos técnicos y logísticos de los analizadores automáticos que conforman las redes de calidad de aire municipales que varían dependiendo de la densidad de población.

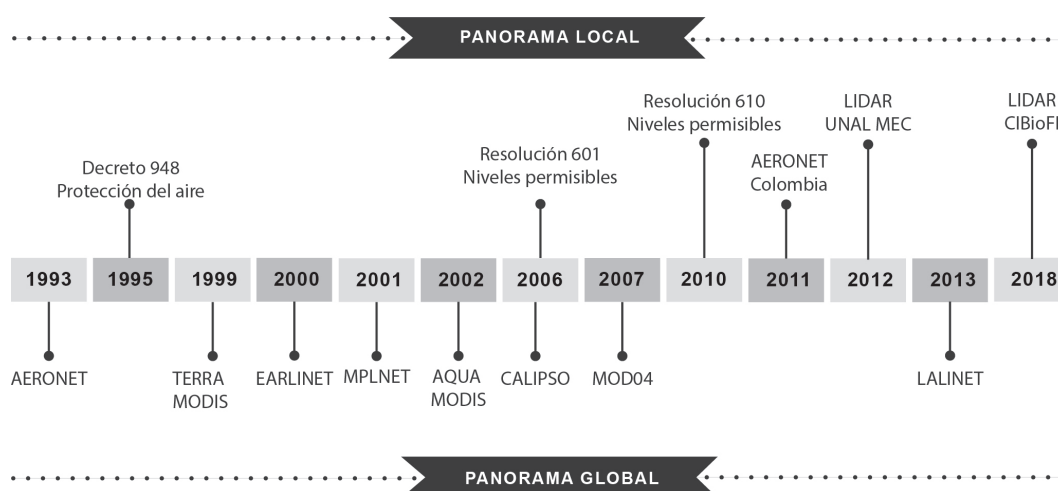


Figura 1.2: Panorama temporal global y local de eventos representativos respecto al monitoreo de aerosoles.

A pesar de estos esfuerzos, actualmente Colombia no cuenta con un programa técnico que defina un protocolo de observación de la columna atmosférica y sus componentes, específicamente aerosoles. Además, la cobertura espacial de las redes AERONET y LALINET aún es insuficiente para generar conclusiones a nivel nacional. Particularmente, Cali no posee instrumentación relacionada a AERONET, y hasta el previo desarrollo de este trabajo, tampoco de LALINET. Por lo tanto, la importancia de este trabajo radica en que posiciona a la ciudad de Cali como una de las pioneras, a nivel nacional y latinoamericano, en el estudio de los aerosoles a nivel de columna atmosférica, proporcionando solución a la inexistencia de datos asociados al transporte de masas de aerosoles, dinámica de la CLA y la comprensión de la interacción entre la radiación solar y los aerosoles.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Caracterizar la dinámica espacial y temporal de los aerosoles en la columna atmosférica sobre el área urbana de Cali a través de la implementación del primer sistema LiDAR del suroccidente colombiano.

1.3.2. Objetivos específicos

- Determinar la variabilidad y/o tendencia mensual y diaria de la CLA local.
- Confrontar y validar los resultados obtenidos de la CLA respecto a los datos de radiosonda generados por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM), y los datos de concentración diaria de PM_{10} y $PM_{2,5}$.
- Determinar las propiedades ópticas de extinción y retrodispersión de los aerosoles en la columna atmosférica local.
- Comparar los resultados de propiedades ópticas respecto al modelo de retrotrayectorias HYSPLIT.

Capítulo 2

Contexto teórico y experimental

El apartado teórico de este capítulo se dedica a la definición formal de los principios fundamentales que rigen la interacción radiación-atmósfera, haciendo énfasis en el proceso de dispersión elástica. En este contexto, se definen en detalle los procesos de extinción y dispersión de la luz bajo los regímenes de Rayleigh y Mie, los cuales explican la interacción entre la radiación solar incidente con moléculas y aerosoles, respectivamente; los cuales también son el fundamento de la operatividad de un típico sistema LiDAR. Por consiguiente, en este capítulo también se dedica una sección a definir con detalle los elementos y módulos básicos de un sistema LiDAR, los tipos de configuración y alineación, así como también se explica la ecuación fundamental del LiDAR para una configuración elástica e inelástica, sobre las cuales se lleva a cabo el procesamiento de las señales adquiridas con este tipo sistema. Finalmente, en el apartado técnico; este capítulo se dedica a la descripción de la zona de estudio, definiendo particularidades que afectan la dinámica de los aerosoles; la instrumentación, configuración y alineación del sistema LiDAR empleado en este trabajo; describiendo la instrumentación adicional empleada como el sistema de vigilancia de calidad del aire local y datos de radiosonda.

2.1. Interacción Radiación-Atmósfera

La transmisión lineal de un haz de luz monocromático que se propaga a través de la atmósfera se describe a través de la ley de Beer-Lambert de la siguiente manera [34]

$$I(\lambda, t', z) = I(\lambda, t, 0) \exp - \int_0^z \alpha(\lambda) N(z', t) dz', \quad (2.1)$$

donde $I(\lambda, t', z)$ es la intensidad del haz luego de atravesar un medio (atmósfera) en una trayectoria z , α es el coeficiente de extinción del haz, $N(z', t)$ es la distribución espacial y temporal de las especies atmosféricas que son capaces de absorber la energía del haz, λ es la longitud de onda monocromática, y t' se refiere al retraso de propagación.

El coeficiente de extinción $\alpha(\lambda)$ es comúnmente escrito como [35, 36] :

$$\alpha(\lambda) = \kappa(\lambda)_{\text{Mol}} + \beta(\lambda)_{\text{Mol}} + \kappa(\lambda)_{\text{aer}} + \beta(\lambda)_{\text{aer}}, \quad (2.2)$$

donde $\kappa(\lambda)$ y $\beta(\lambda)$ son los coeficientes de absorción y dispersión, respectivamente; expresados en términos de contribución por interacción molecular mol y por aerosoles aer. La Fig 2.1 presenta los procesos fundamentales derivados de la interacción entre un haz de luz incidente y la

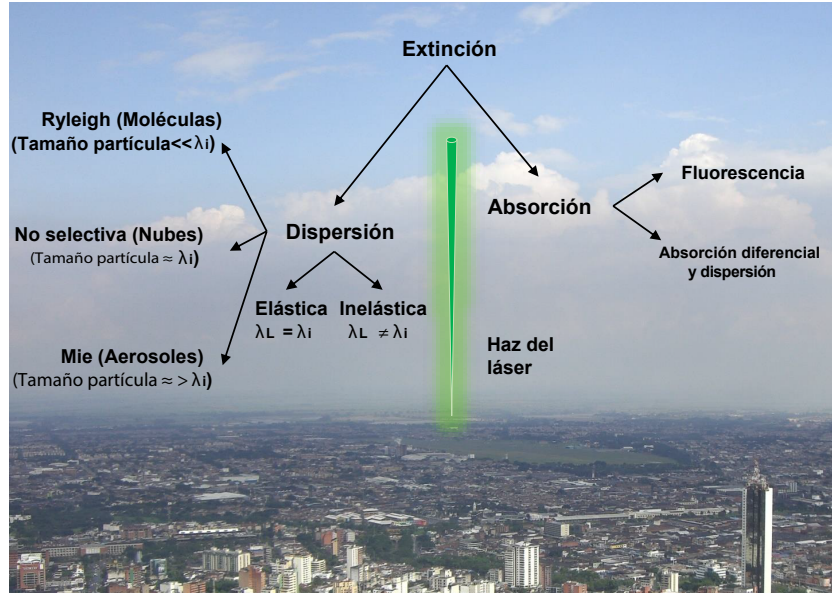


Figura 2.1: Representación esquemática de un haz de luz coherente (haz de láser verde), y los diferentes procesos derivados por la interacción con la atmósfera durante su trayectoria.

atmósfera; con base en estos, la siguiente considera en detalle la dispersión elástica por aerosoles y moléculas debido a que este marco teórico-conceptual se requiere para la interpretación de los resultados reportados en esta investigación.

2.1.1. Dispersión elástica de luz en la atmósfera

El proceso de dispersión elástica de luz en la atmósfera toma lugar cuando un haz se propaga a través de la columna atmosférica y en su interacción con los constituyentes atmosféricos, sean moléculas o aerosoles, este no experimenta pérdida de energía, sino, únicamente cambio en la dirección de propagación [37]. La teoría de dispersión elástica describe la interacción entre la luz y las partículas atmosféricas como un proceso de absorción y reemisión, en todas las direcciones, pero, en la misma longitud de onda; es decir, la partícula se comporta como una fuente de luz en distintas direcciones pero en la misma longitud de onda [37].

Dependiendo del tamaño de la partícula, el proceso de dispersión puede ser explicado por dos teorías fundamentales. Para el caso de partículas menores que la longitud de onda incidente ($x \ll \lambda$), como en el caso de las moléculas gaseosas, la teoría de Rayleigh [38, 39] explica plenamente el fenómeno. Por otra parte, si el tamaño de la partícula es similar o ligeramente mayor que la longitud de onda incidente ($x > \lambda$), la teoría de Mie [40] se encarga de explicar el proceso, el cual es el caso de los aerosoles, que nos atañe en este trabajo.

2.1.1.1. Extinción y dispersión de Rayleigh

La teoría de Rayleigh proporciona una adecuada y minuciosa explicación acerca de la interacción entre partículas con un tamaño menor que la longitud de onda de la radiación electromagnética incidente ($x \ll \lambda$); como es el caso de la interacción entre un haz de luz solar y los componentes de la atmósfera. La atmósfera terrestre se encuentra compuesta por numerosas especies gaseosas en las siguientes proporciones: 78 % de Nitrógeno (N), 21 % Oxígeno (O), y el 1 % restante es

una mezcla homogénea de Dióxido de Carbono (CO_2), Argón (Ar), Neón (Ne), vapor de agua, entre otros. Cada especie tiene un índice de refracción asociado, al igual que los aerosoles, los cuales determinan la interacción radiación-atmósfera. La dispersión de Rayleigh ha sido descrita de manera extensa anteriormente en [36, 39]; así, el primer paso para obtener los coeficientes de extinción y retrodispersión molecular consiste en calcular el índice de refracción del aire:

$$(n_{s1} - 1) \times 10^8 = \frac{5791817}{238,0185 - (1/\lambda)^2} + \frac{167,909}{57,362 - (1/\lambda)^2}, \quad (2.3)$$

donde n_{s1} denota el índice de refracción del aire sin considerar la concentración de CO_2 , y λ es la longitud de onda del haz propagado y se expresa en micrómetros. La Ecuación. 2.3 debe emplearse cuando se desea describir un fenómeno donde λ sea mayor que $0.23 \mu\text{m}$, de lo contrario se deben revisar las condiciones descritas en [36]. Posteriormente, con el fin de corregir n_{s1} por la concentración real de CO_2 , asumiendo una concentración global de 392 partes por millón (PPM), se emplea la siguiente expresión [39]

$$n_s = 1 + 10^8 \times n_{s1} \times (1 + 0,54((\text{CCO}_2 \times 10^6) - 0,0003)), \quad (2.4)$$

donde n_s es el índice de refracción del aire corregido por la concentración global de CO_2 , CCO_2 . Subsecuentemente, se debe aplicar la corrección por el factor de King [38], que da cuenta de la anisotropía de las moléculas del aire, y se expresa como sigue:

$$F_k = \frac{6 + 3\rho_n}{6 - 7\rho_n}, \quad (2.5)$$

donde ρ_n es un factor de despolarización del aire seco en una atmósfera estándar, dado por [39]:

$$\rho_n = \frac{78,084F(\text{N}_2) + 20,946F(\text{O}_2) + 0,934 \times 1 + \text{CCO}_2 \times 1,15}{78,084 + 20,946 + 0,934 + \text{CCO}_2}, \quad (2.6)$$

donde CCO_2 es la concentración de CO_2 , mientras que $F(\text{N}_2)$, $F(\text{O}_2)$, 1 y 1.15 son los factores de despolarización del Nitrógeno, Oxígeno, Argón y Dióxido de Carbono, respectivamente. Nótese que cada factor de despolarización se encuentra realizando un producto por la concentración constante de cada gas en mención. Estos parámetros pueden ser revisados detalladamente en la literatura; por ejemplo en [39].

Hasta este punto, la teoría de Rayleigh ha sido empleada para definir la composición de una atmósfera estándar corregida por la anisotropía de las partículas y por la concentración real de CO_2 , es decir, se han definido los parámetros para el modelo teórico que describe el medio, más cercano a la realidad, por el cual se propaga el haz de luz.

Es fundamental considerar cuidadosamente que una vez que un haz de luz interactúa con cualquier partícula suspendida en la atmósfera, fracciones de este son dispersados en diferentes ángulos respecto del punto de incidencia sobre la partícula. Por lo tanto, con el objetivo de obtener los coeficientes de extinción y dispersión, es esencial conocer con exactitud la probabilidad con la que una fracción del haz es dispersado en una nueva dirección de propagación. Para un haz incidente no polarizado, y considerando que la anisotropía molecular también afecta la nueva dirección de propagación, la distribución de probabilidad angular que sigue la dispersión se determina a través de la función fase de dispersión de Rayleigh [39]:

$$P_{\text{ray}}(\theta) = \frac{3}{4(1 + 2\gamma)} [(1 + 3\gamma) + (1 - \gamma) \cos^2 \theta], \quad (2.7)$$

donde γ se expresa de la siguiente manera:

$$\gamma = \frac{\rho_n}{2 - \rho_n}, \quad (2.8)$$

donde ρ_n es el resultado de la Ecuación. 2.6. El ángulo incidente θ , para calcular la función fase respecto al haz de luz emitido por un sistema LiDAR siempre debe ser -180° dado que el sistema es capaz de recibir la luz que retorna en la misma dirección de emisión. Este proceso se explica en detalle en la siguiente sección.

Ahora bien, se han definido argumentos suficientes para entender que todos los constituyentes atmosféricos, individualmente, producen extinción y dispersión respecto a un haz incidente de acuerdo con parámetros como la distribución angular de incidencia del haz y la concentración e índice de refracción de las especies atmosféricas. Sin embargo, estos elementos requieren estar integrados a un conjunto de condiciones ambientales que tienen lugar en la columna atmosférica y dependen del número total de partículas y su dinámica respecto a la presión y temperatura. Como resultado de esto, y considerando que hasta ahora sólo se conoce la sección eficaz de dispersión de Rayleigh para una molécula, se debe extrapolar esta teoría a los efectos que experimenta el haz en su propagación debido a la columna atmosférica completa. Esta consideración define el siguiente coeficiente y su dependencia con la longitud de onda (λ), la presión (P), y la temperatura (T), como sigue:

$$\alpha_{\text{mol}}(z, \lambda, P, T) = \frac{24\pi^3(n_s^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_s^2(n_s^2 + 2)^2} \times \left(\frac{6 + 3\rho_n}{6 - 7\rho_n} \right) \times N_s \times \frac{T_0 P(z)}{P_0 T(z)}, \quad (2.9)$$

donde la densidad molecular para una atmósfera estándar es $N_s = 2.547 \times 10^{19} \text{ cm}^{-3}$ respecto a una presión en la superficie de $P_0 = 1013.25 \text{ hPa}$ y una temperatura en superficie de $T_0 = 288.15^\circ\text{K}$; $P(z)$ y $T(z)$ son los perfiles de presión y temperatura, respectivamente, definidos en la columna atmosférica en función de la altitud z , y son medidos a través del lanzamiento de radiosondas o pueden ser modelados de acuerdo a [39, 41, 42].

Finalmente, considerando la distribución angular de la nueva propagación, la contribución molecular a la dispersión del haz incidente se encuentra dada por la siguiente expresión:

$$\beta_{\text{mol}}(\theta, \lambda, z) = \frac{\alpha_{\text{mol}} \times P_{\text{ray}}}{4\pi}, \quad (2.10)$$

donde P_{ray} se determina a partir de la Ecuación 2.7.

2.1.1.2. Extinción y dispersión de Mie

Ha sido mencionado que la teoría de Mie [40, 37] logra explicar en detalle la interacción entre radiación electromagnética y partículas cuyo tamaño es similar o ligeramente mayor que la longitud de onda incidente ($x > \lambda$), tal y como ocurre en el caso de los aerosoles atmosféricos. La Sección 2.1.1.1 ha resaltado claramente la importancia del índice de refracción molecular en el proceso de cálculo de los coeficientes de extinción y dispersión. En el caso de los aerosoles, el proceso no difiere pero requiere tener en cuenta consideraciones adicionales.

Los aerosoles son partículas sólidas y/o líquidas complejas, que son transportadas a través de masas de especies gaseosas en la atmósfera. Estos poseen una composición química altamente

variable y la forma general aceptada de clasificarlos es mediante su tamaño; considerando que son partículas esféricas y homogéneas se pueden clasificar por su diámetro. Esta importante consideración, simplifica ampliamente y hace posible la caracterización óptica de los aerosoles a través de la teoría de Mie. La sección eficaz de dispersión de Mie, dada una partícula esférica, se encuentra dada por la siguiente expresión [40]:

$$\alpha_{\text{ext}}(\phi, m) = \pi r^2 Q_{\text{ext}}(\phi, m), \quad (2.11)$$

donde $Q_{\text{ext}}(\phi, m)$ es el factor de eficiencia de extinción de una partícula de radio r , que depende de un índice de refracción m y del parámetro de tamaño adimensional ϕ que se define como:

$$\phi = \frac{2\pi r}{\lambda}. \quad (2.12)$$

Adicionalmente, basándose en la teoría de Mie, la sumatoria de la extinción para el total de partículas dentro de un rango de altitud definido, se define como el AOD y se expresa a través de la siguiente ecuación:

$$AOD(\lambda, \phi, r) = \int_0^{r_{\text{ref}}} \pi r^2 Q_{\text{ext}}(\phi, m) n(r) dr, \quad (2.13)$$

donde $n(r)$ denota la sumatoria de n distribuciones log-normal empleadas para definir la distribución de tamaño de las partículas estudiadas con relación a su radio r , y se define [43]:

$$n(r) = \sum_{i=1}^n \frac{N_i}{(2\pi)^{1/2} \ln \sigma_i} \exp \left[- \frac{(\ln r - \ln \bar{r}_i)^2}{2 \ln^2 \sigma_i} \right], \quad (2.14)$$

donde N_i es la concentración del número de partículas con radio r , σ_i es la desviación estándar de la moda normal de cada tamaño de partícula i^{th} (este valor puede ser encontrado en la Tabla 1.3 de [37]), y $\bar{r}_i$ es la media del diámetro de la partícula que se desea estudiar.

2.2. LiDAR - Light Detection and Ranging

El LiDAR es un sensor remoto activo que emplea un láser de alta potencia para emitir radiación electromagnética, continua o pulsada, desde la región Ultravioleta hasta el Infrarrojo. La longitud de onda de operación se define de acuerdo al tipo de sustancia que se desee observar. Fundamentalmente, un sistema LiDAR básico se constituye de tres componentes: **Emisor**, **Receptor y Detector**, como se muestra esquemáticamente en la Fig 2.2.

El *componente emisor* se constituye de un láser, en el caso de este estudio un láser pulsado (detalles son presentados en la siguiente sección), cuyo haz es orientado 90° hacia la columna atmosférica. Luego de la interacción del haz con la atmósfera, la radiación retrodispersada (aquella fracción del haz que se dispersa en dirección contraria a la emisión del láser y que retorna al punto de origen) es captada por el *componente receptor*. Este segundo modulo se constituye de un Telescopio cuyas características varían dependiendo del tipo de estudio, sin embargo, comúnmente puede ser de tipo Newtoniano o Cassegrain. Finalmente, la radiación captada por el telescopio pasa a través de un transductor de luz a voltaje que se denomina Tubo Fotomultiplicador (PMT, por las siglas en inglés de Photomultiplier Tube), el cual transporta dicha corriente hacia el *componente detector*. Este se constituye típicamente en un sistema de registro de datos TCSPC (Time Correlated Single Photon Counting) que consigue sincronizar la

frecuencia de envío de cada pulso láser con la frecuencia de recepción, y así, elaborar una señal que reconstruye la estratigrafía de la columna atmosférica con relación a las intensidades de luz retrodispersadas en diferentes altitudes [44, 37].

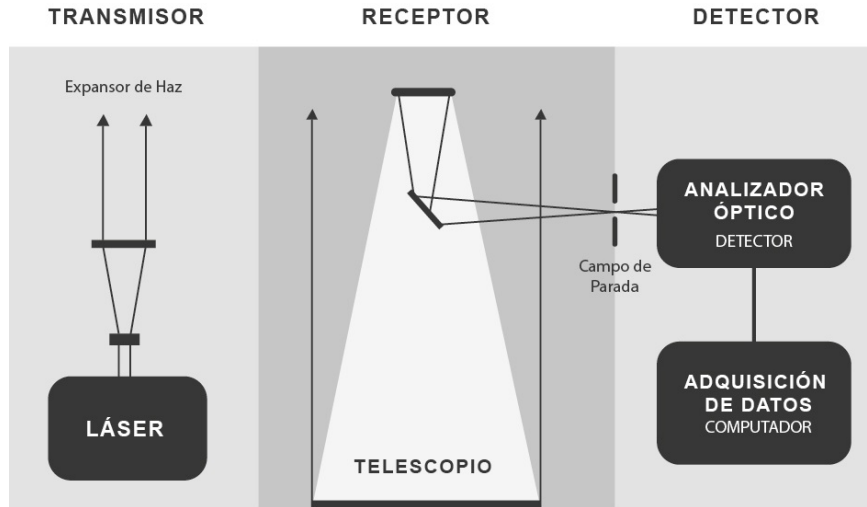


Figura 2.2: Configuración básica de un sistema LiDAR. Adaptada de [44].

Un sistema LiDAR puede ser configurado en dos modalidades de operación básicas: *Monoestático* y *Biestático*. El sistema LiDAR monoestático hace referencia a que el sistema emisor y el sistema receptor se encuentran ubicados en la misma posición geográfica, y puede ser coaxial cuando la posición del eje óptico del telescopio y de haz coinciden en el mismo punto, o biaxial cuando el posicionamiento de dichos ejes difieren pero son paralelos. Por otra parte, un sistema biestático se refiere a que el componente emisor puede encontrarse en una posición geográfica diferente del sistema receptor. Las ventajas de usar un tipo de configuración sobre el otro radican en la logística disponible, el tipo de observación que se desee, recursos humanos y recursos de equipamiento.

Existen diferentes técnicas LiDAR para la detección de elementos o parámetros atmosféricos y sus usos varían dependiendo de las especies que se deseen observar y de la instrumentación que conforme el sistema. Las técnicas más comúnmente empleadas son LiDAR elástico, LIDAR Raman, LIDAR de Fluorescencia (Resonancia), LIDAR de absorción diferencial (DIAL) y LIDAR Doppler. Este trabajo está basado únicamente en el uso de la técnica LiDAR elástico.

En este sentido, el LIDAR elástico se considera como la técnica clásica del LiDAR y se basa en la teoría de dispersión elástica previamente definida en la Sección 2.1.1. Para garantizar únicamente la recepción de la luz retrodispersada en la misma longitud de onda de emisión es necesario emplear un filtro interferencial acoplado al PMT. Por lo tanto, el montaje únicamente recibirá aquellos fotones que a posterior interacción con la atmósfera no experimentaron pérdida de energía.

2.2.1. Interpretación de la señal: ecuación LiDAR

Como se mencionó en la Sección 2.2, el módulo receptor del sistema capta la radiación dispersada por la atmósfera y elabora una señal representativa del estado de los componentes atmosféricos. Esta señal se encuentra fuertemente relacionada a las interacciones que experimenta el haz en su trayectoria de propagación y retropropagación, así como a los parámetros físicos de los componentes del sistema. Todas estas características han dado lugar a la construcción de una

expresión matemática que determina la probabilidad de que una fracción del haz emitido, que ha sido retrodispersado, sea recibido por el sistema nuevamente. La condición central de esta expresión, siempre y cuando se refiera a un montaje LiDAR estático coaxial y con un ángulo cenital de observación de 90° , es que el sistema detectará únicamente la dispersión simple, es decir, aquellos fotones que en su retorno sólo experimentaron una única colisión. De este modo, el flujo de energía recibida, en una longitud de onda dada, respecto al rango de altitud alcanzado por el haz se define por la siguiente expresión [37, 44]:

$$P(\lambda_L, \lambda, z) = \frac{P_0(\lambda_L)O(z)C\beta(\lambda_L, \lambda, z)}{z^2} \exp\left(-\int_0^z [\alpha(\lambda, z) + \alpha(\lambda_L, z)]dz\right), \quad (2.15)$$

donde $P(\lambda_L, \lambda, z)$ expresa el flujo de energía captado por el sistema, el cual depende de una longitud de onda de emisión λ_L y la longitud de onda recibida λ desde una altitud z respecto de la posición del sistema. El flujo radiativo emitido por el láser es $P_0(\lambda_L)$, mientras que $C = A\xi(\lambda)\frac{c\tau}{2}$ es la constante del sistema que involucra todos los parámetros experimentales independientes de z , como el área del espejo primario del telescopio A , la eficiencia cuántica del PMT $\xi(\lambda)$, y la resolución vertical espacial del sistema dada por $\frac{c\tau}{2}$; siendo c la velocidad de la luz y τ el ancho del pulso. Adicionalmente, $O(z)$ es la función de solapamiento que cuantifica la alineación de los ejes ópticos del sistema, tal como se muestra en la Fig 2.3. Finalmente, $\beta(\lambda_L, \lambda, z)$ es el coeficiente de retrodispersión total que considera la contribución molecular y por aerosoles, mientras que $\alpha(\lambda_L, z)$ y $\alpha(\lambda, z)$ se refieren a la contribución molecular y por aerosoles del coeficiente de extinción. Es importante tener en cuenta que ambos coeficientes relacionan la trayectoria y retrotrayectoria de propagación del haz en la altitud z .

La Ecuación 2.15 cuantifica el flujo de energía recibida por colisiones inelásticas, dada la dependencia de λ_L , es decir, es la ecuación fundamental para una configuración LiDAR inelástica o Raman. Sin embargo, dado que esta investigación se encuentra enfocada en una configuración elástica, entonces es posible reescribir la ecuación suprimiendo la dependencia de λ_L :

$$P(\lambda, z) = \frac{O(z)C\beta(\lambda, z)}{z^2} \exp\left(-2\int_0^z \alpha(\lambda, z)dz\right). \quad (2.16)$$

No obstante, de esta ecuación se sabe que $P(\lambda, z)$ representa la señal recibida por el sistema, y que $\beta(\lambda, z)$ y $\alpha(\lambda, z)$ son incógnitas. Por lo tanto, se requiere implementar un algoritmo de inversión como se explicará en capítulos posteriores.

2.3. Implementación de la estación LiDAR-CIBioFI

2.3.1. Localización y entorno local y regional

Localizada en Colombia-Sur América, Santiago de Cali (Cali como nombre simple, 3.44N; 76.52W) es la capital del departamento del Valle del Cauca. Limita a el norte con los municipios de Yumbo y la Cumbre, al nordeste con Palmira, a el Este con Candelaria, al suroeste con el distrito económico especial de Buenaventura, y finalmente al noroeste con Dagua. Las cordilleras central y occidental de los Andes definen la topografía de Cali en la que su región urbana se localiza principalmente en una fracción de topografía plana y montañas bajas (ver Fig. 2.4). Cali se localiza en una altitud media de 1.000 m sobre el nivel del mar por lo que cuenta con un clima de sabana tropical, una temperatura promedio de 25°C , y una tasa de precipitación anual que alcanza 5.000 mm [45]. Pese a que la cordillera occidental bloquea en gran proporción el paso de

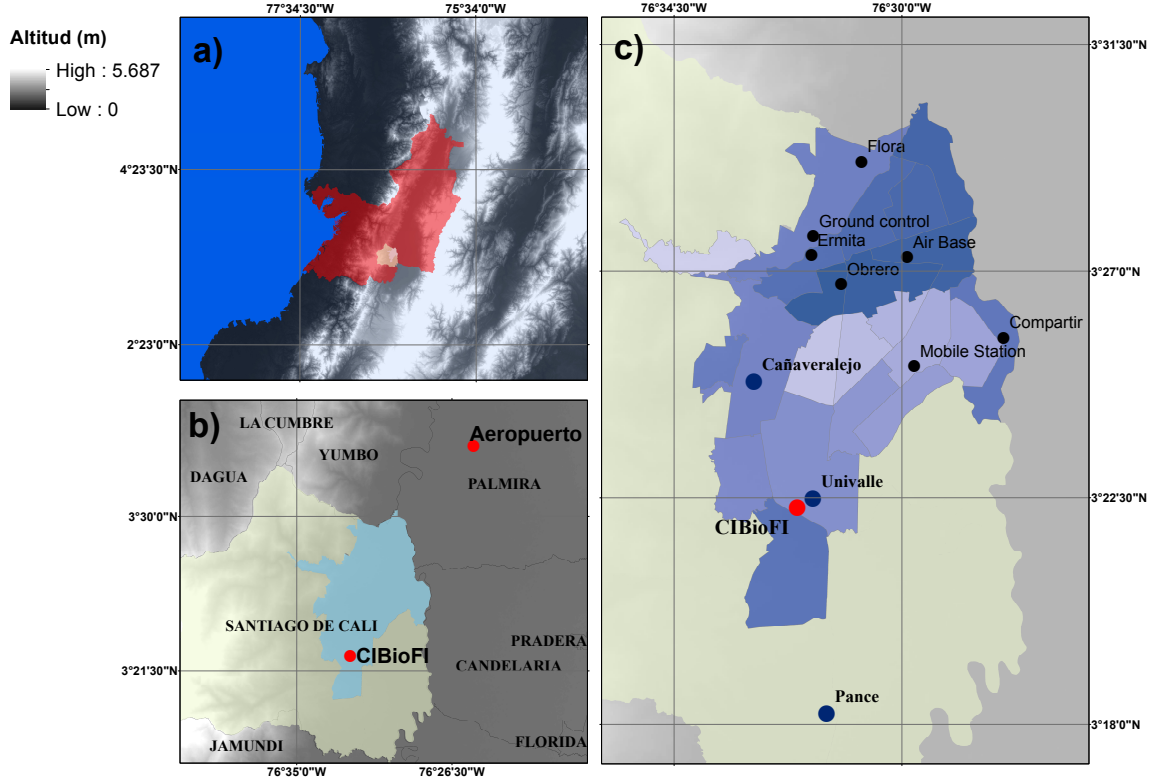


Figura 2.4: a) Localización general del departamento del Valle del Cauca (Área roja) y el municipio de Cali (Área iluminada) con referencia a Colombia. La altitud de la zona de estudio varía de acuerdo con la escala de color. b) El área iluminada representa el área rural de Cali, mientras que el área azul es el área urbana de la ciudad. Los puntos rojos marcan la posición del sistema LiDAR en la Universidad del Valle y el aeropuerto Alfonso Bonilla Aragón, donde se lanzan las radiosondas, respectivamente. c) división política y administrativa de Cali, los puntos azules representan la localización de las estaciones terrestres del SVCA.

temporal de estas especies respecto las normas nacionales de límites permisibles dispuestas en las resoluciones 2254 del 2017 [53] y 1541 del 2013[54], así como los estándares internacionales definidos por EPA (Environmental Protection Agency) [55].

A pesar de que Cali cuenta con el SVCA que mide concentración horaria de PM_{10} y $PM_{2.5}$ (a nivel de receptor), no existen reportes asociados a la dinámica vertical de los aerosoles o la dinámica de la CLA que es el medio en el cual se transportan estas sustancias; dado que la ciudad no cuenta con estaciones de AERONET [17] o LALINET [12].

Por primera vez en la ciudad, a través de este trabajo de investigación, el Centro de Investigación e Innovación en Bioinformática y Fotónica (CIBioFi) ha implementado en el campus Meléndez de la Universidad del Valle el sistema LiDAR multiespectral LiDAR-CIBioFi, el cual posee el equipamiento necesario para proveer soporte al SVCA por medio del perfilamiento de aerosoles para identificar sus propiedades ópticas e incluso estimar su distribución espacial en la columna atmosférica.

2.3.2. Aspectos técnicos de la estación LiDAR-CIBioFI

En adelante, este documento se referirá al sistema LiDAR implementado como LiDAR-CIBioFI con el objetivo de dar nombre a la estación experimental, la cual se localiza en el campus Meléndez de la Universidad del Valle (3,37N; 76,53W), Cali- Colombia. Actualmente, la operación del LiDAR-CIBioFI está basada en una configuración elástica para recibir señales por dispersión simple en una longitud de onda de 532 nm, y una alineación estática coaxial como se muestra en la Fig. 2.5.

El componente de emisión del sistema es un láser pulsado de Nd:YAG (Quantel Q-smart 450 mJ), cuyo ancho de pulso es ≤ 6 ns en una longitud de onda central de 1.064 nm, y una tasa de repetición (PRF, Pulse Repetition Frequency) de 10 Hz. Se ha empleado un generador de segundo armónico (2ω) para duplicar la frecuencia fundamental del láser, resultando en la longitud de onda 532 nm, cuya energía promedio es ≤ 220 mJ por pulso. Así mismo, puede ser implementado un generador de tercer armónico (3ω) para obtener una emisión en 355 nm. El haz de salida tiene un diámetro promedio de 6.5 mm, el cual es expandido a través de un expansor tipo galileano de magnitud 3x. La divergencia de expansión de este instrumento es menor que 0.5 mrad y tiene una transmitancia de 99 % en 532 nm.

El componente receptor, encargado de coleccionar la luz retrodispersada por la atmósfera, se encuentra conformado por un Telescopio Newtoniano cuya distancia focal es de 1 m, diámetro del espejo primario es de 0.3 m y el campo de visión (FOV, por sus siglas en ingles) de 1.47 mrad. A la lente de colimación se encuentra acoplado un diafragma de apertura variable mínima de 1 mm, posteriormente, para asegurar la configuración elástica se dispone de un filtro interferencial en 532 nm que también se encuentra acoplado un PMT cuya eficiencia cuántica en 532 nm es del 80 % (PMT, Hamamatsu, R9880U series). Dada la alineación del sistema, la función de solapamiento alcanza una altitud máxima de aproximadamente 50 m para la recepción de señales útiles en la detección de bajas alturas de CLA. Además, este nivel de solapamiento permite la detección de propiedades ópticas de aerosoles en la baja troposfera.

Finalmente, el componente detector del sistema se encuentra constituido por un sistema de grabación Licel (TR20-160). Este sistema permite discriminar la estratigrafía atmosférica y detectar componentes atmosféricos a diferentes alturas, a través de la sincronización con una señal periódica que usualmente es la PRF del sistema láser. En el caso del LiDAR-CIBioFI, el sistema de detección o grabación de señales tiene una resolución espacial vertical de 3.75 m, con un potencial de almacenamiento de 16.380 bins, es decir, un alcance de detección de 61.425 km de altitud. La Tabla 2.1 presenta un resumen general de las características técnicas del sistema, además se observa que la estación LiDAR-CIBioFI cuenta con la instrumentación para emitir y detectar en diferentes longitudes de onda del espectro ultravioleta, visible e infrarrojo.

2.3.3. Mediciones de radiosonda

Actualmente, Colombia cuenta con siete estaciones experimentales para el lanzamiento de radiosondas, las cuales cuentan con la supervisión y administración del IDEAM. Estas estaciones experimentales se localizan en los aeropuertos de Bogotá, Cali (See Fig. 2.4), Barranquilla, San Andrés Isla, Bucaramanga, Leticia, y Tres Esquinas. Los datos crudos que arroja esta instrumentación se encuentran disponibles en el sitio web <http://bart.ideam.gov.co/sondeos/>. Sin embargo, únicamente los datos procesados de las estaciones de Bogotá, Cali, San Andrés Isla y Leticia se encuentran disponibles en la base de datos de la Universidad de Wyoming [56].

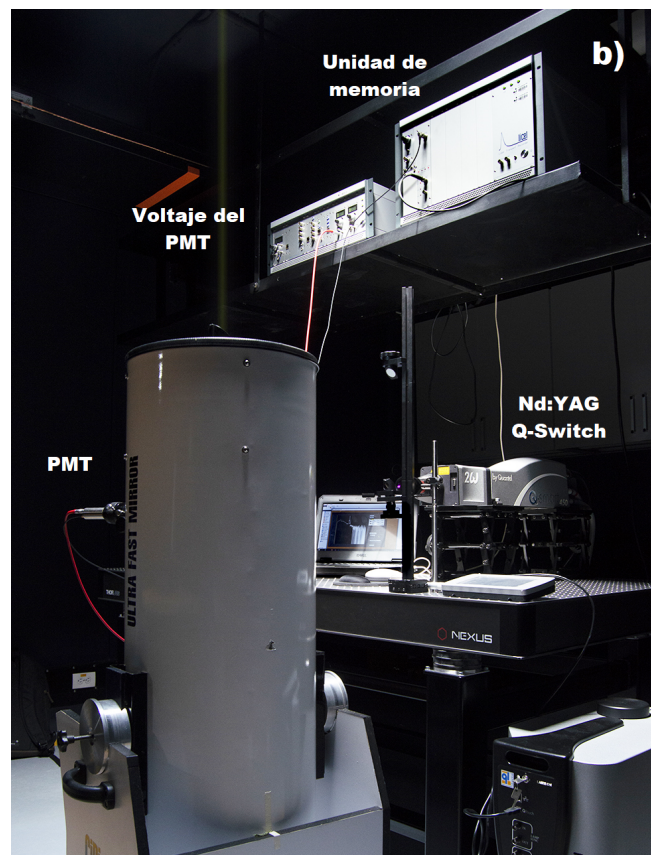
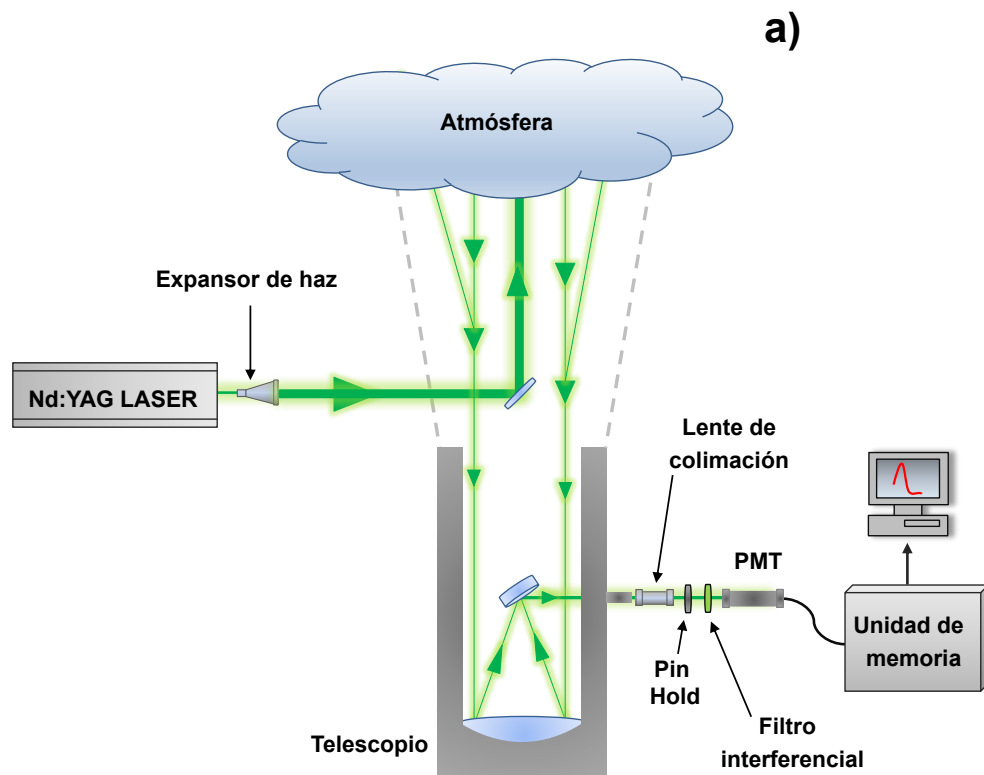


Figura 2.5: a) El montaje LiDAR-CIBioFI se encuentra configurado en una alineación estática coaxial y recibe señales por dispersión elástica simple a una longitud de onda de 532 nm, b) vista frontal del montaje in situ.

Características del módulo emisor				
Longitud de onda (nm)	Energía (mJ)	PRF (Hz)	Diámetro haz (mm)	Ancho de pulso (nm)
1.064	≥ 450	10	6.5	≤ 6
532	≥ 220	10	6.5	≤ 6
355	≥ 130	10	6.5	≤ 6
Características del módulo receptor				
Telescopio	Diametro espejo (m)		Distancia focal (m)	FOV (mrad)
Newtoniano	0.3		1	1.47
Características del módulo detector				
PMT		Canal elástico		Resolución (m)
PMT 355 nm Hamamatsu R9880U		TR20-12bit-LICEL		3.75
PMT 532 nm Hamamatsu R9880U		TR20-12bit-LICEL		3.75
APD 1064 nm - LICEL APD H7546B		TR20-12bit-LICEL		3.75

Tabla 2.1: Especificaciones técnicas de la estación LiDAR-CIBioFI.

La radiosonda es un instrumento ampliamente usado y aceptado a nivel mundial para el desarrollo de estudios asociados a los parámetros físicos de la atmósfera, incluyendo la detección de la CLA. Diferentes metodologías han sido desarrolladas para obtener la altitud tope de la capa de mezcla de CLA empleando perfiles de radiosonda, los cuales se clasifican en dos categorías principales: métodos “objetivos” y “subjetivos”. Los métodos “subjetivos” se encuentran basados en la observación de los datos y, en condiciones convectivas, definen la altitud de la capa de mezcla como la altura donde se reduce significativamente la humedad del aire. Entre tanto, los métodos “objetivos” se basan en procedimientos analíticos que involucran la cuantificación de parámetros físicos de la atmósfera [57].

En este trabajo se emplean dos métodos objetivos que de acuerdo con la revisión exhaustiva y procesamiento de datos a nivel mundial de [58], reportan los mejores resultados para la detección de la altitud del tope de CLA empleando perfiles de radiosonda. Estos métodos son: **i)** la detección del valor máximo del gradiente del potencial de temperatura (Θ_v), el cual indica la transición de una región convectiva menos estable a una con mayor estabilidad [59, 60], donde Θ_v se obtiene a través de:

$$\Theta_v = T(1 + 0,608 w_v) \left(\frac{1000 \text{ mb}}{p_a} \right)^{0,286}, \quad (2.17)$$

donde T es el perfil de temperatura, w_v es la relación de mezcla entre vapor de agua y aire seco, p_a es el perfil de presión, y mb denota presión en unidades de milibar; **ii)** detección del valor mínimo del gradiente vertical del perfil de la humedad relativa (RH). La Fig. 2.6 muestra un ejemplo de los perfiles de radiosonda empleados para obtener la altitud del tope de la CLA; la fecha en que se llevó a cabo el lanzamiento de a radiosonda, para este caso, fue el 21 de agosto del 2018.

2.3.4. Red de calidad del aire local

El SVCA es una política local para el monitoreo de la calidad del aire, el cual provee datos horarios proporcionando soporte en el desarrollo de estrategias para la protección del aire. Se compone de nueve estaciones terrestres distribuidas como muestra la Fig. 2.4, y seis tienen la capacidad de medir concentración de PM_{10} , mientras que cuatro pueden medir concentración de $PM_{2.5}$. Esta red se basa en el uso de analizadores automáticos que miden partículas, Ozono (O_3), Dióxido de azufre (SO_2) y Dióxido de nitrógeno (NO_2). Empleando los datos crudos de la red, el DAGMA emite reportes mensuales y anuales de la calidad del aire de cali, los cuales pueden ser encontrados en el sitio web <http://www.cali.gov.co/dagma>.

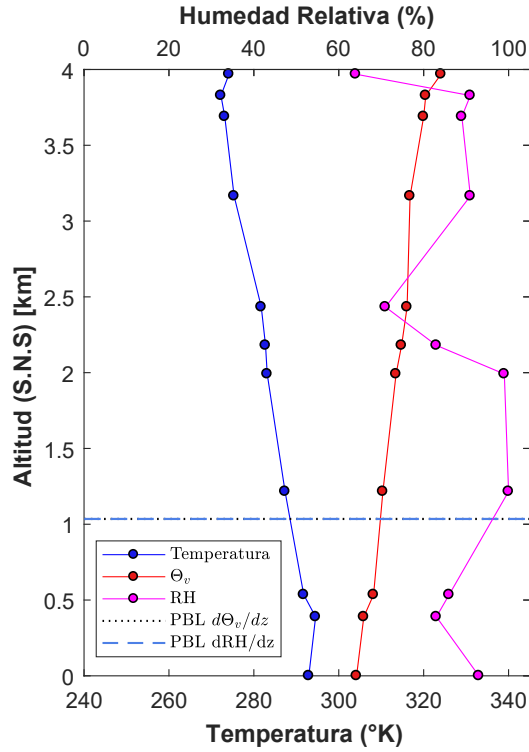


Figura 2.6: Perfil de temperatura (Línea azul) y de humedad relativa (Línea magenta). El potencial virtual de temperatura Θ_v (Línea roja) se obtuvo a partir de los perfiles experimentales de la radiosonda. Estos perfiles fueron medido el 21 de agosto del 2018 al medio día. La línea azul a trazos y la línea negra punteada representan la altitud tope de la CLA empleando los métodos $d\Theta_v/dz$ y dRH/dz , respectivamente.

Capítulo 3

Dinámica de la capa límite atmosférica

Este capítulo se integra por cuatro secciones dedicadas al estudio de la Capa Límite Atmosférica (CLA) que resuelven los objetivos específicos uno y dos planteados en la Sección 1, los cuales son: *Determinar la variabilidad y/o tendencia mensual y diaria de la CLA local y Confrontar y validar los resultados obtenidos de la CLA respecto a los datos de radiosonda generados por el IDEAM, y los datos de concentración diaria de PM_{10} y $PM_{2.5}$* . La primer sección hace un abordaje teórico que presenta una clara definición acerca de la CLA, su estructura e importancia en la distribución espacial de los aerosoles en la atmósfera. La segunda sección es un apartado metodológico en el cual se proporciona detalle acerca del preprocesamiento de la señal LiDAR; se brinda un contexto acerca de los métodos para la detección del tope de la CLA empleando señales LiDAR; y finalmente, se describe paso a paso la propuesta algorítmica para la detección del tope de la CLA que aporta este trabajo. La tercera sección corresponde a los resultados y discusión, aquí se presenta los resultados obtenidos de evaluar a nivel mensual y diario el comportamiento de la CLA; se lleva a cabo una comparación de los resultados obtenidos respecto al método estándar nacional para el perfilamiento atmosférico, radiosonda; y se analizan los promedios diarios y horarios de las concentraciones de PM_{10} y $PM_{2.5}$ respecto la evolución diaria de la CLA. La última sección corresponde las conclusiones y recomendaciones más relevantes acerca de este capítulo.

3.1. Definición y estructura de la CLA

La CLA es la más baja de la troposfera, por lo que es directamente influenciada por la superficie terrestre. El tiempo de respuesta a esta interacción se encuentra en el orden de una hora o menos, lo cual genera una alta variabilidad vertical que puede ocupar cientos de metros a pocos kilómetros de la columna atmosférica [59]. Un parámetro clave que define las características del ciclo diario de la CLA es el denominado tope de la CLA (CLA_T), el cual se encuentra estrechamente vinculado con la fricción entre la masa de aire y la superficie, la evapotranspiración, la transferencia de calor, los contaminantes liberados y modificaciones de flujo inducidas por la superficie.

Típicamente, la naturaleza de la CLA presenta una evolución de baja altura en aquellas regiones de alta presión atmosférica, mientras que en regiones de baja presión el nivel de altitud tiende a ser superior. Pese a esta tendencia, es difícil definir con exactitud una altura precisa para el CLA_T , específicamente en regiones de baja presión dado que las masas de aire cercanas a

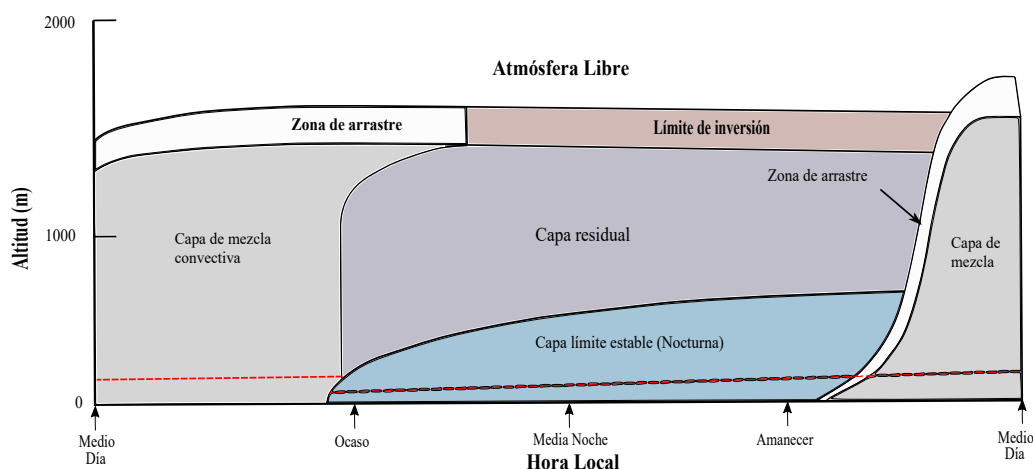


Figura 3.1: La capa límite sobre regiones de alta presión atmosférica y sus tres componentes fundamentales: una capa de mezcla muy turbulenta, una capa residual menos turbulenta que contiene la carga de aerosoles remanente del día anterior, y una capa de mezcla estable con esporádicos procesos de turbulencia [59].

la superficie aumentan su temperatura y son transportadas hacia alturas sustanciales en la troposfera, dando lugar a procesos convectivos.

Por otra parte, sobre regiones de alta presión, la altitud del CLA_T y la estructura de su ciclo diario se encuentran más claramente definidas y se resumen en la Fig 3.1. Los componentes fundamentales de la CLA son **la capa de mezcla, la capa residual, la zona de arrastre y la capa estable**, y su aparición y desarrollo dependen principalmente del horario del día. La capa de mezcla es una turbulenta región atmosférica con fuertes procesos convectivos que toma lugar en el día debido a la transferencia de calor entre otros fenómenos radiativos, lo cual mantiene la carga total de aerosoles suspendida en esta región. Sin embargo, con la puesta del sol y la desaparición de la luz solar, ocurre un decaimiento de temperatura que desencadena el desarrollo y aparición de la capa residual y la capa estable.

Como su nombre lo indica, la capa residual es aquella región que se produce como resultado del decaimiento de la capa de mezcla convectiva, en esta región permanece suspendida la carga de aerosoles remanente de la capa bien mezclada. Por su parte, la zona de arrastre es la región de transición entre la capa de mezcla o capa residual y la troposfera libre, es en esta región donde ocurre el intercambio con la troposfera libre. Finalmente, la capa estable es un proceso atmosférico nocturno que se caracteriza por tener una mecánica estable en la que ocurren débiles procesos de turbulencia que contribuyen a mantener la mínima altura posible del CLA_T , es este escenario el que resulta de particular interés para los estudios de salud pública dado que la concentración de contaminantes por unidad de volumen ocupado aumentan.

En conclusión, la CLA es un parámetro fundamental para estudios en materia de contaminación atmosférica, cambio climático, modelamiento climático y salud pública. Esto se debe a que la carga de aerosoles de la capa de mezcla sufren procesos de transporte, incluso a kilómetros de su fuente de emisión, que afectan la calidad del aire, la visibilidad y el intercambio radiativo directo e indirecto que altera la tasa de precipitaciones y el balance energético de la Tierra.

Diferentes instrumentos han sido desarrollados para detectar la altitud del CLA_T , y sensores remotos activos y pasivos son herramientas fundamentales para llevar a cabo este tipo de mediciones. Un instrumento aceptado por su fiabilidad para este fin es la radiosonda, no obstante,

esta no proporciona información en amplio espectro temporal. Por su parte, el LiDAR es una poderosa herramienta para el monitoreo del CLA_T y el seguimiento de la dinámica de los aerosoles, el cual provee información continua durante el día y es capaz de recuperar por completo la evolución de la dinámica atmosférica.

El CLA_T es una variable dinámica cuya altitud puede ser identificada como el punto entre dos regiones donde existe una proporción equitativa de aire limpio y aire cargado de aerosoles [61]. Matemáticamente hablando, una función error puede representar fielmente una señal LiDAR elástica y el CLA_T se localizaría en el punto de inflexión entre las dos regiones principales de la función. Existe una diversidad de métodos basados en la observación completa de señales LiDAR para detectar con precisión la altitud del CLA_T , muchos de estos siguen el principio del punto de inflexión. Por ejemplo, existen dos metodologías, la detección por gradiente [62, 63, 64] y por umbral [65, 37] que pueden ser empleadas para identificar el punto de inflexión asociado a el CLA_T . Sin embargo, el uso de señales experimentales recuperadas en condiciones de atmósfera no homogénea es una difícil tarea debido a la relación señal-ruido; y la distribución vertical de constituyentes atmosféricos como nubes o capas intrusivas de aerosoles.

Métodos alternativos han surgido con el objetivo de superar la dificultades asociadas a los métodos de detección basados en el punto de inflexión. Por ejemplo, el método del ajuste [66, 63] y el método Wavelet Covariance Transform (WCT, se empleará la sigla en inglés para conservar la integridad del nombre) [67, 65, 68] son matemáticamente más robustos y funcionan mucho mejor en escenarios de atmósfera no homogénea. No obstante, bajo condiciones de múltiples capas de aerosoles o nubes, estos métodos puede sobre estimar la detección del CLA_T . Algunas soluciones para hacer frente a estas condiciones se basan en el uso de los canales LiDAR despolarizados y en la consideración de la relación de color y despolarización [68]; o también, algunas soluciones se basa en el uso del filtro de Kalman extendido [69, 70, 71].

En este trabajo se emplea una sinergia entre los métodos de gradiente, ajuste y WCT a través de una propuesta algorítmica. En este documento se presentan los primeros resultados de la estación LiDAR-CIBioFI acerca de la detección del CLA_T , por consiguiente, los primeros datos de esta naturaleza en Cali y el suroccidente colombiano.

3.2. Materiales y métodos: medición de la dinámica de la CLA

3.2.1. Preprocesamiento de las señales LiDAR

Como se mencionó en la Sección inmediatamente anterior, existen diferentes métodos para la detección de la altitud del CLA_T empleando un sistema LiDAR elástico. Sin embargo, antes de implementar alguno de estos se requiere llevar a cabo un preprocesamiento de las señales y la **Corrección de fondo** (BC, por sus siglas en inglés) es el primer paso para mejorar la calidad de las señales LiDAR.

Además de la fracción del haz retrodispersado, el telescopio también recibe la radiación solar difusa en el día o remanentes de luz artificial en las noches. En consecuencia, en la señal también hay una fracción de intensidad asociada a las múltiples interacciones de esta radiación no deseada que disminuye la relación señal-ruido, por lo tanto, la corrección BC consiste en sustraer de la señal el valor medio de intensidad asociado a un región donde se registre únicamente contribución molecular; para el caso específico de esta investigación se ha seleccionado la región comprendida entre 5 y 9 km. Como se puede observar en la Fig 3.2a, la línea roja es una señal LiDAR cruda que ha

sido recuperada el día 19 de julio del 2018, mientras que la línea azul es el resultado de aplicar la corrección BC.

Una vez se ha realizado la BC se deben considerar factores adicionales que pueden degradar la señal LiDAR recibida, entre ellos, el camino radiante que sigue el haz desde que se libera hasta que es captado por el telescopio. En su trayectoria completa para generar una señal, el haz experimenta diversidad de interacciones que aumentan su divergencia y produce efectos no deseados como saturación o desaparición de frecuencias, y ruido. Para compensar estos efectos, los cuales dependen del rango alcanzado por el haz, se lleva a cabo una segunda corrección denominada **Range Corrected Signal (RCS)**, se empleará la sigla en inglés para conservar la integridad del nombre), la cual es bastante útil para recuperar la estratigrafía atmosférica que es imposible observar en la señal cruda, y se encuentra definida por la siguiente expresión:

$$x(z) = \ln(P(z) \times z^2), \quad (3.1)$$

donde $P(z)$ es dada por la Ecuación 2.16, y corresponde a la señal cruda, y como se definió previamente z es el rango de altitud alcanzado por el haz.

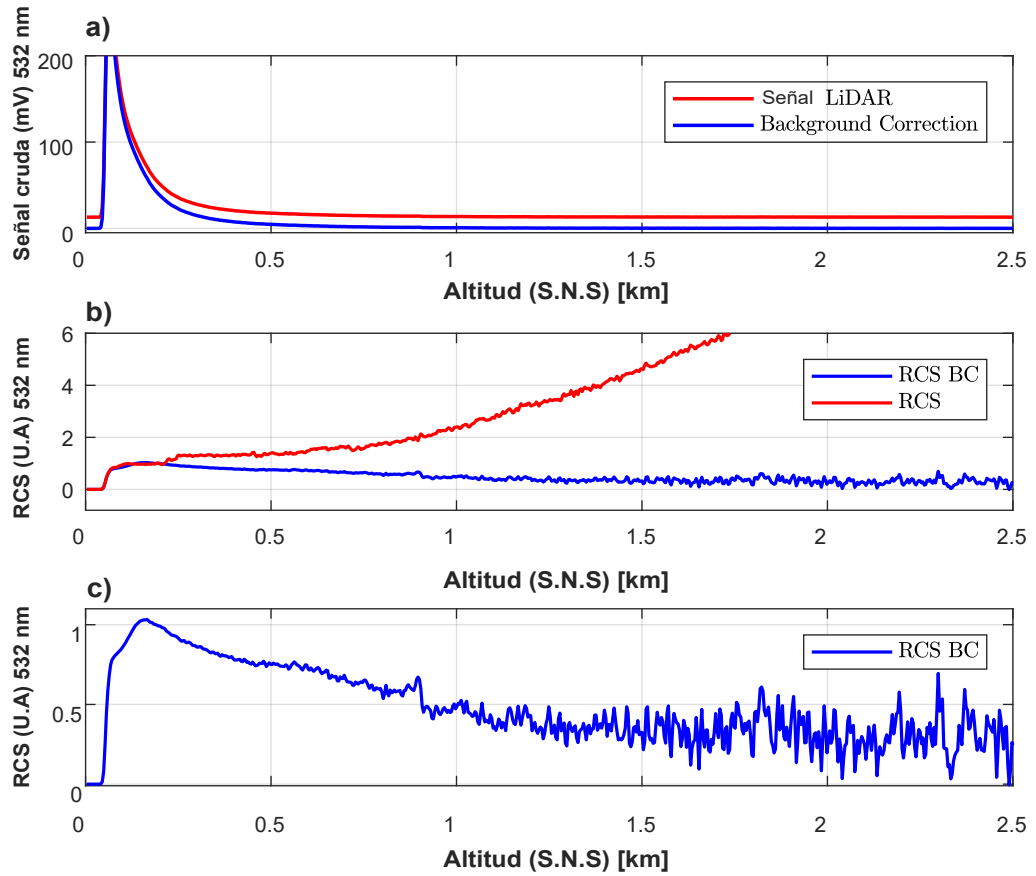


Figura 3.2: a) Señal cruda recuperada por el sistema LiDAR-CIBioFI y su respectiva corrección por fondo radiativo. b) Diferencia entre una señal corregida en el rango con y sin corrección de fondo. c) Señal corregida en el rango en detalle.

La Fig 3.2b muestra la línea roja que representa la RCS sin previa aplicación de la BC, es posible observar el crecimiento exponencial que se introduce por el fondo radiativo, ocasionado por la

recepción de radiación difusa; por el contrario, la línea azul representa una RCS previa aplicación de la BC, en la que es posible observar un comportamiento exponencialmente decreciente producto de un menor número de concentración de elementos atmosféricos.

Dado que la capa bien mezclada de la CLA contiene casi toda la carga de aerosoles troposféricos, sin considerar la carga fugitiva que logra superar el límite del CLA_T , se espera que la fracción de $x(z)$ que representa esta capa muestre valores de intensidad elevados a diferencia de la troposfera libre, donde se espera una concentración levemente residual de aerosoles. la Fig 3.2c muestra en detalle el comportamiento de la RCS con previa aplicación de BC, y el decaimiento que se observa es crucial para la detección de la altitud del CLA_T . Por lo tanto, en adelante todos procesos analíticos o numéricos que se lleven a cabo serán realizados previa aplicación de estas correcciones.

Luego de aplicar las dos correcciones en mención para todas las señales recibidas, por ejemplo el 19 de julio del 2018, es posible generar una evolución temporal de todos los componentes de la CLA para este día. El color rojo de la Fig 3.3 representa altos valores de intensidad, producto de que a mayor carga de aerosoles se produce una mayor tasa de retrodispersión del haz enviado, mientras que el color azul representa una troposfera libre con concentración de aerosoles significativamente menor que en la capa bien mezclada. Por su parte, el color blanco representa la mayor proporción de intensidad que se genera por la interacción del haz con nubes y también representa ruido.

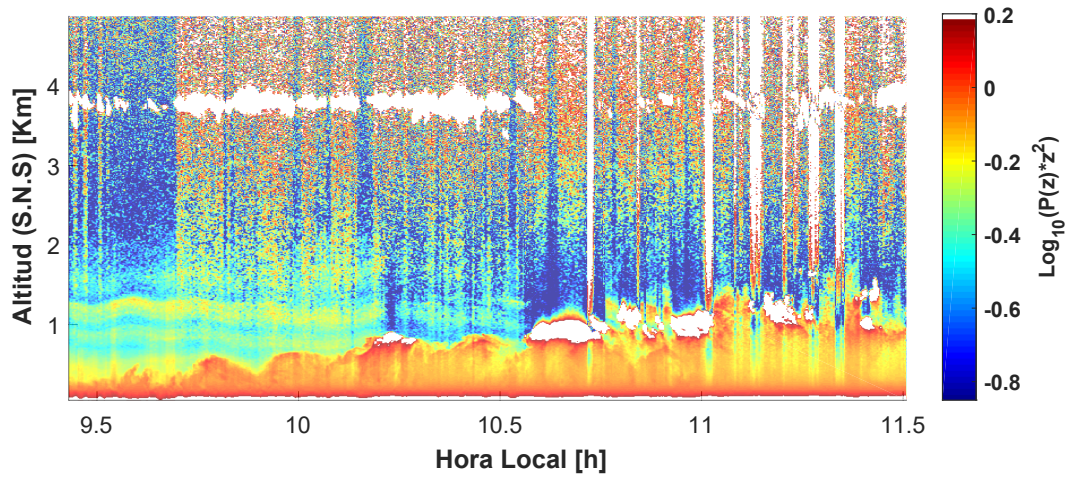


Figura 3.3: Evolución temporal del 19 de julio del 2018.

3.2.2. Detección de la altitud del tope de la CLA

Dado que este proceso de detección se encuentra basado en una sinergia de tres métodos bien estudiados previamente, se presentará una concisa y estructurada definición técnica de cada uno, con el propósito de mantener la rigurosidad conceptual.

3.2.2.1. Método del ajuste

Como su nombre lo indica, este método consiste en ajustar la RCS a una función que logre diferenciar plenamente la troposfera libre y la capa bien mezclada. En este caso de estudio se

ha empleado una variación de la función error, la cual ha sido definida por [66], y responde a la siguiente expresión:

$$u(z) = \frac{x_m + x_u}{2} - \frac{x_m - x_u}{2} \operatorname{erf}\left(\frac{z - z_m}{s}\right), \quad (3.2)$$

donde $u(z)$ es un perfil simulado que representa una señal LiDAR ideal, con una clara diferencia de concentración de aerosoles que depende del rango z ; x_m es el valor medio de la capa de mezcla o capa bien mezclada; x_u es el valor medio de la troposfera libre; z_m es la altitud media de la zona de arrastre y s es el espesor de la zona de arrastre.

3.2.2.2. Método del gradiente

Este método considera que la RCS se constituye de valores de intensidad elevados en la capa de mezcla respecto de la troposfera libre. Por consiguiente, la RCS debe presentar un comportamiento decreciente respecto a la altitud o rango, y se expresa como el gradiente de $x(z)$ [72, 62]:

$$g(z) = \frac{dx(z)}{dz}, \quad (3.3)$$

donde $dx(z)$ es la primera derivada de RCS y expresa el cambio en la tasa de retrodispersión respecto a dz , el cual tiene una resolución espacial vertical que depende de las características del sistema, en este caso de estudio el LiDAR-CIBioFI posee una resolución de 3.75 m, es decir, las señales se encuentran discretizadas en este delta espacial. Por lo tanto, $g(z)$ tendrá un mínimo global hacia la altitud media de la zona de arrastre, situación que favorece para determinar el CLA_T .

3.2.2.3. Wavelet Covariance Transform

La función de Haar o wavelet de Haar es una de las funciones del tipo wavelet más empleadas en el área de procesamiento de señales, debido a que gracias a su comportamiento discontinuo permite estimar cambios repentinos en las señales, por ejemplo, la transición entre la capa de mezcla y la troposfera libre en $x(z)$ (Ecuación. 3.1). El wavelet de Haar se define como:

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} 1 & b - \frac{a}{2} \leq z \leq b \\ -1 & b \leq z \leq b + \frac{a}{2} \\ 0 & \text{de otro modo,} \end{cases} \quad (3.4)$$

donde z es la altitud; a y b son la dilatación espacial y la translación de la posición central del escalamiento de la función, respectivamente. El método WCT consiste en realizar una convolución entre la RCS y el wavelet Haar, y su resultado será una transformación de la RCS que contendrá máximos locales de acuerdo a los cambios repentinos en la señal, definido como [67]:

$$WCT_f(a, b) = \frac{1}{a} \int_{z_b}^{z_t} x(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz, \quad (3.5)$$

donde z_b y z_t son límites superior e inferior de la RCS en el rango. El factor de normalización a^{-1} es una ventaja matemática ya que permite agudizar la detección de transiciones leves en RCS. El resultado obtenido del WCT expresa una similaridad entre $x(z)$ y $h\left(\frac{z-b}{a}\right)$. La Fig. 3.4a muestra un perfil LiDAR ideal simulado, al cual se le ha añadido ruido Gaussiano (Valor medio

de 0 y desviación estándar de 0.05) con el propósito de asemejar una señal experimental, y un ejemplo de un wavelet de Haar; la Fig. 3.4b muestra la aplicación del WCT con diferentes valores de dilatación espacial (a), donde es posible observar la importancia de una apropiada selección de este parámetro; finalmente, la Fig. 3.4c muestra en detalle el resultado del WCT con la mejor selección del parámetro a dado que su máximo local es una correcta transformación de la zona de transición entre la capa de mezcla y la troposfera libre, adicionalmente se resalta en negro el punto que representa la detección del CLA_T .

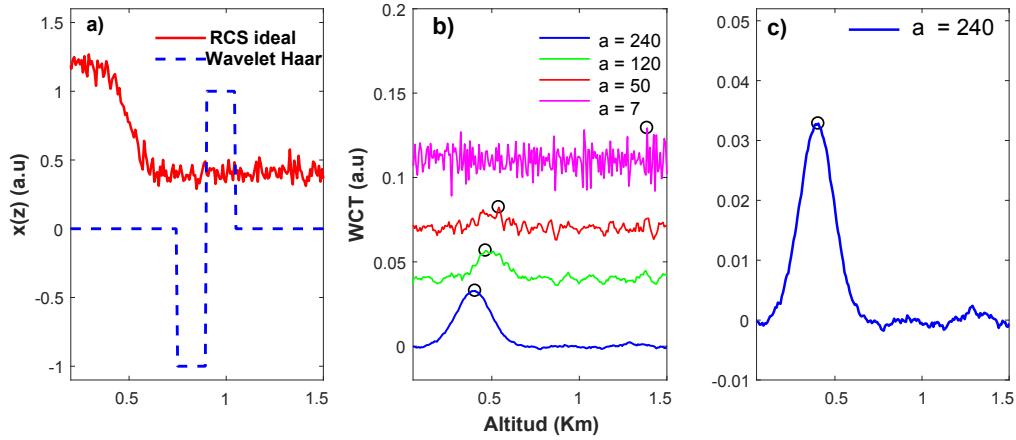


Figura 3.4: **a)** Perfil LiDAR ideal simulado previamente contaminado con ruido Gaussiano (Curva roja), y una representación del wavelet de Haar (Curva azul a trazos). **b)** Diferentes resultados de WCT con valores de $a = 240$ (Curva azul), $a = 120$ (Curva verde), $a = 50$ (Curva roja), $a = 7$ (Curva magenta), y sus respectivos valores de máximo local (Círculos negros), los cuales representan la detección del CLA_T . **c)** Detalle del resultado del WCT (Curva azul) con un valor de $a = 240$ y una posición del CLA_T en 486 m (Círculo negro).

Como se puede observar en la Fig. 3.4b, bajos valores de a tales como $a = 7$ o $a = 50$ pueden cambiar drásticamente la RCS ideal que se ha simulado para este caso, por lo tanto, se espera que tenga el mismo efecto en las señales experimentales. Los resultados de WCT empleando estos bajos valores de a indican que hay una presencia predominante de ruido sin claridad acerca de cual pico puede representar el CLA_T , es decir, aplicar el método WCT con bajos valores de a es equivalente a aplicar el método del gradiente [73], por lo tanto, no se recomienda emplear este tipo de valores de a . Por otra parte, los resultados que arroja el WCT empleando valores de a mucho más grandes como $a = 240$ o $a = 120$, indican que la transformación posee una forma funcional diferente que permite establecer con mayor claridad aquellos máximos locales que representan el CLA_T como se puede observar en la Fig 3.4c.

Si bien hasta el momento se ha hecho referencia únicamente a la importancia de una adecuada selección del parámetro a , no se debe dejar de lado la selección de b , Ecuación 3.5. Sin embargo, hasta la fecha no hay antecedentes que expresen claramente cual es el criterio de selección de este parámetro, por el contrario, se parte de selecciones aleatorias que se basan en la inspección de la estructura vertical de la señal [67, 73, 74, 68]. En consecuencia, la siguiente sección presenta una propuesta algorítmica que consiste en asegurar una selección adecuada de los parámetros a y b empleando los métodos discutidos anteriormente.

3.2.2.4. Método del gradiente como umbral para el WCT

El CLA_T no posee una altura fija y es una de las variables troposféricas más dinámicas en la climatología dado que responde al cambio de variables como temperatura, precipitación, presión, topografía, la liberación de contaminantes por fuentes mencionadas en la Sección 2, entre otros. Como consecuencia, para detectar su patrón de comportamiento se requiere monitoreo continuo empleando métodos automatizados.

La Fig 3.4c muestra un desempeño excepcional del WCT para una señal ideal y libre de nubes, no obstante, este método presenta dificultades en condiciones de atmósfera no homogénea con presencia de al menos una nube de vapor de agua o de aerosoles que representan valores de intensidad similares a la capa de mezcla en una señal LiDAR experimental. En escenarios como este, aparecerían al menos dos máximos locales que representan un problema para la adecuada selección del CLA_T . Así mismo, detectar el CLA_T empleando el método del gradiente en las condiciones atmosféricas descritas antes y con mala relación ruido-señal, tampoco es una labor fácil de llevar a cabo. Con el objetivo de sobrepasar estos obstáculos, en este trabajo se ha desarrollado un algoritmo basado en los métodos descritos previamente en la Sección 3.2.2, cuyo flujo se puede observar en la Fig. 3.5 y se describe a continuación.

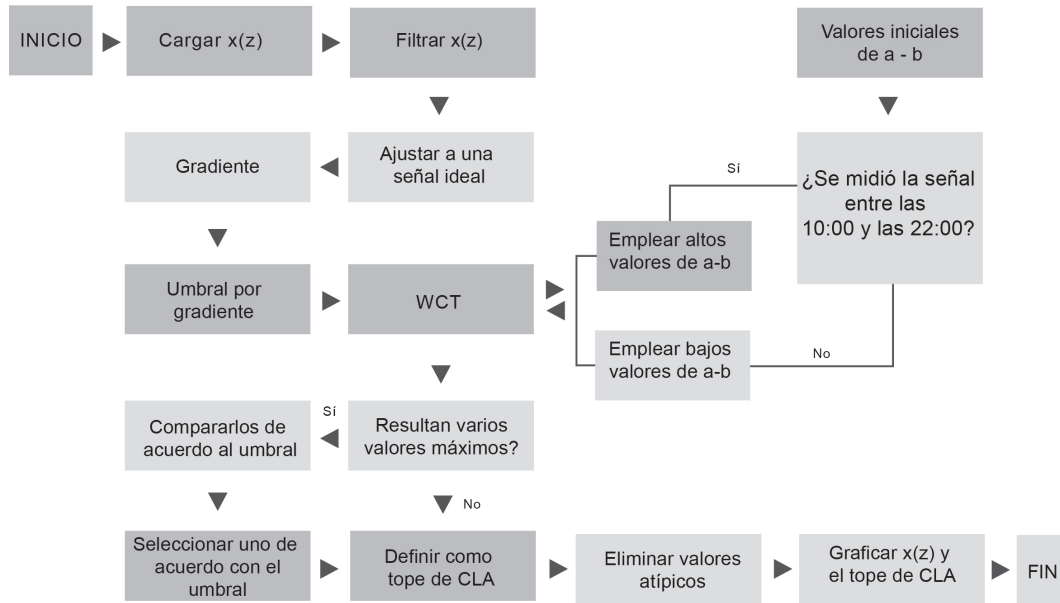


Figura 3.5: Flujo algorítmico para la detección del CLA_T empleando el método del gradiente como umbral para el método WCT.

1. Dado que la calidad de los resultados del método del gradiente depende fuertemente de la relación ruido-señal de la RCS, se requiere el uso de un filtro de reducción de ruido que permita el paso de las frecuencias más relevantes que constituyen la señal. Por lo tanto, el primer paso del algoritmo, luego de cargar la señal experimental $x(z)$, consiste en aplicar un filtro de media móvil de paso bajo de frecuencias con un ancho de 20 posiciones por cada elemento filtrado. Se emplea específicamente este filtro dado que permite el paso de bajas frecuencias y elimina aquellas altas frecuencias que en este tipo de señal representan ruido o elementos atmosféricos difusos, como nubes de bajo espesor óptico, que no interfieren en la detección del CLA_T .

2. El segundo paso consiste en emplear la señal filtrada para encontrar el mejor ajuste a la Ecuación 3.2, con el fin de hallar la señal ideal más cercana a cada señal experimental [66]. Se emplea un método de reducción de mínimos cuadrados para encontrar los parámetros de la Ecuación 3.2 que mejor se ajustan a la señal experimental. El resultado es una señal ideal libre de ruido y sin las frecuencias asociadas a capas de aerosoles y nubes, conservando únicamente las frecuencias asociadas a la capa de mezcla y a la troposfera libre como se observa en la Fig. 3.6a.
3. El siguiente paso consiste en obtener el gradiente de la nueva señal ideal. No obstante, no se extrae aquí la altitud del CLA_T dado que en el proceso de recuperar esta señal ideal, se han suprimido frecuencias que si bien no interfieren en su detección, cambian sustancialmente la forma funcional de la señal; lo cual representa varios cientos de metros en la precisión de la detección, como se puede observar en la Fig. 3.6b. En consecuencia, la utilidad del gradiente en este algoritmo responde a la selección de la región de inflexión de la curva como una región de umbral en la cual se debe localizar la altitud exacta del CLA_T .
4. Una vez localizada la región de umbral, el siguiente paso consiste en calcular el WCT empleando la señal experimental filtrada dado que conserva, en gran proporción, la estructura de la RCS y mejora la calidad de la misma. Sin embargo, se deben tener en cuenta algunas consideraciones especiales para la adecuada selección de los parámetros a y b del WCT:

- El algoritmo iniciará el cálculo de WCT seleccionando de forma aleatoria elementos de un conjunto inicial de valores de a y b , que dependen de la hora en la que se obtuvo la señal experimental. Por consiguiente, si la señal ha sido captada entre las 22:00-10:00 horas, se emplearán valores bajos de a y b dadas las condiciones de estabilidad atmosférica (capa de mezcla estable) en la zona de estudio; este intervalo horario a partir de ahora será definido como a_m . Por el contrario, si las señales han sido captadas entre las 10:00-22:00 horas, se emplearán valores de a de mayor magnitud dado que en este horario la evolución de la CLA local indica que hay desarrollo de capa de mezcla convectiva, la cual alcanza mayor altitud como es posible observar en la Fig 3.3; este intervalo horario a partir de ahora será definido como a_f . En consecuencia, basándose en los hallazgos de [67, 65, 75], el conjunto inicial de valores de a será definido a través de la desigualdad 3.6.

$$\begin{aligned} a_m &= 0,1 < a \leq 0,28 \\ a_f &= a > 0,28 \end{aligned} \tag{3.6}$$

- Como se indicó en la Sección 3.2.2.3, la selección del parámetro b se hace de manera aleatoria y repetitiva hasta encontrar la mejor opción. En este estudio, la selección está basada en la extracción de valores aleatorios de un conjunto de valores iniciales. Con previa observación de la evolución temporal de la CLA en la zona de estudio sólo habrá un conjunto de b que estará entre 800 m y 2.500 m
 - En caso que la selección inicial de a y b arrojen como resultado que el máximo local que produce el WCT, o en este caso el CLA_T , no se encuentre en la región umbral que ha sido sombreada en la Fig. 3.6c, obtenida a través del gradiente, el algoritmo deberá iterar realizando una nueva selección de a y b hasta que el máximo local del WCT se encuentre en dicha región como es posible observar en la Fig. 3.6d.
5. Finalmente, el algoritmo dará por terminada su ejecución cuando realicé los dos últimos pasos. Empleando un análisis de vecino más cercano se evaluará la consistencia temporal de los resultados de CLA_T , señal por señal, y se eliminarán aquellos resultados atípicos. Una

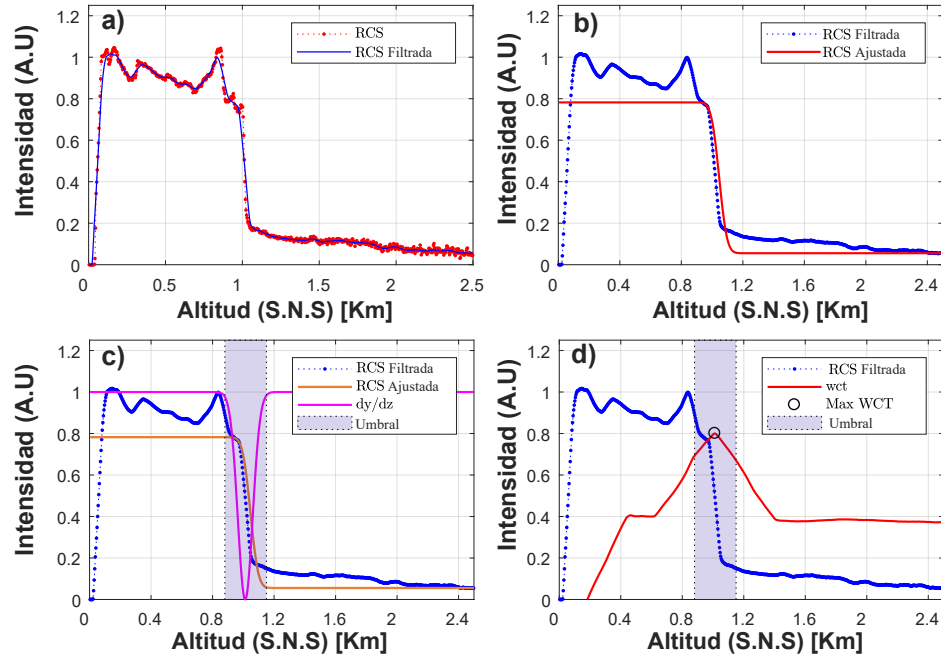


Figura 3.6: a) RCS Experimental and RCS filtrada. b) RCS filtrada con su respectiva señal ideal. c) Gradiente de la señal ideal y su respectiva región de inflexión. d) RCS filtrada y la detección del máximo local como altitud del CLA_T dentro de la región de umbral.

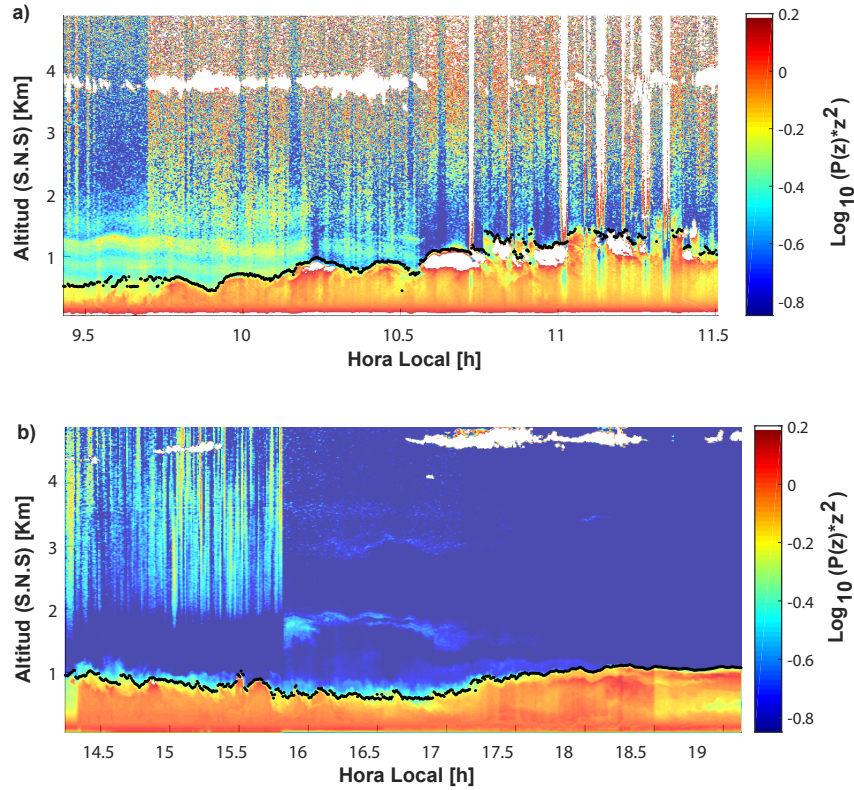


Figura 3.7: a) Evolución temporal del 19 de julio del 2018. b) Evolución temporal del 28 de noviembre del 2018. Los puntos negros representan la detección realizada por el algoritmo descrito en la Sección 3.2.2.4, para ambos casos.

vez depurados los resultados, el algoritmo podrá realizar las gráficas correspondientes a la evolución temporal superponiendo a esta la nube de puntos que representan la evolución del CLA_T . La Fig 3.7 muestra el ejemplo de dos casos exitosos de detección de CLA_T en las que visiblemente hay capas de nubes de vapor de agua. En el caso de la Fig 3.7a se puede observar presencia de capa residual hasta las 10:30 horas, mientras que la Fig 3.7b muestra una capa de mezcla bien definida.

La novedad y éxito de este algoritmo radica en que métodos numéricamente menos robustos, como el gradiente y el ajuste, se han puesto al servicio de un método matemáticamente más robusto como el WCT. En la siguiente Sección se presentan los resultados obtenidos en todo el periodo de medición que compone este trabajo, así como un proceso de análisis comparativos con otro tipo de instrumentación asociada al estudio de la calidad del aire.

3.3. Resultados y discusión

3.3.1. Evolución de la CLA

Se ha llevado a cabo el análisis de los resultados obtenidos empleando los valores medios de cada jornada de medición realizada en la estación LiDAR-CIBioFi, en el periodo comprendido entre julio y octubre del 2018. Las mediciones se llevaron a cabo en un periodo promedio de 10 horas diarias y por al menos cuatro días por cada mes de estudio. En la Tabla 3.1 se presentan el cronograma de medición que se desarrolló, en la cual es posible observar que julio y agosto son los meses donde se reporta un mayor número de mediciones respecto a los meses de septiembre y octubre; la razón para ello es que septiembre usualmente es un mes de transición de la temporada seca a la temporada húmeda que llega acompañada de precipitaciones. Todas las señales en las que se presenta saturación de intensidad por presencia de nubes y lluvia han sido removidas del análisis ya que sobre estas es imposible la detección del CLA_T y a futuro pueden ser empleadas con propósito de analizar otro tipo de propiedades atmosféricas.

Julio	Agosto	Septiembre	Octubre
11	08	03	01
12	09	06	04
18	13	25	16
19	16	27	22
23	17	-	-
25	21	-	-
30	23	-	-
-	29	-	-

Tabla 3.1: Programa de mediciones del LiDAR-CIBioFi, año 2018.

Luego de compilar el algoritmo descrito en la Sección 3.2.2.4 para todas las señales medidas y útiles, se realizó un análisis estadístico descriptivo que inició por el cálculo de los valores medios del CLA_T para cada día. En la Fig. 3.8a se puede observar que los puntos rojos corresponden a los valores medios y la barra de error a una desviación estándar $\pm 1\sigma$. Estos valores se obtuvieron promediando las señales recuperadas entre las 8:00 y 18:00 UTC 5, y claramente muestran la evolución mensual del CLA_T .

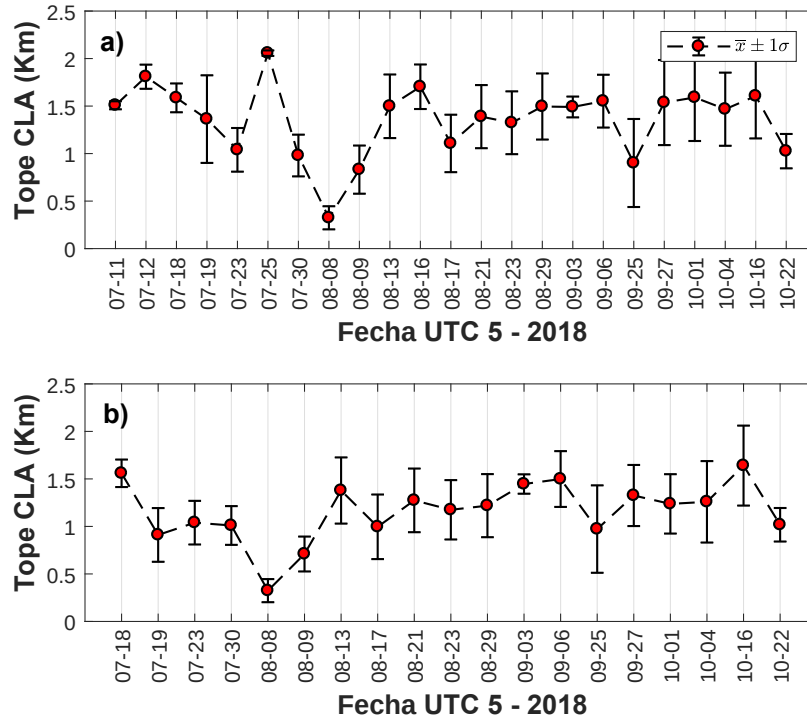


Figura 3.8: Evolución mensual del CLA_T empleando mediciones del sistema LiDAR-CIBioFI **a)** entre las 8:00 y 18:00 UTC 5, y **b)** entre las 9:00 y las 13:00 horas, desde julio hasta octubre del 2018. Los puntos rojos son los valores medios diarios del CLA_T con una desviación estándar ± 1 .

Pese a que la zona de estudio se localiza en el cinturón ecuatorial, y que Cali cuenta con un clima de sabana tropical, esta región experimenta transiciones entre temporadas secas y húmedas; no obstante, las variaciones de temperatura no son tan severas como en las latitudes septentrionales. En la Fig. 3.8a es posible observar que los valores medio de CLA_T no siguen una tendencia específica entre las temporadas seca y húmeda. Por ejemplo, en julio, agosto y septiembre (mayormente temporada seca) los valores medios muestran una alta variabilidad, sin embargo, se muestran picos que siguen la tendencia tropical global de acuerdo a los resultados de [58]. Así mismo, con estos resultados inéditos también es posible establecer que en comparación con latitudes septentrionales, como las costas mediterráneas [76], en la temporada húmeda de Cali no se alcanzan altitudes medias diarias de CLA_T tan bajas como 400 m.

Otra razón para explicar la ausencia de una tendencia definida en la evolución mensual de la CLA, especialmente en la temporada seca, puede ser la variabilidad natural de la CLA en el curso del día. Para identificar si existe una tendencia diaria de la CLA local se han calculado los valores medios horarios para cada día de medición, obteniendo un valor medio horario para cada mes. La Fig. 3.9 muestra a través de puntos rojos los valores medios horarios con una desviación estándar $\pm 1\sigma$. Dado que todas las mediciones se realizaron entre las 8:00 y las 18:00 es imposible registrar la evolución completamente, no obstante, de acuerdo a estos resultados, es posible concluir que en la zona de estudio para cada mes y en el intervalo de observación definido, el pico máximo de altitud se registra a las 18:00 horas. Esto implica que el desarrollo máximo del CLA_T es independiente del valor máximo de temperatura y radiación solar, registrados al rededor del medio día en la zona.

La Fig. 3.9 muestra que la evolución del CLA_T , en cada mes, experimenta ligeras fluctuaciones entre las 12:00 y las 14:00. Estas pueden ser explicadas por el incremento en los niveles de temperatura y radiación solar en la zona de estudio, pues dadas estas condiciones la parcela de aire que interactúa con la superficie experimenta procesos convectivos en la capa bien mezclada; logrando ascensos de esa naturaleza e induciendo efectos de turbulencia sobre la carga de aerosoles. Ahora bien, en virtud de explicar la razón por la cual el máximo desarrollo de la CLA tiene lugar a la puesta del sol, cabe considerar la intrusión de la brisa oceánica que proviene del pacífico logra transportar grandes masas de aire que sobrepasan la altitud de la cordillera occidental; de esta manera, estas masas de aire experimentan procesos de convección que se originan debido a la fricción con dichas cadenas montañosas, provocando el incremento de la altitud del CLA_T .

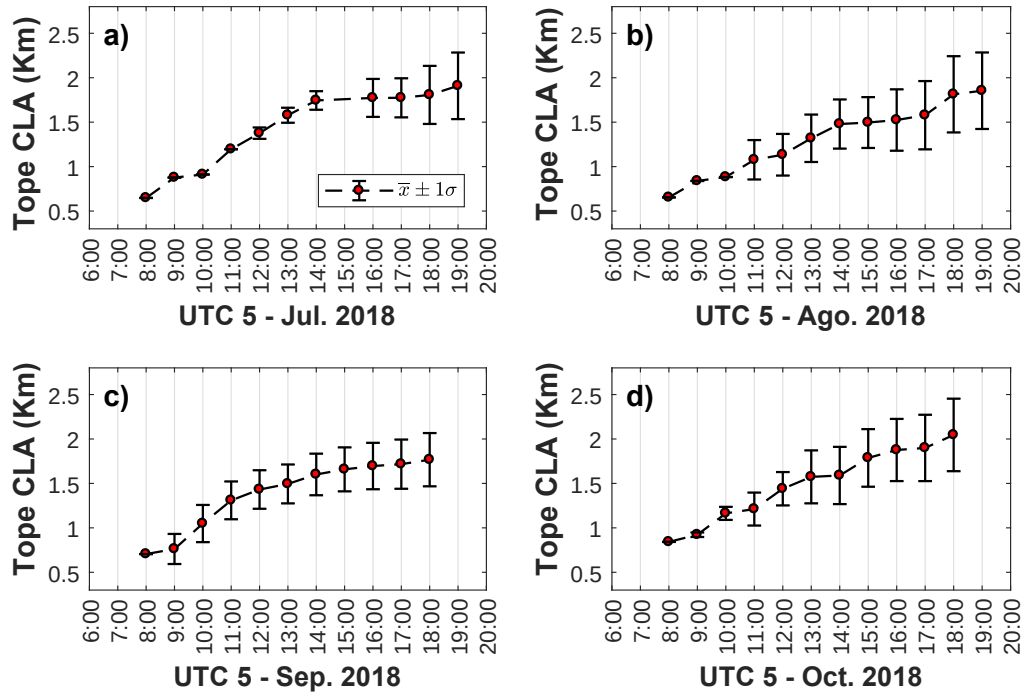


Figura 3.9: Evolución diaria del CLA_T empleando mediciones del sistema LiDAR-CIBioFI entre las 8:00 y 18:00 UTC 5, desde julio hasta octubre del 2018. Los puntos rojos son los valores medios horarios del CLA_T con una desviación estándar ± 1 .

Ahora bien, a pesar de que la Fig. 3.9 provee información vital acerca del ciclo diario de la CLA, estos resultados aun son incapaces de proporcionar una explicación acerca de la alta variabilidad mensual de la misma. No obstante, resulta bastante útil observar que dicho ciclo diario presenta un rápido crecimiento en el curso del día y esto puede afectar de manera significativa la recuperación de los valores medios diarios. Para atender dicha preocupación, los valores medios diarios fueron recalculados con el objetivo de suprimir dicha variabilidad. En esta ocasión el cálculo se realizó con los datos correspondientes al intervalo situado entre las 9:00 y las 13:00 horas. La Fig. 3.8b muestra dos situaciones particulares respecto a estos nuevos resultados: i) el número de mediciones que se ajustan a estas nuevas condiciones se redujo hasta 19 jornadas durante los cuatro meses de campaña, dado que cuatro días no cumplían con la condición horario redefinida; ii) inesperadamente una vez más es posible observar que en la Fig. 3.8b no se reporta algún tipo de tendencia específica o comportamiento regular bien sea en la temporada húmeda o seca o incluso en la transición entre estas.

3.3.2. CLA_T medido por radiosonda y LiDAR-CIBioFI

En esta sección se realiza una comparación entre los resultados de CLA_T obtenidos a partir de datos de radiosonda y a partir de las mediciones realizadas con la estación LiDAR-CIBioFI, con el objetivo de proporcionar validez estadística a los resultados obtenidos con esta nueva estación. Dado que los datos generados con esta nueva instrumentación serán requeridos por LALINET se requiere que sean tan confiables como sea posible, ya que pueden ser empleados para estudios globales y/o continentales de interacción entre luz y aerosoles, concentración de gases, entre otros parámetros atmosféricos.

Teniendo en cuenta que el IDEAM es la institución oficial que regula los estudios meteorológicos y climáticos en Colombia, emplear sus datos de radiosonda es el camino más adecuado para la validación de los nuevos datos. No obstante, dado que el IDEAM realiza los lanzamientos de radiosondas únicamente en algunos aeropuertos, son los datos captados desde el aeropuerto Alfonso Bonilla Aragón los empleados en este estudio, pese a la diferencia en la localización de este punto de aviación y la estación LiDAR-CIBioFI, tal como se puede observar en la Fig 2.4. En consecuencia, este trabajo reporta por primera vez el uso de datos de radiosonda, captados en este aeropuerto de Cali, para efectos de monitoreo de CLA.

La Fig. 3.10 muestra dos correlaciones lineales entre datos de radiosonda y LiDAR, ya que como fue mencionado en la Sección 2.3.3, se han empleado dos métodos objetivos para el cálculo del CLA_T con datos de radiosonda. Los resultados indican que se obtuvo un mejor ajuste de datos con el método del máximo del gradiente del Θ_v . Los valores positivos del coeficiente de correlación, R^2 , han sido calculados con una significancia estadística a un nivel de confianza del 99 % y sugieren en ambos casos que existe una relación directamente proporcional entre los datos. El R^2 obtenido por el método del gradiente de Θ_v es de 0.42, mientras que con el método RH, $R^2 = 0.34$. Pese a que estos valores de R^2 no representan el 50 % de correlación entre los datos, son resultados bastante alentadores considerando la localización geográfica de los puntos de observación, la cual se sitúa cerca a 25 km; y la naturaleza de los datos comparados. La siguiente expresión determina la relación entre los datos de CLA_T obtenidos por el método del máximo del gradiente de Θ_v y los datos recuperados por la estación LiDAR-CIBioFI:

$$CLA_{LiDAR} = 0,47 \times CLA_{Radio} + 0,74. \quad (3.7)$$

Respecto a la incertidumbre asociada a la pendiente del modelo lineal más confiable, esta tiene un valor asociado de 0.47 ± 0.31 , mientras que el intercepto con CLA_{Radio} tiene una incertidumbre de 0.74 ± 0.46 ; ambos valores a un nivel de confianza del 99 %. Esta comparación de datos recuperados por diferente instrumentación, además de proporcionar validez estadística para la nueva instrumentación, a través de la Ecuación 3.7, abre paso a la posibilidad de estructurar un modelo de predicción que permita determinar el comportamiento del CLA_T correlacionado en dos zonas espaciales relativamente cercanas.

3.3.3. Caracterización de material particulado

En esta sección se emplean datos crudos en resolución horaria de tres estaciones pertenecientes al SVCA, las cuales poseen la instrumentación necesaria para medir concentración de $PM_{2,5}$ y PM_{10} . Dada su proximidad con la estación LiDAR-CIBioFI, las estaciones seleccionadas son Cañaveralejo, Pance y UniValle, cuyas locaciones geográficas pueden ser observadas en la Fig 2.4. Específicamente, la estación UniValle se encuentra localizada aproximadamente a 100 m de la

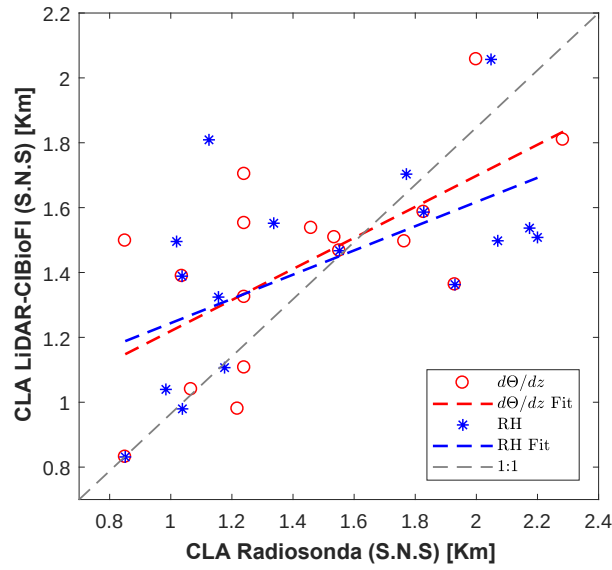


Figura 3.10: Correlación lineal entre CLA_T recuperado por LiDAR-CIBioFI y radiosonda. La línea roja y la línea azul representan el CLA_T obtenido por el máximo del gradiente de Θ_v y el mínimo del gradiente de RH, respectivamente.

estación LiDAR-CIBioFI, por lo que resulta ser una fuente primaria de comparación de datos. Es imperioso mencionar que los datos de estas estaciones representan información vital en este estudio dado que son las únicas fuentes de información acerca de la dinámica espacial y temporal de aerosoles con la que cuenta la ciudad de Cali, y por tanto provee soporte en la definición de políticas tales como restricción vehicular en días de pico y placa o restricción de emisiones.

3.3.3.1. Evolución mensual de PM_{10} y $PM_{2,5}$

Las estaciones de Pance y Cañaveralejo llevan a cabo mediciones de PM_{10} , mientras que la estación UniValle logra monitorear concentraciones de $PM_{2,5}$. La Fig. 3.11a muestra la evolución mensual de PM_{10} medido por las estaciones Cañaveralejo (línea gris con puntos rojos) y Pance (línea verde con cruces), empleando los valores medios diarios de los meses en los que se reporta la operación de la estación LiDAR-CIBioFI, es decir, desde julio hasta octubre del 2018. En este caso es posible observar que en seis días (Agosto 9, 17, 18, 19, 24 y 31) la concentración de PM_{10} supera el límite local anual (Resolución 2254 del 2017) y el límite diario definido por la Organización Mundial de la Salud (OMS), ambos coinciden y son representados en la gráfica por la línea magenta.

No se registra que ningún día sobrepase el límite local diario representado a través de la línea azul (Resolución 2254 del 2017). Con base en esto, desde una perspectiva general en la que únicamente se consideren los límites locales, es posible afirmar que en el área efectiva que son capaces de cubrir las estaciones Cañaveralejo y Pance, la población cuenta con una buena calidad del aire; sin embargo, de acuerdo con los estándares de PM_{10} definidos por la OMS, las condiciones de calidad del aire en la zona de estudio parecen ser preocupantes.

Respecto al anual de la OMS para la concentración de PM_{10} (líneas rojas en la Fig. 3.11a), casi todos los días, las estaciones de Cañaveralejo y Pance reportan concentraciones superiores. Pese a que estos niveles de concentración parecen ser no tan perjudiciales como lo reportan otras ciudades colombianas [77, 78, 79, 80], la evolución mensual de PM_{10} en la zona de estudio sugiere

que existe una concentración no despreciable ya que se sitúa incluso al nivel varias ciudades chinas con situaciones críticas respecto a la calidad del aire [81].

La Fig. 3.11a muestra algunos decrecimientos sustanciales en la concentración, los cuales coinciden con los fines de semana en los cuatro meses del periodo de medición. Usualmente, Cali presenta una recesión del uso de vehículos en estos días ya que la mayoría de las personas toman descanso de sus actividades, lo cual puede explicar dicho comportamiento decreciente para estos días. Mientras que los picos de menor concentración, alcanzando incluso niveles de $0\mu\text{g}\cdot\text{m}^3$, se deben a falta de datos, es decir, la estación no reportó datos; cabe destacar que la mayoría de estos vacíos se reportan entre julio y agosto.

Acerca de la tendencia general que muestra la Fig. 3.11a, es posible observar que julio se caracteriza por un comportamiento decreciente a diferencia de agosto que tiene un comportamiento claramente creciente. Dicha transición puede ser explicada por el incremento en el uso de la flota vehicular dado que la mayoría de estudiantes de la ciudad (Universidad y Colegio), especialmente en el sur de la ciudad donde se localizan estas estaciones, retornan del receso de sus actividades académicas. Finalmente, respecto a septiembre y octubre es posible observar un comportamiento decreciente difícil de explicar ya que no se registra algún escenario especial que represente una reducción en la concentración de PM_{10} .

Ahora bien, la Fig. 3.11b muestra que la concentración de Material Particulado (PM, por sus siglas en inglés) de $2.5\mu\text{m}$ de diámetro tiene un comportamiento similar al PM_{10} . En este caso también se reportan pequeños picos de descenso de concentración específicamente en los fines de semana de cada mes de estudio, e incluso también vale la pena resaltar que la tendencia general de la concentración de $\text{PM}_{2.5}$ sigue la misma tendencia que la concentración de PM_{10} , por lo cual es posible inferir que las fuentes y circunstancias que determinan dichas concentraciones son las mismas.

Pese a que los límites para partículas finas son mucho más estrictos, la concentración media de $\text{PM}_{2.5}$ (línea negra a trazos en la Fig. 3.11b) tiene un valor similar que los valores medios de PM_{10} reportados en la Fig. 3.11b. En este caso todas las observaciones se encuentran por encima del límite anual de la OMS (línea roja), excepto por los picos mínimos que corresponden a vacío de datos. Adicionalmente, es importante destacar que el 63.6 % de los datos sobrepasan el límite anual y diario de la OMS, lo cual sugiere que en la zona de estudio se registran niveles peligrosos de $\text{PM}_{2.5}$; esta situación resulta alarmante si se compara con lo registrado en diferentes ciudades chinas [81], país en el cual el deterioro de la calidad del aire es una problemática de alta prioridad debido a los múltiples efectos nocivos que han experimentados los ciudadanos en al menos la última década [82].

3.3.3.2. Evolución diaria de PM_{10} y $\text{PM}_{2.5}$

La evolución diaria de PM_{10} presenta diferencias importantes entre los reportes recuperados por las estaciones de Pance y Cañavalejo. En principio, La Fig. 3.12a muestra que los picos máximos de la estación Cañavalejo tiene lugar entre las 6:00 y 10:00 horas, este horario se caracteriza por un alto flujo vehicular en la ciudad, es decir, un horario pico de actividad que se observa en los cuatro meses del periodo de medición. Así mismo, es posible observar que la concentración de PM_{10} tiene un comportamiento decreciente en el curso del día con algunos picos mínimos que tienen lugar entre las 00:00 y las 04:00 horas cuando la actividad vehicular es mínima; sin embargo, también se observan mínimos de concentración entre 16:00 y 20:00, lo cual es poco usual y difícil de explicar sin labor de campo, bien sea aforo vehicular o inventario

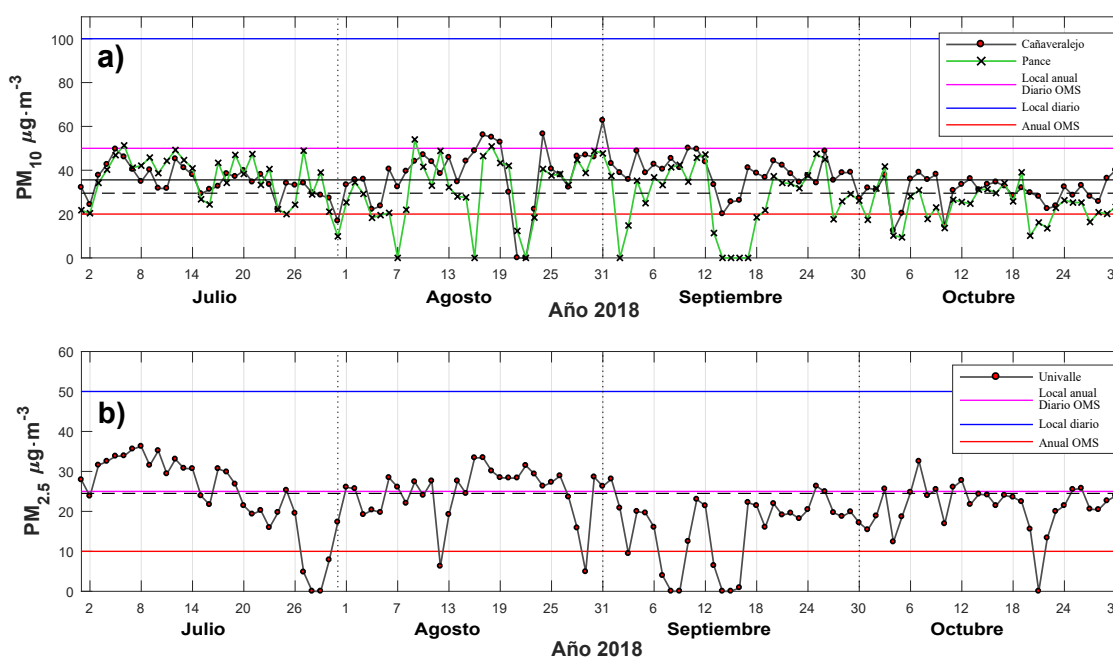


Figura 3.11: **a)** Evolución mensual de PM_{10} ($\mu g \cdot m^{-3}$) calculada a partir de las mediciones realizadas por las estaciones de Pance (línea verde con cruces) y Cañaveralejo (línea gris con puntos rojos), desde julio hasta octubre del 2018. la línea negra a trazos y la línea negra continua representan los valores medios de Pance y Cañaveralejo, respectivamente. Las líneas magenta, azul y roja corresponden a los límites locales y de la OMS, de acuerdo como lo manifiesta la convención de la gráfica. **b)** Evolución mensual de $PM_{2.5}$ ($\mu g \cdot m^{-3}$) calculada a partir de las mediciones realizadas por la estación UniValle (línea gris con puntos rojos); el contenido adicional coincide con la parte a).

de emisiones, ya que la actividad vehicular en este horario es elevada ya que es el momento de retorno de los ciudadanos.

Por su parte, la estación Pance reporta un comportamiento en el que se presenta cierta variación mínima en los niveles de concentración a diferencia de la estación Cañaveralejo, es decir, no se presentan picos tan pronunciados. Además, es posible observar un leve decrecimiento en el periodo de medición completo y leves picos máximos cerca al amanecer, estos máximos pueden explicarse debido a la alta actividad vehicular en la zona donde se localiza esta estación pues es una zona rural de difícil acceso, por lo cual, la actividad inicia al rededor de este horario. No obstante, puede que la diferencia más representativa en los reportes de ambas estaciones sea el horario en el que se registran los picos máximos de concentración. La estación Pance registra dichos picos entre las 17:00 y 00:00, lo cual, una vez más, es difícil de explicar sin previo trabajo de campo, sin embargo, la razón más loable para explicar este fenómeno es debido a la localización de la estación. La estación Pance se localiza en una zona rural en la que las vías de acceso no se encuentran pavimentadas, por lo que el elevado tráfico vehicular produce una permanente nube de polvo que permanece suspendida el día completo, sumado a esto, el uso del suelo en esta región es cobertura de bosque tropical, la cual produce altos niveles de humedad en las noches; en consecuencia, la combinación de alta humedad y PM liberado por el estado vial son detectados por la estación Pance originando los picos máximos en este horario.

Por otra parte, el comportamiento de la concentración de $PM_{2.5}$ no muestra una tendencia definida, por el contrario, la Fig. 3.12b muestra que los meses de julio y agosto registraron

un comportamiento totalmente aleatorio. En agosto, por ejemplo, se registran picos sin una frecuencia definida que quizá se deben al vacío de datos de este mes, como consecuencia, es difícil entender el comportamiento de la concentración de $PM_{2,5}$ para este mes. No obstante, la situación es un poco diferente para los meses restantes que componen el periodo de medición.

Pese a que julio no muestra una tendencia evidente, no se registra una tendencia tan aleatoria como en agosto. Los reportes del mes de julio indican que la concentración de $PM_{2,5}$ se mantuvo establemente en valores cercanos al límite diario de la OMS, y que se registraron picos máximos cerca al medio día. Esta aparición de niveles máximos en este horario puede explicarse debido al incremento de la temperatura y la radiación solar, lo cual incentiva la generación de partículas finas como el $PM_{2,5}$. Adicionalmente, una característica importante en la evolución del mes de julio es el pico mínimo situado entre las 16:00 y 21:00 horas, el cual puede asumirse como el resultado de vacío de datos ya que esta zona de la ciudad experimenta un alto tráfico vehicular en este horario dado que concentra una importante fuerza laboral y académica de la ciudad, por lo cual es una hora crítica para la liberación de emisiones, como se puede observar en los meses de septiembre y octubre en la Fig. 3.12b.

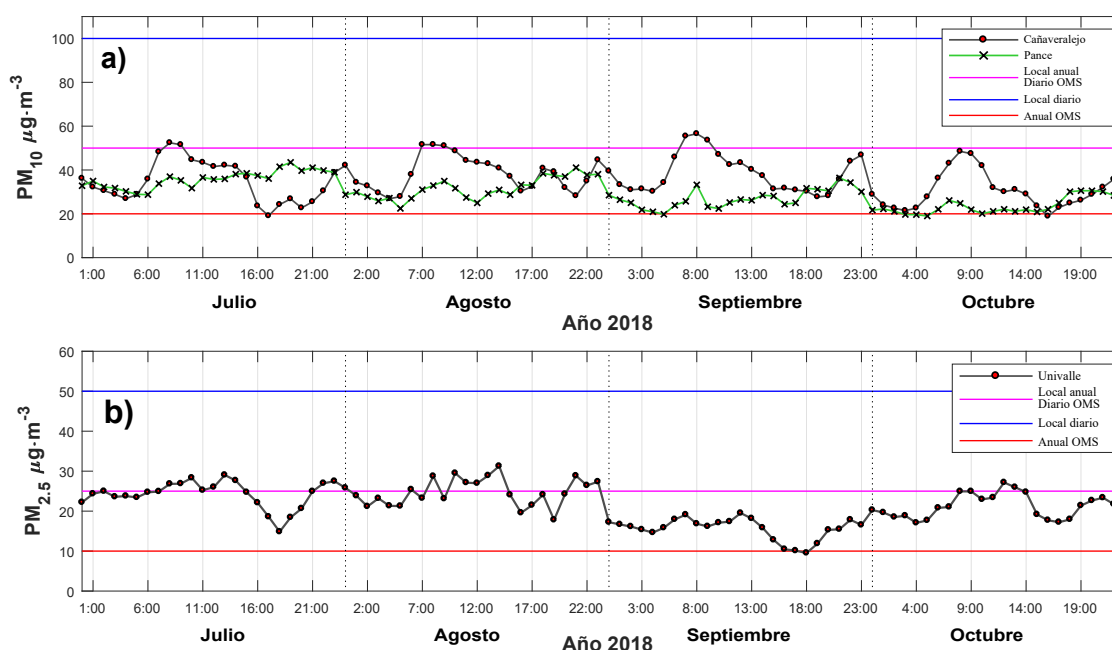


Figura 3.12: Las indicaciones son similares a la Fig. 3.11 excepto que los datos representan la evolución diaria que miden las tres estaciones respectivamente como lo indican las convenciones del gráfico.

Los meses de septiembre y octubre, por su parte, muestran que el comportamiento de la concentración de $PM_{2,5}$ fue mucho más definido e incluso siguió alguna tendencia que puede originar explicaciones a su respecto. En ambos meses, la tendencia indica que en horas de la mañana, específicamente entre las 06:00 y 09:00 horas hay picos máximos fácilmente explicados por el flujo vehicular; cerca al medio día se reporta la presencia de otro pico máximo que puede ser explicado debido a la mezcla del flujo vial con los altos niveles de temperatura y radiación. Otra característica fácil de identificar, en ambos meses, es que la concentración sigue un incremento que inicia cerca de las 17:00 lo cual se puede explicar por el incremento del flujo vehicular que induce el término de las actividades de la fuerza laboral y académica del sector.

3.3.4. Correlación entre el CLA_T y la concentración de PM

Una manera de evaluar el impacto que tiene la concentración general de PM sobre la salud pública y el balance energético de la tierra es estudiar su respuesta al respecto de la dinámica horizontal y vertical de la CLA. En este estudio se cuenta con datos asociados a concentración de $PM_{2.5}$ y PM_{10} , y perfiles atmosféricos verticales con los cuales se logró avanzar en la comprensión de la dinámica espacial y temporal vertical de la CLA. En esta Sección se emplean correlaciones lineales, donde PM es función de la altitud del CLA_T , con el objetivo de entender la relación que existen entre ambos parámetros de acuerdo a su evolución diaria.

La hipótesis inicial sobre la relación entre la concentración de PM y la CLA es que la concentración de la masa de aerosoles tiene un comportamiento inverso a la evolución de la CLA, dado que a mayor volumen de aire mayor será el esparsamiento de las partículas. La Fig. 3.13 muestra un conjunto de correlaciones lineales entre dichas variables; la curva roja ilustra los datos asociados a la estación de Cañaveralejo (PM_{10}), mientras que las estaciones de Pance (PM_{10}) y UniValle ($PM_{2.5}$) son representadas por las curvas verdes y azul, respectivamente. Estas estaciones han sido seleccionadas debido a su proximidad y condiciones de entorno similares con la estación LiDAR-CIBioFI (ver Fig. 2.4). Para efectos de comparación, en la Fig. 3.13 se incluyen los resultados de las tres estaciones pues permite observar un panorama global y unificado de la observación realizada.

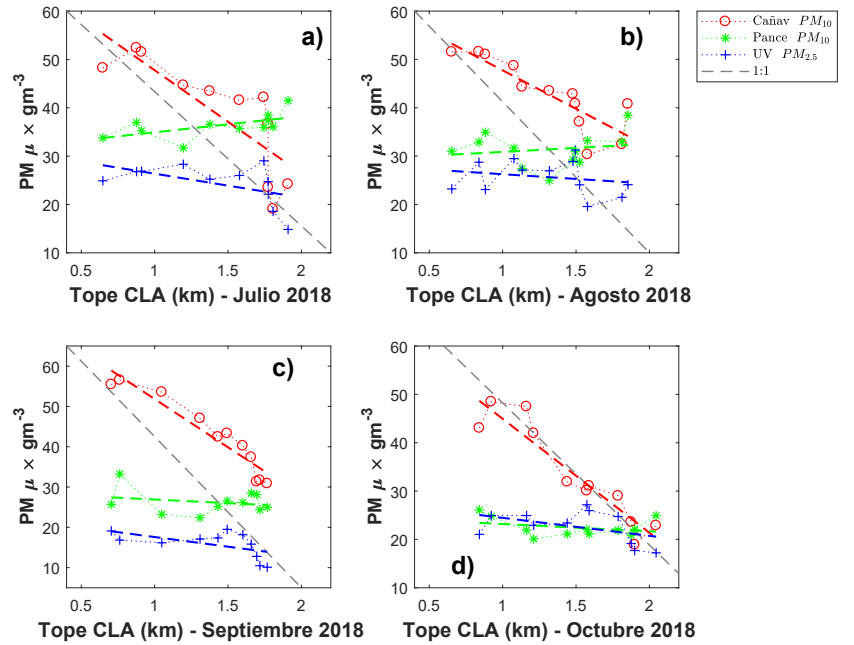


Figura 3.13: a) Regresión lineal entre la concentración de PM ($\mu g \cdot m^{-3}$) y la evolución diaria del CLA_T (km) para julio del 2018. b), c) and d) representan lo mismo que a) excepto por que los meses de observación son agosto, septiembre y octubre, respectivamente.

La Fig. 3.13 muestra que durante los cuatro meses de estudio los datos diarios de la estación Cañaveralejo corroboran la hipótesis inicial, es decir, la concentración de PM_{10} decrece respecto al desarrollo máximo de la CLA de una manera continua en el periodo completo de observación diario, incluyendo periodo seco y húmedo. Particularmente, esta estación reporta que la concentración máxima de PM_{10} se registra en la mañana y que el único límite que no supera es el diario local, de acuerdo a como se discutió en la Sección 3.3.3.2.

Sin embargo, el comportamiento de dichas correlaciones lineales respecto a la estación Pance sigue un patrón diferente, por tanto, contradice la hipótesis antes planteada. Las Figs. 3.13a y 3.13b, muestran que la relación entre los datos asociados a esta estación es directamente proporcional a la evolución de la CLA, donde la pendiente de agosto (Fig. 3.13b), $m = 1,63 \pm 6,38$, se redujo levemente con relación al valor registrado en julio (Fig. 3.13a), $m = 3,32 \pm 3,43$. Este tipo de relación directa suscita una condición de alerta respecto a la calidad del aire, dado que la población se encuentra expuesta a altas concentraciones de PM_{10} incluso bajo grandes masas de aire que se acumulan hasta el CLA_T . Sin embargo, en los meses de septiembre y octubre, las Figs. 3.13c y 3.13d, respectivamente, muestran un cambio de pendiente en la correlación ($m = -1,79 \pm 5,70$ y $m = -1,49 \pm 3,39$, respectivamente), es decir, ahora se observa una relación inversamente proporcional como en el caso de la estación Cañaveralejo, lo cual se ajusta a la hipótesis planteada inicialmente. Estos resultados son tan inesperados como importantes dado que apuntan hacia una tendencia de reducción paulatina de la concentración de PM_{10} dominada por la transición del periodo seco al húmedo, como se discutió en la Sección 3.3.1, lo cual proporciona información valiosa en la definición de medidas de contingencia ante eventuales casos extremos de deterioro de calidad del aire en la zona de influencia de la estación Pance.

Por otra parte, pese a que las estaciones de Pance y Cañaveralejo fueron seleccionadas debido a su relativa proximidad con la estación LiDAR-CIBioFI, es importante notar que se encuentran en paisajes ligeramente distintos al de la estación UniValle. Por tanto, aunque los datos de las estaciones Pance y Cañaveralejo son vitales para entender la dinámica local de los aerosoles, especialmente PM_{10} , la estación UniValle la que proporcionada datos como mayor similitud de condiciones a la estación LiDAR-CIBioFI dada su localización. Se enfatiza que esta estación únicamente tiene capacidad instrumental para recuperar niveles de concentración de $PM_{2,5}$.

La correlación lineal entre el CLA_T y la concentración de $PM_{2,5}$ arroja un resultado contrario al que arroja la estación Pance dado que la pendiente lineal difiere ligeramente de cero, pero, a diferencia de la estación Pance, en este caso se registra una relación inversamente proporcional durante los cuatro meses de observación. Este comportamiento tiene serias consecuencias ya que indica que la concentración de $PM_{2,5}$ se mantiene en suspensión durante todo el curso del día pese a la evolución de la CLA, disminuyendo levemente, lo cual se puede explicar por el tamaño fino de estas partículas y su susceptibilidad a permanecer en suspensión.

Dado lo anterior, es un hecho incuestionable que la estación UniValle, dada su localización, representa el reporte más crítico por razones como: el tamaño de las partículas observadas; los niveles de concentración son ligeramente superiores a los estándares de la OMS y mucho más elevados que los límites locales; y sin lugar a dudas, por la dinámica poco variable de los niveles de concentración, la cual se mantiene entre 20 y 30 $\mu g m^{-3}$ y sólo disminuye en el mes de septiembre, restableciéndose en el mes de octubre.

Finalmente, la dispersión de los puntos que componen las regresiones puede ser explicada por los vacíos en la medición de las estaciones del SVCA que se reportaron previamente en la Sección 3.3.3.2. Es vital tener en cuenta que la Fig 3.13 es concebida como un medio que permite avanzar en el entendimiento asociado a la relación que existe entre el comportamiento del PM respecto a la evolución de la CLA, como consecuencia de esto, las funciones que denotan las regresiones lineales son el primer paso para la elaboración de un robusto modelo que logre incluso predecir la concentración de PM respecto a la CLA. La Tabla 3.2 presenta todos los componentes que constituyen cada modelo lineal; pendiente (m), punto intercepto (b) y coeficiente de determinación (R^2). En este caso, resulta mucho más relevante, en cuanto al tipo de información que proporcionan, la pendiente del modelo lineal que el R^2 ; particularmente, diez de doce de los modelos lineales encontrados tienen una pendiente negativa, todos estos reportados por las

estaciones de Pance y UniValle. Adicionalmente, basándose en los parámetros de la Tabla 3.2 es posible afirmar que de los meses estudiados en este trabajo los reportes más críticos de la calidad del aire corresponden a julio y agosto.

Estación	Pendiente	y-intercepto	R^2
a) Julio 2018			
Cañaveralejo	-21.32 ± 11.43	69.09 ± 16.91	0.66
Pance	3.32 ± 3.43	31.60 ± 5.07	0.35
UniValle	-4.94 ± 6.23	31.32 ± 9.21	0.26
b) Agosto 2018			
Cañaveralejo	-15.91 ± 6.57	63.66 ± 8.91	0.74
Pance	1.63 ± 6.38	29.24 ± 8.68	0.03
UniValle	-1.95 ± 6.38	28.22 ± 8.65	0.04
c) Septiembre 2018			
Cañaveralejo	-23.96 ± 5.58	75.80 ± 7.97	0.91
Pance	-1.79 ± 5.70	28.70 ± 8.14	0.05
UniValle	-4.80 ± 5.21	22.40 ± 7.56	0.32
d) Octubre 2018			
Cañaveralejo	-23.56 ± 6.55	68.51 ± 10.07	0.88
Pance	-1.49 ± 3.39	24.68 ± 5.21	0.10
UniValle	-3.71 ± 5.63	22.18 ± 8.65	0.20

Tabla 3.2: Modelos lineales recuperados de las correlaciones lineales de la Fig 3.13. Se debe tener especial consideración en la orientación de las pendientes de estos modelos.

3.4. Conclusiones y discusión

Una propuesta metodológica para la detección eficiente y precisa del CLA_T , basada en una sinergia entre los métodos del gradiente, ajuste y WCT se reporta exitosamente en este capítulo. El algoritmo presentado, de acuerdo a los resultados, es bastante útil en condiciones de atmósfera homogénea y con una buena calidad de la señal, sin embargo, también es posible observar que en presencia de nubes con alto espesor óptico, una señal recuperada con mínimas condiciones de desalineación, capas de mezcla residuales poco definidas y capas de aerosoles intrusivas, el desempeño del algoritmo se ve afectado ya que sobrestima y subestima la detección del CLA_T , como es posible observar en la Fig 3.7a. Por lo tanto, con el propósito de determinar la precisión estadística de los datos generados en este trabajo y su posterior aplicación en análisis locales de calidad del aire, se realizó una comparación frente a los datos generados por dos tipos de instrumentación oficial reguladas por el IDEAM.

En primer estancia, la validación estadística de los datos siguió un proceso de comparación frente a datos de radiosonda, una técnica reconocida mundialmente por su confiabilidad en el perfilamiento atmosférico. Dicha comparación indica que al emplear el método del máximo del gradiente de Θ_v para recuperar el CLA_T de los datos de radiosonda, se genera una alta correlación respecto a los datos obtenidos con la estación LiDAR-CIBioFI, con un coeficiente de determinación $R^2 = 0.47 \pm 0.31$ a un nivel de significancia estadística del 99 %. Así pues, pese al abanico de posibles condiciones adversas para la detección del CLA_T empleando datos del LiDAR-CIBioFI con el algoritmo propuesto, se registra que los datos generados poseen un buen nivel de calidad, incluso cuando la posición geográfica en la que se toman ambos tipos de datos

dista aproximadamente 25 km. En consecuencia, se espera que para futuros trabajos se tenga la capacidad instrumental para llevar a cabo lanzamiento de radiosonda en la misma locación de la estación LiDAR-CIBioFI y asegurar aún más la calidad de los datos.

Así pues, con la garantía de que los datos de CLA_T obtenidos con la estación LiDAR-CIBioFI son confiables, se llevó a cabo un análisis del estado de la CLA que ha sido observado. La evolución mensual del CLA_T , presentada en la Fig. 3.8, muestra que los valores medios diarios no siguen un patrón específico o definido durante la transición entre la temporada seca y húmeda de la zona de estudio, al contrario, los datos siguen un comportamiento aleatorio, en el que los valores mínimos y máximos encontrados son 0.83 y 2.10 km, respectivamente. Se espera que en un proceso de medición continua de al menos doce días por mes durante al menos un año, se logre generar un dictamen mucho más robusto acerca del comportamiento mensual del CLA_T .

Respecto al comportamiento diario del CLA_T las condiciones halladas son diferentes pues siguen un patrón definido para regiones de alta presión atmosférica como Cali. Es posible observar en la Fig. 3.9 que entre las 08:00 y 12:00 horas se registra una capa de mezcla estable mientras que el periodo de observación restante indica la presencia de una capa de mezcla convectiva. Con estos resultados en mente, y con el propósito de entender la relación entre la CLA y la concentración de PM, se llevó la segunda comparación instrumental. Se emplearon datos horarios de PM_{10} y $PM_{2.5}$, dado que son los contaminantes criterio que suponen mayor riesgo a la salud pública en la zona de estudio, los cuales fueron medidos por las estaciones Cañaveralejo, Pance y UniValle.

En un termino de resolución horaria, se compararon los datos de CLA_T con los datos de las tres estaciones a través de correlaciones lineales, las cuales arrojaron como resultado que la población aledaña a la estación Cañaveralejo no se encuentra sobreexpuesta a elevadas concentraciones de PM_{10} cuando el CLA_T alcanza su máximo nivel de altitud. Sin embargo, respecto a las concentraciones de PM_{10} y $PM_{2.5}$ medidas por las estaciones de Pance y UniValle respectivamente, las condiciones son diferentes. En estos casos se observa, de acuerdo a la Fig 3.13, que las correlaciones no muestran una relación inversamente directa, como en Cañaveralejo, pues las pendientes lineales tienen valores incluso positivos en algunos casos, lo cual representa un resultado ciertamente no esperado

Puntualmente, en el caso de la estación Pance es posible observar que existe una tendencia de reducción de la concentración de PM_{10} en el espesor de la CLA, respecto de la transición entre el periodo seco al húmedo; el valor medio de la pendiente de correlación en este caso es de 1.67, con valores de pendiente positivos para julio y agosto. Por otra parte, acerca del comportamiento de la concentración de $PM_{2.5}$ se observan ligeras variaciones respecto a la evolución de la CLA, es decir, se mantiene una concentración importante incluso en condiciones de capa de mezcla estable. El valor medio de la pendiente de correlación con la estación UniValle es de -3.85, estos resultados implican que la concentración de PM_{10} en la zona de influencia de la estación Pance aumenta respecto al desarrollo de la capa de mezcla convectiva, y la concentración de $PM_{2.5}$ es ligeramente variable respecto a esta; lo cual significa que la población se encuentra sobreexpuesta en la zona de cobertura de estas estaciones, suscitando un llamado de alerta para el control de emisiones en esta zona de estudio.

Capítulo 4

Propiedades ópticas de los aerosoles

Este capítulo, igual que el Capítulo 3, se compone por cuatro secciones que en este caso se dedican al estudio de la interacción entre los aerosoles y la luz. Aquí se resuelven los objetivos específicos tres y cuatro planteados en la Sección 1, los cuales son: *Determinar las propiedades ópticas de extinción y retrodispersión de los aerosoles en la columna atmosférica local* y *Comparar los resultados de propiedades ópticas respecto al modelo de retrotrayectorias HYSPLIT*. En la primer sección se realiza un abordaje teórico para proporcionar al lector un contexto acerca de la definición de aerosoles; la clasificación de especies más relevantes; así como sus principales propiedades físicas y ópticas. La sección 2 realiza un breve recuento por algunos de los métodos más populares para resolver la ecuación LiDAR y obtener los coeficientes de extinción y retrodispersión de aerosoles, y finalmente describe en detalle paso a paso el algoritmo de inversión Klett-Fernald empleado en este trabajo. La tercer sección presenta los resultados obtenidos por la solución Klett-Fernald, aquí se relacionan los resultados a través de la presentación de dos casos de estudio correspondientes a los días 28 de noviembre del 2018 y 1 de enero del 2019. Para concluir el capítulo, la sección final presenta los resultados y recomendaciones más relevantes de este apartado de estudio.

4.1. Aerosoles

Los aerosoles son partículas sólidas o líquidas que se encuentran suspendidas en la atmósfera, y dada su forma y composición química complejas han sido clasificados de manera general por su diámetro, con el fin de estudiar y entender su dinámica e impacto. Estas partículas, ligeramente más grandes que una molécula o incluso del tamaño de la ceniza volcánica, interactúan con la radiación incidente en la Tierra e inducen un Forzamiento Radiativo (RF, por sus siglas en inglés) directo o indirecto [1].

El RF directo se refiere a la capacidad que tienen los aerosoles de extinguir la luz como resultado de su interacción, como fue discutido anteriormente en el Capítulo 2. Por su parte, el RF indirecto de los aerosoles se refiere a que estos actúan como una fuente de condensación de núcleos de nubes y hielo, dando lugar a la formación de embriones de nubes que compiten por el agua disponible en el vapor atmosférico propiciando la aparición de gotas de agua; dependiendo del tamaño y la carga de estas gotas se producen regeneraciones en las propiedades microfísicas y termodinámicas de las nubes, lo cual altera su evolución y sus propiedades ópticas [6]. En consecuencia, el RF indirecto de los aerosoles tiene el potencial para alterar drásticamente el régimen de precipitaciones alrededor del mundo, el cual depende de la carga y dinámica local [5].

En este trabajo se estudia específicamente el RF directo a través de las observaciones realizadas en la LiDAR-CIBioFI, resolviendo la ecuación LiDAR a través de la solución de Klett-Fernald que arroja como resultado los coeficientes de extinción y retrodispersión por la carga de aerosoles.

4.1.1. Clasificación de los aerosoles

Además de las interacciones físicas con la luz y la humedad, los aerosoles también originan diversidad de reacciones químicas, dada su variada y compleja composición, que afectan también el sistema climático, la calidad del aire y diversos procesos biogeoquímicos de la Tierra. Por lo tanto, el entendimiento de las causas y consecuencias de estas reacciones es un área de estudio fundamental en materia de investigación atmosférica; no obstante, llevar a cabo caracterizaciones químicas globales e incluso locales es una labor sumamente compleja. En consecuencia, diversos estudios han sido desarrollados con el objetivo de proporcionar métodos y criterios para definir grandes categorías o especies de aerosoles dependiendo de las trazas químicas más destacables o de las reacciones que se logran identificar [83, 84, 85]. En este sentido, algunas de las categorías más importantes y más ampliamente estudiadas son:

- **Aerosoles minerales:** estas partículas representan la fracción predominante de la carga total global de aerosoles. Este tipo de partículas provienen de una fuente primaria dado que son liberadas a la atmósfera como resultado de la acción del viento sobre suelos erosionados, regiones áridas y desiertos, por ejemplo, el Desierto del Sahara. Este desierto constituye la fuente primaria de aerosoles más importante del mundo, dado que las corrientes de aire globales transportan masas de aerosoles que alcanzan todos los continentes y varios estudios han sido desarrollados con el objetivo de entender los efectos de este transporte de masas a nivel global y local [86, 87, 88].
- **Aerosoles marinos:** estas partículas representan la segunda fracción más importante de la carga global de aerosoles. Al igual que los aerosoles minerales, estas partículas también provienen de una fuente primaria dado que son liberadas directamente hacia la atmósfera por acción de pulverización mineral oceánica debido a la evaporación del agua. La composición esencial de este tipo de aerosoles es cloruro de sodio y otras especies cloradas [89]. La mezcla de aerosoles clorados y aerosoles biológicos tiene efectos sustanciales sobre el sistema climático dado que actúan como núcleos de condensación de nubes y hielo [90].
- **Aerosoles biológicos:** esta categoría de aerosoles es considerada especial ya que se constituye en gran proporción por microorganismos vivos. El polen, por ejemplo, es un tipo de partícula biológica que experimenta una liberación directa hacia la atmósfera, así como escamas de piel humana, microbios y microalgas marítimas [91].
- **Aerosoles carbonados:** actualmente, este tipo de aerosoles es uno de los más estudiados en el mundo debido a que sus propiedades químicas contribuyen con la absorción de cantidades significativas de la radiación entrante a la Tierra. Este fenómeno tiene fuertes implicaciones en la perturbación del balance energético terrestre y por tanto en el cambio climático. Adicionalmente, las partículas de carbón tienen efectos altamente nocivos en la salud pública. Para mejorar la comprensión acerca de la fenomenología y descripción del "Black carbon" (Carbono negro), referirse a [15].

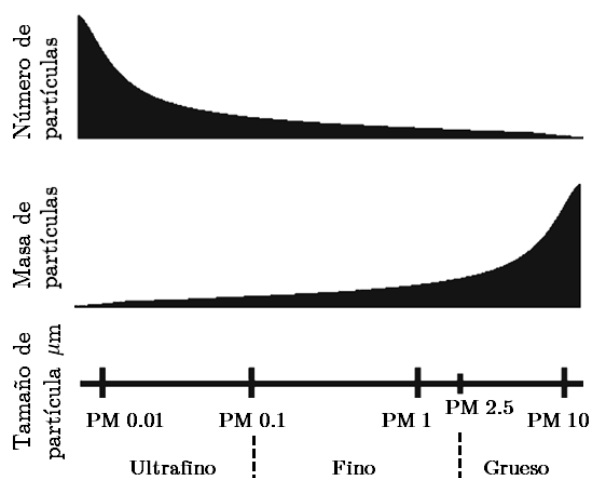


Figura 4.1: Representación esquemática de la distribución de tamaño de los aerosoles con relación a su masa y número de partículas. Adaptado de [92].

4.1.2. Propiedades físicas de los aerosoles

La distribución de tamaño de aerosoles, expresada a través de la Ecuación 2.14, es empleada para caracterizar la carga de aerosoles de acuerdo a su diámetro y altitud de suspensión. A partir de esta se ha generado una importante clasificación de aerosoles que resulta en tres categorías: *partículas ultrafinas* son aquellas cuyo diámetro es igual o menor a $0.1 \mu\text{m}$; *partículas finas* cuyo diámetro se localiza entre 0.1 y $2.5 \mu\text{m}$; y *partículas gruesas* son aquellas cuyo diámetro es superior a $2.5 \mu\text{m}$. La mayoría de estudios epidemiológicos se han enfocado en estudiar partículas finas y ultrafinas ya que logran alcanzar los alveolos e intervenir en el intercambio gaseoso del sistema pulmonar provocando enfermedades pulmonares y cardiovasculares; la Fig 4.1 muestra un diagrama esquemático de la distribución de tamaños de aerosoles de acuerdo a su masa y número de partículas [92].

La distribución vertical de aerosoles es otra propiedad física relevante que se emplea para estudiar la concentración de partículas en la columna atmosférica, esta se encuentra estrechamente vinculada al diámetro y población de las partículas. Por ejemplo, en los primeros seis kilómetros de la troposfera es posible hallar grandes concentraciones de partículas ultrafinas, esta es la región atmosférica que alberga la mayor cantidad de partículas de esta categoría; a partir de esta altitud, la concentración de partículas finas prevalece débilmente con una concentración que incluso puede ser cuantificada en alrededor de $300 \text{ partículas/cm}^3$, aproximadamente [37].

4.1.3. Propiedades ópticas de los aerosoles

En la sección previa se ha definido brevemente aquellas propiedades físicas de los aerosoles que tienen una influencia directa en la forma en la que estos interactúan con la radiación, y por tanto, sobre sus propiedades ópticas. Para tener una comprensión adecuada acerca de los principios físicos que rigen las propiedades ópticas de los aerosoles se retomará el fundamento conceptual definido en la Sección 2.1.1.2.

En este caso, la teoría de Mie [40] es esencial para comprender y resolver el problema de la interacción entre aerosoles y radiación electromagnética; asumiendo que los aerosoles son partículas

esféricas homogéneas e isotrópicas que se comportan como un conjunto de multipolos electromagnéticos frente a la radiación incidente. Así, con estas asunciones preliminares, los efectos radiativos que producen los aerosoles en la atmósfera pueden ser cuantificados resolviendo la ecuación de transferencia radiativa. Antes de esto, es necesario conocer las propiedades ópticas de los aerosoles, como sigue [93].

La AOD es una de las propiedades de los aerosoles más empleadas a nivel global dada su importancia en la cuantificación de efectos climáticos [17]. Es un parámetro adimensional normalizado entre 0 y 1 que caracteriza la carga de aerosoles desde la superficie hasta el tope total de la atmósfera, respecto a la luz que se extingue por la distribución vertical de los aerosoles. Así, el AOD se refiere a la extinción total de la luz que producen los aerosoles en todo el rango atmosférico y se obtiene a través de la Ecuación 2.13 de la Sección 2.1.1.2, de la cual es posible observar que el AOD depende de la longitud de onda de la radiación incidente. Esta dependencia espectral es importante ya que se relaciona con la distribución de tamaño de los aerosoles y permite evaluar la proporción de partículas ultrafinas, finas y gruesas. Dicha dependencia espectral se define teóricamente por la ley de Ångström a través de la siguiente expresión:

$$AOD(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (4.1)$$

donde β es el coeficiente de turbiedad del aire de Ångström, el cual corresponde al valor del AOD cuando $\lambda=1 \mu\text{m}$; mientras que α es el exponente de Ångström cuyo límite teórico es cuatro y proporciona información asociada a la distribución de tamaño dependiendo de su valor, ya que, dado un valor de $\alpha \sim 0$, se espera una presencia dominante de partículas gruesas, mientras que dado un valor de $\alpha \sim 1$, o superior, se refiere a una carga predominante de partículas finas y ultrafinas [94].

Por otra parte, pese a que el AOD expresa la extinción total de luz por aerosoles, esta propiedad es incapaz de proporcionar información relacionada con la capacidad que tienen las partículas de absorber o dispersar la radiación incidente. Además del factor de eficiencia de extinción, expresado por la Ecuación 2.13 de la Sección 2.1.1.2, los fundamentos teóricos también definen un factor de eficiencia de dispersión denotado por Q_{scat} . Con estos factores de eficiencia es posible obtener la relación que existe entre extinción y absorción por aerosoles, y dicha relación recibe el nombre de *albedo de dispersión simple* y se define por la siguiente expresión:

$$\omega(\phi, m) = \frac{Q_{\text{scat}}(\phi, m)}{Q_{\text{ext}}(\phi, m)} = \frac{b_{\text{scat}}}{b_{\text{abs}} + b_{\text{scat}}}, \quad (4.2)$$

donde b_{abs} y b_{scat} son los índices de absorción y dispersión, respectivamente; ϕ y m han sido definidos previamente en la Sección 2.1.1.2, y por tanto, $\omega(\phi, m)$ es un indicador de la eficiencia de la carga de aerosoles para dispersar o absorber la radiación incidente. El albedo, es un parámetro adimensional normalizado entre cero y uno, donde valores cercanos a cero indican presencia de partículas con potencial para la absorción, mientras que valores cercanos a uno indican presencia de partículas con el potencial para dispersar radiación. Finalmente, cabe mencionar que este trabajo se enfoca en el estudio de los coeficientes de retrodispersión y extinción por aerosoles, empleando señales recuperadas por el sistema LiDAR-CIBiOFI.

4.2. Materiales y métodos

4.2.1. Metodos para resolver la ecuación LiDAR

La ecuación LiDAR (ver Ecuación 2.16) es una expresión que define el proceso de recuperación de una señal con un típico sistema LiDAR. Descomponiendo dicha expresión, es posible observar que $O(z)$, C y $P(z)$ son términos conocidos ya que dependen de la configuración e instrumentación que se emplee, siendo z la altitud que alcanza el haz en la columna atmosférica. De otra parte, α y β son los coeficientes de extinción y retrodispersión, respectivamente, cuyos valores son desconocidos y son el objeto de estudio; es decir, se tiene un sistema de una ecuación con solución conocida y dos incógnitas. En consecuencia, para resolver esta ecuación y hallar dichos coeficientes se requiere el uso de un procedimiento o algoritmo de inversión. Algunos métodos para invertir la ecuación LiDAR incluyen el método de la pendiente, la composición simple de atmósfera heterogénea, y Monte Carlo [37]; sin embargo, en este trabajo se implementará el algoritmo de inversión de Klett-Fernald con el objeto de hallar dichas incógnitas.

4.2.1.1. Solución de la ecuación LiDAR empleando el método Klett-Fernald

El método de Klett-Fernald es una solución de inversión analítica para la ecuación LiDAR [35, 95, 96], la cual se basa en tres consideración fundamentales:

- La señal a invertir debe ser recuperada por un sistema en configuración elástica.
- Cada señal a invertir debe ser calibrada a una altura de referencia.
- Existe una correlación lineal entre los coeficientes de extinción y retrodispersión.

La segunda consideración se refiere a determinar una altura de referencia (z_{ref}) en la cual la retrodispersión es únicamente por contribución molecular; es decir, una región de la troposfera libre, incluso libre de nubes, llamada atmósfera de Rayleigh, como fue discutido en el Capítulo 2.

En la atmósfera de Rayleigh, $\beta(\lambda, z)$ y $\alpha(\lambda, z)$ se encuentran relacionados a través de la ley de potencias:

$$\beta = \text{const} \times \alpha^\kappa, \quad (4.3)$$

donde κ depende de la longitud de onda de emisión y puede adoptar un valor en el intervalo $0,67 \leq \kappa \leq 1$; y el parámetro “const” representa un parámetro empírico que depende de las propiedades de dispersión. Con el objetivo de emplear la solución de Klett-Fernald se requiere separar a $\beta(\lambda, z)$ y $\alpha(\lambda, z)$ en las componentes que se originan por contribución molecular y de aerosoles, como se definió en el Capítulo 2:

$$\begin{aligned} \beta(\lambda, z) &= \beta_{\text{mol}}(\lambda, z) + \beta_{\text{aer}}(\lambda, z), \\ \alpha(\lambda, z) &= \alpha_{\text{mol}}(\lambda, z) + \alpha_{\text{aer}}(\lambda, z). \end{aligned} \quad (4.4)$$

Por otra parte, partiendo de la RCS (Ecuación 3.1) en términos de una potencia de referencia $P(z_0)$, siendo z_0 la altitud mínima de recepción de datos, la ecuación LiDAR puede ser reescrita de forma independiente de los parámetros del sistema de la siguiente manera [35, 95]:

$$x(z) - x(z_0) = \ln \frac{\beta(z)}{\beta_0(z)} - 2 \int_{z_0}^z \alpha(z') dz', \quad (4.5)$$

donde diferenciando a ambos lados y utilizando la Ecuación 4.3, se obtiene la siguiente ecuación diferencial:

$$\frac{dx(z)}{dz} = \frac{\kappa}{\alpha(z)} \frac{d\alpha(z)}{dz} - 2\alpha(z). \quad (4.6)$$

Dado que esta nueva ecuación diferencial no lineal sigue una estructura elemental de Bernoulli o ecuación homogénea de Ricatti, es conocido que para solucionar este tipo de ecuaciones se puede emplear una transformación lineal de primer orden ($n = 1/\alpha(z)$) [35]. Sin embargo, dado que el resultado de dicha transformación genera una ecuación que proporciona resultados inestables; por ejemplo, en la estimación de $\alpha(z_0)$ se desconoce la contribución molecular o por aerosoles, se requiere la definición de un rango de referencia, z_{ref} , el cual se definió anteriormente [95]. Con la introducción de z_{ref} y considerando la descomposición de la Ecuación 4.4, además de remover la dependencia de κ , se obtiene una ecuación que permite obtener el coeficiente de retrodispersión total:

$$\beta_{\text{Total}} = \frac{x(z) \exp \left(2(\text{LR}_{\text{aer}} - \text{LR}_{\text{mol}}) \int_z^{z_{\text{ref}}} \beta_{\text{mol}}(z') dz' \right)}{\frac{x(z_{\text{ref}})}{\beta_{\text{aer}}(z_{\text{ref}}) + \beta_{\text{mol}}(z_{\text{ref}})} + 2\text{LR}_{\text{aer}} \int_z^{z_{\text{ref}}} x(z') \exp \left(2(\text{LR}_{\text{aer}} - \text{LR}_{\text{mol}}) \int_{z'}^{z_{\text{ref}}} \beta_{\text{mol}}(z'') dz'' \right) dz'}. \quad (4.7)$$

En esta nueva ecuación aparecen los términos LR (“LiDAR Ratio”) y z_{ref} , que son parámetros clave para su solución, y por tanto, se deben seleccionar cuidadosamente ya que tienen un impacto importante en los resultados posteriores. LR es la relación entre los coeficientes de extinción y retrodispersión, y depende de la longitud de onda incidente; así como también de la especie de aerosoles de la zona de estudio, ya que cada especie de aerosoles tiene asociado un índice de refracción, diámetro, concentración y distribución vertical. Factores ambientales como la temperatura y presión también tienen un impacto significativo en el valor de LR, y puede ser calculado a través de la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} \text{LR}_{\text{aer}}(\lambda, z) &= \frac{\alpha_{\text{aer}}(\lambda, z)}{\beta_{\text{aer}}(\lambda, z)}, \\ \text{LR}_{\text{mol}}(\lambda, z) &= \frac{\alpha_{\text{mol}}(\lambda, z)}{\beta_{\text{mol}}(\lambda, z)}. \end{aligned} \quad (4.8)$$

No obstante, como es posible observar en la Ecuación 4.7, β_{Total} depende de LR_{aer} ; esto se debe a que regularmente el valor de LR_{aer} se mide empleando instrumentación como un fotómetro solar o un montaje LiDAR inelástico, lo cual se encuentra fuera del alcance de este trabajo. En consecuencia, se apeló por la selección de un valor reportado en la literatura de una zona de estudio con condiciones ambientales similares y también una región urbana: el valor seleccionado de $\text{LR}_{\text{aer}} = 35$ sr [13, 97].

Por otra parte, para garantizar una adecuada selección de z_{ref} se emplea el ajuste de Rayleigh. Este método consiste en la calibración de una señal experimental con relación a una señal molecular sintética, la cual es modelada empleando perfiles de presión y temperatura medido con radiosonda. La estructura de esta señal se da por la siguiente expresión:

$$p_{\text{mol}}(\lambda, z) = \frac{1}{z^2} \beta_{\text{mol}}(\lambda, z) \exp \left(-2 \int_0^{z_{\text{max}}} \alpha_{\text{mol}}(\lambda, z) dz \right), \quad (4.9)$$

donde α_{mol} y β_{mol} son los coeficientes de extinción y retrodispersión molecular, respectivamente, los cuales se obtienen a partir de la teoría de Rayleigh discutida en la Sección 2.1.1.1. La señal

experimental debe ser ajustada a la nueva señal molecular, de acuerdo con el siguiente modelo lineal:

$$p(z) = a \times p_{\text{mol}} + b, \quad (4.10)$$

donde a es un factor de escalamiento de la señal molecular y b es el valor de la corrección BC de la señal experimental.

De este modo, ambas señales se ajustan a una magnitud similar, y dado el punto de solapamiento entre ambas señales se selecciona el valor inicial del rango de referencia z_{ref} , mientras que el valor final será hasta donde se conserve el solapamiento o hasta un valor generalmente de 15 km. z_{ref} se define de esta manera ya que en esta región atmosférica la retrodispersión por aerosoles es casi despreciable. La Fig. 4.2 muestra el solapamiento entre una señal experimental obtenida con el LiDAR-CIBioFI y la señal molecular, es posible observar que dicho solapamiento inicia al rededor de 2 km.

Ahora bien, luego de definir todos los elementos necesarios para implementar la solución de Klett-Fernald, es necesario mencionar que dicha solución de inversión se implementó sobre la base del algoritmo unificado de LALINET, el cual se encuentra dividido en dos partes, una para la obtención de la contribución molecular y otra para la contribución por aerosoles. EL código empleado es de libre acceso y puede ser encontrado en el sitio web oficial de LALINET <http://lalinnet.org/index.php/Main/Software>.

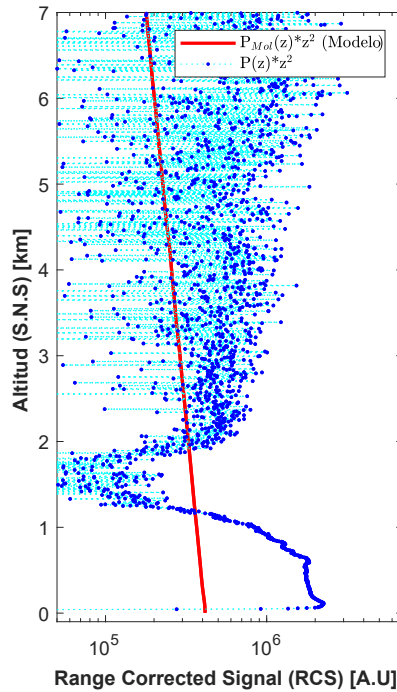


Figura 4.2: Solapamiento entre una señal experimental y una señal molecular para la selección de z_{ref} . La señal experimental fue recuperada el 28 de Noviembre de 2018.

4.3. Resultados y discusión

La Tabla 4.1 relaciona los días en los que se llevó a cabo medición con el sistema LiDAR-CIBioFI, así como el número de días en los que se logró invertir las señales medidas. La inversión exitosa

de estas señales depende de factores como la disponibilidad de datos de radiosondeo, la calidad de la relación ruido-síñal, y la proporción de nubes detectadas en un día de medición, por lo cual se debe considerar especialmente que la zona en la que se realiza este estudio tiene una alta presencia de nubes.

Fecha	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Enero
Señales crudas	7	8	4	4	4	16	14
Invertidas	-	-	-	-	4	3	3

Tabla 4.1: Programa de mediciones de la estación LiDAR-CIBioFI desarrollado durante el periodo: segunda mitad del 2018 y enero del 2019.

4.3.1. Casos de estudio

De acuerdo a las condiciones requeridas para obtener una inversión Klett-Fernald exitosa de señales experimentales planteadas en la sección anterior, se presenta en esta sección dos casos relevantes de inversión en los que fue posible recuperar los coeficientes α_{aer} y β_{aer} .

4.3.1.1. 28 de Noviembre del 2018

Las mediciones realizadas el 28 de Noviembre del 2018 (28/11/18) se desarrollaron entre las 14:00 y las 19:00 UTC 5, con una longitud de onda de emisión de 532 nm y un montaje en configuración elástica. La Fig. 4.3a muestra la evolución temporal de la correspondiente RCS logarítmica, cuyo rango inicia sobre la superficie hasta 4 km, donde la línea negra representa el CLA_T que se localiza entre 0.8 y 1 km durante la evolución, y concuerda con lo presentado anteriormente en la Fig. 3.9 de la Sección 3.3.1. Pese a que estos niveles de CLA_T corresponden a una capa de mezcla convectiva, el intervalo situado entre las 15:30 y las 17:30 se contrapone a esta tendencia con un comportamiento diferente que se asemeja a una capa de mezcla estable; posteriormente, a las 17:30, ocurre nuevamente un aumento del CLA_T hacia una capa de mezcla convectiva.

Una manera simple de explicar este inusual fenómeno de la CLA es obtener múltiples mediciones de radiosonda para observar si ocurre un proceso abrupto de inversión térmica que domine esta transición. Sin embargo, dado que sólo se tiene acceso a dos perfiles por día, al medio día y a la media noche, se debe observar el perfil correspondiente al medio día ya que se asemeja al intervalo horario. En el perfil de radiosonda que muestra la Fig. 4.4, es posible observar un fuerte decrecimiento de la temperatura sin lugar a inversiones térmicas que originen procesos de estabilidad o convección, específicamente en la altura asociada al CLA_T . En consecuencia, es una labor compleja explicar la razón por la cual se produce la transición de capa convectiva-estable-convectiva en la Fig. 4.3a sin contar con perfiles de temperatura en el tiempo total de medición. No obstante, la razón más probable para este comportamiento es el desarrollo de un proceso de inversión térmica.

Ahora bien, las Figuras 4.3b y 4.3c representan, respectivamente, la evolución temporal de los coeficientes α_{aer} y β_{aer} , en el mismo rango vertical y las mismas características experimentales de la Fig. 4.3a. En estas figuras es posible identificar la presencia de capas de aerosoles intrusivas por encima del CLA_T , entre 2 y 4 km; así como también presencia de nubes cerca a los 4 km. Sin embargo, en este caso dichas capas de aerosoles y de nubes no han afectado la detección del CLA_T . Para entender a fondo la respuesta de la interacción entre el haz y los aerosoles de la

zona de estudio es necesario observar individualmente los perfiles que corresponden a α_{mol} , β_{mol} , α_{aer} y β_{aer} ; la Fig. 4.5 condensa todos estos perfiles para el caso de una única señal, lo cual es suficiente para entender la tendencia general para este caso de estudio.

La Fig. 4.5a muestra que la contribución de los aerosoles a la retrodispersión de radiación se encuentra en el orden del 50 % de la retrodispersión total, con un valor máximo de $0,45 \times 10^{-4} \text{m}^{-1}$ en la CLA; pese a que en este caso sólo se observa la tasa de retrodispersión y no la dispersión total (en las demás direcciones), es posible inferir que las partículas observadas en este día tienen un alto potencial de absorción de radiación. Es posible afirmar esto ya que si se observa la extinción producida por los aerosoles, que muestra la Fig. 4.5b, se puede notar que se encuentra en un orden cercano a la extinción total con un valor máximo de $1,4 \times 10^{-4} \text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$ en la CLA, mientras hay un valor mínimo de extinción molecular. En este orden de ideas, dado que los aerosoles, en este caso de estudio, producen una extinción de luz cercana a la extinción total y una tasa retrodispersión cercana al 50 %; y considerando que la extinción es la suma entre dispersión y absorción de luz, se estima que se requiere que la proporción de absorción necesaria para complementar la extinción por aerosoles sea del orden del 50 %, como en el caso de la retrodispersión.

Con el objetivo de proporcionar un respaldo técnico a las inferencias realizadas previamente, se implementó el modelo HYSPLIT de la NOAA [98], para calcular la retrotrayectoria de las masas de aire observadas en la Fig. 4.3. Los resultados de este modelo se condensan en la Fig. 4.6, la localización de la estación LiDAR-CIBioFI se representa a través de la estrella negra, mientras que las líneas de colores representan las diferentes retrotrayectorias de las masas de aire a 0.5, 1 y 1.5 km sobre el nivel del mar. Todas las trayectorias han sido calculadas hacia un periodo de tres días previos a la medición LiDAR (28 de noviembre del 2018), y empleando la base de datos REANALYSIS con el método de movimiento vertical.

La Fig. 4.6 muestra que existen dos grandes rutas por las cuales se transportan las masas de aerosoles observadas por el LiDAR-CIBioFI en este caso de estudio, los vientos alisios del océano pacífico y las calmas ecuatoriales. Los vientos del pacífico traen consigo al menos tres tipos de aerosoles; minerales, biológicos y carbonados según lo reportado en [97], debido a las quemadas de biomasa de América Latina. Por su parte, las calmas ecuatoriales transportan una masa crítica de aerosoles minerales provenientes del desierto del Sahara, lo cual se ven reflejado en la Fig. 4.3 como leves capas intrusivas que permanecen suspendidas en la troposfera libre por encima del CLA_T y sobre todo en el espesor de la CLA. Todas estas condiciones originan presencia de partículas con un elevado potencial de absorción de luz, lo cual aporta estructura a las inferencias asociadas a α_{aer} y β_{aer} . No obstante, para corroborar de una manera más rigurosa esta hipótesis es necesario llevar a cabo mediciones intensivas empleando instrumentación diferente del LiDAR elástico en 532 nm, tales como LiDAR inelástico, fotometría solar y aplicación de LiDAR elástico en la región ultravioleta e infrarrojo.

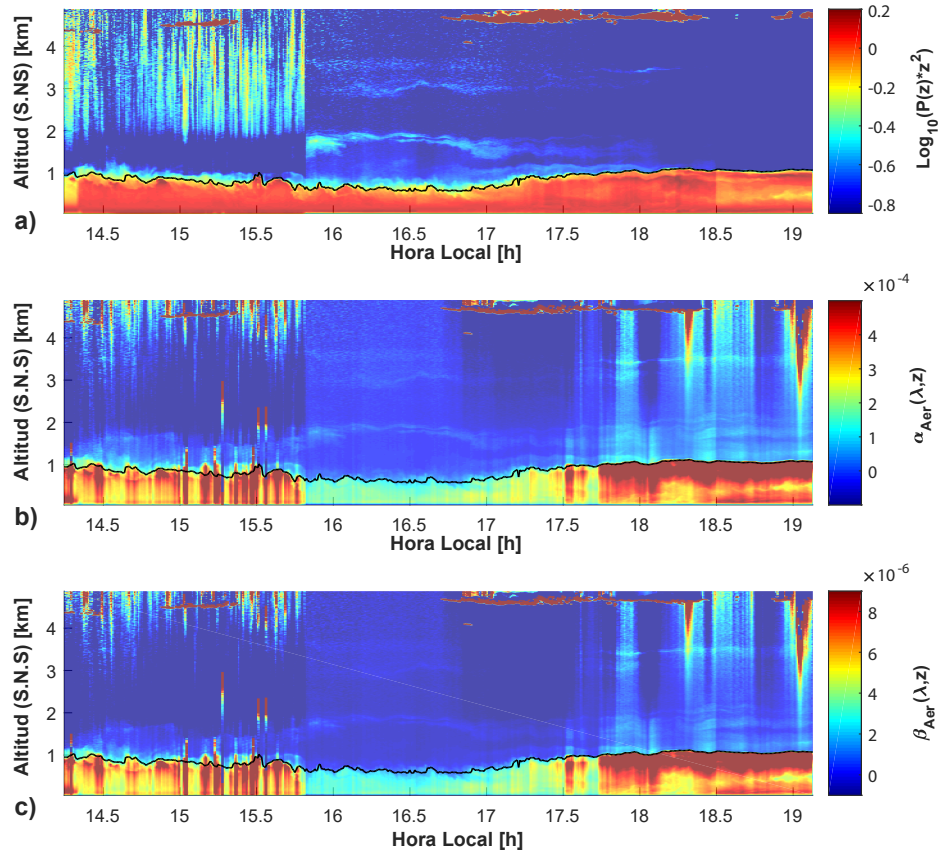


Figura 4.3: a) Evolución temporal de la RCS logarítmica en longitud de onda de 532 nm con el CLA_T , b) coeficiente α_{aer} , c) coeficiente β_{aer} . Caso de estudio del 28 de noviembre del 2018.

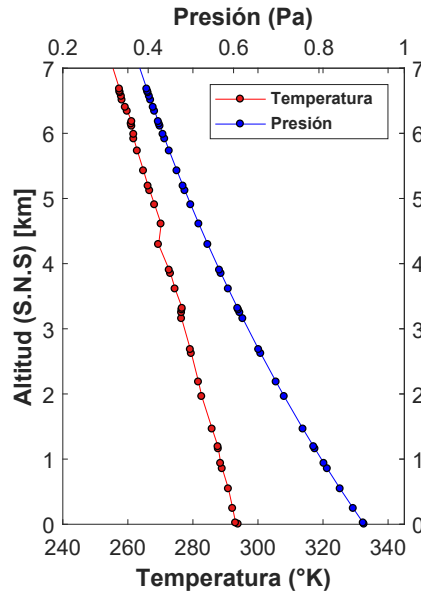


Figura 4.4: Perfiles de temperatura ($^{\circ}\text{K}$) y presión (Pa), obtenidos durante el 28/11/18.

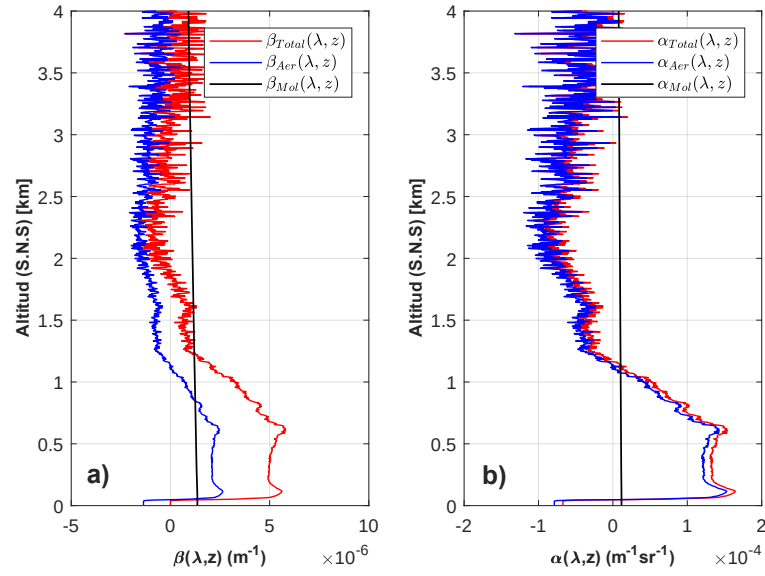


Figura 4.5: a) Coeficiente de retrodispersión total con su respectiva contribución molecular y por aerosoles, b) Coeficiente de extinción total con su respectiva contribución molecular y por aerosoles. Caso de estudio del 28/11/18

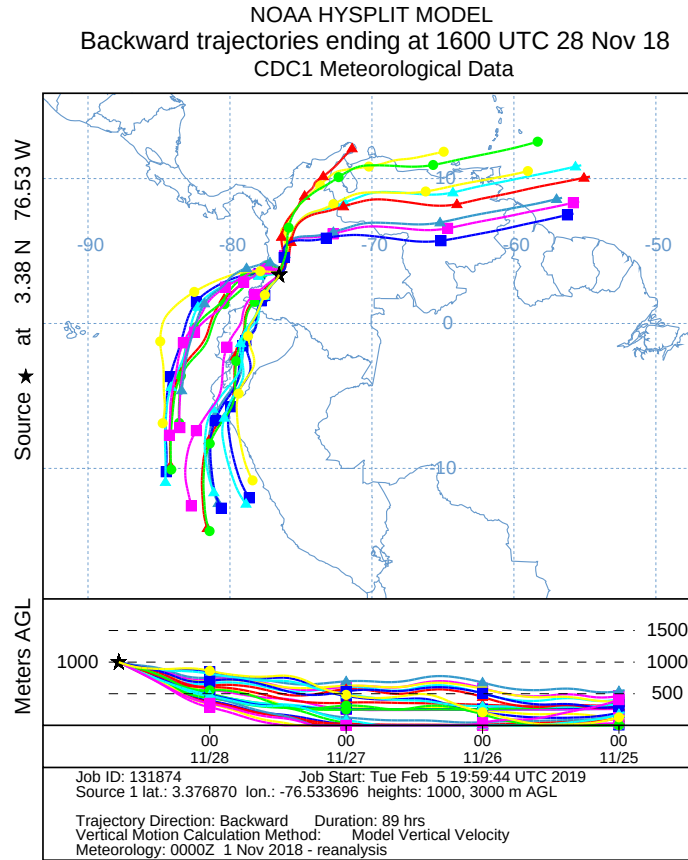


Figura 4.6: Retrotrayectorias de las masas de aire observadas por el sistema LiDAR-CIBioFI, calculadas con el modelo HYSPLIT de la NOAA para el 28/11/18.

4.3.1.2. 21 de Enero del 2019

Las mediciones realizadas el 21 de Enero del 2019 (21/01/19) se desarrollaron entre las 09:40 y las 18:00 UTC 5, con un longitud de onda de emisión de 532 nm y un montaje en configuración elástica. Similar al caso de estudio anterior, la Fig. 4.7a muestra la evolución temporal de la RCS logarítmica en un rango vertical que inicia en la superficie y va hasta 4 km. La línea negra representa el CLA_T que esta oportunidad se presenta en periodo de medición mucho más prolongado que da lugar a la presencia de los tres tipos de capa de mezcla que pueden constituir la CLA, como fue discutido en el Capítulo 3. En las primeras horas de la medición, entre las 9:00 y 11:00 horas, es posible observar que la capa de mezcla se encuentra en condiciones de estabilidad y que también hay una ligera capa residual que se confunde con nubes de vapor de agua con fuerte espesor óptico; posteriormente se observa el desarrollo máximo de la CLA originando un proceso de capa de mezcla convectiva.

Al igual que en el caso de estudio anterior, tan sólo se cuenta con un lanzamiento de radiosonda realizado a las 12:00 para corroborar si la evolución térmica de la columna atmosférica corresponde a los resultados obtenidos de CLA. En este caso, la Fig. 4.8 muestra un leve proceso de inversión térmica cerca a los 2 km de altura, dicha inversión significa una caída de temperatura que en este caso no origina un proceso convectivo, pese a las formas rectangulares que sigue la línea negra en la Fig. 4.7a. Dichas formas tienen lugar debido a que hay una capa de nubes de vapor de agua en el límite de la CLA, las cuales afectan el desempeño del algoritmo de detección de CLA e incluso el cálculo de propiedades ópticas ya que aumenta la tasa de retrodispersión total, y también degrada la calidad de señal, ya que propicia la aparición de ruido en alturas superiores.

Por otra parte, las Figuras 4.7b y 4.7c representan respectivamente la evolución temporal de los coeficientes α_{aer} y β_{aer} , en el mismo rango vertical y las mismas características experimentales de la Fig. 4.7a. En ambos casos, la presencia de nubes se posiciona como un reto importante ya que la fracción del haz que logra cruzar las nubes, en su camino de envío y retorno, produce una señal demasiado débil en la que predomina el ruido; lo cual dificulta el cálculo de estos coeficientes. También es posible observar en las Figuras 4.7b y 4.7c que los valores asociados a α_{aer} y β_{aer} en el espesor de la CLA se presentan tan débiles que incluso son despreciables si se compran con la el resultado de la interacción del haz con las nubes.

No obstante, pese a la dificultad por la presencia de nubes, la Fig. 4.9 muestra un comportamiento similar al caso de estudio anterior (28/11/18). Es claro que los aerosoles que se observan en la zona de estudio tienen una alta contribución en la extinción de la radiación incidente como se puede observar en la Fig. 4.9b. Entre tanto, se observa en la Fig. 4.9a que en este caso la retrodispersión por aerosoles también se aproxima al 50 % de la retrodispersión total.

En esta oportunidad también se empleó el modelo HYSPLYT bajo las mismas condiciones iniciales técnicas del caso de estudio anterior. La Fig. 4.10 muestra que en las calmas ecuatoriales se mantienen como una importante ruta de transporte de aerosoles minerales, sin embargo, se presenta un diferencia particular con el caso anterior y es que se reduce en gran proporción el transporte oceánico dando lugar al transporte de masas continentales que provienen del interior colombiano, incluyendo el interior del Valle del Cauca. Esto implica que existen altas probabilidades de que la carga de aerosoles observadas este días sean originadas por la quema de biomasa, considerando que en la región la principal actividad agrícola es el cultivo de Caña de Azúcar y que su quema es una práctica recurrente para su cosecha. Así, se reafirma la hipótesis acerca de la presencia de partículas absorbentes ya que durante las quemas de biomasa se producen principalmente partículas de carbono.

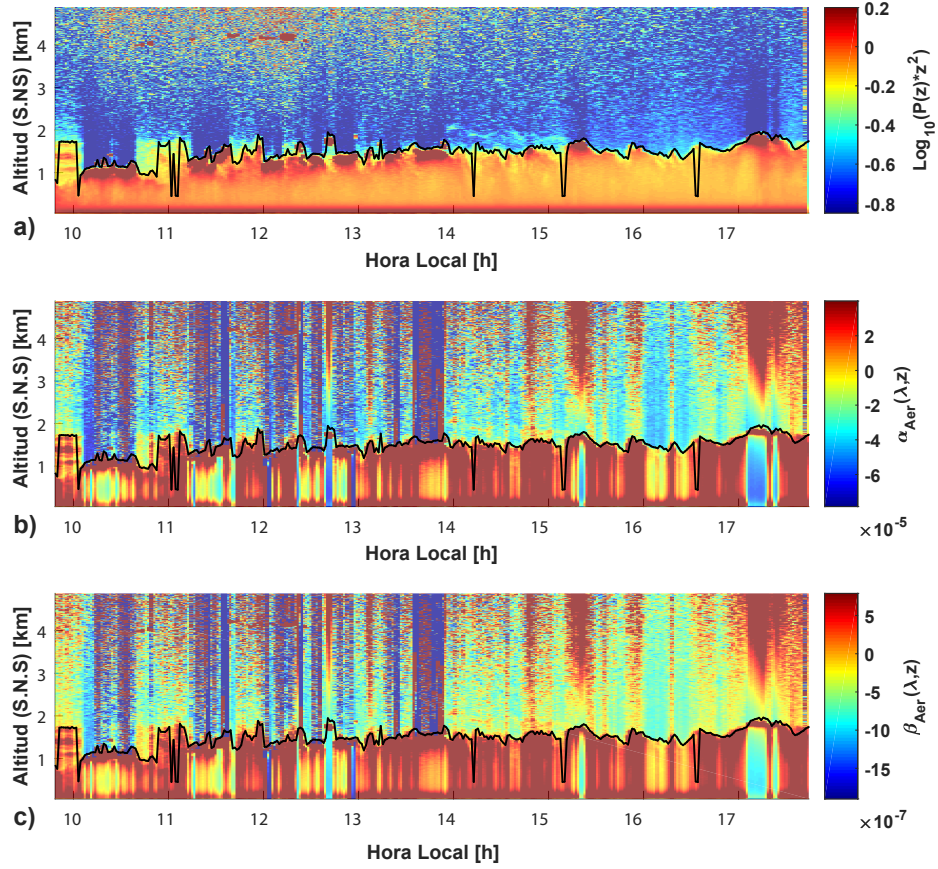


Figura 4.7: a) Evolución temporal de la RCS logarítmica en longitud de onda de 532 nm con el CLA_T , b) coeficiente α_{aer} , c) coeficiente β_{aer} . Caso de estudio del 21/01/19.

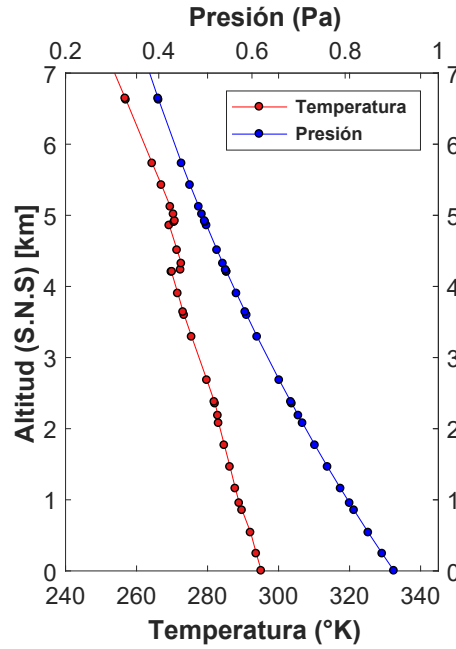


Figura 4.8: Perfiles de temperatura ($^{\circ}K$) y presión (Pa) obtenidos para el 21/01/19.

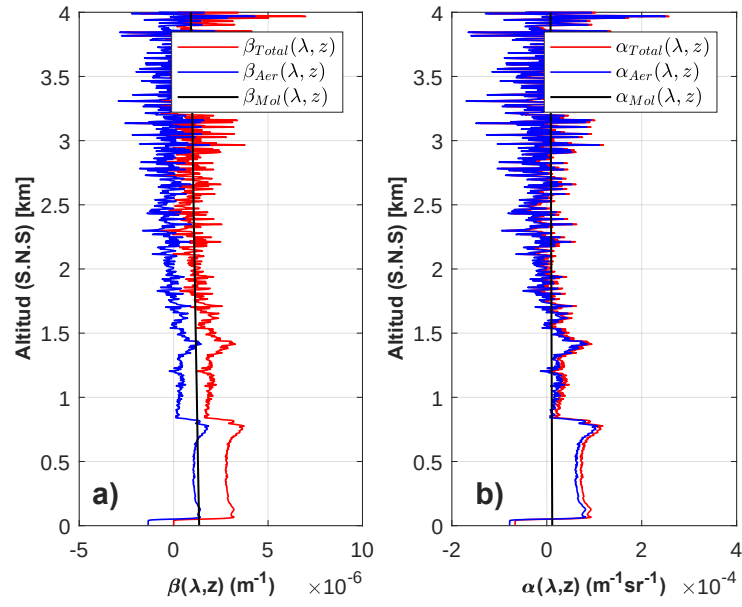


Figura 4.9: a) Coeficiente de retrodispersión total con su respectiva contribución molecular y por aerosoles, b) Coeficiente de extinción total con su respectiva contribución molecular y por aerosoles. Caso de estudio del 21/01/19

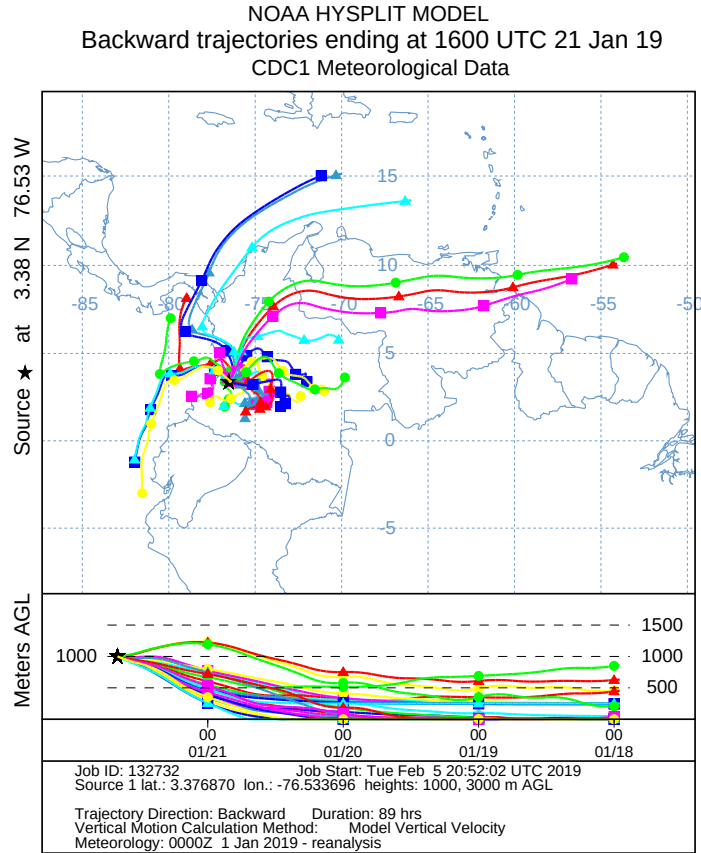


Figura 4.10: Retrotrayectorias de las masas de aire observadas por el sistema LiDAR-CIBioFI, calculadas con el modelo HYSPLIT de la NOAA para el 21/01/19.

Dado el impacto de este mecanismo de producción agrícola, anteriormente ha sido objeto de estudios locales con el objetivo de evaluar su impacto sobre la calidad de aire local y regional [99, 100]. Por tanto, es crucial un monitoreo sobre las emisiones que se produzcan por dicha actividad, incluyendo instrumentación adicional como LiDAR inelástico, fotometría solar y DOAS (Differential Optical Absorption Spectroscopy) para el monitoreo de gases traza que también afectan la calidad del aire. Así mismo, es de gran impacto contar con el inventario de emisiones regional y local con el propósito de establecer la contribución de emisiones asociada a cada fuente.

4.4. Conclusiones y discusión

En este capítulo se ha realizado una descripción de la interacción entre la luz y los aerosoles de la zona de estudio, empleando el algoritmo de inversión Klett-Fernald para calcular los coeficientes α_{aer} y β_{aer} asociados a dos casos de estudio particulares. El primer caso, correspondiente al 28/11/18, muestra que los aerosoles observados en este día fueron capaces de extinguir una gran cantidad de la luz emitida por la fuente láser, produciendo un valor máximo de extinción en la CLA de $1.4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, lo cual se encuentra casi al mismo nivel de la extinción total del haz el cual tuvo un valor máximo de $1.6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ en la CLA, como se puede observar en la Fig. 4.5b. Respecto a la retrodispersión de este caso de estudio la Fig. 4.5a muestra que los aerosoles tuvieron una eficiencia cercana al 50 %, como un valor máximo de $2.35 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. Estos resultados sugieren que hay presencia de aerosoles con una alta capacidad de absorción de luz en la zona de estudio.

El segundo caso, correspondiente al 21/01/19, muestra resultados bastante similares al caso de estudio inicial. En esta oportunidad la tendencia en α_{aer} y β_{aer} se mantiene, es decir, la Fig. 4.9 muestra que α_{aer} representa casi por completo a α_{Total} , mientras que β_{aer} representa una proporción cercana al 50 % de β_{Total} . Se puede inferir entonces que en las observaciones realizadas este día también se registró presencia de aerosoles con alta capacidad para absorber la radiación incidente, que en este caso corresponde al haz de la fuente láser del sistema LiDAR-CIBioFI. Cabe mencionar que el valor máximo de α_{aer} en la CLA es de $0.9 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ y el valor máximo de α_{Total} es de $1.1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$, mientras que los valores máximos de β_{aer} y β_{Total} en la CLA son $1.8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$ y $3.9 \cdot 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, respectivamente.

Con el propósito de proporcionar rigurosidad a las hipótesis planteadas con base en los resultados obtenidos, se implementó el modelo HYSPLIT de la NOAA con el cual fue posible obtener las retrotrayectorias de las masas de aire observadas por la estación LiDAR-CIBioFI en cada caso de estudio. Este modelo representa la información más cercana a una caracterización de fuentes de emisión ya que permite establecer el origen espacial de las partículas que se observan en la baja troposfera. Para ambos casos de estudio, se implementó dicho modelo con un tiempo análisis de tres días previos a las observaciones a través del método de velocidad de movimiento vertical. En ambos casos se registra que en mayor proporción, las masas de aire observadas en este trabajo provienen de las calmas ecuatoriales, que traen consigo principalmente aerosoles marinos y minerales que provienen del desierto del Sahara; así mismo, otro origen importante son los vientos alisios del pacífico que traen consigo gran proporción de aerosoles salinos de las aguas oceánicas.

Particularmente, en el caso de estudio correspondiente al 21/01/2019 se obtuvo un resultado algo inesperado, ya que las masas de aire observadas en este día provienen del interior continental de Colombia, específicamente del interior del Valle del Cauca. Esta región se caracteriza por una

exposición permanente a las emisiones producidas por quema de biomasa, la cual contiene una importante carga de aerosoles de carbono, ya que es una técnica agrícola empleada comúnmente en el departamento para la cosecha de Caña de Azúcar (sembrada casi en el 60 % del territorio departamental). De esta manera, estos resultados soportan la presencia de aerosoles con alta capacidad de absorción de radiación en la zona de estudio. En consecuencia, el modelo HYS-PLIT representa un recurso técnico importante para las observaciones realizadas con la estación LiDAR-CIBioFI y se espera que pueda ser implementado de manera frecuente con el objetivo de brindar claridad a los elementos que rodean la interacción de los aerosoles con la luz.

Capítulo 5

Conclusiones y perspectivas

Este trabajo aporta contribuciones sin precedentes en el área temática concerniente a la caracterización atmosférica de la zona de estudio en los frentes experimental y computacional. La estructura de los métodos y resultados de este trabajo se ha dispuesto de manera que sea posible para el lector, comprender que se ha estudiado la CLA con el objetivo de caracterizar el medio en el que se encuentra la mayor carga de aerosoles en la atmósfera, es decir, la dinámica espacio temporal de los mismos; y, por otra parte, se ha descrito la manera en que la carga de aerosoles observada interactúa con la luz, proporcionando la metodología e información necesaria para que en estudios futuros se logre cuantificar la perturbación radiativa que producen los aerosoles en términos de temperatura y variación en el régimen de precipitaciones.

A nivel regional, este proyecto de investigación ha contribuido con la implementación de la estación LiDAR-CIBioFI, localizada en la Universidad del Valle, campus Meléndez, la cual es la única instrumentación disponible y continuamente operativa en el suroeste colombiano. Entre tanto, a nivel nacional, esta estación se constituye en el segundo sistema LiDAR de Colombia (la otra estación se encuentra localizada en la Universidad Nacional - Sede Medellín). Por lo tanto, el impacto de esta investigación alcanza dos facetas importantes: por una parte converge en el uso de técnicas analíticas, numéricas y experimentales con el fin de cuantificar, por primera vez en la región, la fenomenología atmosférica, y, por otra parte, contribuye con la implementación física de una instrumentación robusta de operación continua para la detección remota activa de procesos atmosféricos y de aerosoles.

Actualmente, la operatividad del sistema LiDAR-CIBioFI se basa en una configuración monostática coaxial que recupera señales por dispersión elástica simple a 532 nm de longitud de onda. Esta instrumentación, disponible y confiable, permite el monitoreo continuo de parámetros como el CLA_T y las propiedades ópticas de los aerosoles, referidos a la longitud de onda en mención, sin embargo, también se dispone de la capacidad instrumental para poner en marcha el sistema con longitudes de onda de emisión de 355 nm y 1.064 nm. Todas estas ventajas instrumentales, además de la actividad continua, han dado lugar a que esta nueva estación pueda conformar la nómina de LALINET, cuya investigación y base de datos colectiva se suministra directamente a la Organización Meteorológica Mundial (WMO, por sus siglas en inglés). Este marco de colaboración internacional es un logro sumamente significativo para este trabajo pues permite visibilizar la creciente preocupación del deterioro de la calidad del aire, así como también el desarrollo técnico que se gesta desde el equipo de investigación de la estación LiDAR-CIBioFI para avanzar en el direccionamiento y solución de este problema.

También, se espera que en el marco de futuras investigación se logre implementar de manera simultánea, y también continua, las tres longitudes de onda emisión con las cuales se dispone

en la estación, con el objetivo de complementar las observaciones realizadas en este trabajo y ampliar el espectro de propiedades que se puede analizar como AOD, exponente de Ångström, albedo de dispersión simple, y relación de color de aerosoles, entre otros. Actualmente, esfuerzos significativos se gestan en el equipo de investigación no sólo para llevar este propósito de multilongitud de onda, sino también para implementar un montaje en configuración inelástica, y un canal de despolarización en la longitud de onda de 532 nm, así como todo el trabajo computacional necesario para implementar los algoritmos que se requieren en cada uno de estos frentes de trabajo. Con esta idea en mente, el abanico de tópicos de investigación atmosférica se expande pues se da lugar a la observación de parámetros como turbiedad de la CLA, seguimiento a gases efecto invernadero, propiedades ópticas y físicas de nubes, perfilamiento de temperatura y dirección de viento, monitoreo de CLA con capas intrusivas, entre otros.

Con relación a los resultados obtenidos en el Capítulo 3 es posible afirmar que los datos son de calidad y representan un avance importante en la comprensión y cuantificación de la dinámica atmosférica y de la calidad del aire. Se espera que la comparación entre el CLA_T y concentraciones de PM sea una labor continua dado que los resultados han indicado que en la zona de estudio hay condiciones importantes en el deterioro de la calidad del aire. En este propósito, se espera que al menos una vez a la semana se realicen mediciones de al menos 24 horas con una doble intención: i) definir con mayor claridad la evolución diaria del CLA_T ii) mantener una observación continua de la relación altitud del CLA_T y concentración de PM. Respecto al aspecto computacional en la detección del CLA_T , actualmente se adelantan esfuerzos para incorporar un método de detección a un nivel mayor de automatización a través de la implementación de técnicas de inteligencia artificial como redes neuronales, las cuales también se proponen como un mecanismo poderoso en la clasificación y predicción de datos.

Finalmente, del Capítulo 4 es posible concluir que es la primera vez que se realiza un estudio de esta naturaleza en el suroccidente colombiano, específicamente en la costa pacífica. Esto es un avance importante pues permite entender la interacción de los aerosoles con la luz en una zona cuyo sistema climático es altamente variable por ser una costa localizada en la región ecuatorial cuyo clima asociado es de sabana tropical. En el orden de hacer mucho más robustas estas observaciones, se recomienda enfáticamente la implementación de instrumentación adicional como un fotómetro solar y lanzamientos locales de radiosondas. El fotómetro solar es una herramienta importante para la medición directa de AOD, así como de distribuciones vertical y de tamaño de aerosoles; por su parte, la radiosonda es una instrumentación clave, ya que como se menciona en el Capítulo 4, se requieren de manera ineludible los perfiles de temperatura y presión con el propósito de invertir las señales y recuperar los coeficientes α_{aer} y β_{aer} . Para estudios futuros se recomienda enfáticamente que los métodos y resultados que este trabajo de investigación proporciona, sean empleados para el cálculo de la ecuación de transferencia radiativa dado que es el paso metodológico que se requiere para cuantificar la perturbación radiativa que producen los aerosoles en esta zona de estudio.

Las discusiones y los alcances reportados en este trabajo de investigación tienen un nivel de significancia directa en las agencias regionales dedicadas a la toma de decisiones y control de la calidad del aire, por cuanto presentan datos cuantitativos e información inédita en el suroccidente colombiano acerca de dinámica atmosférica y propiedades ópticas de los aerosoles, los cuales son complementarios a la información suministrada por dichas agencias.

Capítulo 6

Bibliografía

- [1] R. K. Pachauri, M. R. Allen, V. R. Barros, J. Broome, W. Cramer, R. Christ, J. A. Church, L. Clarke, Q. Dahe, P. Dasgupta, et al., Climate change 2014: synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, 2014.
- [2] O. M. de la Salud (OMS), 7 millones de muertes cada año debidas a la contaminación atmosférica, <https://www.who.int/mediacentre/news/releases/2014/air-pollution/es/>, (Accesado: 25 de Mayo del 2019) (2014).
- [3] L. Mona, A. Amodeo, G. D’Amico, A. Giunta, F. Madonna, G. Pappalardo, Multi-wavelength raman lidar observations of the eyjafjallajökull volcanic cloud over potenza, southern italy, Atmospheric Chemistry and Physics 12 (4) (2012) 2229–2244.
- [4] G. Dagan, I. Koren, O. Altaratz, R. H. Heiblum, Time-dependent, non-monotonic response of warm convective cloud fields to changes in aerosol loading, Atmospheric Chemistry and Physics 17 (12) (2017) 7435–7444.
- [5] V. Ramanathan, P. Crutzen, J. Kiehl, D. Rosenfeld, Aerosols, climate, and the hydrological cycle, science 294 (5549) (2001) 2119–2124.
- [6] I. Koren, O. Altaratz, L. A. Remer, G. Feingold, J. V. Martins, R. H. Heiblum, Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes, Nature Geoscience 5 (2) (2012) 118.
- [7] D. Rosenfeld, U. Lohmann, G. B. Raga, C. D. O’dowd, M. Kulmala, S. Fuzzi, A. Reissell, M. O. Andreae, Flood or drought: How do aerosols affect precipitation?, science 321 (5894) (2008) 1309–1313.
- [8] D. Rosenfeld, S. Sherwood, R. Wood, L. Donner, Climate effects of aerosol-cloud interactions, Science 343 (6169) (2014) 379–380.
- [9] C. Tomasi, A. A. Kokhanovsky, A. Lupi, C. Ritter, A. Smirnov, N. T. O’Neill, R. S. Stone, B. N. Holben, S. Nyeki, C. Wehrli, et al., Aerosol remote sensing in polar regions, Earth-Science Reviews 140 (2015) 108–157.

- [10] U. Wandinger, V. Freudenthaler, H. Baars, A. Amodeo, R. Engelmann, I. Mattis, S. Groß, G. Pappalardo, A. Giunta, G. D'Amico, et al., Earlinet instrument intercomparison campaigns: overview on strategy and results, *Atmospheric measurement techniques* 9 (3) (2016) 1001–1023.
- [11] V. Buchard, A. da Silva, P. Colarco, A. Darmenov, C. Randles, R. Govindaraju, O. Torres, J. Campbell, R. Spurr, Using the omi aerosol index and absorption aerosol optical depth to evaluate the nasa merra aerosol reanalysis, *Atmospheric Chemistry and Physics* 15 (10) (2015) 5743.
- [12] J. L. Guerrero-Rascado, E. Landulfo, J. C. Antuña, H. d. M. J. Barbosa, B. Barja, Á. E. Bastidas, A. E. Bedoya, R. F. da Costa, R. Estevan, R. Forno, et al., Latin american lidar network (lalinet) for aerosol research: Diagnosis on network instrumentation, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 138 (2016) 112–120.
- [13] F. Lopes, E. Landulfo, M. Vaughan, Evaluating calipso's 532 nm lidar ratio selection algorithm using aeronet sun photometers in brazil, *Atmospheric Measurement Techniques* 6 (11) (2013) 3281–3299.
- [14] P. Zoogman, X. Liu, R. Suleiman, W. Pennington, D. Flittner, J. Al-Saadi, B. Hilton, D. Nicks, M. Newchurch, J. Carr, et al., Tropospheric emissions: Monitoring of pollution (tempo), *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 186 (2017) 17–39.
- [15] T. C. Bond, S. J. Doherty, D. Fahey, P. Forster, T. Berntsen, B. DeAngelo, M. Flanner, S. Ghan, B. Kärcher, D. Koch, et al., Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118 (11) (2013) 5380–5552.
- [16] J. T. Kiehl, K. E. Trenberth, Earth's annual global mean energy budget, *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (2) (1997) 197–208.
- [17] B. N. Holben, T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, et al., Aeronet—a federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote sensing of environment* 66 (1) (1998) 1–16.
- [18] M. A. Box, Finite bandwidth and scattered light effects on the radiometric determination of atmospheric turbidity and the solar constant, *Applied optics* 20 (13) (1981) 2215–2219.
- [19] G. E. Shaw, Sun photometry, *Bulletin of the American Meteorological Society* 64 (1) (1983) 4–10.
- [20] R. Hernández González, Jiménez Pizarro, Caracterización de la contaminación por material particulado en bogotá mediante fotometría solar, Ph.D. thesis, Universidad Nacional de Colombia-Sede Bogotá.
- [21] D. Tanré, Y. Kaufman, M. Herman, S. Mattoo, Remote sensing of aerosol properties over oceans using the modis/eos spectral radiances, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102 (D14) (1997) 16971–16988.
- [22] Y. J. Kaufman, D. Tanré, L. A. Remer, E. Vermote, A. Chu, B. Holben, Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from eos moderate resolution imaging spectroradiometer, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102 (D14) (1997) 17051–17067.

- [23] L. A. Remer, Y. Kaufman, D. Tanré, S. Mattoo, D. Chu, J. V. Martins, R.-R. Li, C. Ichoku, R. Levy, R. Kleidman, et al., The modis aerosol algorithm, products, and validation, *Journal of the atmospheric sciences* 62 (4) (2005) 947–973.
- [24] R. C. Levy, L. A. Remer, S. Mattoo, E. F. Vermote, Y. J. Kaufman, Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of moderate resolution imaging spectroradiometer spectral reflectance, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 112 (D13).
- [25] N. G. Loeb, N. Manalo-Smith, Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over global oceans from merged ceres and modis observations, *Journal of Climate* 18 (17) (2005) 3506–3526.
- [26] K. Mao, Y. Ma, L. Xia, W. Y. Chen, X. Shen, T. He, T. Xu, Global aerosol change in the last decade: An analysis based on modis data, *Atmospheric Environment* 94 (2014) 680–686.
- [27] M. C. Pitts, L. W. Thomason, L. R. Poole, D. M. Winker, Characterization of polar stratospheric clouds with space-borne lidar: Calipso and the 2006 antarctic season, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 7 (3) (2007) 7933–7985.
- [28] E. J. Welton, J. R. Campbell, J. D. Spinhirne, V. S. Scott, Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micropulse lidar systems, in: *Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring*, Vol. 4153, International Society for Optics and Photonics, 2001, pp. 151–159.
- [29] J. Bösenberg, V. Matthias, H. Linné, A. Comerón Tejero, F. Rocadenbosch Burillo, C. Pérez López, J. M. Baldasano Recio, Earlinet: A european aerosol research lidar network to establish an aerosol climatology, *Report. Max-Planck-Institut für Meteorologie* (348) (2003) 1–191.
- [30] M.-A. Kiousmourtoglou, J. D. Schwartz, M. G. Weisskopf, S. J. Melly, Y. Wang, F. Dominici, A. Zanobetti, Long-term pm_{2.5} exposure and neurological hospital admissions in the northeastern united states, *Environmental health perspectives* 124 (1) (2015) 23–29.
- [31] S. Lanzinger, A. Schneider, S. Breitner, M. Stafoggia, I. Erzen, M. Dostal, A. Pastorkova, S. Bastian, J. Cyrys, A. Zscheppang, et al., Associations between ultrafine and fine particles and mortality in five central european cities—results from the ufirreg study, *Environment international* 88 (2016) 44–52.
- [32] Y. Li, Z. Ma, C. Zheng, Y. Shang, Ambient temperature enhanced acute cardiovascular-respiratory mortality effects of pm_{2.5} in beijing, china, *International journal of biometeorology* 59 (12) (2015) 1761–1770.
- [33] X. Wang, K. Wang, L. Su, Contribution of atmospheric diffusion conditions to the recent improvement in air quality in china, *Scientific reports* 6 (2016) 36404.
- [34] R. G. Fleagle, J. A. Businger, *An introduction to atmospheric physics*, Vol. 25, Academic Press, 1981.
- [35] J. D. Klett, Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, *Applied optics* 20 (2) (1981) 211–220.

- [36] A. Bucholtz, Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere, *Applied Optics* 34 (15) (1995) 2765–2773.
- [37] V. A. Kovalev, W. E. Eichinger, W. Eichinger, *Elastic lidar: theory, practice, and analysis methods*, John Wiley & Sons, 2004.
- [38] D. Bates, Rayleigh scattering by air, *Planetary and Space Science* 32 (6) (1984) 785–790.
- [39] B. A. Bodhaine, N. B. Wood, E. G. Dutton, J. R. Slusser, On rayleigh optical depth calculations, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16 (11) (1999) 1854–1861.
- [40] G. Mie, Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen, *Annalen der physik* 330 (3) (1908) 377–445.
- [41] E. J. McCartney, *Optics of the atmosphere: scattering by molecules and particles*, New York, John Wiley and Sons, Inc., 1976. 421 p.
- [42] C. Böckmann, U. Wandinger, A. Ansmann, J. Bösenberg, V. Amiridis, A. Boselli, A. Delaval, F. De Tomasi, M. Frioud, I. V. Grigorov, et al., Aerosol lidar intercomparison in the framework of the earlinet project. 2. aerosol backscatter algorithms, *Applied Optics* 43 (4) (2004) 977–989.
- [43] P. V. Hobbs, *Aerosol-cloud-climate interactions*, Vol. 54, Academic Press, 1993.
- [44] C. Weitkamp, *Lidar: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere*, Vol. 102, Springer Science & Business, 2006.
- [45] IDEAM, Tabla de valores mensuales de los principales parámetros meteorológicos (cali), <http://bart.ideam.gov.co/cliciu/cali/tabla.htm>, (Accesado: 10 de Mayo del 2019) (2019).
- [46] Secretaría de movilidad de Santiago de Cali, Documento de soporte para adopción de medidas de ordenamiento del tránsito, 2017 <http://www.concejodecali.gov.co/descargar.php?idFile=16399>, (Accesado: 12 de Julio del 2018).
- [47] J. Silva, T. Canchala, Variación espacial y temporal de concentraciones de pm10 en el área urbana de santiago de cali, colombia, *Ingeniería de Recursos Naturales y del Ambiente* 12 (2013) 129–141.
- [48] Á. L. Álvarez, K. Pozo, M. I. Paez, V. H. Estellano, Y. Llanos, S. Focardi, Semivolatile organic compounds (svocs) in the atmosphere of santiago de cali, valle del cauca, colombia along north-south transect using polyurethane foam disk as passive air samplers, *Atmospheric Pollution Research* 7 (6) (2016) 945–953.
- [49] M. Jaramillo, M. Núñez, W. Ocampo, D. Pérez, G. Portilla, Inventario de emisiones de contaminantes atmosféricos convencionales en la zona de cali-yumbo, *Revista Facultad de Ingeniería* 31 (2004) 38–48.
- [50] P. A. Filigrana, F. Méndez, Blood lead levels in schoolchildren living near an industrial zone in cali, colombia: the role of socioeconomic condition, *Biological Trace Element Research* 149 (3) (2012) 299–306.
- [51] L. Jiménez, P. A. Filigrana, Efectos de la contaminación atmosférica por PM10 sobre las consultas a urgencias por enfermedades respiratorias en menores de 15 años y mayores de 60 años y mortalidad general en Cali, durante 2010 y 2011, Master Thesis, 2011.

- [52] D. A. de Gestión Ambiental, Sistema de vigilancia de calidad del aire de cali - svcac, <http://www.cali.gov.co>, (Accesado: 10 de Julio del 2018).
- [53] M. de Ambiente Vivienda y Desarrollo Territorial, Resolución 2254 del 2017, <http://www.minambiente.gov.co>, (Accesado: 25 de Diciembre del 2018) (2019).
- [54] M. de Ambiente Vivienda y Desarrollo Territorial, Resolución 1541 del 2013, <http://www.minambiente.gov.co>, (Accesado: 25 de Diciembre del 2018) (2019).
- [55] EPA, Air Quality Index: A guide to air quality and your health, Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, NC, 2014.
- [56] U. of Wyoming, Radiosonde database by university of wyoming, <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>, (Accesado: 28 de Mayo del 2019) (2019).
- [57] P. Seibert, F. Beyrich, S.-E. Gryning, S. Joffre, A. Rasmussen, P. Tercier, Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height, *Atmospheric environment* 34 (7) (2000) 1001–1027.
- [58] D. J. Seidel, C. O. Ao, K. Li, Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115 (D16).
- [59] R. B. Stull, *An introduction to boundary layer meteorology*, Vol. 13, Springer Science & Business Media, 2012.
- [60] J. Garratt, et al., *The atmospheric boundary layer*. cambridge atmospheric and space science series, Cambridge University Press, Cambridge 416 (1992) 444.
- [61] J. Deardorff, G. Willis, B. Stockton, Laboratory studies of the entrainment zone of a convectively mixed layer, *Journal of Fluid Mechanics* 100 (1) (1980) 41–64.
- [62] L. Menut, C. Flamant, J. Pelon, P. H. Flamant, Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the paris area, *Applied Optics* 38 (6) (1999) 945–954.
- [63] H. Li, Y. Yang, X.-M. Hu, Z. Huang, G. Wang, B. Zhang, T. Zhang, Evaluation of retrieval methods of daytime convective boundary layer height based on lidar data, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 122 (8) (2017) 4578–4593.
- [64] R. F. Banks, J. Tiana-Alsina, F. Rocadenbosch, J. M. Baldasano, Performance evaluation of the boundary-layer height from lidar and the weather research and forecasting model at an urban coastal site in the north-east iberian peninsula, *Boundary-layer meteorology* 157 (2) (2015) 265–292.
- [65] H. Baars, A. Ansmann, R. Engelmann, D. Althausen, Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar, *Atmospheric chemistry and Physics* 8 (23) (2008) 7281–7296.
- [66] D. G. Steyn, M. Baldi, R. Hoff, The detection of mixed layer depth and entrainment zone thickness from lidar backscatter profiles, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16 (7) (1999) 953–959.
- [67] I. M. Brooks, Finding boundary layer top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 20 (8) (2003) 1092–1105.

- [68] J. A. Bravo-Aranda, G. de Arruda Moreira, F. Navas-Guzmán, M. J. Granados-Muñoz, J. L. Guerrero-Rascado, D. Pozo-Vázquez, C. Arbizu-Barrena, F. J. O. Reyes, M. Mallet, L. A. Arboledas, A new methodology for pbl height estimations based on lidar depolarization measurements: analysis and comparison against mwr and wrf model-based results., *Atmospheric Chemistry & Physics* 17 (11).
- [69] D. Lange, J. Tiana-Alsina, U. Saeed, S. Tomas, F. Rocadenbosch, Atmospheric boundary layer height monitoring using a kalman filter and backscatter lidar returns, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing* 52 (8) (2014) 4717–4728.
- [70] R. F. Banks, J. Tiana-Alsina, J. M. Baldasano, F. Rocadenbosch, A. Papayannis, S. Solomos, C. G. Tzanis, Sensitivity of boundary-layer variables to pbl schemes in the wrf model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the hygra-cd campaign, *Atmospheric Research* 176 (2016) 185–201.
- [71] G. de Arruda Moreira, J. L. Guerrero-Rascado, J. A. Bravo-Aranda, J. A. Benavent-Oltra, P. Ortiz-Amezcu, R. Róman, A. E. Bedoya-Velásquez, E. Landulfo, L. Alados-Arboledas, Study of the planetary boundary layer by microwave radiometer, elastic lidar and doppler lidar estimations in southern iberian peninsula, *Atmospheric Research* 213 (2018) 185–195.
- [72] K. Hayden, K. Anlauf, R. Hoff, J. Strapp, J. Bottenheim, H. Wiebe, F. Froude, J. Martin, D. Steyn, I. McKendry, The vertical chemical and meteorological structure of the boundary layer in the lower fraser valley during pacific’93, *Atmospheric Environment* 31 (14) (1997) 2089–2105.
- [73] A. Comerón, M. Sicard, F. Rocadenbosch, Wavelet correlation transform method and gradient method to determine aerosol layering from lidar returns: some comments, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30 (6) (2013) 1189–1193.
- [74] F. Mao, W. Gong, S. Song, Z. Zhu, Determination of the boundary layer top from lidar backscatter profiles using a haar wavelet method over wuhan, china, *Optics & Laser Technology* 49 (2013) 343–349.
- [75] J. C. Compton, R. Delgado, T. A. Berkoff, R. M. Hoff, Determination of planetary boundary layer height on short spatial and temporal scales: A demonstration of the covariance wavelet transform in ground-based wind profiler and lidar measurements, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 30 (7) (2013) 1566–1575.
- [76] M. Perrone, S. Romano, Relationship between the planetary boundary layer height and the particle scattering coefficient at the surface, *Atmospheric Research* 213 (2018) 57–69.
- [77] C. Tobon, R. Buitrago-Sierra, L. C. Palacio, J. Saiz, In silico study of pb++ effects on ventricular action potential, as an air particulate matter component of medellin city, in: *BI-BE 2018; International Conference on Biological Information and Biomedical Engineering*, VDE, 2018, pp. 1–5.
- [78] H. B. Alvarez, R. S. Echeverria, P. S. Alvarez, S. Krupa, Air quality standards for particulate matter (pm) at high altitude cities, *Environmental pollution* 173 (2013) 255–256.
- [79] F. Franceschi, M. Cobo, M. Figueredo, Discovering relationships and forecasting pm10 and pm2. 5 concentrations in bogotá, colombia, using artificial neural networks, principal component analysis, and k-means clustering, *Atmospheric Pollution Research*.

- [80] R. Nedbor-Gross, B. H. Henderson, M. P. Pérez-Peña, J. E. Pachón, Air quality modeling in bogotá, colombia using local emissions and natural mitigation factor adjustment for re-suspended particulate matter, *Atmospheric Pollution Research* 9 (1) (2018) 95–104.
- [81] Y.-L. Zhang, F. Cao, Fine particulate matter (pm 2.5) in china at a city level, *Scientific reports* 5 (2015) 14884.
- [82] C. A. Pope III, M. Cropper, J. Coggins, A. Cohen, Health benefits of air pollution abatement policy: role of the shape of the concentration–response function, *Journal of the Air & Waste Management Association* 65 (5) (2015) 516–522.
- [83] P. Laj, J. Klausen, M. Bilde, C. Plass-Duelmer, G. Pappalardo, C. Clerbaux, U. Baltensperger, J. Hjorth, D. Simpson, S. Reimann, et al., Measuring atmospheric composition change, *Atmospheric environment* 43 (33) (2009) 5351–5414.
- [84] K. Tørseth, W. Aas, K. Breivik, A. M. Fjæraa, M. Fiebig, A.-G. Hjellbrekke, C. Lund Myhre, S. Solberg, K. E. Yttri, Introduction to the european monitoring and evaluation programme (emep) and observed atmospheric composition change during 1972–2009, *Atmospheric Chemistry and Physics* 12 (12) (2012) 5447–5481.
- [85] N. Papagiannopoulos, L. Mona, V. Amiridis, I. Biniotoglou, G. D’Amico, P. Guma-Claramunt, A. Schwarz, L. Alados-Arboledas, A. Amodeo, A. Apituley, et al., An automatic aerosol classification for earlinet: application and results, in: *EPJ Web of Conferences*, Vol. 176, EDP Sciences, 2018, p. 09012.
- [86] A. Goudie, N. Middleton, Saharan dust storms: nature and consequences, *Earth-Science Reviews* 56 (1-4) (2001) 179–204.
- [87] S. Groß, M. Tesche, V. Freudenthaler, C. Toledano, M. Wiegner, A. Ansmann, D. Althausen, M. Seefeldner, Characterization of saharan dust, marine aerosols and mixtures of biomass-burning aerosols and dust by means of multi-wavelength depolarization and raman lidar measurements during samum 2, *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 63 (4) (2011) 706–724.
- [88] A. Bedoya, D. Nisperuza, D. Alegría, M. Múnera, J. L. Guerrero-Rascado, C. E. Zapata, J. F. Jiménez, E. Landulfo, Á. Bastidas, Strong saharan dust event detected at lalinet loa-unal station, over medellín, colombia by active and passive remote sensing, in: *EPJ Web of Conferences*, Vol. 119, EDP Sciences, 2016, p. 08006.
- [89] P. Quinn, D. Coffman, J. Johnson, L. Upchurch, T. Bates, Small fraction of marine cloud condensation nuclei made up of sea spray aerosol, *Nature Geoscience* 10 (9) (2017) 674.
- [90] T. W. Wilson, L. A. Ladino, P. A. Alpert, M. N. Breckels, I. M. Brooks, J. Browse, S. M. Burrows, K. S. Carslaw, J. A. Huffman, C. Judd, et al., A marine biogenic source of atmospheric ice-nucleating particles, *Nature* 525 (7568) (2015) 234.
- [91] S. Bhangar, R. I. Adams, W. Pasut, J. Huffman, E. A. Arens, J. W. Taylor, T. D. Bruns, W. W. Nazaroff, Chamber bioaerosol study: human emissions of size-resolved fluorescent biological aerosol particles, *Indoor Air* 26 (2) (2016) 193–206.
- [92] J. O. Anderson, J. G. Thundiyil, A. Stolbach, Clearing the air: a review of the effects of particulate matter air pollution on human health, *Journal of Medical Toxicology* 8 (2) (2012) 166–175.

- [93] S. S. Redón, Caracterización in-situ de las propiedades espectrales de absorción de los aerosoles atmosféricos en valencia, Ph.D. thesis, Universitat de València (2015).
- [94] T. Eck, B. Holben, J. Reid, O. Dubovik, A. Smirnov, N. O’neill, I. Slutsker, S. Kinne, Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 104 (D24) (1999) 31333–31349.
- [95] J. D. Klett, Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Applied Optics* 24 (11) (1985) 1638–1643.
- [96] F. G. Fernald, Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *Applied optics* 23 (5) (1984) 652–653.
- [97] E. Montilla-Rosero, A. Silva, C. Jimenez, R. Hernandez, C. Saavedra, Optical characterization of lower tropospheric aerosols by the southern east pacific lidar station (concepcion, chile), *Journal of Aerosol Science* 92 (2016) 16–26.
- [98] NOAA, Hybrid single particle lagrangian integrated trajectory model, <https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>, (Accesado: 25 de Mayo del 2019) (2019).
- [99] D. Á. Eleonora, La caña de azúcar:¿ una amarga externalidad?, *Revista Desarrollo y Sociedad* (59) (2007) 117–164.
- [100] J. C. Rojas, J. A. C. Duque, F. Hernández, Metodología para medir las concentraciones de aerosoles atmosféricos usando técnicas de teledetección, *Puente* 9 (2) (2017) 61–77.

Contribuciones, formación complementaria y reconocimientos

Artículos publicados, bajo revisión y en proceso

- **J. Céspedes**, C. A. Melo-Luna, J. H. Reina, A first measurement of the planetary boundary layer top in Santiago de Cali-Colombia: elastic lidar application, in: Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XXIII, Vol. 10786, International Society for Optics and Photonics, 2018, p. 107860L.
- Eduardo Landulfo, Albeht Rodríguez Vega, Alexandre Calzavara Yoshida, Alvaro Bastidas, Amanda Vieira dos Santos, Antonieta Silva, Antonio Arleques Gomes, Boris Barja Gonzalez, **Carlos Andrés Melo-Luna**, Carlos D. Hoyos, Cristina Tobler de Souza Rae, Daniel Camilo, **David Vivas**, Diego Alves Gouveia, Elian Wolfram, Estela Collini, Fábio J. S. Lopes, Gregori de Arruda Moreira, Henrique de Melo Jorge Barbosa, Hernan Ciminari, **John H. Reina**, Jonatan João da Silva, **Jonnathan Céspedes**, Juan Carlos Antuña Marrero, Juan Luis Guerrero Rascado, Juan Pallotta, Judith Hoelzemann, Lucas Alados Arboledas, M.Alejandra Salles, Marcos Paulo Araújo da Silva, Renata Sammara, Ricardo N. Forno, Sebastian Papandrea, LALINET NETWORK STATUS
(*Bajo revisión del ILRC29*)
- **J. Céspedes**, C. A. Melo-Luna, Pablo Ristori, J. H. Reina, Planetary boundary layer top in southwestern Colombia: first results from the new LiDAR-CIBioFi station
(*Por ser sometido a Journal of Atmospheric Environment*)

Conferencias internacionales

- A First measurement of the Planetary Boundary Layer top in Santiago de Cali-Colombia: Elastic LiDAR application.
Oral. Remote Sensing SPIE, Berlin, Germany, 2018.
J. Céspedes, C. A. Melo-Luna, J. H. Reina.
- Comparison between planetary boundary layer top and particulate matter concentrations from ground-station.
Oral. X Workshop on Lidar Measurements in Latin America, Medellín, Colombia, 2018.
J. Céspedes, Pablo Ristori, Alvaro Bastidas, C. A. Melo-Luna, J. H. Reina.
- Elastic LiDAR for atmospheric characterization in the urban area of Cali - Colombia.
Poster. São Paulo School of Advanced Science on Atmospheric Aerosols: properties, measurements, modeling, and effects on climate and health, São Paulo, Brasil, 2019.
J. Céspedes, C. A. Melo-Luna, J. H. Reina.

Conferencias nacionales

- Dinámica de aerosoles en el área urbana de Santiago de Cali: Aplicaciones LIDAR elástico.
Oral. XXVII Congreso Nacional de Física, Cartagena, Colombia, 2017.
J. Céspedes, C. A. Melo-Luna, J. H. Reina.
- Dinámica de capa límite atmosférica en el área urbana de Santiago de Cali: Aplicaciones LIDAR elástico.
Oral. X Simposio de Investigaciones de la Facultad de Ingeniería, Cali, Colombia, 2017.
J. Céspedes, C. A. Melo-Luna, J. H. Reina.

Formación complementaria internacional

- X Workshop on Lidar Measurements in Latin America.
Workshop. Universidad Nacional, Medellín, Colombia, 2018.
- La Paradoja del Fuego: un abordaje multidisciplinario para la gestión de incendios en un mundo inflamable.
Workshop. Comisión Nacional de Actividades Espaciales - CONAE, Provincia de Córdoba, Argentina, 2018.
- Monitoreo de aerosoles atmosféricos a partir de sensores remotos.
Workshop. VI Congreso nacional y conferencia internacional de calidad de aire y salud pública - CASAP, Cali, Colombia, 2017.

Reconocimientos

- La Paradoja del Fuego: un abordaje multidisciplinario para la gestión de incendios en un mundo inflamable.
Beca completa. Centro latinoamericano de formación interdisciplinaria - CELFI, Provincia de Córdoba, Argentina, 2018.
- Student travel grant SPIE.
SopORTE económico. Remote Sensing SPIE, Berlin, Germany, 2018.