



UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
INGENIERÍA
UDELAR

Estudio de los aerosoles atmosféricos a partir de datos obtenidos de la Estación Montevideo_FING de la red internacional AERONET (NASA)

Alejandro Agesta

Tesis de Maestría presentada a la Facultad de Ingeniería de la
Universidad de la República

en cumplimiento parcial de los requerimientos para la obtención del título
de Maestría en Ingeniería Física.

Tutora

Dra. Erna Frins

Tribunal

Dra. Lidia Otero

Dr. Rafael Terra

Dr. Lorenzo Lenci

Montevideo, Uruguay

Abril de 2023

Índice general

Agradecimientos	3
Resumen	5
Abstract	7
Capítulo 1. Introducción	9
Capítulo 2. Fundamento teórico	13
2.1. Características generales de los aerosoles	13
2.2. Aerosoles producto de la quema de Biomasa	14
2.3. Otros productos de la quema de biomasa	14
2.4. Interacción de la radiación solar con los constituyentes atmosféricos	15
2.5. Dispersión de Rayleigh	25
Capítulo 3. Metodología	27
3.1. Cálculo del espesor óptico de aerosoles	27
3.2. Productos del espesor óptico de aerosoles	34
3.3. Niveles de datos y filtrado de nubes de la versión 3 de AERONET	36
3.4. Incertidumbres	39
3.5. Sistema experimental	39
3.6. Sobre la aplicación de otro tipo de datos	46
Capítulo 4. Análisis de datos	55
4.1. Análisis del espesor óptico (τ)	55
4.2. Comparación interanual del AOD	56
4.3. Análisis estadístico	57
4.4. Búsqueda de ciclos anuales mediante medias móviles	60
4.5. Comparación del exponente de Angstrom clásico con exponente de Angstrom a @500nm	61
4.6. Parámetros de AERONET y datos meteorológicos	65
Capítulo 5. Caso de estudio: evento de quema de biomasa	71
5.1. Localización del origen del evento de Noviembre del 2020	71
5.2. Observaciones realizadas desde el nodo AERONET Montevideo-FING	71
5.3. Sinergia con otro tipo de datos	76
Capítulo 6. Conclusiones	85
Bibliografía	89
Apéndice A. Trabajos relacionados con esta Tesis	93
Apéndice. Glosario	95

Agradecimientos

Estoy sumamente agradecido con mi tutora Erna Frins, por brindarme la oportunidad de trabajar con ella y por su apoyo incondicional durante todo el proceso de elaboración de mi Tesis. Como también con mis compañeros de trabajo Nicolás Casaballe y Matías Osorio, por su constante apoyo y colaboración en temas relacionados con mi investigación, a Nicolás especialmente por sus muy buenos consejos.

Agradezco a Raúl D'elia, por su disposición a responder preguntas técnicas acerca del fotómetro Cimel, y a Rodrigo Alonso por siempre estar disponible para ayudar con todos los tramites necesarios relacionados con la maestría.

Agradezco a los miembros del tribunal, Lidia Otero, Lorenzo Lenci y Rafael Terra, por aceptar evaluar mi trabajo y por su valiosa retroalimentación.

Por último, no puedo dejar de agradecer a mi esposa Noemí, quien siempre ha estado a mi lado, apoyándome incondicionalmente en todo momento, encargándose de lo que fuere necesario cuando necesité tiempo para concentrarme en mi Tesis.

Resumen

Uruguay se ve afectado por la presencia de aerosoles de diversos orígenes y conocer sus características permite establecer su posible impacto en la salud humana, el tiempo de permanencia en la atmósfera y profundizar estudios sobre la Física y Química de la atmósfera, entre otros.

La Universidad de la República firmó en 2018 un Convenio de Cooperación con la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA) para que el Grupo de Óptica Aplicada (GOA) participe en la red internacional AERONET (Aerosol Robotic Network). Los objetivos científicos de la NASA incluyen obtener una comprensión más detallada de los fenómenos que causan los cambios atmosféricos globales, con especial énfasis en la investigación del clima y la evaluación de la calidad del aire. Para estos fines, la NASA ha establecido una red global de fotómetros solares para medir, entre otros parámetros, las propiedades ópticas de los aerosoles. AERONET proporciona las mediciones científicas necesarias y es fundamental para la validación de datos satelitales de aerosoles, nubes y otras mediciones. Para cumplir con este objetivo, la NASA entregó al GOA un fotómetro CIMEL que opera desde la Estación de Monitoreo Atmosférico ubicada en el edificio principal de la Facultad de Ingeniería. Es en este marco que se desarrolla esta maestría en Ingeniería-Física, cuyo objetivo fue profundizar en el estudio de los aerosoles atmosféricos observados sobre Montevideo y el territorio nacional y explorar la posibilidad de combinar los datos obtenidos del fotómetro CIMEL con los de un Equipo MAX-DOAS que adquiere espectros solares en el UV y visible en continuo situado junto al CIMEL. En el marco de esta Tesis se instaló el equipo CIMEL y se denominó Montevideo_FING a este nodo de AERONET. El objetivo principal fue comprender los algoritmos utilizados en las medidas de radiación directa.

Inicialmente se estudiaron los fundamentos físicos de la interacción de la radiación con los aerosoles atmosféricos. Luego se profundizó en la metodología y los algoritmos de AERONET para determinar todos los parámetros relacionados con las medidas de radiación directas. Además, se utilizaron otras dos fuentes de datos. Por un lado, la Espectroscopía de Absorción Óptica Diferencial (Differential Optical Absorption Spectroscopy, DOAS) del instrumento MAX-DOAS que se encuentra junto al fotómetro CIMEL y por otro lado, el modelado de parcelas de masas de aire utilizando el Modelo Híbrido Integrado de Trayectoria Lagrangiana de Una Sola Partícula (Hybrid Single- Particle Lagrangian Integrated Trajectory model, HYSPLIT), programa de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA).

En el marco de este trabajo también se realizó un análisis estadístico de los datos obtenidos del nodo Montevideo_FING de AERONET durante los años 2020 y 2021. Como resultado de este análisis se encontraron ciclos anuales de los aerosoles finos asociados a la quema de biomasa, así como un comportamiento característico relacionado con la dirección del viento.

Por último, se estudió un evento particular de quema de biomasa que ocurrió a más de 800 km de Montevideo y cuyas emisiones pudieron ser observadas en el nodo Montevideo_FING, encontrándose una diferencia notable entre los niveles de los parámetros correspondientes al día que la pluma llegó a Montevideo (24/11/2020) y una ventana de 30 días. Se analizaron los parámetros que describen los aerosoles: AOD (espesor óptico de

aerosoles), fracción de finos, exponente de Angstrom, en una ventana de 30 días centrada en el evento (24/11/2020). Se realizó un modelo del transporte de masas de aire mediante HYSPLIT para comparar las trayectorias de las parcelas con la pluma visible mediante imágenes satelitales y análisis DOAS de diferentes gases.

También se confirmó con los datos de AOD del Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction (MAIAC) de la NASA, obteniéndose un comportamiento similar y observándose un máximo el día evento. Mediante espectroscopia DOAS remota se pudo determinar que el 24/11/2020, las diferencias entre las columnas de O_4 para las distintas direcciones de observación fueron menores a las usuales, estando este resultado muy relacionado con la presencia una gran carga de aerosoles. Se realizó un estudio exploratorio de las columnas de los gases dióxido de nitrógeno y formaldehído. El primero no mostró un comportamiento inusual el día del evento en comparación a la ventana de referencia. Sin embargo, el formaldehído mostró valores columnas más altas que el promedio en la ventana estudiada, tanto el día del evento como el posterior. Esto es coherente con las mediciones de los mismos gases obtenidos a través del instrumento TROPOMI del satélite Sentinel-5P. Otro resultado importante de esta Tesis es que se encontró una condición que permite identificar cuando los aerosoles presentes en la atmósfera tienen su origen en la quema de biomasa (quema de grandes extensiones). La condición encontrada se basa en el valor umbral de 0.48 ± 0.01 del AOD @340nm, de 0.68 ± 0.03 de fracción de finos @500nm y un exponente de Angstrom mayor a 1.22 ± 0.08 simultáneamente. Si los valores de esos parámetros son superiores a ese umbral, indican la presencia de aerosoles provenientes de la quema de biomasa.

Abstract

Uruguay is affected by the presence of aerosols of various origins and knowing their characteristics allows establishing their possible impact on human health, the time spent in the atmosphere, and deepening studies on the Physics and Chemistry of the atmosphere, among others. The Universidad de la República signed a Cooperation Agreement with the National Aeronautics and Space Administration (NASA) in 2018 in order for the Applied Optics Group (GOA) to participate in the international AERONET network (Aerosol Robotic Network). NASA's science goals include gaining a more detailed understanding of the phenomena that cause global atmospheric changes, with special emphasis on climate research and air quality assessment. To these ends, NASA has established a global network of sun photometers to measure, among other parameters, the optical properties of aerosols. AERONET provides the necessary scientific measurements and is essential for the validation of satellite data of aerosols, clouds and other measurements. To meet this objective, NASA provided the GOA with a CIMEL photometer that operates from the Atmospheric Monitoring Station located in the main building of the Faculty of Engineering. It is within this framework that this master's degree in Engineering-Physics takes place, whose objective was to deepen the study of atmospheric aerosols observed over Montevideo and the national territory and explore the possibility of combining the data obtained from the CIMEL photometer with those of a MAX-DOAS equipment that acquires solar spectra in the UV and visible continuously located next to the CIMEL. Within the framework of this Thesis, the CIMEL equipment was installed and this AERONET node was called Montevideo_FING. The main objective was to understand the algorithms used in direct radiation measurements. Initially, the physical foundations of the interaction of radiation with atmospheric aerosols were studied. Then, the AERONET methodology and algorithms were deepened to determine all the parameters related to direct radiation measurements. In addition, two other data sources were used. On the one hand, the Differential Optical Absorption Spectroscopy (DOAS) of the MAX-DOAS instrument that is located next to the CIMEL photometer and on the other hand, the modeling of air mass plots using the Integrated Hybrid Trajectory Model Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model (HYSPLIT), program of the National Oceanic and Atmospheric Administration of the United States (NOAA). Within the framework of this work, a statistical analysis of the data obtained from the AERONET Montevideo_FING node was also carried out during the years 2020 and 2021. As a result of this analysis, annual cycles of fine aerosols associated with biomass burning were found, as well as a characteristic behavior related to the direction of the wind. Finally, a particular biomass burning event was studied that occurred more than 800 km from Montevideo and whose emissions could be observed in the Montevideo_FING node, finding a notable difference between the levels of the parameters corresponding to the day the plume reached Montevideo (11/24/2020) and a 30-day window. The parameters that describe the aerosols were analyzed: AOD, fine fraction, Angstrom exponent, in a 30-day window centered on the event (11/24/2020). An air mass transport model was performed using HYSPLIT to compare the trajectories of the plots with the visible plume using satellite imagery and DOAS analysis of different gases.

It was also confirmed with the AOD data from NASA's Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction (MAIAC), obtaining a similar behavior and observing a maximum on the day of the event. Using remote DOAS spectroscopy, it was possible to determine that on 11/24/2020, the differences between the O_4 columns for the different observation directions were less than usual, this result being closely related to the presence of a large aerosol load. An exploratory study of the columns of nitrogen dioxide and formaldehyde gases was carried out. The first did not show unusual behavior on the day of the event compared to the reference window. However, formaldehyde showed column values higher than the average in the studied window, both on the day of the event and the day after. This is consistent with measurements of the same gases obtained through the TROPOMI instrument on the Sentinel-5P satellite. Another important result of this Thesis is that a condition was found that allows identifying when the aerosols present in the atmosphere have their origin in the burning of biomass (burning of large areas). The condition found is based on the threshold value of 0.48 ± 0.01 of the AOD @340nm, of 0.68 ± 0.03 of the fine fraction @500nm and an Angstrom exponent greater than 1.22 ± 0.08 simultaneously. If the values of these parameters are higher than this threshold, they indicate the presence of aerosols from biomass burning.

Introducción

Los aerosoles son partículas sólidas o líquidas suspendidas en un gas, generalmente en la atmósfera (Seinfeld y S. 2006). Estas partículas pueden ser de origen natural o antropogénico. Los aerosoles naturales incluyen, por ejemplo, el polvo del suelo, las partículas de mar y los compuestos orgánicos volátiles emitidos por la vegetación, mientras que los aerosoles antropogénicos son aquellos generados por la actividad humana, como las emisiones de combustibles fósiles, la quema de biomasa (provocada), la producción industrial y el tráfico vehicular (Andreae 2009). El estudio de los aerosoles es importante por varias razones ya que afectan la salud humana y el medio ambiente de diversas formas. Los aerosoles afectan el clima y el medio ambiente al interactuar con la radiación solar y alterar el balance energético de la Tierra.

La consideración de los aerosoles es igual de importante que la de los gases de efecto invernadero, pero su estudio ha avanzado poco debido a la complejidad del problema tanto en términos experimentales como en modelos. El estudio de los aerosoles es complejo debido a la heterogeneidad de su composición, su distribución espacial y temporal, así como a la complejidad de su física. La gran cantidad de fuentes naturales y artificiales, su distribución heterogénea tanto a nivel regional como global, y su corta vida media, hacen que su caracterización y modelización sean muy complicadas. Los aerosoles actúan sobre la radiación de dos maneras diferentes: reflejan parte de la radiación solar incidente, lo que favorece el enfriamiento terrestre; y absorben parte de la radiación solar, calentando la atmósfera y modificando su perfil de temperaturas, influyendo en el régimen de precipitaciones. La gran diversidad de propiedades ópticas, físicas y radiativas hace que esta interacción dependa fuertemente del origen de las partículas y de su modo de producción.

Los aerosoles influyen en la formación de nubes, actuando como núcleos de condensación y modificando sus propiedades ópticas y de precipitación. Experimentalmente, existen diversas metodologías para medir aerosoles, como los contadores de partículas y otros instrumentos in situ automáticos y la técnica Light Detection and Ranging (LIDAR), que ofrece la posibilidad de conocer el perfil en altura de la concentración de aerosoles. Otra de las formas de estudiar aerosoles de forma remota es mediante la radiación solar (técnica pasiva) mediante el uso de un fotómetro solar. AERONET (Aerosol Robotic Network) es una red de monitoreo global de aerosoles atmosféricos que fue fundada en 1993 por la NASA y actualmente es gestionada por una colaboración internacional de instituciones y genera datos obtenidos a través de todos los fotómetros solares que conforman su red.

La NASA estableció la red internacional AERONET en colaboración con varias agencias e instituciones asociadas para comprender los fenómenos atmosféricos globales, especialmente los relacionados con los aerosoles. En cuanto a la capacidad de observación, AERONET ha ampliado su alcance geográfico a lo largo de los años, pasando de un conjunto inicial de 9 sitios de observación en 1993 a más de 600 sitios en la actualidad, distribuidos en más de 100 países.

A lo largo de los años, AERONET ha evolucionado en términos de tecnología, capacidad de observación y análisis de datos. En términos de tecnología, la red AERONET ha experimentado mejoras en los instrumentos de medición de aerosoles y en los sistemas de calibración, lo que ha permitido una mayor precisión en las mediciones y una mejor comprensión de la variabilidad espacial y temporal de los aerosoles atmosféricos.

A lo largo de los años, se han desarrollado varias versiones de algoritmos que han mejorado la precisión y la calidad de los datos. La versión 1.0 del algoritmo de procesamiento de datos de AERONET se centró en la obtención de valores de espesor óptico de aerosoles. Esta versión inicial tenía limitaciones y no era adecuada para la detección de aerosoles en condiciones de baja visibilidad, como cuando hay nubes o bruma.

En respuesta a estas limitaciones, se desarrolló la versión 1.5 del algoritmo, que se utilizó desde 2001 hasta 2007. Esta versión incluyó un algoritmo de detección de nubes para identificar y eliminar mediciones afectadas por la presencia de nubes. El algoritmo también incluyó mejoras en la precisión de las mediciones de espesor óptico de aerosoles.

La versión 2.0 del algoritmo se introdujo en 2007 y se centró en la corrección de la reflectividad del suelo y en la mejora de la calidad de las mediciones en regiones con suelos brillantes, como el desierto. Esta versión también incluyó mejoras en la detección de aerosoles en condiciones de baja visibilidad, como la bruma.

La versión 3.0 del algoritmo se introdujo en 2016 y se centró en mejorar la precisión de las mediciones de espesor óptico de aerosoles. Esta versión incluyó correcciones para la variación espectral en la absorción y dispersión de la luz por los aerosoles, lo que mejoró la precisión de las mediciones de espesor óptico de aerosoles en diferentes longitudes de onda.

El Grupo de Óptica Aplicada (GOA) firmó un convenio de cooperación con la NASA en 2018 para participar en la red internacional AERONET.

En el marco de este convenio, en 2020, se instaló un fotómetro CIMEL modelo CE318T en la Estación de Monitoreo Atmosférico (EDMA) del GOA en Montevideo para medir los aerosoles atmosféricos y contribuir a la red AERONET. Se realizaron estudios preparatorios para la correcta instalación del CIMEL, asegurando la calidad de los datos. El GOA está a cargo del nodo denominado Montevideo_FING y los productos que se generan a través de las medidas son de dominio público están disponibles en <https://www.nasa.gov/topics/earth/features/aeronet.html>. Todas las medidas de radiancia registradas por el fotómetro son procesadas mediante el algoritmo de AERONET (B. y col. 1998). Este algoritmo se aplica de manera operativa para obtener diferentes grados de calidad de los parámetros primarios de aerosoles, siendo el espesor óptico de aerosoles el parámetro más destacado. El nivel de calidad más bajo es el 1.0 y está compuesto por todas las medidas una vez que se han aplicado los correspondientes coeficientes de calibración para transformar los valores de radiancia en parámetros de aerosoles. El siguiente nivel es el 1.5 y corresponde a los valores de los parámetros de aerosoles obtenidos una vez que se han eliminado las medidas afectadas por nubosidad, utilizando el algoritmo de detección de nubes propuesto por Smirnov (Smirnov y col. 2000). Los datos que pertenecen al nivel 2.0, son reprocesados tras realizar una segunda calibración del instrumento y aquellos que cumplen ciertos criterios de calidad propuestos por AERONET.

La instalación del fotómetro CIMEL en la Estación de Monitoreo Atmosférico del Grupo de Óptica Aplicada de la Facultad de Ingeniería de Montevideo ha permitido obtener datos precisos sobre la concentración y distribución de aerosoles en la atmósfera local y contribuir a la red internacional AERONET. Se ha enfocado en la presencia de aerosoles debido a la quema de biomasa que afecta la calidad del aire localmente, incluso si su origen es a cientos de kilómetros de Montevideo.

La quema de biomasa es una práctica común en Sudamérica que genera contaminación atmosférica y gases de efecto invernadero. La quema es provocada principalmente para despejar suelos para la agricultura y la ganadería, pero puede ser de origen natural dependiendo de las épocas de sequía. El estudio de esta Tesis representa un primer paso para comprender los algoritmos de la NASA y generar datos sobre aerosoles y otros constituyentes atmosféricos en una región del planeta donde hay pocos datos disponibles.

Los objetivos en este estudio son comprender todos los algoritmos de AERONET provenientes de las medidas directas desde que se miden con el fotómetro solar hasta el

producto final que proporciona AERONET. Realizar un análisis estadístico exploratorio de los datos 2020-2021 (años correspondientes a la pandemia), agregando datos climáticos para encontrar valores característicos, tendencias y relaciones, y elaborar un primer criterio para detectar humo de eventos de quema de biomasa que llegan a Uruguay.

Es también objetivo de esta Tesis analizar un evento como caso de estudio, comparar sus características con respecto a una ventana de 30 días centrada en el día principal del evento. Hacer un análisis de gases producto de la quema de biomasa (NO_2 y $HCHO$) mediante el uso de espectroscopia diferencial que es una técnica que también utiliza la radiación solar (por lo tanto, mide de forma remota) y compararlo con la misma ventana días que el análisis de los aerosoles. Por último, se comparan datos obtenidos de la espectroscopía diferencial con datos de gases proporcionados mediante satélites.

Fundamento teórico

En este capítulo se describen las características de los aerosoles, su impacto en la calidad del aire, las condiciones meteorológicas y en el clima. En particular, se explora el papel de la quema de biomasa como fuente importante de emisiones de aerosoles, incluyendo partículas finas y gases que pueden tener efectos negativos en la salud humana y en el medio ambiente. Además, se examina la interacción de la radiación solar con los aerosoles y se describen algunas propiedades ópticas que son cruciales para comprender las propiedades de los aerosoles. En particular, se detalla cómo la red AERONET utiliza parámetros ópticos claves para monitorear y estudiar la distribución y características de los aerosoles en diferentes partes del Mundo. El objetivo es poder comprender a fondo los conceptos trabajados por AERONET relacionados con propiedades ópticas de aerosoles.

2.1. Características generales de los aerosoles

Los aerosoles se clasifican en dos tipos según su origen: primarios y secundarios. Los aerosoles primarios se emiten directamente a la atmósfera, como el polvo del suelo, el humo de los vehículos y las sales marinas. Por otro lado, los aerosoles secundarios se forman a partir de reacciones químicas en la atmósfera, como la formación de sulfatos y nitratos a partir de gases emitidos por la combustión de combustibles fósiles (Seinfeld y S. 2006).

Las partículas de aerosol pueden variar en tamaño, forma y composición química. Los aerosoles marinos se caracterizan por tener un tamaño de partícula dominante en el rango de 0,1-10 μm , mientras que los aerosoles de origen continental natural tienen un tamaño de partícula dominante en el rango de 1-10 μm . Por su parte, el tamaño de los aerosoles antropogénicos puede variar mucho, pero usualmente contienen partículas ultrafinas con diámetros inferiores a 0,1 μm (Tiwari y col. 2014) según un estudio de (Crippa y col. 2016).

Las partículas atmosféricas, incluyendo aerosoles de diferentes tamaños y formas, pueden tener un impacto significativo en el clima global. Las partículas más pequeñas pueden permanecer suspendidas en la atmósfera durante períodos prolongados y viajar grandes distancias, mientras que las partículas más grandes pueden depositarse más rápidamente en la superficie de la tierra. Además del tamaño y la forma, la densidad y la composición química de los aerosoles también pueden influir en su capacidad para absorber y reflejar la luz solar. Esta capacidad de absorción y reflexión de la luz solar puede afectar el balance energético de la atmósfera y la superficie de la Tierra, lo que a su vez puede tener un impacto en el clima (Seinfeld y S. 2006).

El transporte de aerosoles es un proceso complejo que involucra múltiples factores, como la velocidad y dirección del viento, la turbulencia, la topografía y las propiedades físicas y químicas de los aerosoles. Los aerosoles pueden ser transportados largas distancias por los vientos, lo que significa que los aerosoles emitidos en un área geográfica pueden afectar la calidad del aire en otras áreas distantes incluso pasar de un continente a otro (Pope y Dockery 2000).

Se ha observado que los aerosoles más pequeños, como los que se producen en los incendios forestales o las erupciones volcánicas, pueden ser transportados a altitudes superiores a los 10 km (Stothers y col. 1986),(Nanda y col. 2020). Estos aerosoles pueden permanecer en la atmósfera durante varios días o incluso semanas, lo que puede tener un

impacto significativo en la calidad del aire y el clima global, Se estima que los aerosoles antropogénicos por sí solos han enfriado las temperaturas de la superficie global hasta en 0,8 °C Carslaw y col. 2010

Se ha observado que estos aerosoles antropogénicos generalmente no superan los 3 km de altitud (Koffi y col. 2012). Los aerosoles emitidos por la quema de biomasa en África alcanzan alturas de hasta 6 km. De manera similar, los aerosoles generados por los incendios forestales en América del Norte y del Sur pueden alcanzar alturas de hasta 9 km (Peterson y al. 2018).

La deposición es el proceso por el cual los aerosoles se eliminan de la atmósfera. Los aerosoles pueden depositarse a través de la precipitación, la sedimentación, la difusión y la deposición en superficies. La deposición se ve afectada por factores como la velocidad y dirección del viento, la humedad, la temperatura y las propiedades de los aerosoles (Seinfeld y S. 2006).

La dinámica del transporte de aerosoles ha sido ampliamente estudiada por investigadores. Por ejemplo, la teoría de la transferencia turbulenta ha sido utilizada para modelar el transporte de aerosoles en la atmósfera (Li y col. 2017). Además, los modelos numéricos de transporte de aerosoles se han utilizado para predecir la distribución y deposición de aerosoles en diferentes áreas geográficas (Ding y col. 2016).

El transporte de aerosoles también puede tener un impacto significativo en la calidad del aire y el clima global. Por ejemplo, el transporte de aerosoles de larga distancia puede llevar a la formación de nubes y, por lo tanto, afectar la reflectividad de la superficie de la Tierra y el clima (Seinfeld y S. 2006). Además, los aerosoles pueden actuar como núcleos de condensación y afectar la formación de nubes y precipitación (Andreae 2009). En términos de su impacto en la salud humana, los aerosoles antropogénicos son los más preocupantes debido a su capacidad para penetrar profundamente en los pulmones, lo que puede causar problemas respiratorios y cardíacos, según un estudio de (Lu y col. 2015). Los aerosoles marinos y continentales naturales, que tienen un tamaño de partícula dominante mayor, son menos preocupantes para la salud humana debido a que las partículas más grandes generalmente se depositan en las vías respiratorias superiores.

2.2. Aerosoles producto de la quema de Biomasa

La quema de biomasa es responsable de una gran cantidad de emisiones de aerosoles en todo el mundo. Estos aerosoles pueden ser emitidos directamente a la atmósfera como partículas primarias, o pueden ser producidos a través de procesos químicos secundarios en la atmósfera a partir de precursores gaseosos emitidos durante la quema de biomasa.

La temperatura de combustión juega un papel importante en la formación de aerosoles, ya que a temperaturas más altas, se generan partículas más pequeñas. Además, la humedad también puede influir en el tamaño de las partículas, ya que la presencia de agua puede hacer que las partículas se aglutinen y formen partículas más grandes (Bond y col. 2013). La velocidad del viento también puede ser un factor importante en la dispersión de los aerosoles y en la formación de su tamaño. Según (Lelieveld y col. 2015), la velocidad del viento puede afectar la mezcla de los aerosoles y su distribución en el ambiente. La composición química de la biomasa también puede influir en el tamaño de las partículas y esto está atado a las diferentes características de las zonas donde se realiza la quema.

Los aerosoles producidos por la quema de biomasa pueden tener efectos negativos en la calidad del aire en áreas cercanas a los focos de quema, así como en áreas remotas donde los aerosoles son transportados por la atmósfera, especialmente debido a las partículas más pequeñas que pueden generar tanto alergias como cáncer pulmonar.

2.3. Otros productos de la quema de biomasa

Durante la quema de biomasa, se emiten varios contaminantes atmosféricos además de aerosoles, estas emisiones incluyen gases y compuestos orgánicos volátiles (COVs). Entre

estos contaminantes se encuentran el formaldehído (HCHO) y el dióxido de nitrógeno (NO₂) (Griffin y col. 2021).

El HCHO es un COV que se forma como un subproducto de la combustión incompleta de la biomasa (Zhang y col. 2022). Es un carcinógeno humano conocido y puede tener efectos irritantes en los ojos y las vías respiratorias. Además, puede reaccionar con otros compuestos en la atmósfera para formar ozono, otro contaminante atmosférico perjudicial para la salud (Tang y col. 2009).

El Dióxido de Nitrógeno (NO₂) contribuye a la formación de lluvia ácida y la formación de ozono troposférico. (Seinfeld y S. 2006)

La medición de las emisiones de HCHO y NO₂ durante la quema de biomasa es importante para evaluar la calidad del aire y los posibles efectos en la salud y el medio ambiente. Estos compuestos se emiten en grandes cantidades durante la quema de biomasa, y su presencia en el aire puede tener efectos adversos en la calidad del aire y la salud humana.

2.4. Interacción de la radiación solar con los constituyentes atmosféricos

Los procesos de interacción de la radiación electromagnética con la atmósfera son la absorción, la dispersión (*scattering*) elástica e inelástica, la emisión térmica y la fluorescencia. En el proceso de absorción de la radiación se convierte en alguna otra forma de energía, por ejemplo calor. En el caso de la dispersión elástica, los fotones cambian su dirección de propagación, pero su energía se conserva. La dispersión puede deberse a dispersión de Rayleigh o a la dispersión de Mie, que esté involucrado uno y otro fenómeno dependerá del tamaño de las moléculas y de la longitud de onda de la radiación. La dispersión inelástica, al igual que la dispersión elástica, cambia la dirección de propagación de los fotones, pero cambia su energía. La dispersión inelástica por moléculas se llama dispersión Raman, la cual tiene una influencia menor que Rayleigh y Mie y no se tratará en esta Tesis. La emisión térmica de moléculas de aire y partículas de aerosol a una determinada longitud de onda no puede superar la función de Planck (o emisión de cuerpo negro) para la temperatura de la atmósfera. Por esta razón la emisión térmica sólo tiene lugar en longitudes de onda infrarrojas más largas (longitudes de onda de varios micrómetros). El fenómeno de fluorescencia solo se presenta en aerosoles debido a la excitación de moléculas dentro de partículas de aerosol. Los procesos físicos más relevantes en este trabajo son los de absorción y dispersión elástica.

2.4.1. Ley de Lambert-Beer. Consideremos la propagación de un haz de luz, monocromático de longitud de onda λ que se propaga en una sección dz de la atmósfera terrestre en una dirección x que forma un determinado ángulo con la vertical z , el haz de luz entra en una posición x' y sale en una posición $x' + dx'$, ver Figura 2.1.

La variación de irradiancia¹ de ese haz de luz, es decir $I(\lambda, x' + dx') - I(\lambda, x')$, al atravesar el espesor dx' la variación de intensidad de la luz será proporcional a la intensidad de luz incidente (λ, x'), obteniéndose entonces la siguiente ecuación:

$$(2.1) \quad I(\lambda, x' + dx') - I(\lambda, x') = -b(\lambda, x')I(\lambda, x')dx'$$

donde $b(\lambda, x)$ es llamado coeficiente de extinción. Dicho coeficiente incluye tanto los fenómenos de dispersión como de absorción de la luz. La hipótesis para la validez de la ecuación anterior es que ocurre un scattering simple (single scattering) La ecuación Ecuación 2.1 se puede escribir como:

$$(2.2) \quad \frac{dI(\lambda, x')}{I(\lambda, x')} = -b(\lambda, x')dx'$$

Integrando la ecuación anterior entre dos puntos, x'_1 y x'_2 en el espacio se obtiene:

$$(2.3) \quad I(\lambda, x'_2) = I(\lambda, x'_1)e^{-\int_{x'_1}^{x'_2} b(\lambda, x')dx'}$$

¹Irradiancia entendida como la potencia de radiación por unidad de área

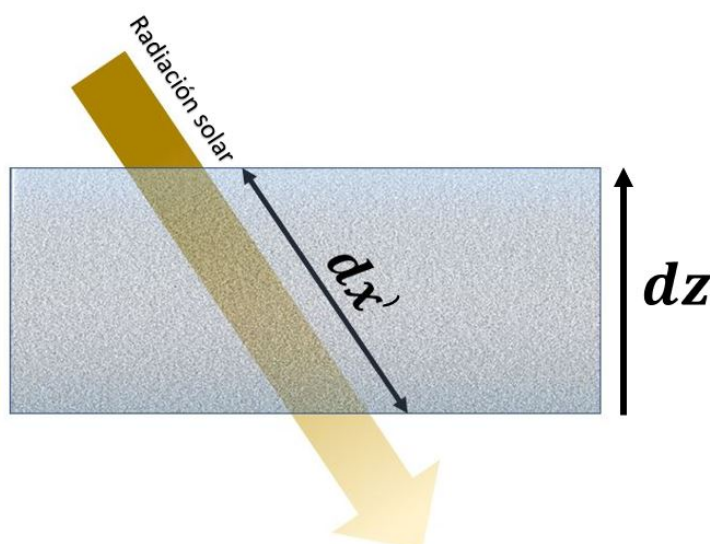


FIGURA 2.1. Esquema de un haz de luz (radiación solar) atravesando una sección dz de la atmósfera compuesta por aerosoles y otros gases. El largo del camino geométrico que recorre el haz es dx' .

Haciendo un cambio de parámetro para una variable x que crezca cuando crece z de manera que $dx = -dx'$, la ecuación Ecuación 2.3 queda

$$(2.4) \quad I(\lambda, x_2) = I(\lambda, x_1) e^{\int_{x_1}^{x_2} b(\lambda, x) dx}$$

Donde ahora x_2 es un punto que tiene una mayor altura z en la atmósfera que x_1 . Se denomina espesor óptico (τ) al exponente de la ecuación anterior, es decir:

$$(2.5) \quad \tau(\lambda, x_1, x_2) = \int_{x_1}^{x_2} b(\lambda, x) dx = \ln \left[\frac{I(\lambda, x_2)}{I(\lambda, x_1)} \right]$$

donde z es una coordenada relacionada con la altitud, en ese sentido el espesor óptico se define entre dos puntos de altitud diferente en la atmósfera y τ es un parámetro adimensionado relacionado con la extinción de la radiación de la onda electromagnética a lo largo del camino en una dirección perpendicular al frente de onda.

2.4.2. Dispersión de Mie. La teoría de la dispersión de Mie se basa en la solución de las ecuaciones de Maxwell para la interacción de la luz con una partícula esférica (Mie 1908). La teoría de Mie da un resultado aproximado para partículas cuyas dimensiones son significativamente mayores que la longitud de onda de la luz incidente, como lo señala Bohren y Huffman en su libro sobre la óptica de partículas pequeñas (Bohren y Huffman 1983a). La aproximación de Mie se ha utilizado con éxito para la caracterización de aerosoles, ya que muchos aerosoles tienen formas aproximadamente esféricas o elípticas y las dimensiones de las partículas son mucho mayores que la longitud de onda de la luz visible (Hinds 1999).

Las partículas pueden absorber y/o dispersar la radiación, y estos procesos se describen mediante los coeficientes de absorción y dispersión $Q_{abs}(r, \lambda)$ y $Q_s(r, \lambda)$ respectivamente. Estos coeficientes se pueden definir a través del espesor óptico de aerosoles de absorción y de dispersión,

$$(2.6) \quad \tau_{abs}(\lambda) = \int_0^\infty Q_{abs}(\lambda, r) d(r) \pi r^2 dr$$

$$(2.7) \quad \tau_s(\lambda) = \int_0^\infty Q_s(\lambda, r) d(r) \pi r^2 dr$$

donde r es el radio de las partículas y $d(r)$ es la distribución de tamaño de las partículas que se tratará en la siguiente sección. Es decir que relacionan porción de la luz incidente en un conjunto de partículas que es absorbida y dispersada respectivamente. Se define el coeficiente de extinción como $Q_{ext}(r, \lambda) = Q_a(r, \lambda) + Q_s(r, \lambda)$. y por lo tanto se cumple que

$$(2.8) \quad \tau_a(\lambda) = \int_0^{\infty} Q_{ext}(\lambda, x) d(r) \pi r^2 dr$$

Donde τ_a (AOD) es el espesor óptico correspondiente a los aerosoles.

Podemos combinar los parámetros r y λ en uno solo adimensional llamado parámetro de forma x , el parámetro de forma de Mie es una medida importante para describir la dispersión de la luz por una partícula. Este parámetro se define como la relación entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la luz incidente y se expresa matemáticamente como $x = 2\pi r/\lambda$, donde r es el radio de la partícula (mientras mantengamos el modelo de partícula esférica) y λ es la longitud de onda de la luz incidente. El parámetro de forma de Mie determina el comportamiento de la dispersión de la luz por la partícula, y en particular, la relación entre la sección transversal de dispersión y el tamaño de la partícula. Cuando el parámetro de forma es pequeño (es decir, cuando la partícula es mucho más pequeña que la longitud de onda de la luz), la dispersión es esencialmente isotrópica y el comportamiento de dispersión se asemeja más al de Rayleigh. Sin embargo, cuando el parámetro de forma es grande (es decir, cuando la partícula es del mismo tamaño o más grande que la longitud de onda de la luz), la dispersión es altamente direccional y la partícula interactúa fuertemente con la radiación, lo que se puede apreciar en la Figura 2.3, además tiene a un valor fijo igual a 2.

Un autor que ha proporcionado valores del índice de refracción complejo para partículas de sales marinas es Jafar en su estudio sobre la caracterización de partículas de polvo y marinas en Kuwait (Jafar y col. 2021). Según su estudio, el índice de refracción complejo para partículas de sales marinas en el rango de tamaño de 0.1 a 10 μm a una longitud de onda de 532 nm es aproximadamente $1.54 + 0.009i$. Si asumimos un índice de refracción independiente de la longitud de onda y el coeficiente de extinción de Mie dependiendo del parámetro de forma, tendríamos la Figura 2.3.

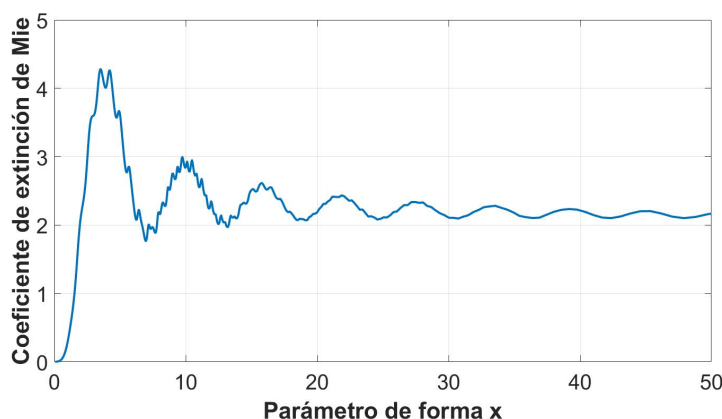


FIGURA 2.2. Coeficiente de extinción de Mie en función del parámetro de forma.

Además se puede apreciar como es la dispersión de la luz cuando llega una onda plana sobre la partícula para diferentes valores del factor de forma en la imagen

$Q_{ext}(x)$ se determina mediante mediante la ecuación Ecuación 2.9

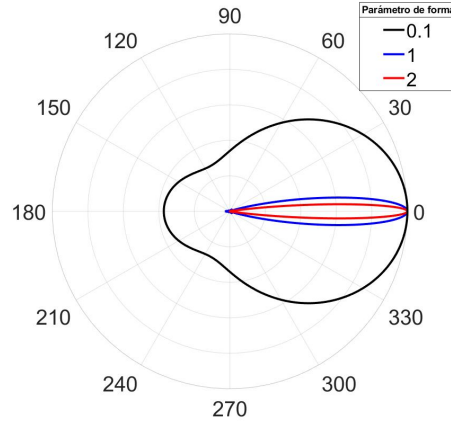


FIGURA 2.3. Ejemplo de dispersión de la radiación en sales marinas presentes en la atmósfera. Distribución de la intensidad dispersada en función del ángulo de incidencia por una partícula esférica centrada en el origen para diferentes parámetros de forma y un índice de refracción $n=1.54+0.009i$.

$$(2.9) \quad Q_{ext}(n, x) = \frac{2}{x^2} \sum_{m=1}^{\infty} (2m+1) \operatorname{Re}[a_m + b_m]$$

donde a_n y b_n son los coeficientes de Mie.

Los coeficientes a_n y b_n son funciones complejas que dependen del tamaño de la partícula, la longitud de onda de la luz incidente y la diferencia de índice de refracción entre la partícula y el medio circundante. El coeficiente a_n describe la amplitud de la onda dispersada por la partícula en la dirección de la onda incidente, mientras que el coeficiente b_n describe la amplitud de la onda dispersada en una dirección perpendicular a la onda incidente.

Los coeficientes de Mie a_n y b_n se pueden calcular utilizando las siguientes expresiones:

$$(2.10) \quad a_n = \frac{m^2 j_n(mx) (j_n'(x) - j_n(x) (m j_n'(mx))')}{m^2 j_n(mx) (h_n^{(1)'})_n(x) - h_n^{(1)}(x) (m j_n'(mx))'}$$

$$(2.11) \quad b_n = \frac{j_n(mx) (m j_n'(mx))' - m j_n(mx) (j_n'(mx))'}{m^2 j_n(mx) (h_n^{(1)'})_n(x) - h_n^{(1)}(x) (m j_n'(mx))'}$$

donde $j_n(x)$ y $h_n^{(1)}(x)$ son las funciones de Bessel esféricas y la función de Hankel esférica de primera especie, $k = 2\pi/\lambda$, m es el índice de refracción (incluyendo componente compleja) de la partícula, y $(\cdot)'$ denota la derivada con respecto a x .

La sección eficaz σ es una medida de la capacidad de un material para interactuar con la luz y se define,

$$(2.12) \quad \sigma_{ext}(\lambda, r) = Q_{ext}(\lambda, r) \pi r^2$$

Actualmente existen varias extensiones de la teoría de Mie para partículas no esféricas pero no se tratarán en este trabajo.

2.4.3. Sobre la distribución de tamaño de las partículas y su relación con el AOD. La distribución lognormal de aerosoles es una forma común de describir la distribución de tamaño de los aerosoles en la atmósfera, y se utiliza ampliamente en la literatura científica debido a su simplicidad y facilidad de uso (Chen y col. 2019). Esta distribución se caracteriza por dos parámetros principales: la media geométrica (r_g) y la desviación estándar geométrica (σ_g). La media geométrica representa el tamaño medio de

los aerosoles y la desviación estándar geométrica indica la variabilidad en la distribución de tamaño de los aerosoles.

La distribución lognormal de los aerosoles se puede utilizar para predecir su comportamiento en la atmósfera, como su deposición en diferentes entornos y su efecto en la radiación solar (Scheckman y col. 2020). Esta distribución se describe mediante una función de densidad que sigue la ecuación Ecuación 2.13 (Davies 1974):

$$(2.13) \quad \frac{\partial \ln N}{\partial \ln r} = d(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma} e^{-\frac{(\ln(r) - \ln(r_g))^2}{2 \ln^2 \sigma}}$$

donde d es la densidad de partículas de tamaño r , es decir, la cantidad de partículas con tamaño r sobre el total; r_g es el radio geométrico; y σ es la desviación estándar. También se puede escribir en función de la distribución de volumen de las partículas con la siguiente relación

$$(2.14) \quad \frac{\partial \ln V}{\partial \ln r} = 4\pi r^3 \frac{\partial \ln N}{\partial \ln r}$$

En la atmósfera, la distribución de tamaño de los aerosoles se estudia a menudo como una distribución multimodal, que se puede interpretar como la superposición de varias distribuciones lognormales con radios geométricos que varían entre $0.1 \mu m$ y $20 \mu m$ (Davies 1974), esto se puede escribir con la ecuación

$$(2.15) \quad \frac{\partial N}{\partial \ln r} = \sum_{i=1}^n \frac{\partial N_i}{\partial \ln r}$$

Por lo general, se utilizan dos distribuciones en la atmósfera: finas y gruesas. A las partículas con menor radio geométrico se les llama finas, mientras que a las partículas con mayor radio geométrico se les llama gruesas (O'Neill y col. 2003). En la Figura 2.4 se muestra un ejemplo para el caso de una distribución bimodal donde cada modo corresponde a una distribución lognormal.

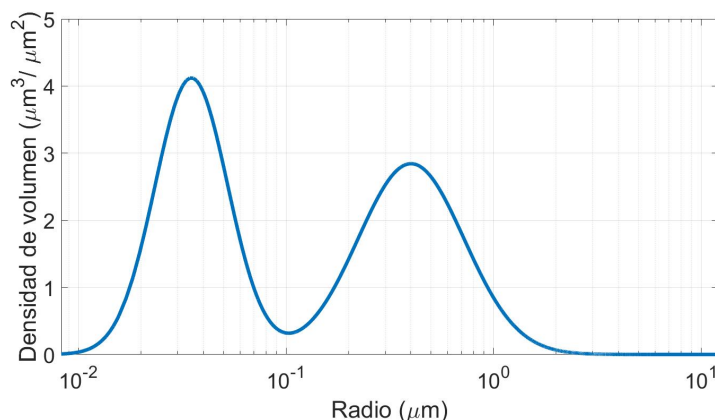


FIGURA 2.4. Ejemplo de distribución logarítmica bimodal de tamaño de partículas, la distribución de partículas más gruesas corresponden sales marinas y las más finas son partículas de origen urbano, datos obtenidos de (O'Neill y col. 2001)

En el caso de AERONET, para estudiar las propiedades ópticas de los aerosoles, se modelan como partículas esféricas homogéneas o heterogéneas concéntricas. Dado que el tamaño de los aerosoles se considera del orden o mayor que la longitud de onda, la teoría aplicada de interacción radiativa con la materia es la de Mie. El espesor óptico se define mediante la ecuación (Bohren y Huffman 1983b):

$$(2.16) \quad \tau_a(\lambda) = \int_0^\infty \sigma(r, \lambda) d(r) dr$$

donde σ es la sección eficaz de extinción que surge de combinar Ecuación 2.8 y la Ecuación 2.12.

2.4.4. Exponente de Angstrom. El exponente de Angstrom aparece cuando se relaciona el AOD y la longitud de onda, como se muestra en la siguiente ecuación Ångström 1929:

$$(2.17) \quad \tau_a = \beta \lambda^{-\alpha}$$

donde β es un coeficiente y α es el exponente de Angstrom. Aplicando logaritmo neperiano esta ecuación se puede reescribir:

$$(2.18) \quad \ln(\tau_a) = \ln(\beta) - \alpha \ln \lambda$$

y luego diferenciando el AOD en función del logaritmo de la longitud de onda, tomando como hipótesis que β no depende de dicho parámetro:

$$(2.19) \quad \frac{\partial \ln(\tau_a)}{\partial \ln \lambda} = -\alpha - \frac{\partial \alpha}{\partial (\ln \lambda)} \ln \lambda.$$

El Exponente de Angstrom depende de la longitud de onda, pero se puede considerar que el segundo término de la Ecuación 2.19 es despreciable con respecto al primero tanto por que está multiplicado por el logaritmo de la longitud de onda, cómo por considerar que la variación del exponente de Angstrom con respecto a la longitud de onda es despreciable con respecto al espesor óptico. Con las hipótesis previas tenemos entonces:

$$(2.20) \quad \frac{\partial \ln(\tau_a)}{\partial \ln \lambda} = -\alpha$$

que es una definición del parámetro de Angstrom ampliamente utilizada en la bibliografía actual O'Neill y col. 2003. AERONET para determinar el parámetro de Angstrom utiliza la Ecuación 2.18, utilizando el método de mínimos cuadrados para un número discreto de longitudes de onda y los AOD asociados en la medición. En la sección de metodología se explicará como determina AERONET este parámetro.

Otras aproximaciones del parámetro de Angstrom. Varios autores proponen una extensión de la Ecuación 2.18 (Eck y col. 1999, O'Neill y col. 2001) hasta un segundo grado en el logaritmo de la longitud de onda:

$$(2.21) \quad \ln(\tau) = \alpha_0 + \alpha_1 \ln(\lambda) + \alpha_2 (\ln(\lambda))^2$$

por no tanto

$$(2.22) \quad -\alpha = \frac{\partial \ln(\tau_a)}{\partial \ln(\lambda)} = +\alpha_1 + \alpha_2 \ln(\lambda)$$

La Ecuación 2.22 es utilizada especialmente por O'Neill (O'Neill y col. 2003) para desarrollar algoritmos de deconvolución espectral que serán explicados en el capítulo de Metodología. Se ha mostrado empíricamente que el parámetro de Angstrom tiene relación con la distribución de tamaños de los aerosoles que están en la atmósfera, generalmente los valores oscilan entre 0 y 2.5, siendo los valores más chicos relacionados a partículas más gruesas y los valores más grandes a partículas más finas (Eck y col. 1999)

Históricamente se ha relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles mediante la ecuación de Junge y Manson, (Junge y Manson 1961), sin embargo estudios más actuales, (O'Neill y col. 2003) sugieren cuando los tamaños de las partículas rondan las decenas de micrómetros, la ecuación de Junge no aproxima correctamente la distribución de las partículas. De todas maneras el exponente de Angstrom se puede seguir utilizando

como referencia para caracterizar aerosoles (Beraola 2013) según su origen como se muestra en la Tabla 2.1: Teniendo en cuenta estos aspectos mencionados arriba, el exponente

TABLA 2.1. Valores del exponente de Angstrom (α) característico para aerosoles de diferentes orígenes siguiendo el modelo OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds)

Origen	$\alpha_{350-500}$	$\alpha_{470-870}$
Continental Promedio	1.11	1.42
Urbano	1.14	1.43
Desértico	0.2	0.17
Marítimo Limpio	0.12	0.08
Marítimo contaminado	0.41	0.35
Marítimo tropical	0.07	0.04

de Angstrom si bien es un buen insumo, no puede usarse aislado como único indicador para caracterizar el origen de los aerosoles.

2.4.5. Masa óptica o factor de masa de aire (AMF). En esta área es común utilizar el concepto de masa óptica absoluta como (Kasten 1965):

$$(2.23) \quad S = m_{abs} = \int \rho ds$$

Donde ds es un diferencial longitud que corresponde al camino recorrido por la luz en la atmósfera, y ρ es la densidad del aire medida en *moleculas/cm³*.

Con esto podemos definir el concepto de masa óptica vertical m_v , es decir la masa óptica para una trayectoria recta vertical respecto a la superficie de la tierra,

$$(2.24) \quad V = m_v = m_{abs}(\theta = 0) = \int_{z_1}^{z_2} \rho(z) dz$$

siendo z_1 y z_2 las alturas correspondientes a dos niveles de altura en la atmósfera, entonces se puede definir la masa óptica relativa (air mass factor, AMF) de la siguiente forma,

$$(2.25) \quad m_{rel}(\theta) = \frac{m_{abs}(\theta)}{m_v} = \frac{S}{V} = A$$

donde A es el AMF.

Relación entre la masa óptica y el espesor óptico. La ecuación Ecuación 2.4 correspondiente a la ley de Lambert-Beer se puede expresar de la siguiente forma:

$$(2.26) \quad I(\lambda, x_2) = I(\lambda, x_1) e^{A \times \tau_v}$$

Donde τ_v es el espesor óptico correspondiente al ángulo cenital 0° . Por lo tanto se tiene que:

$$(2.27) \quad \tau_v = \frac{m_v(\theta)}{m_{abs}} \tau = \frac{\tau}{m_{rel}}$$

Se utiliza el parámetro m_{rel} para relacionar el espesor óptico en la vertical (τ_v) con el espesor óptico a un determinado ángulo relativo cenital (τ).

2.4.6. Primera aproximación. En una primera aproximación, se puede calcular la masa óptica a partir de las siguientes hipótesis:

- Superficie plana en el planeta y en la capa superior atmosférica
- Uniformidad del aire en toda la sección por donde viaja la radiación electromagnética.
- El índice de refracción es uniforme en todo el medio y por lo tanto las trayectorias de los haces de radiación electromagnética son rectos

Así la masa óptica relativa es:

$$(2.28) \quad m_{rel}(\theta) = \frac{m_{abs}(\theta)}{m_v} = \frac{1}{\cos(\theta)}$$

2.4.7. Aproximación usada por AERONET. Una aproximación mejorada es la que utiliza AERONET, basándose en el trabajo de (Kasten y A. 1989) la cual tiene las siguientes hipótesis:

- La tierra y la atmósfera son esferas concéntricas
- El índice de refracción del aire varía dependiendo de su densidad.
- La densidad del aire depende únicamente de la altura, es decir que hay una simetría esférica con respecto a este parámetro.
- El índice de refracción tiene poca dependencia con la longitud de onda (al menos en el rango de trabajo).

La masa óptica relativa es

$$(2.29) \quad m_{rel} = \frac{m_{abs}}{m_v} = \frac{\int_{z_1}^{z_2} \rho ds}{\int_{z_1}^{z_2} \rho dh} = \frac{\int_{z_1}^{z_2} \rho ds}{\rho_0 H},$$

donde H es una altura media media tomando en cuenta la densidad en la columna vertical sobre z_1 hasta z_2 , el numerador es más complicado de estudiar ya que hay que tomar diversos factores como que la luz puede cambiar de dirección dependiendo de z por la refracción de la luz. Un primer paso es estudiar el camino de forma puramente geométrica, es decir ignorando los cambio en el índice de refracción en la atmósfera para posteriormente agregar su efecto. El problema se resuelve como si fuera un problema plano.

En la Figura 2.5 se muestran los parámetros geométricos involucrados. El círculo más chico representa a la Tierra con un radio R y el círculo mayor un corte de la atmósfera con un radio $z + R$. Un haz que incide por el punto A y llega al punto P atravesando la atmósfera, recorre una distancia s . Si el mismo haz incide de forma perpendicular a la atmósfera (y por lo tanto a la Tierra) el camino recorrido es igual a z .

Tomando el triángulo AOP y aplicando el teorema del coseno se obtiene:

$$(2.30) \quad (R + z)^2 = s^2 + R^2 + 2Rscos(\theta)$$

Despejando s de la Ecuación 2.30 , luego derivando en función de z , considerando que θ varía lentamente con la altura y acomodando términos se obtiene

$$(2.31) \quad \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{1}{\left[1 - \sin^2(\theta) \frac{1}{\left(1 + \frac{z}{R}\right)^2} \right]^{0.5}}$$

Si consideramos el que el índice de refracción cambia dependiendo de z , entonces el haz cambiará de dirección a medida que atraviesa la atmósfera.. Entonces ahora el ángulo de incidencia en cualquier punto de la atmósfera es diferente al ángulo con el cual llega el haz a la superficie terrestre , transformandose la Ecuación 2.31 a la forma:

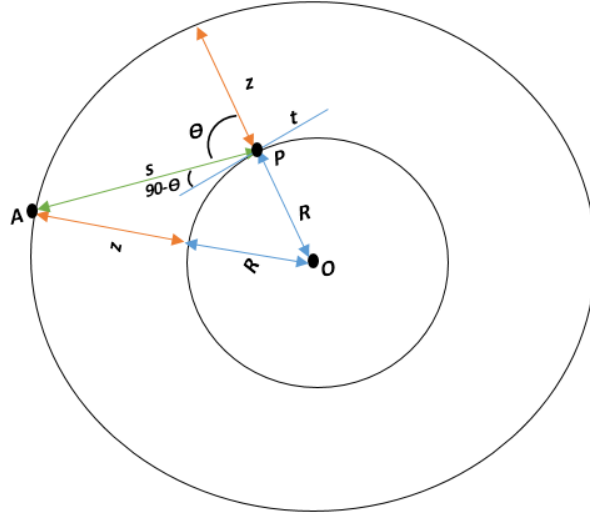


FIGURA 2.5. Esquema del planeta Tierra (asumiendo radio R) y la atmósfera. La dirección AP simboliza la dirección de la radiación directa.

$$(2.32) \quad \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{1}{\left[1 - \sin^2(\theta(z)) \frac{1}{\left(1 + \frac{z}{R}\right)^2}\right]^{0.5}}$$

Aplicando la ley de Snell, como un conjunto de capas sucesivas de grosor diferencial dz , entonces se puede demostrar que:

$$(2.33) \quad n_0 \sin(\theta_0) = n(z) \sin(\theta(z))$$

Siendo θ_0 es el ángulo cenital aparente de la posición del sol. Finalmente se tiene:

$$(2.34) \quad \frac{\partial s}{\partial z} = \frac{1}{\left[1 - \sin^2(\theta) \left(\frac{n_0}{n(z)}\right)^2 \frac{1}{(R+z)^2}\right]^{0.5}}$$

y aplicando un cambio de variable se obtiene la masa absoluta S

$$(2.35) \quad S = m_{abs} = \int \rho ds = \int_{z_1}^{z_2} \frac{\rho}{\left[1 - \sin^2(\theta) \left(\frac{n_0}{n(z)}\right)^2 \frac{1}{\left(1 + \frac{z}{R}\right)^2}\right]^{0.5}} dz$$

Los modelos teóricos de H. A. Lorentz (1880) y L. V. Lorenz (1880) Kragh 2018 indicaron que la refracción molar de un compuesto, está descrita por:

$$(2.36) \quad R = \frac{n^2 - 1}{n^2 + 2} * \frac{M}{\rho}$$

donde R es llamada refracción molar, n es la parte real del índice de refracción, M es la masa molecular del aire y ρ es la densidad del aire. Kasten propone que para el aire el cociente $\frac{R}{M}$ es uniforme y por lo tanto independiente de z (Kasten 1965.) Es decir:

$$(2.37) \quad \left[\frac{n(z)^2 - 1}{n(z)^2 + 2}\right] \frac{1}{\rho} = \left[\frac{n_0^2 - 1}{n_0^2 + 2}\right] \frac{1}{\rho_0}$$

donde n y ρ son valores en un punto de la atmósfera a una altura z y n_0 y ρ_0 son los valores en la superficie de la tierra. Una manera de modelar la radiación del sol, es tomarlo como un cuerpo negro a 5793 K con una longitud de onda representativa de 700 nm ,además en

el rango de longitudes de onda que de trabajo se considera que el índice de refracción es poco dependiente con la longitud de onda (Kasten y A. 1989), lo que se usa como referencia para determinar n_0 . Como en estos casos n es apenas mayor que uno, es común definir δ de la siguiente manera:

$$(2.38) \quad n = \delta + 1$$

Así, a partir de las ecuaciones 2.37 y 2.38 y reacomodando los términos se obtiene:

$$(2.39) \quad \left(\frac{n_0}{n}\right)^2 = 1 + 2\delta_0 \left(1 - \frac{\rho}{\rho_0}\right).$$

Juntando las ecuaciones 2.35, y 2.38 se llega a la Ecuación 2.40,

$$(2.40) \quad m_{abs}(\theta) = \rho_0 \int_{z_0}^{z_2} \left(\frac{\rho(z)}{\rho_0}\right) \left\{1 - [1 + 2\delta_0] \left(1 - \frac{\rho(z)}{\rho_0}\right) \times \frac{\sin^2(\theta)}{(1 + z/R)^2}\right\}^{-0.5} dz$$

donde:

- ρ_0 es la densidad del aire en el nivel en z_1
- $R=6.356766 \times 10^6 m$ es el radio de la tierra.
- $\delta_0=2.76 \times 10^{-4}$ a una longitud de onda de 700nm, es $n_0 - 1$, donde n_0 es la componente real del índice de refracción en la superficie (Kasten y A. 1989)
- Para obtener valores de $\rho(z)$, AERONET utilizan los datos del ISO Standard Atmosphere ISO 1975

Conociendo el perfil de la densidad del aire y del índice de refracción, se puede aproximar la m_{rel} en función del ángulo azimutal luego de haber integrado en z , la aproximación propuesta por Kasten (Kasten 1965) para m_{rel} tiene la forma

$$(2.41) \quad f(\theta) = \frac{1}{\cos(\theta) + a(\theta + b)^{-c}}$$

Esto según Krasten fue el resultado de pruebas agregando coeficientes a la ecuación $\sec(\theta)$ utilizando los siguientes criterios:

1. f se aproxima a $\sec(\theta)$ cuando disminuye el ángulo cenital solar.
2. $f(0)$ Tiene un valor finito

El primer postulado sugiere una función que contiene $\sec(\theta)$ y algún tipo de término de corrección. El segundo postulado requiere este término de corrección para compensar $\sec(\theta)$ que tiende hacia el infinito cuando el ángulo cenital tiende a 90° . Utilizando lo anterior se pudo llegar a una ecuación con 3 coeficientes.

Donde: a , b y c son determinados por el método de mínimos cuadrados, y el resultado obtenido fue el siguiente:(Kasten y A. 1989)

- $a = 0.50572$
- $b = 6.07995^\circ$
- $c = 1.6364$

Donde la diferencia mayor entre la ecuación y su aproximación de 0.43 % para 90° y un error de 0.003 % para 82° (que es el mayor ángulo cenital solar que utiliza el equipo CIMEL)

Diferencias entre la aproximación geométrica $\sec(\theta)$ y la función corregida f : A continuación se compara la Ecuación 2.41 que incluye parámetros de ajuste y la aproximación más simple de la masa óptica, dada por $\sec(\theta)$. Para ello se graficamos la diferencia porcentual relativa que sigue la ecuación

$$(2.42) \quad \text{Diferencia porcentual relativa} = \left| \frac{f - \sec(\theta)}{f + \sec(\theta)} \right| \times 100.$$

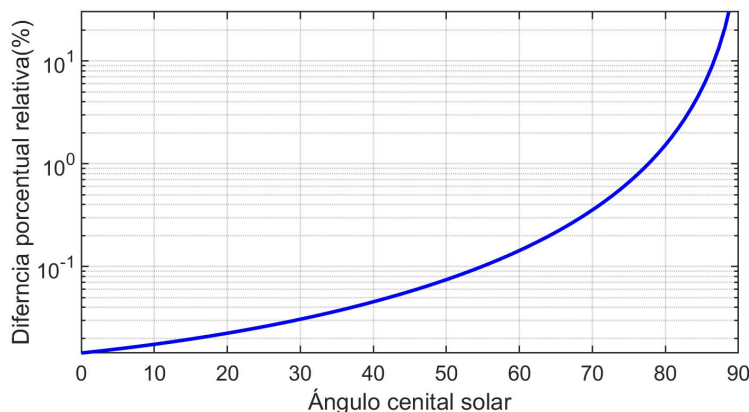


FIGURA 2.6. Diferencia porcentual relativa

Como se puede ver en la Figura 2.6 la diferencia entre ambas funciones crece medida que el ángulo cenital se acerca a los 90° , es decir a la horizontal. Para un ángulo de 82° (que es el máximo que mide el equipo CIMEL), dicha diferencia es de 2,4 %.

Utilizando las aproximaciones del método anterior la masa óptica queda dependiendo únicamente del ángulo cenital solar. Para las medidas directas, el ángulo depende de la posición relativa del sol. Teniendo las coordenadas de medida, la fecha y la hora exactas, mediante el algoritmo de Michalsky (Michalsky 1988) que es el mismo que utilizan en AERONET, se puede determinar el ángulo cenital aplicando la siguiente ecuación:

$$(2.43) \quad \cos(\theta) = \sin \delta \times \sin \Phi + \cos \delta \times \cos \Phi \times \cos \omega$$

Donde δ es la declinación en el lugar, Φ es la latitud correspondiente y ω es el ángulo horario.

2.5. Dispersión de Rayleigh

La dispersión elástica que ocurre cuando la radiación interactúa con las moléculas del aire se denomina dispersión de Rayleigh, este tipo de dispersión es más relevante cuando las dimensiones de las moléculas son mucho menores que la longitud de onda de la luz dispersada. Aunque no se trata de un proceso de absorción, la luz dispersada no alcanzará el detector, por tanto, para haces estrechos la dispersión de Rayleigh se trata como un proceso de absorción. La sección eficaz de dispersión de Rayleigh $\sigma_R(\lambda)$ en cm^2 viene dada por (Rayleigh 1899)

$$(2.44) \quad \sigma_{Rayleigh} = \frac{24\pi^3(n^2 - 1)^2}{\lambda^4 N^2 (n^2 + 2)^2} \left(\frac{6 + 3p}{6 - 7p} \right)$$

donde n es el índice de refracción del aire dependiente de la longitud de onda, λ es la longitud de onda en centímetros, N es la densidad del aire (2.5×10^{19} *moleculas/cm²* a 288.15K y 1013.25Hpa, el factor $\frac{6+3p}{6-7p}$ o $F_k(\lambda)$ es llamado 'King Factor' o termino de despolarización y describe los efectos de la anisotropía del aire en términos ópticos. Este es el que más incertidumbre genera en la dispersión de Rayleigh. Si bien no depende de la temperatura o la presión sí depende del peso molecular relativo de los constituyentes del aire.

Para estimaciones simples, la sección eficaz de dispersión de Rayleigh se puede escribir como: $\sigma_R(\lambda) \cong \sigma_{R0} \times \lambda^{-4}$ ($\sigma_{R0} \cong 4,4 \times 10^{-16} cm^2 nm^4$ para aire) El espesor óptico de Rayleigh (τ_R) viene dado por:

$$(2.45) \quad \tau_R(\lambda) = \sigma_R(\lambda) \times N_{moleculas}/cm^2$$

Es decir multiplicar la sección eficaz por el número de moléculas del aire por centímetro cuadrado que hay en la columna vertical, para esto podemos hacer el siguiente razonamiento:

$$(2.46) \quad N_{moleculas} = A \times n_{moles} = A \times \frac{M}{m_a} = \frac{PA}{m_a g(z_c)} \times area_{sección}$$

Donde el $area_{sección}$ es el área en un corte horizontal correspondiente a la columna vertical. Donde A es el número de abogadro, m_a es la masa molecular media del aire, P es la presión del aire en la superficie terrestre, M es la masa de la columna de aire y $g = g(z_c)$ es la constante gravitacional evaluada a una altura z_c de manera que se cumpla la siguiente relación:

$$(2.47) \quad \frac{P}{area} = \int_{z_0}^{z_T} \rho(z)g(z)dz = Mg(z_c)$$

Donde z_0 es la altura donde se mide la presión, z_T es la altura de la atmósfera y $\rho(z)$ es la densidad de la atmósfera a una altura h Por lo tanto se tiene que:

$$(2.48) \quad \tau_R(\lambda) = \sigma_R(\lambda) \times \frac{PA}{m_a g}$$

Metodología

En este capítulo se describe cómo se determina el espesor óptico debido a los aerosoles atmosféricos, así como los diferentes parámetros a tener en cuenta, para ello se tendrá en cuenta que el espesor óptico total se ve afectado por los aerosoles, la absorción de diferentes gases presentes en la atmósfera y la dispersión de la luz atmosférica. Además, a partir sus propiedades ópticas de los mismos, se detallan los productos que se pueden obtener a partir del conocimiento del espesor óptico de los aerosoles. Como parte de este capítulo también se describe las consideraciones para la instalación del fotómetro de AERONET y por último, se describe la aplicación de medidas de espectroscopía de absorción óptica diferencial (DOAS) así como la aplicación del modelo de transporte y dispersión de partículas de HYSPLIT.

3.1. Cálculo del espesor óptico de aerosoles

Para determinar el espesor óptico de aerosoles, hay que establecer una serie de hipótesis y tomar en cuenta ciertas consideraciones, tanto sobre las técnicas de medición como de los parámetros involucrados. Antes de pasar al cálculo del espesor óptico de los aerosoles es necesario determinar el espesor óptico total para luego sustraer el efecto de la absorción de los gases atmosféricos y la dispersión atmosférica. Los cálculos que se presentan a continuación se basan en los modelos producidos por AERONET (Holben, Eck, Shaw, O'Neill, etc)

3.1.1. Espesor óptico total. El procedimiento para el cálculo del espesor óptico total (τ_v) se basa en la ley de Lambert-Beer tratada en el capítulo 2. Tomando la Ecuación 2.26, y considerando que el espesor óptico (τ) se mide en un rango pequeño de longitud de onda (menor o igual a 1nm) se puede considerar que la Intensidad que llega al fotómetro es proporcional al voltaje medido por el mismo (Shaw y col. 1973), considerando lo anterior el espesor óptico se determina

$$(3.1) \quad \tau_v = \frac{1}{m} \ln \frac{V_0}{V}$$

donde m , es la masa óptica, V_0 es la señal que mediría el fotómetro si estuviera por fuera de la atmósfera terrestre, también conocida como constante extraterrestre del instrumento y V es el voltaje obtenido por el foto-sensor del fotómetro. La Ecuación 3.1 describe el espesor óptico correspondiente a la columna vertical por encima del instrumento, lo cual incluye el efectos de aerosoles, la absorción de los gases que se pueden encontrar en la atmósfera, y la dispersión de la radiación en la atmósfera.

Por esta razón es necesario determinar la masa óptica y la constante V_0

Para calcular la masa óptica nos basamos en la Ecuación 2.41 que es una aproximación de la masa óptica, evaluada en los parámetros mencionados en la sección Subsección 2.4.5 para una atmósfera estándar (ISO 1975). Así, la masa óptica se puede escribir como

$$(3.2) \quad m(\theta) = \frac{1}{\cos(\theta) + 0.05072(\theta + 6.07995)^{-1.6364}},$$

Donde θ es el ángulo cenital solar, (Kasten y A. 1989). Una vez ajustados los parámetros a , b y c para el caso de la atmósfera estándar, la masa óptica queda como función del

ángulo cenital únicamente. Para las medidas directas, θ depende de la ubicación relativa del Sol. Teniendo las coordenadas de locación del instrumento, la fecha y la hora exactas del momento de la adquisición y mediante el algoritmo de Michalsky (Michalsky 1988), se puede determinar el ángulo cenital aplicando la Ecuación 2.43.

El Método de Langley para obtener la constante extraterrestre (V_0), es un método sencillo para calibrar el instrumento, y obtener V_0 . Es decir, el valor de voltaje que se obtendría si el instrumento estuviera fuera de la atmósfera terrestre.

Entonces, aplicando propiedades del logaritmo natural a la Ecuación 3.1, obtenemos la Ecuación 3.3.

$$(3.3) \quad \ln(V) = \ln(V_0) - m \times \tau_v$$

Por lo tanto, para diferentes valores del parámetro m , dejando τ_T y V_0 son temporalmente y espacialmente invariantes durante el tiempo de observación, se obtiene una relación lineal con respecto al $\ln(V)$ como se ve en la Figura 3.1. La pendiente de esta relación lineal, dependerá de la longitud de onda.

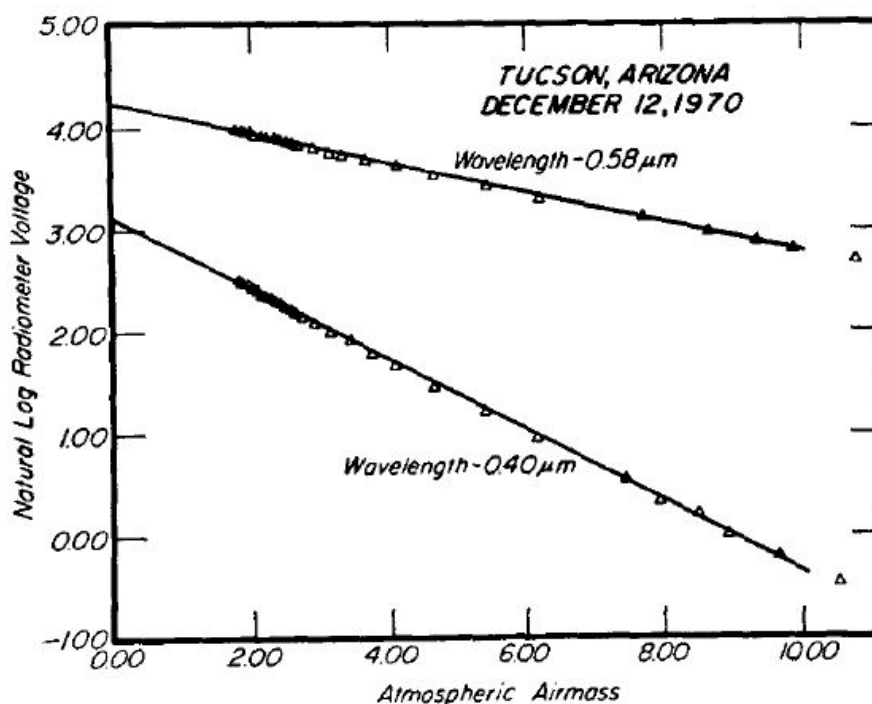


FIGURA 3.1. $\ln(V)$ en función de la masa óptica (Shaw y col. 1973), datos obtenidos de Arizona Estados Unidos, 1970

Para que se cumpla esta linealidad es necesario que se satisfagan las siguientes hipótesis (Ångström 1970), (Shaw y col. 1973):

- La transmisión atmosférica (y extinción) permanece sin cambios durante el mismo tiempo.
- La atmósfera es uniforme dentro de las capas concéntricas con la Tierra.
- Los coeficientes de extinción son independientes de la dirección en la radiación solar incidente que atraviesa la atmósfera.

El valor de V_0 queda determinado como resultado del ajuste lineal como se ve en Figura 3.1

En ciertas ocasiones, la incertidumbre de V_0 , puede ser muy grande Shaw 1983, pero teniendo en cuenta algunas consideraciones prácticas a la hora de adquirir los datos, tales como calibrar los equipos en una ubicación de mucha elevación de modo de escapar de la influencia de la capa límite, se logra reducir la incertidumbre de V_0 .

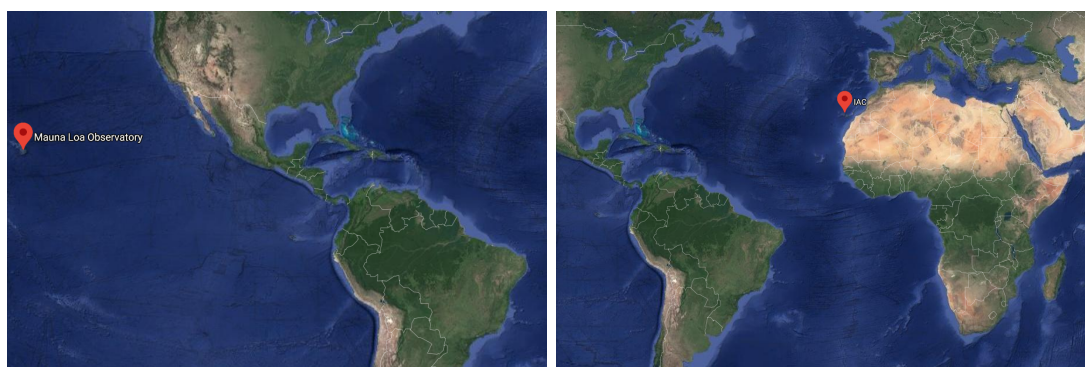
Los instrumentos de campo localizados alrededor del mundo generalmente se devuelven al Centro de vuelo espacial Goddard o Goddard Space Flight Center (GSFC) para su intercomparación con instrumentos de referencia aproximadamente cada 6 a 12 meses para mantener una calibración precisa. Estos equipos de referencia se calibran con frecuencia mediante la técnica de Langley en el Observatorio de Mauna Loa en Hawái (David y col. 2019)

Los instrumentos de referencia obtienen una calibración basada en el método Langley de análisis solo por la mañana, basado en datos de 4 a 20 días realizados en el observatorio en la cima de la montaña. El propósito es para disminuir hasta niveles mínimos la perturbación atmosférica, y por lo tanto, reducir las variaciones del espesor óptico durante el tiempo de cada medición, minimizando de esa manera la incertidumbre de la calibración. El rango de masa óptica para el ajuste se toma un intervalo de 2 – 7 (Sinyuk y col. 2020) porque es recomendable tomar masas ópticas menores de 2 ya que corresponden a horas de máxima actividad solar y esto provoca que la capa de mezcla se eleve debido al aumento de de las turbulencias atmosféricas. Por otro lado, la incertidumbre de la masa óptica para valores mayores de 7 puede afectar también la determinación de V_0 (Shaw 1983).

Los diagramas de Langley se vienen realizando en el Observatorio Mauna Loa de la NOAA (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos) para determinar V_0 para estos instrumentos desde 1994 (Toldeano y col. 2018). La gran altitud del observatorio y el aislamiento de fuentes locales y regionales de aerosoles proporciona un régimen de irradiación muy estable por las mañanas y es ideal para estos propósitos.

Así, el Observatorio de Hawaii, es el sitio principal de calibración del Proyecto AERONET. Debido a la localización (latitud 19.536, longitud -155.576, 3402 m), del Observatorio Mauna Loa en esta isla, su ubicación resulta privilegiada por cuanto se encuentra lejos de cualquier fuente antropogénica o aerosoles de origen desértico, en un ambiente oceánico caracterizado por su baja turbiedad, y a una altura más que suficiente para escapar de la capa límite.

Otro Observatorio referente para calibraciones, está en Izana (latitud 28.309, longitud -16.499, 2401 m) en la isla de Tenerife en Canarias (Sinyuk y col. 2020) con condiciones también muy óptimas para la calibración de los instrumentos. La estabilidad de estos instrumentos de referencia se monitorea rutinariamente y por lo general se recalibran cada 3 a 8 meses (Toldeano y col. 2018).



(A) Ubicación primer observatorio Hawaii

(B) Ubicación segundo observatorio Tenerife

FIGURA 3.2. Ubicación de los Observatorios de calibración de la red AERONET. (a) Observatorio de Mauna Loa en Hawaii; (b) Observatorio de la isla de Tenerife, Canarias, imagen extraída de Google Maps

3.1.2. Corrección por la variación de la distancia al Sol. Además de las condiciones mencionadas para hallar τ_T , también se debe incluir la variación de la distancia

entre la Tierra y el Sol, agregadas a la ecuación Ecuación 3.1 como un coeficiente que se determina dividiendo la distancia al sol en un instante sobre la distancia media el año, quedando entonces.

$$(3.4) \quad \tau_{Total} = \frac{1}{m} \ln \frac{V_0 \rho^{-2}}{V}$$

donde $\rho = 1.000110 + 0.034221 \cos(\Gamma) + 0.001280 \sin(\Gamma) + 0.000719 \cos(2\Gamma) + 0.000077 \sin(2\Gamma)$, siendo $\Gamma = 2\pi \frac{n-1}{365}$, siendo n el número del día del año, (Michalsky 1988).

3.1.3. Contribuciones al espesor óptico. El espesor óptico (τ_v) en la región espectral de trabajo del fotómetro (340 nm - 1640 nm) se ve afectado por la presencia de aerosoles (contribuyendo con el espesor óptico $\tau_{aerosol}$), la absorción de diferentes gases traza tales como el ozono (O_3 , τ_{O_3}), dióxido de nitrógeno (NO_2 , τ_{NO_2}), vapor de agua (H_2O y τ_{H_2O}), metano (CH_4 , τ_{CH_4}), dióxido de carbono (CO_2 , τ_{CO_2}), y el scattering de Rayleigh (τ_R). Considerando los elementos anteriores, el espesor óptico total se puede determinar mediante la Ecuación 3.5.

$$(3.5) \quad \tau = \tau_{aerosol} + \tau_{O_3} + \tau_{NO_2} + \tau_R + \tau_{CH_4} + \tau_{CO_2} + \tau_{H_2O}.$$

Si agregamos el concepto de masa óptica para cada elemento, tenemos

$$(3.6) \quad \tau = \tau_{aerosol} + m_{O_3} \tau_{v,O_3} + m_{NO_2} \tau_{v,NO_2} + m_R \tau_{v,R} + m_{v,CH_4} \tau_{v,CH_4} + m_{v,CO_2} \tau_{v,CO_2} + m_{H_2O} \tau_{v,H_2O},$$

en casi todos los casos menos en el O_3 se toma que la masa óptica es la determinada por la ecuación Ecuación 3.2 Se despeja τ_a a partir de la Ecuación 3.6 determinando el resto de los sumandos según la longitud de onda de la banda considerada. En la Tabla 3.1 se indican los gases que tienen una contribución apreciable al espesor óptico en las diferentes canales espectrales utilizados para la observación. Es así que, para todas las longitudes

Tabla 3.1. que contribuyen al espesor óptico total, en diferentes regiones espectrales

Canal Espectral(nm)	Gases considerados
340	NO_2, O_3
380	NO_2
440	NO_2
500	NO_2, O_3
675	O_3
1020	H_2O
1640	H_2O, CO_2, CH_4

de onda se considera el aporte de la dispersión de Rayleigh, pero puede observarse en la Tabla 3.1 que para los gases tenemos diferente situación según si el gas presenta o no absorción en la banda de trabajo.

Contribución del Ozono. La contribución al espesor óptico debido al Ozono (τ_{O_3}) es obtenida mediante

$$(3.7) \quad \tau_{O_3} = m_{O_3} \sigma_{O_3}(\lambda) V_{O_3}$$

donde m_{O_3} , es la masa óptica del Ozono, $\sigma_{O_3}(\lambda)$ es la sección eficaz de absorción del Ozono a una longitud de onda determinada en laboratorio (Burrows y col. 1999) y V_{O_3} es la columna de Ozono estratosférico sobre el fotómetro CIMEL.

La masa óptica del Ozono es decir, el factor que diferencia entre la medida a un SZA cualquiera y la columna vertical descrita por la ecuación proporcionada por Komhyr (Komhyr y col. 1989),

$$(3.8) \quad m_{O_3} = \frac{R + h}{\sqrt{(R^2 + h^2) - (R + r)^2 \sin(\theta)}}$$

donde R es el radio medio de la tierra, 6371.229km, r es la altura del instrumento de medida que en este caso 71m y h es la altura media de la capa de Ozono (22km). La columna de O_3 (V_{O_3}) es obtenida a partir de datos provenientes del satélite TOMS (Espectrómetro de mapeo de ozono total) usando climatología promedio mensual (1978–2004) de la concentración de O_3 a una resolución espacial de $1.00^\circ \times 1.25^\circ$ correspondiente a la longitud y la latitud respectivamente, un ajuste de altura de escala de O_3 por latitud (Komhyr y col. 1989), los valores utilizados para el año 2021 se representan en la Figura 3.3.

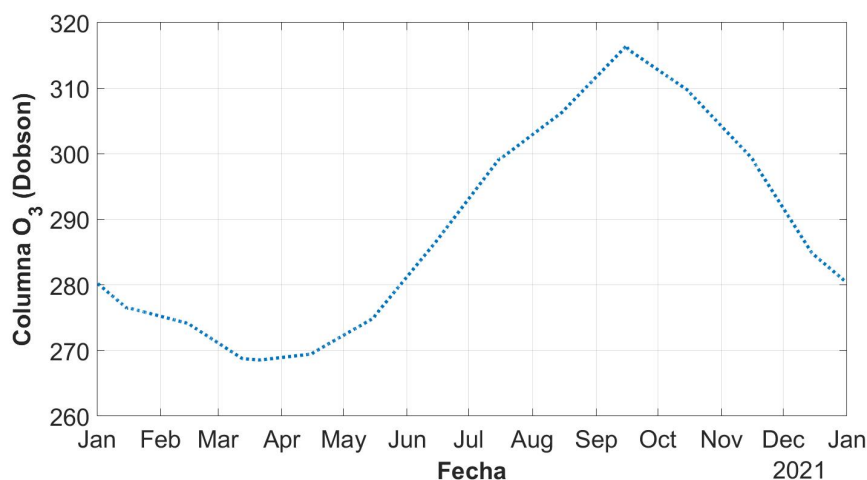


FIGURA 3.3. Columna de O_3 (en unidades Dobson, 1 Dobson corresponden a $2.69 \times 10^{16} \text{moléculas/cm}^2$) determinada a partir de los datos de Ozono de TOMS (Espectrómetro de mapeo de ozono total) para el año 2021 y las coordenadas (-35,-56) que corresponden a las coordenadas de Montevideo

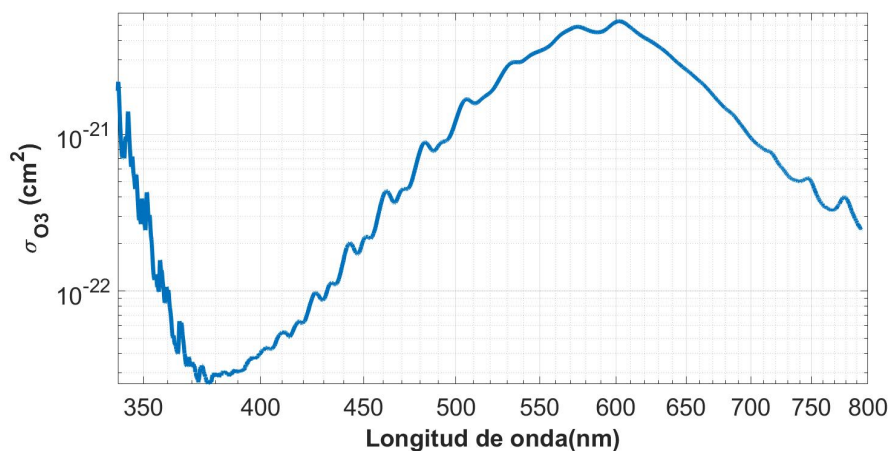


FIGURA 3.4. Sección eficaz del O_3 en función de la longitud de onda para una temperatura de 293K (Burrows y col. 1999)

En la figura Figura 3.4 se muestra la sección eficaz del Ozono. para la región de interés. El máximo de absorción está en 675nm y corresponde a la banda de Chapuis.

Contribución del Dióxido de Nitrógeno (NO_2). En el caso de este gas se aplica siguiente la ecuación,

$$(3.9) \quad \tau_{v,NO_2} = \sigma_{NO_2} V_{NO_2}$$

En el caso de $\sigma_{NO_2}(\lambda)$ se obtiene de una tabla de datos proporcionada por Burrows, (Burrows y col. 1998) y la Columna vertical de Ozono (V_{NO_2}) proviene del promedio mensual entre los años (2004-2013) del OMI (Instrumento de Monitoreo de NO_2) de la columna total de NO_2 con una resolución espacial de 0.25° por 0.25° .

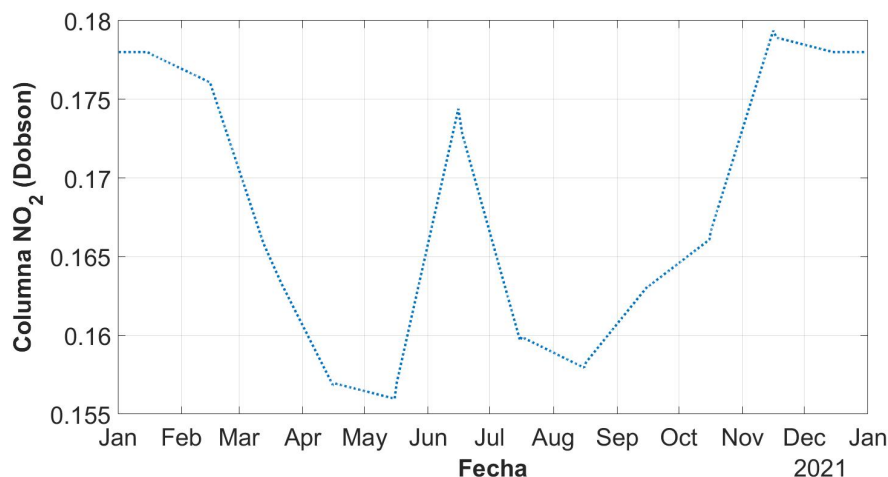


FIGURA 3.5. Columna de NO_2 (Dobson) determinada a partir de los datos de (OMI) para el año 2021 y en las coordenadas (-35,-56)

En la Figura 3.5 se pueden ver los valores determinados de la columna de NO_2 , los valores medios de las columnas están asignados al día 15 de cada mes (excepto febrero que es el día 14). Para obtener los valores diarios se interpolan de forma lineal los valores medios mensuales. La sección eficaz de absorción en función de la longitud de onda se puede ver en Figura 3.6, los valores máximos están cercanos a las bandas de 380-440nm.

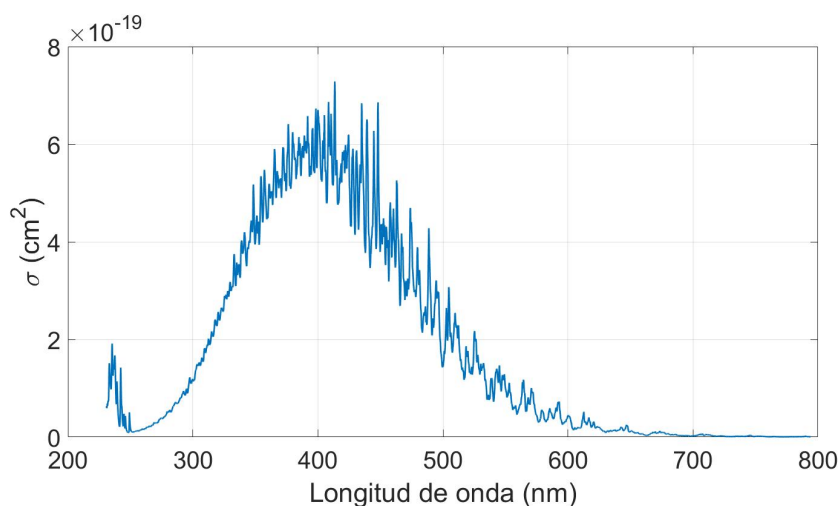


FIGURA 3.6. Sección eficaz del NO_2 en función de la longitud de onda para una temperatura de 293K (Burrows y col. 1999)

Contribución de los gases CH_4 y CO_2 . Para los gases metano CH_4 y CO_2 se hace la hipótesis de que las densidades de ambos son proporcionales a la presión medida por el barómetro del equipo CIMEL (David y col. 2019)

$$(3.10) \quad \tau_{v,CO_2} = 0.0087P/P_0$$

$$(3.11) \quad \tau_{v,CH_4} = 0.0047P/P_0,$$

donde P_0 es 1013.25 hPa. Los coeficientes numéricos son ajustados para el caso de una atmósfera estándar (ISO 1975), y asumiendo secciones eficaces constantes con respecto a la longitud de onda.

3.1.3.1. Contribución de la columna de vapor de agua. La el espesor óptico proveniente de la columna de vapor de agua se calcula mediante la ecuación

$$(3.12) \quad \tau(\lambda)_{v,H_2O} = A(\lambda)u + B(\lambda)$$

donde u es la columna de valor de agua determinada a partir del filtro de 935nm, su forma de obtención se explicará en la sección de productos del AOD. A y B son dos coeficientes que dependen de la longitud de onda, la forma del filtro, el tipo de atmósfera y la distribución vertical del vapor de agua. Estos coeficientes se determinan utilizando modelos de transferencia radiativa línea a línea, es decir, con gran resolución espectral, por ajuste con las transmitancias calculadas en función de la masa óptica para un valor constante de la concentración de vapor utilizando un modelo de atmósfera estándar (ISO 1975), todo esto se realiza durante la primera calibración de los filtros y se verifica en las posteriores. David y col. 2019

Contribución del Scattering de Rayleigh. El scattering Rayleigh es la dispersión elástica de la radiación solar debido a las moléculas que componen la atmósfera, ya que las energías de los fotones dispersados no cambian y está relacionado con la atmósfera 'limpia' libre de partículas.

Para determinar $\tau_{v,R}$ se utiliza la Ecuación 2.48. Para determinar la presión se utiliza el sensor del propio equipo CIMEL in situ, para luego hacer una interpolación con la presión media a nivel del mar y las alturas geopotenciales a niveles estándar (1000, 925, 850, 700 y 600 hPa) obtenidas a partir del reanálisis que hacen en conjunto el Centro Nacional de Predicción Ambiental y el Centro Nacional de Investigaciones Atmosféricas (o en sus siglas en inglés NCEP/NCAR) en Estados Unidos que se ajustan mediante una función cuadrática en el espacio logarítmico. Los datos de reanálisis de NCEP/NCAR están disponibles con una resolución temporal de 6 horas y una resolución espacial de 2, 5° (Kalnay y col. 1996). Los errores en la presión de la estación generalmente son menores a 2 hPa cuando la elevación de la estación es precisa y las condiciones meteorológicas son benignas (es decir, la presión atmosférica tiende a ser estable), ya que las mediciones de aerosoles se realizan normalmente en condiciones libres de nubes.

La masa atómica del aire seco (m_a) se modela de la siguiente forma $m_a = 15.0556(C_{CO_2}) + 28.9595 \text{ gm/mol}$, donde la concentración C de CO_2 está expresada en partes por volumen (por ejemplo se usa 0.00036 para 360ppm) y g es la constante de gravedad del lugar medida a una altura media entre la superficie donde se mide la presión y el tope de la atmósfera. Se recomienda evaluar g en una altura z_c de manera que $z_c = 0.73737z + 5514.56$, es resultado de resolver la ecuación Ecuación 2.47.

Para determinar la sección eficaz de Rayleigh se puede utilizar la Ecuación 2.44, esta ?? se puede aproximar mediante cociente de polinomios función de la longitud de onda

$$(3.13) \quad \sigma_R(\times 10^{-28} \text{ mol/cm}^2) = \frac{a + b\lambda^{-2} + c\lambda^2}{1 + d\lambda^{-2} + e\lambda^2}$$

donde los coeficientes para una concentración de CO_2 de 360 ppm y la condición de aire seco tienen los siguientes valores: $a = 1.0455996$, $b = -341.29061$, $c = -0.9023085$, $d = 0.0027059889$, $e = 85.968563$, (Bodhaine y col. 1999)

Esto significa manteniendo mismas condiciones atmosféricas, τ_R decrece de forma monótona con la longitud de onda.

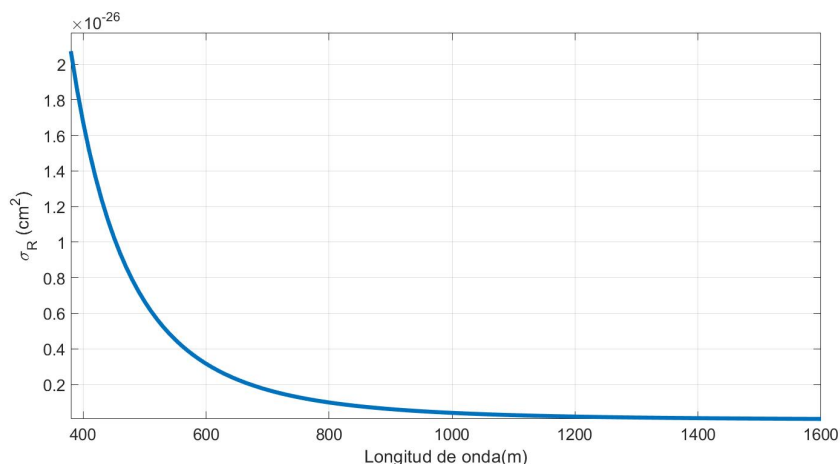


FIGURA 3.7. Sección eficaz de Rayleigh dependiendo de la longitud de onda para aire seco y una concentración de CO_2 de 360ppm

3.2. Productos del espesor óptico de aerosoles

En este capítulo se tratan los parámetros obtenidos a partir del espesor óptico de aerosoles definido en la sección anterior.

3.2.1. Determinación del exponente de Angstrom (α). El exponente Angstrom también llamado exponente de Angstrom clásico se determina para varios rangos de longitudes de onda utilizando las bandas espectrales del equipo CIMEL. Por ejemplo, el exponente de Angstrom obtenido del rango 870-440 nm incluye los datos AOD de las bandas correspondientes a 870, 670, 500 y 440 nm. Para esto se aplica el método de mínimos cuadrados, teniendo como hipótesis que se cumple la ecuación Ecuación 2.21.

Se muestra un ejemplo de la determinación del exponente de Angstrom (440nm-870nm) en la Figura 3.8, A través del cálculo de la pendiente se obtiene un exponente de Angstrom de 1.08.

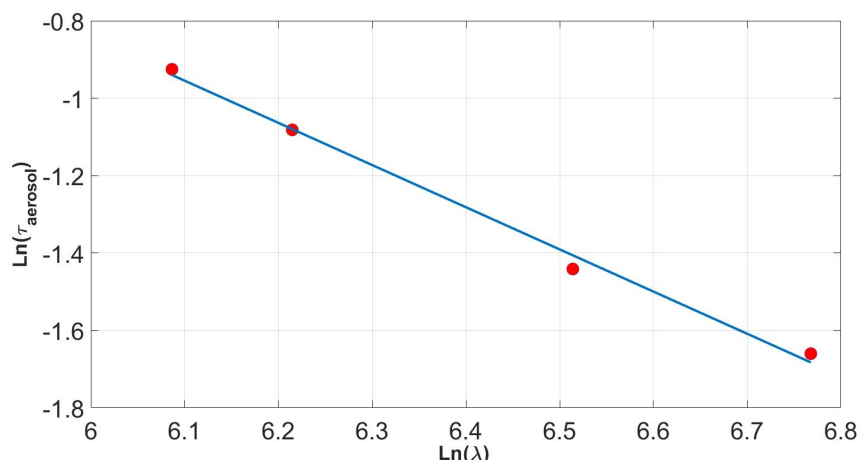


FIGURA 3.8. Ejemplo de ajuste del exponente de Angstrom para el rango visible, datos tomados por el equipo CIMEL en la estación Montevideo.FING de AERONET (-34.91,56.137) del día 31/12/2021 a las 15:00

3.2.2. Algoritmo de deconvolución espectral (SDA). Si se toma como hipótesis que los aerosol atmosféricos tienen una distribución log-normal bimodal como se menciona en la sección 2, y que a su vez, la respuesta óptica se puede suponer como una

superposición del efecto de las partículas finas (submicrométricas) y de las gruesas (supermicrométricas) (O'Neill y col. 2003), este algoritmo produce profundidades ópticas de aerosol finas (submicrométricas) y gruesas (supermicrométricas) a una longitud de onda estándar de 500 nm (a partir de la cual se puede calcular la fracción del modo fino a la profundidad óptica total del aerosol), es decir que supone que $\tau_{aerosol} = \tau_f + \tau_c$, el espesor óptico total obtenido de los aerosoles es la superposición del espesor óptico debido a los aerosoles de pequeño tamaño (finos) más el debido a los aerosoles de gran tamaño (gruesos) respectivamente.

Para esto, AERONET utiliza los espesores ópticos de aerosoles correspondiente a las bandas desde 380nm hasta los 870nm. Además toma como hipótesis que el exponente de Angstrom varía de forma cuadrática con el logaritmo natural de la longitud de onda como indica la Ecuación 2.22

Todos los productos del algoritmo de deconvolución espectral (SDA por sus siglas en inglés) se calculan en la longitud de onda de referencia $\lambda = 500nm$. Estos productos incluyen la profundidad óptica de aerosoles AOD (τ_a , usando la nomenclatura de (O'Neill y col. 2001), el exponente de Angstrom ($\alpha(\lambda)$) y su derivada espectral ($\alpha'(\lambda)$). Estos tres productos se emplean para calcular la profundidad óptica del aerosol en modo fino (τ_f), la derivada espectral de la profundidad óptica del aerosol en modo fino, la fracción del modo fino ($\eta = \tau_f/\tau_a$) y la profundidad óptica del modo grueso ($\tau_c = \tau_a - \tau_f$).

Las derivadas espectrales α_f y α_c (ver Ecuación 3.14) representan, respectivamente, un exponente de Angstrom que contiene información sobre las contribuciones de tamaño combinado de los aerosoles de modo fino y grueso (muy relacionado con el típico exponente de Angstrom de regresión de longitud de onda múltiple mientras que no se diluye espectralmente en términos de permitir la extracción de órdenes superiores de información de curvatura espectral) e información de tamaño específico para la distribución de tamaño de modo fino.

$$(3.14) \quad \alpha_f(\lambda) = -\frac{d \ln \tau_f(\lambda)}{d \ln \lambda}, \alpha_c(\lambda) = -\frac{d \ln \tau_c(\lambda)}{d \ln \lambda}$$

Se puede demostrar los exponentes de Angstrom cumplen la siguiente relación

$$(3.15) \quad \begin{aligned} \alpha(\lambda) &= \frac{\alpha_f(\lambda)\tau_f(\lambda) + \alpha_c(\lambda)\tau_c(\lambda)}{\tau_a(\lambda)} \\ &= \alpha_f(\lambda)\eta(\lambda) + \alpha_c(\lambda)[1 - \eta(\lambda)], \end{aligned}$$

derivando con respecto a la longitud de onda tenemos

$$(3.16) \quad \begin{aligned} \alpha'(\lambda) &= \alpha_f'(\lambda)\eta(\lambda) + \alpha_c'(\lambda)[1 - \eta(\lambda)] \\ &\quad - \eta(\lambda)[1 - \eta(\lambda)] [\alpha_f(\lambda) - \alpha_c(\lambda)]^2. \end{aligned}$$

Si combinamos la ecuaciones Ecuación 3.15 y Ecuación 3.16

$$(3.17) \quad t = (\alpha - \alpha_c) - \frac{(\alpha' - \alpha_c')}{(\alpha - \alpha_c)} = (\alpha_f - \alpha_c) - \frac{(\alpha_f' - \alpha_c')}{(\alpha_f - \alpha_c)},$$

donde t se puede considerar un parámetro invariante al intercambiar α con α_f . Si resolvemos la ecuación Ecuación 3.17 tomando como incógnita $(\alpha_f - \alpha_c)$ queda una ecuación de segundo grado, donde una de sus soluciones es

$$(3.18) \quad (\alpha_f - \alpha_c) = \frac{1}{2} \left\{ t + [t^2 + 4(\alpha_f' - \alpha_c')]^{1/2} \right\}$$

Una característica común del espesor óptico del modo grueso es su lenta variación en toda la región espectral visible. Esto se puede explotar para resolver α_f en términos de cantidades medibles si asumimos que el exponente de Angstrom del modo grueso es

constante y su derivada espectral es cero. Modelando mediante la teoría de Mie (tomando $\lambda = 500\text{nm}$) se determinó que para un rango amplio de distribución de tamaños de partículas, se cumple aproximadamente $\alpha_c = -0.15$ y $\alpha_c' = 0$ (ONeill y col. 2001) Además se aproxima la relación entre α_f' y α_f como un polinomio de segundo grado

$$(3.19) \quad \alpha_f' = a\alpha_f^2 + b\alpha_f + c$$

donde $\alpha = -0.26$, $\beta = 0.54$ $c = 1.58$, estos parámetros fueron determinados modelando mediante la teoría de Mie tomando una distribución de partículas finas que equivalen a aerosoles de origen continental del este de los Estados Unidos medidos en el centro del Atlántico, así como para representar índices de refracción típicos para condiciones que van desde condiciones secas hasta húmedas (O'Neill y col. 2008a) Combinando la Ecuación 3.18 con la Ecuación 3.19 tenemos

$$(3.20) \quad \alpha_f = \frac{1}{2(1-a)} \left\{ (t+b^*) + [(t+b^*)^2 + 4c^*(1-a)]^{1/2} \right\} + \alpha_c,$$

donde $b^* = b + 2\alpha_c$ y $c^* = c - \alpha_c' + (b + a\alpha_c)\alpha_c$. Es decir que dado un exponente de Angstrom (α) mediante Ecuación 2.22, se determina α_f y con este el resto de los parámetros del algoritmo de deconvolución espectral ($\alpha_f', \tau_f, \tau_c, \eta$). Es importante agregar que AERONET lleva haciendo algunas correcciones (llamadas Bias) a los resultados mencionados anteriormente, ya que tanto los coeficientes de la ecuación Ecuación 3.20 como la relación entre los diferentes parámetros puede variar ligeramente dependiendo de la distribución del tamaño de partículas, estas correcciones están explicadas la memoria técnica elaborada por O'Neill (O'Neill y col. 2008a)

Columna de vapor de agua precipitable. Para determinar la columna de vapor de agua precipitable (u) se utiliza la banda de 935nm, primero se determina la contribución al espesor óptico de u , para esto se resta el AOD extrapolado a 935nm mediante el exponente de Angstrom determinado en el rango 440nm-870nm y el τ_R al τ medido en esa longitud de onda

$$(3.21) \quad \tau_{H_2O,v,935nm} = \ln(\tau_{v,935\text{ nm [medido]}}) - \ln(\tau_{v,a,935\text{ nm [extrapolado]}}) - \tau_{v,R,935nm}$$

Luego se aplicase usa la siguiente relación teórica (Ingold y col. 2000)

$$(3.22) \quad \ln(\tau_{H_2O}) = -A \cdot (m_{H_2O} \cdot u)^B$$

Donde A y B son las constante dependientes de la longitud que aparecen en la Ecuación 3.12 y m_{H_2O} es la masa óptica correspondiente a la columna de vapor de agua, la cual sigue la Ecuación 2.41 pero con valores adaptados para la columna de vapor de agua atmosférica (Kasten 1965)

Despejando u se obtiene

$$(3.23) \quad u = \frac{1}{m_{H_2O}} \left[\frac{\ln(\tau_{H_2O})^{(1/B)}}{-A} \right]$$

que es la columna de vapor de agua en cm.

3.3. Niveles de datos y filtrado de nubes de la versión 3 de AERONET

Aeronet comenzó con la versión 1.0 de datos donde hacían pocas correcciones por los problemas de nubes y fueron evolucionando hasta llegar a la versión 3.0 en 2018 que es la que usa actualmente. AERONET actualmente trabaja con tres niveles de datos, los

cuales son el 1.0, el 1.5 y 2.0 yendo de menor a mayor procesamiento y calidad cuando mayor es el nivel. AERONET recomienda publicar únicamente con niveles de datos 2.0 donde tienen una calidad garantizada.

Control de calidad y semi control de nubes nivel 1.0. El instrumento Cimel realiza mediciones directas de tripletes solares a intervalos regulares durante todo el día. Para asegurar la calidad de las mediciones, se aplica un umbral de varianza basado en las diferencias cuadráticas medias (RMS) de las mediciones de triplete en relación con la media de estos tres valores. Los datos que superan el umbral de varianza del 16% se descartan como valores de AOD de nivel 1.0 (Eck y Holben 2014). Este umbral es sensible a las nubes con gran varianza espacio-temporal en la profundidad óptica de la nube y nubes ópticamente gruesas como las nubes cumulonimbus, así como a problemas debidos al seguimiento deficiente del instrumento.

Control de nubes Nivel 1.5. Para la detección contaminación de los datos por la presencia de nubes en la versión 2 y anteriores de la base de datos AERONET, se utilizó la metodología de Smirnov y col. 2000 que utilizaba todas las longitudes de onda disponibles para la detección de tripletes del fotómetro. El resultado es que una gran variabilidad de las tripletes indica la presencia de nubes debido a un $\Delta\tau_{cloud}$ grande.

Sin embargo, se ha demostrado que la eliminación de toda la medición de tripletes de datos cuando solo una o más de las longitudes de onda más cortas que tienen una gran variación ($\Delta\tau_{aerosol}(\lambda)$ mucho mayor que cero) puede no ser el enfoque más sólido. Por ejemplo, de aerosoles de modo fino altamente variables, como el humo, pueden producir una gran variabilidad de tripletes como resultado de la naturaleza inhomogénea de la pluma de aerosol, especialmente para longitudes de onda más cortas. Por lo tanto, se han explorado varias técnicas potenciales utilizando diferentes combinaciones de longitudes de onda y la separación de las medidas triples llamadas tripletes.

La versión 3 del algoritmo de AERONET utiliza los siguientes criterios para validar y seleccionar las mediciones de AOD:

- Restauración de AOD muy alto o muy bajo: Se establece que las medidas con un valor de τ_{870} mayor a 0.5 y $\alpha_{675-1020}$ mayor a 1.2 o $\alpha_{870-1020}$ mayor a 1.3 deben restaurarse si fueron eliminadas por el filtrado de nubes.
- Rango óptico de la masa de aire: El rango máximo de la masa óptica se incrementa de 5.0 a 7.0.
- Número de medidas potenciales: después de aplicar todos los criterios de filtrado de nubes, se rechazan todas las medidas del día si N_{remain} es menor que el máximo entre 3 medidas o el 10% del número de medidas total del día, N_{remain} es la cantidad de mediciones que pasan todos los controles de calidad y son consideradas válidas para su posterior análisis.
- Criterio de la triple medida: se verifica la variabilidad del triplete de medidas de AOD en todas las longitudes de onda, la variabilidad de AOD debe ser menor a $MAX(0.01, 0.015 \cdot \tau_{aerosol})$ para las longitudes de onda de 675, 870 y 1020 nm simultáneamente.
- Limitación del exponente de Ångström: si $\alpha_{440-870nm} > 3.0$, se elimina la medición del triplete.
- Verificación de suavidad: si $\Delta\tau_{aerosol} > 0.01$ por minuto para AOD de 500 nm (o 440 nm), se eliminan los valores de AOD mayores en pares. Este proceso se repite para cada par hasta que los puntos ya no se eliminan.
- Mediciones independientes: En la versión 3, si no existen datos dentro de una hora de una medición, se rechaza a menos que $\alpha_{440-870nm} > 1.0$.
- Si la desviación estándar del AOD promedio diario a 500 nm (o 440 nm) es inferior a 0.015, no se realiza la verificación siguiente.

- Los puntos de AOD a 500 nm y α en el rango de longitud de onda de 440-870 nm se deben encontrar dentro de la media ± 3 veces la desviación estándar. De lo contrario, se eliminan los puntos.
- Sobre los puntos independientes si no hay datos disponibles en la hora previa y posterior a un punto de medición, este punto se rechaza, a menos que el exponente de Ångström entre 440 y 870 nm sea mayor que 1.0, en cuyo caso se mantendrá.

Además de los anteriores filtros se realizan los siguientes controles: Control de datos sin procesar:

- La temperatura de los sensores debe estar en el rango de -5°C a 50°C .
- Los valores de los contadores digitales no deben exceder los límites de 0 a 1048575.
- El cambio en el reloj de los instrumentos no debe superar los 15 minutos.

Análisis de la consistencia del Colimador:

- Los valores de AOD no deben ser mayores a 2.0 en el rango de 440 a 870 nm.
- La diferencia entre los valores de AOD para dos longitudes de onda adyacentes no debe ser mayor a 0.3.
- El valor de la razón de la irradiancia solar directa a la irradiación total no debe ser mayor a 0.5.

AOD Chequeo de dependencia diurna:

- El valor de AOD no debe variar más de 0.01 entre mediciones tomadas dentro de la misma hora local en un día dado.
- El valor de AOD no debe variar más de 0.03 entre mediciones tomadas a la misma hora local en diferentes días.

AOD Análisis de la dependencia espectral:

- El valor de AOD a 1020 nm no debe exceder el 30 % del valor de AOD a 440 nm.

Eclipses solares:

- Las mediciones durante los eclipses solares deben ser eliminadas de los datos finales.

Nivel 2.0. El nivel 2.0 se obtiene luego de una recalibración del equipo, es decir que se llevan los filtros y se envían al Goddard Space Flight Center de la NASA. Allí se vuelve a analizar las longitudes que corresponden a cada una de las bandas esto se logra al comparar el equipo con uno previamente calibrado, luego de esto se hacen los cálculos nuevamente de los productos del AOD tomando en cuenta esta corrección.

3.3.1. Corrección por corriente de oscuridad. La corriente de oscuridad es una corriente eléctrica que fluye a través del detector del radiómetro en ausencia de luz solar. Esta corriente puede producir una señal de fondo en las mediciones de radiación solar y de la aureola, lo que puede afectar la precisión de las mediciones. Para reducir este efecto, se realiza una corrección por corriente de oscuridad a los datos de radiación solar y de la aureola en el CIMEL CE318T de AERONET.

Para realizar esta corrección, se toman mediciones de la corriente de oscuridad en el detector del radiómetro cuando no hay luz solar presente. Estas mediciones se realizan regularmente y se almacenan en la memoria del instrumento. Luego, durante el procesamiento de los datos, se utiliza esta información para corregir las mediciones de radiación solar y de la aureola.

La corrección no elimina completamente el efecto de la corriente de oscuridad en las mediciones, pero reduce significativamente su impacto. Además, es necesario realizar esta corrección con regularidad para garantizar la precisión de las mediciones

3.4. Incertidumbres

3.4.1. Incertidumbres del AOD. Giles (Giles2019a) establece que la incertidumbre del AOD se determina aplicando propagación de errores en la Ecuación 3.24

$$(3.24) \quad \delta\tau = \frac{1}{m} \left(\frac{\delta V}{V} + \frac{\delta V_0}{V_0} + \tau \times \delta m \right) \cong \frac{1}{m} \times \frac{\delta V_0}{V_0}$$

Donde m es la masa óptica V es el voltaje medido por el equipo CIMEL y V_0 es el voltaje mencionado en el capítulo de metodología y δm , δV , δV_0 y $\delta\tau$ sus respectivas incertidumbres. Según Holben (B. y col. 1998) el porcentaje de error para la determinación de V_0 no supera el 1%. Tomando esta cota como valor de incertidumbre para estar del lado de la seguridad entonces la incertidumbre del AOD resulta

$$(3.25) \quad \delta\tau = \frac{0.01}{m}$$

Notar que m siempre es mayor a 1, por lo tanto $\delta\tau$ siempre es menor a 0.01. La Ecuación 3.25 se tomará como la incertidumbre del tipo A, es decir como una incertidumbre de origen estadístico.

3.4.2. Incertidumbres de los parámetros producto del algoritmo de de convolución espectral. La incertidumbre de los parámetros producto del algoritmo de de convolución espectral (SDA), el Exponente de Angstrom, la Fracción de Finos, τ_F y τ_C se determinan mediante la propagación de errores (O'Neill y col. 2008b);

3.4.3. Incertidumbres de los parámetros estadísticos. En cuanto a las incertidumbres para parámetros estadísticos como la media, la mediana y otros, se utilizará el método de 'Bootstrapping'. El bootstrapping es una técnica de muestreo no paramétrico que se utiliza para estimar la distribución de una estadística de interés, como la media o la mediana, y para generar intervalos de confianza alrededor de un parámetro estadístico. Esta técnica es especialmente útil cuando no se conoce la distribución subyacente de los datos o cuando no se cumplen las suposiciones de distribución normal. El proceso de bootstrapping implica tomar muestras aleatorias con reemplazo de la muestra original y calcular la estadística de interés para cada muestra de bootstrap. Se repite este proceso muchas veces (en este caso se tomarán siempre 1000) para crear una distribución de la estadística de interés basada en las muestras de bootstrap. A partir de esta distribución, se pueden generar intervalos de confianza para la estadística de interés. En este caso se elegirá un intervalo de confianza al 95%, es decir que el 95% de las veces el parámetro estimado por la distribución generada quedó dentro del intervalo centrado en el parámetro original y de tamaño igual al doble del intervalo de confianza.

3.5. Sistema experimental

3.5.1. Descripción del fotómetro solar. El CIMEL modelo CE318T es un fotómetro solar de banda estrecha diseñado para medir las propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos y la radiación solar en diferentes longitudes de onda, es un instrumento diseñado para la medida autónoma de la radiancia solar directa y radiación difusa. Este equipo utiliza la tecnología de filtro interferencial para proporcionar una alta resolución espectral y una precisión mejorada en la medida de las propiedades ópticas de los aerosoles.

Las características del equipo CIMEL CE318T incluyen:

- Rango espectral: 340nm – 1640nm
- Canales de medición: el equipo tiene 7 canales de medición de aerosoles, centrados en las longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 670, 870 y 1020 nm. Cuenta además con un canal para determinar la columna de vapor de agua en 935 nm. Tiene un canal de 1640 nm para la calibración por los efectos de la temperatura.

- La resolución temporal es de 1 minuto para cada medición de aerosoles y radiación solar.
- La resolución espectral es de 0.5 nm (en el rango de 340-870 nm) y 1.0 nm (en el rango de 870-1640 nm), la disposición de los mismos se puede ver en Figura 3.9
- La precisión de calibración de las bandas es menor al 1 %
- Posee dos tipos de sensores, uno de Silicio que cubre el rango de 340 a 1020 nm y otro InGaAs(Indio Galio y Arsenico) para las bandas de 1020nm y 1640nm.
- El medio campo de visión del aparato con los colimadores incluidos es de 0.63°
- Posee dos canales de entrada, uno para las medidas de radiación directa y de aureola (máximo 6° relativo al sol) y otro para las medidas de radiación difusa (a partir de 6° relativo al sol)
- El equipo almacena los datos en su memoria interna y los transmite a través de una conexión a Internet. Los datos se envían automáticamente a la base de datos central de la red AERONET.
- El equipo está conectado a una caja de control donde recibe la alimentación además de tener un GPS que se actualiza periódicamente.

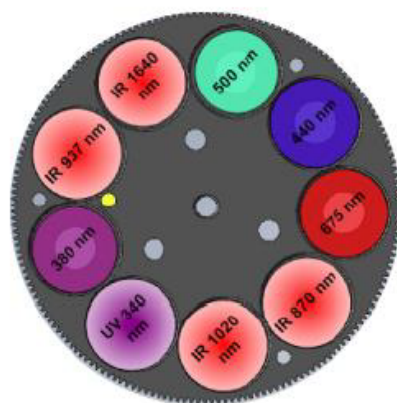


FIGURA 3.9. Esquema de la rueda de filtros del fotómetro CE318T

En cuanto al brazo robótico (ver Figura 3.10) tiene siguientes características:

- Resolución en ángulos 0.003°
- Rango azimutal 0° - 360°
- Rango cenital 0° - 180°
- Incertidumbre en cuanto al rastreo de la luna y el sol 0.01°
- Tiene un sensor de humedad para detectar las posibles lluvias y con eso poner el equipo en estado de pausa.

Para poder rastrear el sol el equipo posee un sensor de cuatro cuadrantes que se compone de cuatro fotodiodos dispuestos en un arreglo en forma de cruz, con un fotodiodo en cada cuadrante. Cada fotodiodo está cubierto por un filtro de interferencia que permite medir la radiación solar en diferentes longitudes de onda. Cuando la luz solar incide en el sensor, los fotodiodos convierten la luz en una corriente eléctrica. La cantidad de corriente generada en cada fotodiodo depende de la cantidad de luz que incide en ese cuadrante en particular. Al sumar las corrientes generadas por los cuatro fotodiodos, se obtiene una medida de la radiación solar total que incide en el sensor.

Escenarios de medida. El CIMEL tiene diferentes escenarios programables de medida para obtener los datos, se mencionarán los más relevantes para esta Tesis.

- PARK: El cabezal óptico del fotómetro se estacionará en la posición nadir.

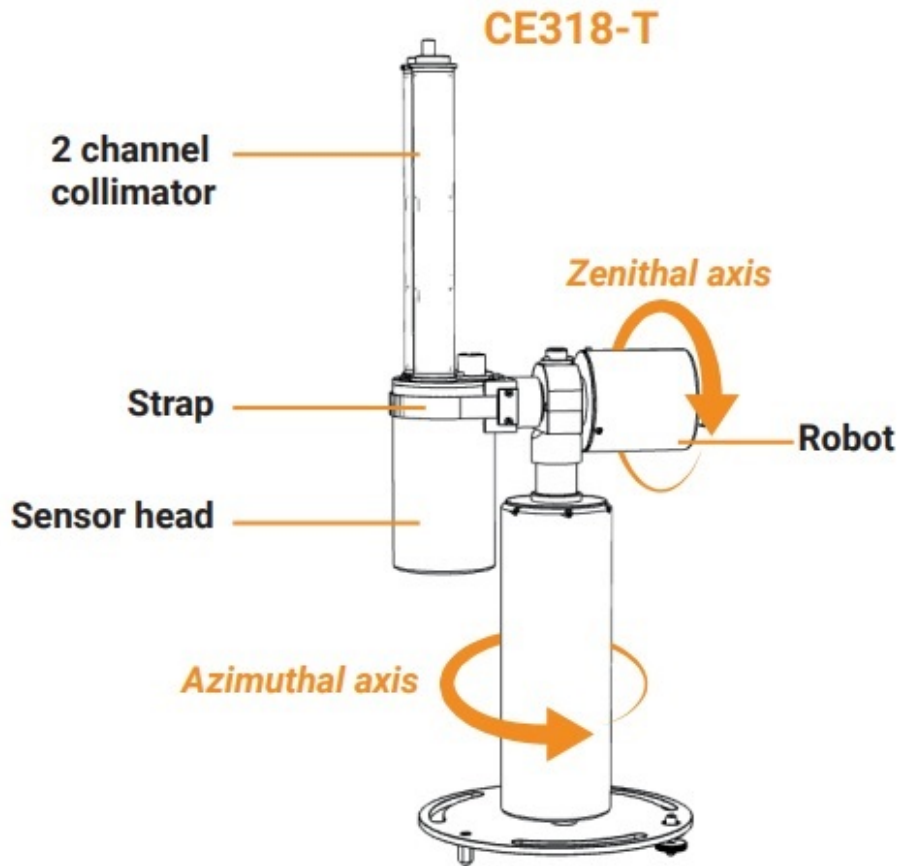


FIGURA 3.10. Esquema del equipo colocado en el brazo robotico proporcionado por CIMEL

- TRACK SUN / TRACK MOON: El escenario de seguimiento consiste en rastrear el SUN / MOON usando el sensor de 4 cuadrantes.
- LTRACK SUN / LTRACK MOON: El escenario LTRACK consiste en rastrear el/la Sol / Luna de forma permanente respectivamente. También mide la señal en ambos canales.
- ORIGIN: El fotómetro va a su posición ORIGEN que es $+ 7.5^{\circ}$ en los ejes azimutal y polar en comparación con la posición PARK
- SUN: Consiste en medir la irradiancia solar para todas las longitudes de onda.
- Triplet SUN: consiste en repetir tres veces un escenario SUN La temperatura se registra una vez al final del escenario
- SKY consiste en medir la radiación del cielo para varias longitudes de onda. Se utilizan los canales de SKY o AUREOLA y las medidas se realizan todas las longitudes de onda primero en el canal AUREOLA y luego se repiten en el canal SKY.
- BLACK: El escenario consiste en medir el ruido electrónico del dispositivo. La rueda del filtro se coloca entre dos filtros para que se corte la señal que entra por los dos canales. También es un indicador de una posible falla electrónica si es demasiado grande.
- HYBRID: combina mediciones de diferentes angulos cenitales y azimutales relativos a la posición del sol.

- CROSS SUN / MOON: consiste en medir la irradiación del sol o la luna en 2 bandas (1020 y 1060i nm en ese orden temporal) para varios ángulos cercanos al sol/luna, utilizando un esquema cruzado.
 - Los ángulos cenitales varían de -1° a 1° (en incrementos de 0.1°) usando la ganancia SUN / SKY con ángulo azimutal constante.

Grupo de escenarios de medición. En modo automático, el fotómetro sigue un cronograma y lanza automáticamente tanto escenarios individuales como grupos de escenarios de medición. Se utilizan los siguientes grupos de escenarios:

Grupo	Escenarios
Group A	3 SUN
Group B	3 SUN; HYBRID; 3 SUN; ALMU
Group C	3 SUN; HYBRID; 3 SUN; ALMU; 3 SUN; PP
Group D	3 SUN; CRO; BLACK
Group E	3 SUN; ALMU
Group L	3 MOON

El fotómetro sigue un cronograma diario de acciones automáticas. Algunas acciones son activadas por la hora del día y otras por la masa óptica relativa. Los tiempos dependen tanto del sitio donde se encuentra el fotómetro como de la fecha. Se calculan automáticamente y se establecen en la lista de secuencias del fotómetro cada día a la 1AM. las acciones automáticas realizadas por el fotómetro se pueden ver en *Tabla 3.2*

TABLA 3.2. Grupo de medición según la masa óptica

<i>Masa Óptica</i>	<i>Angulo cenital</i>	<i>Grupo</i>
7	81.8°	A
6.5	81.15°	A
6	80.40°	A
5.5	79.52°	A
5	78.46°	A
4.5	77.16°	A
4	75.52°	E
3.8	74.74°	A
3.6	73.87°	A
3.4	72.89°	A
3.2	71.79°	A
3	70.53°	C
2.8	69.07°	A
2.6	67.38°	A
2.4	65.37°	A
2.2	62.96°	A
2	60°	B
1.7	53.97°	B

Si las alguna de las medidas de la Tabla 3.2 caen entre las 9 am y las 15 pm entonces no se considera y el programa se rigé según la Tabla 3.3

Adicionalmente puede existir un período vacío sin ninguna medida entre la masa de aire 1.7 y las 9am de la mañana y entre las 15pm y la masa de aire 1.7 de la tarde. Si es el caso, se ejecuta el programa indicado en la Tabla 3.4

TABLA 3.3. Programación según la hora (UTC)

<i>Hora mañana</i>	<i>Hora tarde</i>	<i>Grupo</i>
9:00	15:00	C
9:15	14:45	D
9:30	14:30	A
9:45	14:15	A
10:00	14:00	C
10:15	13:45	A
10:30	13:30	A
10:45	13:15	A
11:00	13:00	C
11:15	12:45	A
11:30	12:30	A
11:45	12:15	A
12:00	12:00	F

TABLA 3.4. Programación si hay un vacío de medidas entre una masa óptica de 1.7 y las 9 am

<i>Mañana</i>	<i>Tarde</i>	<i>Grupo</i>
07:30	15H15	A
07:45	15H30	A
08:00	15H45	C
08:15	16H00	A
08:30	16H15	A
08:45	16H30	A

Medidas adicionales. Hay incluidos sensores adicionales que miden parámetros extra a los del fotómetro, los cuales son:

- Voltaje e intensidad que proporciona la batería de alimentación principal
- Voltaje e intensidad que proporciona el panel solar de alimentación alternativa
- Voltajes internos de los diferentes componentes de la caja de control.
- Wetting: parámetro que corresponde al sensor de humedad, teniendo dos valores principales : **dry** y **wet** dependiendo de la humedad que mida el sensor, cuando el escenario es dry, el fotómetro sigue la programación normal, cuando es wet el fotómetro se pone en posición ORIGIN y deja de medir hasta que cambie el escenario.
- Temperatura dentro de la caja de control
- Humedad dentro de la caja de control
- Presión atmosférica.

3.5.2. Correcciones por la temperatura. Es importante tomar en cuenta que los filtros son afectados por la temperatura ambiente, de manera que se tienen que generar correcciones para cada banda espectral dependiendo del efecto que tenga la temperatura en cada una de ellas.

Cuando se calcula el AOD para los instrumentos de campo, se mide la temperatura del cabezal del sensor para cada medición directa del Sol, por lo que estos datos se pueden corregir empleando la función de respuesta del instrumento a diferentes temperaturas, que es determinada durante su calibración

La respuesta de las variaciones de la temperatura se mide en las instalaciones de calibración de AERONET utilizando una esfera integradora y una cámara de temperatura

en la que la temperatura varía de -40 a $+50$ °C,(David y col. 2019). El coeficiente de corrección en función de la temperatura dependiente de la longitud de onda generalmente se determina a partir de la pendiente del ajuste de regresión por mínimos cuadrados de las mediciones de voltaje digital frente a la lectura de temperatura del cabezal del sensor. Para esta relación, el ajuste polinomial de segundo orden se calcula para los filtros de 1020 nm y 1640 nm, mientras que otros filtros usan un ajuste polinómico lineal o de segundo orden (según el coeficiente de correlación más grande), y en este caso que se consideran dos canales y se estudia la relación para cada canal en cada uno de los filtros. La corrección entonces se hace utilizando los coeficientes de los polinomios proporcionados por AERONET a cada una de las bandas respectivamente.

3.5.3. Instalación del equipo y plataforma de medida. El lugar propuesto para la instalación del equipo fue en la azotea de la Facultad de Ingeniería perteneciente a la UdelaR, cuyas coordenadas son: -34.918 latitud, -56.167 longitud y altura 71 m sobre el nivel del mar. La estación lleva el nombre de Montevideo_FING.



FIGURA 3.11. La flecha señala el cuerpo central del edificio de Facultad de Ingeniería y el círculo negro la ubicación del fotómetro CIMEL de AERONET.

La vista presentada en la Figura 3.11 corresponde a la dirección este. En principio, aparecen dos obstáculos que podrían representar un problema: un edificio que está justo en frente y la Estación del Grupo de Óptica Aplicada ubicada en la derecha de la foto. El CIMEL es un fotómetro que trabaja con la luz solar por lo que es necesario hacer un análisis de las sombras que pueden proyectar los obstáculos opacos y predecir cual será la posible pérdida de datos, para evaluar si esto es aceptable o no.

En la misma azotea de Ingeniería, se encuentra instalado un piranómetro del cual se puede obtener información de la radiación solar. En la Figura 3.12 se puede apreciar diagrama solar obtenido para los años 2018 y 2019 (altura solar vs ángulo acimutal) coloreado, donde se ven los efectos del edificio en las zonas marcadas en donde hay faltante de la luz solar provocada por la proyección de la sombra sobre la azotea de Ingeniería. Se pueden apreciar 2 momentos en el año donde el edificio afecta la medida de radiación solar del instrumento. Estos bloqueos se dan solamente entre las $6:30$ y $7:30$ am hora local.

Como se ve en la Figura 3.13 la presencia del edificio es notable cuando se mira hacia el este y el bloqueo del campo visual corresponde a unos 8 grados de forma azimutal.

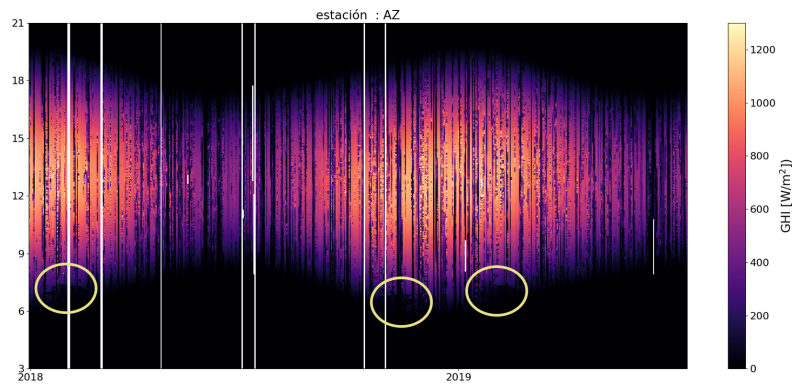


FIGURA 3.12. Medidas realizadas con un piranómetro instalado en la azotea de Ingeniería (gráfica generada por Agustín Laguarda y cedida para esta tesis)



(A) Vista desde la posición donde se encuentra el fotómetro hacia el este (Azimut 96°)

(B) Posición del fotómetro sobre la facultad de Ingeniería y una sombra indicando el rango de pérdida de visión del equipo

FIGURA 3.13. Imagen del fotómetro y su obstrucción principal hacia el este

Dado que se encuentra al este, en la dirección que sale el Sol, el mismo nunca pasa por sobre el edificio por lo tanto cada vez que el sol esté detrás del edificio se tendría una pérdida de datos. Considerando la posición del edificio con respecto al lugar donde está el fotómetro, tenemos un ángulo azimutal con respecto al norte de 98° , eso implica que el sol se pone atrás del edificio solo entre los períodos del 8-9 de octubre de un año 7-8 de marzo del año siguiente aproximadamente unos 120 días al año, el resto sale con ángulos azimutales menores. Sin embargo esos 8 grados implican un tiempo solar de unos 40-50 minutos determinados en enero, es decir que en el peor de los casos se perderían 3 medidas directas en el día en la mañana.

En la azotea de Ingeniería, también se encuentra la Estación de Monitoreo del Laboratorio de Óptica Aplicada, localizada al sur del equipo CIMEL. Esta construcción no

causa problemas a las medidas de radiación directa (ya que está al Sur del equipo y el Sol hace su recorrido por el Norte) pero es determinante para las medidas de radiación difusa, cuyo ángulo de elevación mínimo es de 15° . Por esta razón, se determinó que el sensor tenía que estar al menos a 1.7 metros de altura desde el piso de la azotea. Teniendo en cuenta ambas construcciones, se situó el CIMEL en la esquina noroeste de la azotea, a 1.7 m de altura del piso.

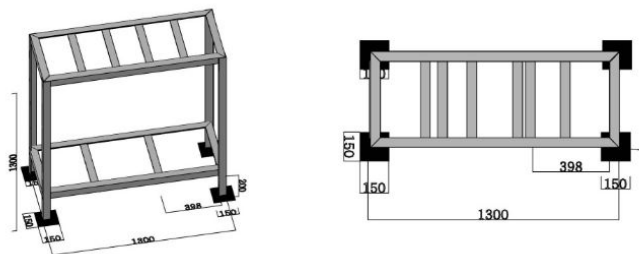


FIGURA 3.14. Diseño de la mesa de acero inoxidable 304 para sostener el equipo CIMEL, las medidas están en milímetros)

Se diseñó la plataforma de 1.3 m de , a altura, a la que se le sumó una pequeña plataforma de 0.2 m de altura donde se ajusta el cimel. El CIMEL en sí posee un brazo de aluminio de 0.3 m de altura. Así resulta una altura total de 1.8 m sobre la azotea, con lo que se evitan todos los posibles obstáculos.

El equipo instalado se presenta en la Figura 3.15

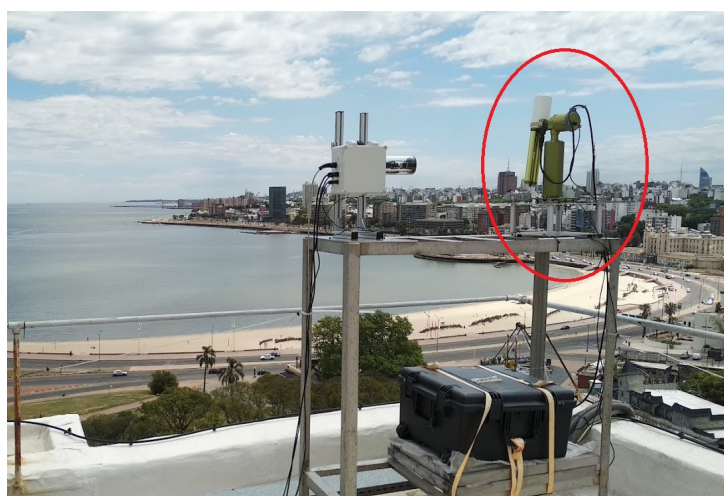


FIGURA 3.15. Fotómetro CIMEL (circulo rojo) instalado en la Estación de Monitoreo Atmosférico del Grupo de Optica Aplicada. A la izquierda del CIMEL se encuentra ubicado un equipo MAX-DOAS.

3.6. Sobre la aplicación de otro tipo de datos

3.6.1. Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory, HYSPLIT. HYSPLIT (Laboratory 2023) es el modelo preeminente desarrollado y actualizado por el Laboratorio de Recursos Atmosféricos de NOAA para rastrear emisiones peligrosas y tóxicas de accidentes industriales, humo de incendios forestales y quemas, ceniza de erupciones volcánicas, polvo, etc. Es un sistema completo para calcular trayectorias simples de parcelas de aire, así como simulaciones complejas de transporte, dispersión, transformación

química y deposición. Se utiliza para calcular trayectorias de parcelas de aire para determinar las distancias y dirección en que viajarán y los contaminantes atmosféricos que conforman dichas parcelas.

El modelo utiliza un conjunto de ecuaciones del movimiento para calcular la posición y velocidad de cada partícula en función del tiempo. Estas ecuaciones de movimiento tienen en cuenta los efectos de la gravedad, la fricción con el aire y la velocidad y dirección del viento en cada capa atmosférica.

Para comenzar, el modelo HYSPLIT requiere datos meteorológicos en tres dimensiones, como la velocidad y dirección del viento, la temperatura y la humedad. Estos datos pueden provenir de estaciones meteorológicas terrestres, globos meteorológicos, satélites o modelos meteorológicos numéricos.

El modelo divide la atmósfera en una serie de capas horizontales, cada una de las cuales tiene una altura y un conjunto de datos meteorológicos asociados. Para cada partícula en el modelo, se calcula una trayectoria mediante la integración de las ecuaciones de movimiento a través de cada una de estas capas.

En cada capa, el modelo también tiene en cuenta la deposición de partículas, que puede ocurrir debido a la gravedad o la eliminación por otros procesos físicos o químicos. El modelo también puede simular la emisión de partículas de fuentes puntuales o difusas, lo que permite a los usuarios evaluar el impacto de diferentes fuentes de emisión en la calidad del aire.

En HYSPLIT se pueden configurar varios elementos, entre ellos está la elección de los datos meteorológicos, en este trabajo se utilizó el Sistema Global de Pronóstico (Center 2023).

El Sistema de Pronóstico Global (GFS) es un modelo de pronóstico del tiempo de los Centros Nacionales para la Predicción Ambiental (NCEP) que genera datos para docenas de variables atmosféricas y del suelo, incluidas temperaturas, vientos, precipitaciones, humedad del suelo y concentración de ozono atmosférico. El sistema combina cuatro modelos separados (atmósfera, modelo oceánico, modelo de tierra/suelo y hielo marino) que trabajan juntos para representar con precisión las condiciones meteorológicas. Tiene una resolución espacial de 0.25° , una temporal de 3 horas y divide a la atmósfera en 56 niveles en la vertical.

Si suponemos que una partícula se deja llevar por el viento pasivamente, entonces su trayectoria estará representada por la integral en tiempo y espacio del vector de posición. La posición final se calcula a partir de la velocidad promedio entre la posición inicial (P) y la posición de primera aproximación (P'). La base del cálculo de las trayectorias se basa en la:

La advección de una partícula se calcula a partir del promedio de los vectores de velocidad tridimensionales en la posición inicial $P(t)$ y la posición de primera estimación $P'(t + \Delta t)$, donde Δt indica el paso del tiempo.

La posición final luego del paso del tiempo será la interpolación de dos posiciones calculadas de dos estimaciones. La posición de primera estimación es: $P'(t + \Delta t) = P(t) + V(P, t)\Delta t$, la posición de segunda estimación es: $P(t) + V(P', t + \Delta t)\Delta t$ y la posición final es: $P(t + \Delta t) = P(t) + 0.5[V(P, t) + V(P', t + \Delta t)]\Delta t$

$V(P, t)$ es la velocidad de la partícula en la posición P en el tiempo t . Para los aerosoles que presentan una inercia diferente a los gases por su tamaño y densidad es conveniente complementar con el modelo de dispersión de partículas de HYSPLIT. Este modelo tiene en cuenta la trayectoria de las partículas, pero también considera la difusión turbulenta y la variabilidad espacial y temporal de la concentración del contaminante.

Para el modelo de dispersión de partículas agregan una variable estocástica para simular el movimiento Browniano y que se basa en la ecuación: $u(t + \Delta t) = R(\Delta t)u(t) + \sigma\lambda\sqrt{1 - R^2(\Delta t)}$

TABLA 3.5. Parámetros a nivel de superficie (medidas-bidimensionales) proporcionado por el GFS,AGL significa sobre el nivel del suelo

Sigla	<i>Unidad</i>	<i>Descripción</i>
PRSS	hPa	presión atmosférica de superficie
MSLE	<i>hPa</i>	presión media al nivel del mar
UMOF	N/m^2	componente zonal del flujo de momento
VMOF	N/m^2	componente meridional del flujo de momento
TPP6	<i>m</i>	precipitación, acumulación de 6 horas
SHTF	W/m^2	flujo de calor sensible neto
DSWF	W/m^2	flujo de radiación de onda corta descendente
SPH2	kg_{agua}/kg_{aire}	humedad específica a 2 metros AGL
U10M	<i>m/s</i>	componente zonal del viento a 10 metros AGL
V10M	<i>m/s</i>	componente meridional del viento a 10 metros AGL
T02M	<i>K</i>	temperatura a 2 metros AGL
TCLD	%	cobertura total de nubes
PBLH	<i>m</i>	altura de la capa límite planetaria
LHTF	W/m^2	flujo de calor latente neto
USTR	<i>m/s</i>	velocidad de fricción
RGHS	<i>m</i>	rugosidad de la superficie
PTRO	<i>hPa</i>	presión en la tropopausa
SHGT	<i>m</i>	altura de la superficie

TABLA 3.6. Parámetros proporcionados por GFS para cada nivel (parámetros tridimensionales)

<i>Sigla</i>	<i>unidad</i>	<i>Descripción</i>
<i>TEMP</i>	<i>K</i>	Temperatura
UWND	<i>m/s</i>	Componente zonal del viento
VWND	<i>m/s</i>	Componente longitudinal del viento
WWND	<i>hPa/h</i>	velocidad de la corriente ascendente
RELH	%	Humedad Relativa
PRES	<i>hPa</i>	Presión

donde $u(t + \Delta t)$ es el valor que se predice para la variable en el tiempo $t + \Delta t$, $R(\Delta t)$ es un coeficiente de autocorrelación que mide la relación entre los valores de la variable en el tiempo t y el tiempo $t - \Delta t$, y $u(t)$ es el valor actual de la variable en el tiempo t .

El término $\sigma\lambda(1 - R^2(\Delta t))^{\frac{1}{2}}$ es un término de ruido que se utiliza para modelar las fluctuaciones aleatorias en los datos que no están explicadas por el modelo autorregresivo. En esta ecuación, σ es la desviación estándar de las fluctuaciones aleatorias, λ es un valor aleatorio que se extrae de una distribución normal estándar centrada en cero y $(1 - R^2(\Delta t))^{\frac{1}{2}}$ es una función que ajusta la desviación estándar de acuerdo con el valor del coeficiente de autocorrelación $R(\Delta t)$ que se puede aproxima con la con la ecuación $R(\Delta t) = e^{(-dt/T_L)}$, donde T_L es la escala de tiempo Lagrangiana depende de las características del flujo y de las partículas o contaminantes que se están dispersando. (Fay y col. 1995)

3.6.2. Espectroscopía óptica de absorción diferencial. La espectroscopía óptica de absorción diferencial (DOAS) es una técnica que permite detectar y cuantificar varios gases traza presentes en la atmósfera por medio de las características que muestran sus secciones eficaces de absorción. El método DOAS se utiliza para medir las concentraciones de gases traza atmosféricos como el dióxido de azufre (SO_2), el dióxido de nitrógeno (NO_2), el ozono (O_3), el dímero O_4 .

El principio de medida de la técnica DOAS es la ley de Lambert-Beer y la interacción de la radiación con las moléculas presentes en la atmósfera. La fuente de luz utilizada puede ser natural (por ejemplo el sol) o artificial (por ejemplo una lámpara de luz blanca). En el caso particular de nuestro trabajo, se utilizó radiación solar, por lo que el método aplicado es DOAS pasivo. Los gases atmosféricos absorben radiación de forma característica a lo largo de la trayectoria de la radiación en la atmósfera, reduciendo la intensidad transmitida y afectando las diferentes longitudes de onda según su sección eficaz de absorción. La ley de Lambert Beer nos dice que la absorción sufrida por los gases es proporcional a su concentración del gas absorbente y al largo del camino geométrico.

La absorción se mide comparando la radiación transmitida a través de la atmósfera con la radiación esperada en ausencia de los gases absorbentes. Esta comparación se realiza a través de una técnica conocida como análisis diferencial, que implica la comparación de la radiación transmitida a través de dos trayectorias ópticas diferentes, una que atraviesa la región de interés y otra de referencia.

La señal resultante se procesa para determinar la cantidad de absorción debida a cada gas. El método DOAS, utiliza técnicas matemáticas avanzadas, como la descomposición en valores singulares (SVD), para separar las señales de absorción debidas a los diferentes gases y para eliminar las contribuciones debidas a la variabilidad natural en la atmósfera.

La idea de la técnica pasiva por medidas multi ejes, MAX-DOAS es que recoja la luz solar dispersa desde diferentes direcciones de observación. La ley de Lambert-Beer, considerando los fenómenos de absorción y extinción en la atmósfera, se puede escribir como:

$$(3.26) \quad I(\lambda, L) = I_0 \cdot e^{-\int_0^L [\sum \sigma_j \cdot c_j(l) + \epsilon_M(\lambda, l) + \epsilon_R(\lambda, l)] dl}$$

I_0 es la intensidad de referencia, $\sigma_j(\lambda)$ la sección eficaz de absorción y c_j la concentración del gas traza j . ϵ_M y ϵ_R son el coeficiente de Mie y de Rayleigh respectivamente.

Separando la componente de variación rápida correspondiente a la absorción de los gases, el resto de los términos se pueden agrupar sin conocer sus detalles exactos.

De esta forma, se pueden determinar magnitudes como la columna de gas integrada S del gas j , y concentración c :

$$(3.27) \quad S(j) = \int_0^L c(j) dl$$

Es común utilizar que $c(j)$ tenga unidad de *moleculas/cm²* y $\sigma_j(\lambda)$ tenga unidades de *cm²*.

Considerando lo descrito en la sección anterior, la relación entre espesor óptico, ver Ecuación 2.5, y S es:

$$(3.28) \quad \tau_j = \int_0^L \sigma_j(\lambda) c(j) = \sigma(\lambda)_j S(j)$$

También podemos tomar el AMF definido para un único elemento de la siguiente manera:

$$(3.29) \quad AMF_j = \frac{\tau_j}{\tau_{vj}} = \frac{S_j}{S_{vj}} \stackrel{(def)}{=} \frac{S_j}{V_j}$$

Donde S_j es la columna integrada del gas traza j , y $V_j = \int_0^\infty c(j) dz$ es la columna integrada vertical del mismo gas.

El método DOAS multi ejes pasivo, consiste en adquirir espectros solares a diferentes ángulos de elevación en la región UV y visible. La referencia I_0 se elige de acuerdo al

problema a resolver. Entonces, al tomar dos medidas obtenemos:

$$(3.30) \quad I(\lambda, L) = I_0(\lambda) \cdot e^{-(S_1 \times \sigma(\lambda)_1 + \dots + \tau_{sc})}$$

$$(3.31) \quad I_{ref}(\lambda, L) = I_0(\lambda) \cdot e^{-(S_{ref1} \times \sigma_1(\lambda) + \dots + \tau_{sc})}$$

Donde τ_{sc} son los espesores ópticos equivalentes a las dispersiones de Rayleigh y Mie. Dividiendo la Ecuación 3.31 se simplifica I_0 , y si además aplicamos logaritmo neperiano, obtenemos:

$$(3.32) \quad -Ln \left(\frac{I_1(\lambda)}{I_{ref}} \right) = (S_1 - S_{ref1}) \times \sigma_1(\lambda) + \dots + \tau_{sc}$$

La sección eficaz, que es función de la longitud de onda, se puede considerar como la suma de un término de alta frecuencia y otro de dependencia lenta con la longitud de onda, es decir:

$$(3.33) \quad \sigma(\lambda) = \sigma_b(\lambda) + \sigma'(\lambda)$$

Donde $\sigma_b(\lambda)$ corresponde al término de variación «lenta» y $\sigma'(\lambda)$ el de variación «rápida». Los procesos de dispersión se pueden agrupar y modelar por un polinomio de grado 2 a 5, por lo que podemos reescribir la ecuación como sigue, τ_{sc}

$$(3.34) \quad -Ln \left(\frac{I_1(\lambda)}{I_{ref}} \right) = (S_1 - S_{ref1}) \times \sigma'_1(\lambda) + \dots + P(\lambda)$$

Este procedimiento se muestra en la Figura 3.16

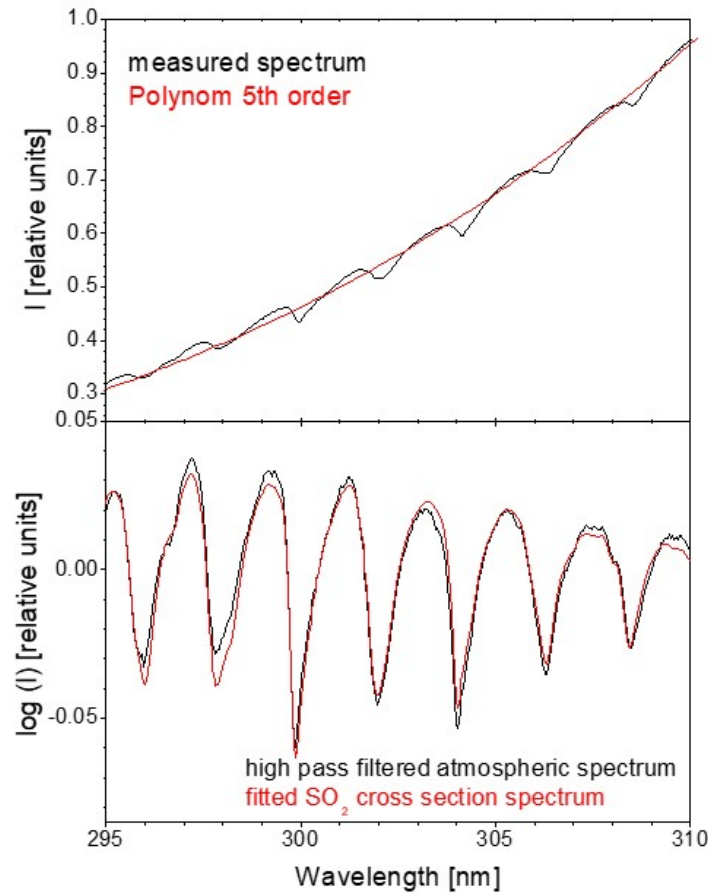


FIGURA 3.16. División de ambas componentes de σ (Platt y Stutz 2008)

Por lo tanto, aplicando un filtro pasa-altos, se puede analizar únicamente todo lo relacionado a la absorción de los gases traza presentes en la atmósfera. Para obtener

el término $(S_1 - S_{ref1})$ y el polinomio se utiliza una función de minimización. Se tiene también la siguiente definición:

$$(3.35) \quad dS = S_1 - S_{ref1}$$

Denominada la columna diferencial inclinada de un determinado gas.

Estos parámetros se obtienen mediante un ajuste de mínimos cuadrados utilizando secciones eficaces de absorción de alta resolución de varios gases traza. Este procedimiento se realiza con un programa llamado Windoas con el cual es posible realizar el proceso de minimización para obtener así los parámetros buscados. Otras consideraciones a tener en cuenta al momento de analizar espectros de alta resolución:

- **Dispersión Ramman y efecto Ring:** la dispersión Raman es no lineal, lo que trae como consecuencia que se produzca radiación en otras longitudes de onda, lo que provoca el relleno de las líneas de Fraunhofer solares (también conocido como efecto Ring). La magnitud del relleno de la dispersión Raman rotacional es una función de la longitud de onda, el ángulo cenital solar, la reflectancia de la superficie, y la resolución espectral del instrumento. El mismo Windoas calcula una 'Sección eficaz de Ring' a partir de un espectro de referencia que le proporcionemos, con esto se toma en cuenta el efecto anterior.
- **Corriente de oscuridad (DC):** es un efecto causado por el ruido electrónico. Con el tiempo, se crean electrones que son independientes de la luz que incide sobre el detector. Para corregir la DC, se adquiere un espectro con la óptica del instrumento obstruida de unos 100 a 10000 ms con el objetivo de tener una buena estadística. Una vez tomado este espectro se lo proporciona al Windoas para realizar la corrección correspondiente.
- **Offset:** Los instrumentos electrónicos necesitan agregar un offset a la señal para asegurar una correcta digitalización de la misma.

3.6.2.1. Adquisición de espectros con el espectrómetro AIRYX. La adquisición de espectros se realiza por medio de un software suministrado por el proveedor el equipo. Este permite automatizar la rutina de medida por medio de scripts. Adicionalmente toma medidas de Offset, DC y espectro de una lámpara de mercurio interna.

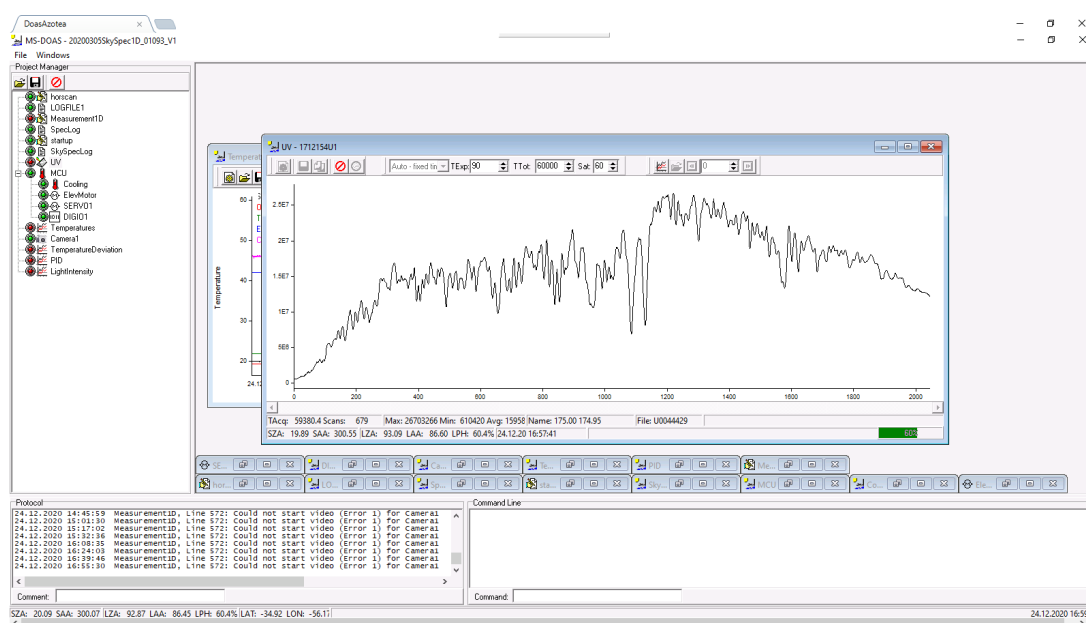


FIGURA 3.17. Ejemplo de un espectro solar adquirido por el programa MS-DOAS del equipo AIYX

Los datos serán analizados en el programa WINDOAS, el mismo consiste en:

- Calibración del instrumento: para ello se utiliza la lámpara interna del equipo, lo que permite establecer una correspondencia entre los pixeles del detector y la longitud de onda.

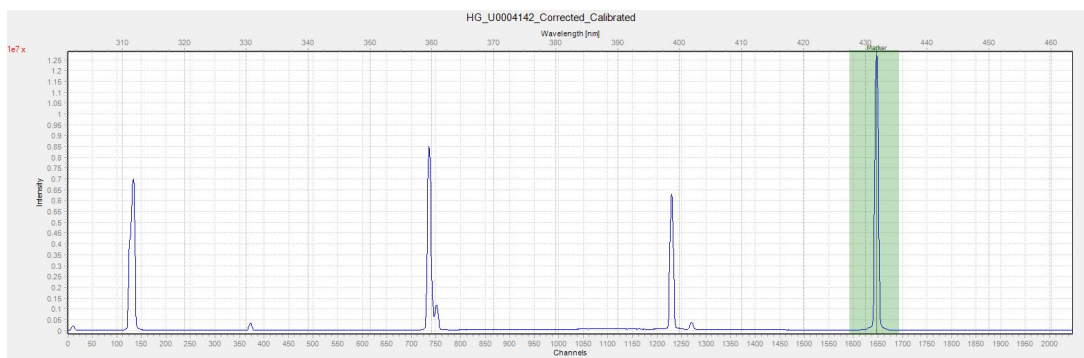


FIGURA 3.18. Ejemplo del espectro obtenido con la lámpara de Hg

- Corrección de la señal de Offset.
- Corrección de la señal de DC.
- Elección de espectro de referencia con el siguiente criterio: cada día de medidas adquiere un espectro en observación cenital y se toma la hora más próxima al mediodía solar para ese ángulo, también es importante asegurarse que ese espectro no tenga contaminación de nubes.
- Con el espectro de referencia también se determina el espectro de Ring, generado por el Windoas.
- Se utiliza un polinomio de grado 5 para el ajuste.

Luego de esto se debe seleccionar el rango espectral en el que se va a trabajar, en este caso se utilizará el rango 335nm-367nm ya que es el que utilizan en el trabajo en el cual se apoya esta Tesis, el cual se considera un rango adecuado para la determinación del O_4 (T. y col. 2004).

Los gases que tienen una absorción importante en el rango mencionado son:

- O_3
- O_4
- NO_2
- $HCHO$

Se descartó el BrO mediante un pre análisis ya que no se encontró una señal adecuada de este compuesto.

3.6.2.2. El instrumento utilizado en este trabajo es un: Multi Axis (MAX) - Sistema DOAS para mediciones de gases traza atmosféricos. Es un espectrómetro adquirido recientemente muy robusto capaz de medir en exterior en forma continua y automática. Puede medir en un arco de 180° según el alguno cenital. Posee lampara de mercurio generando así espectros para calibraciones periódicas in situ.

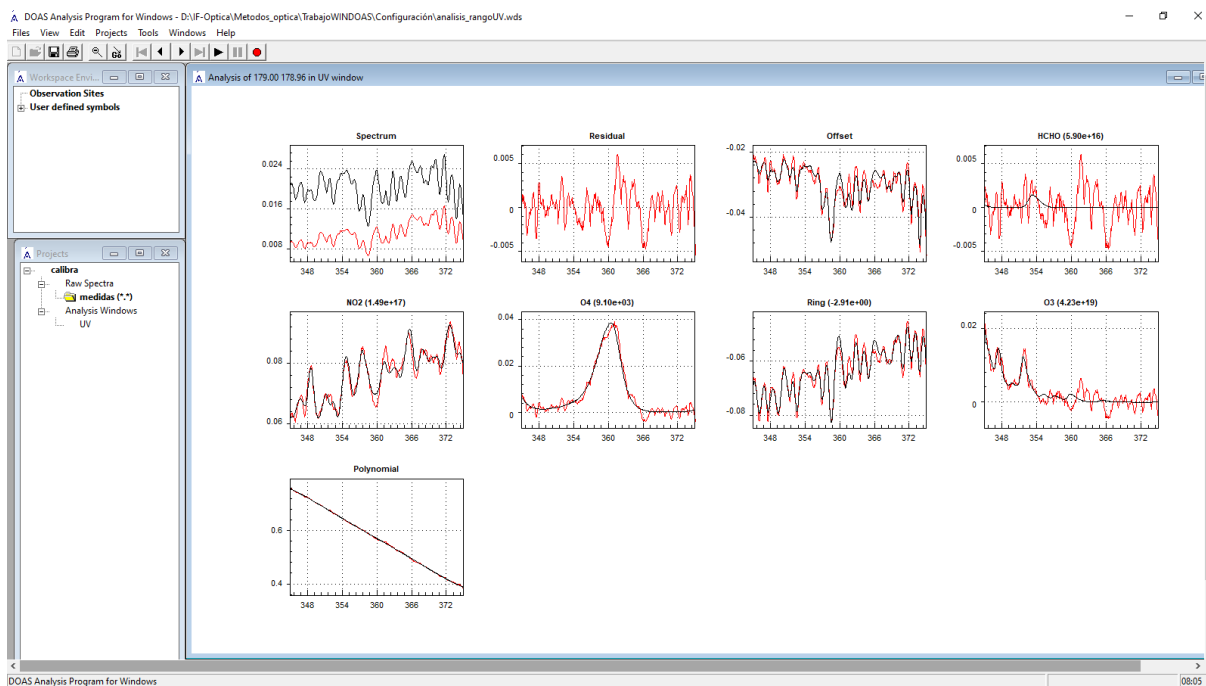


FIGURA 3.19. Ejemplo de análisis obtenido con el programa Windoas

TABLA 3.7. Características principales del espectrómetro

<i>Resolución espectral</i>	0.6nm
<i>Rango</i>	295 - 450nm
<i>Estabilización de temperatura</i>	Si, con un error menor a 0.05°
<i>Puede medir temperatura y presión</i>	Si
<i>Precisión del ángulo de elevación</i>	0,1°
<i>Ángulos de elevación que cubre</i>	0 a 180°
<i>Permite el ajuste automático de la elevación.</i>	Si

Análisis de datos

En este capítulo, se analizan los datos generados por medidas de radiación directa en la estación Montevideo_FING de AERONET durante el período 2020-2021. Estos son años muy particulares ya que corresponden a los de la pandemia de COVID-19, que afectaron toda la actividad antropogénica a lo largo del mundo, por lo tanto servirán como base para posteriormente comparar con otros años. Se utilizan técnicas estadísticas para identificar relaciones, ciclos y características específicas del parámetro de Angstrom, AOD y productos del Algoritmo de Deconvolución Espectral (SDA) (Sección 3.2). Además, se estudia la presencia de aerosoles y su relación con las condiciones meteorológicas. Los datos de AERONET analizados en este capítulo corresponden al nivel 2.0 (Sección 3.3). Esto significa que los datos de días nublados fueron filtrados así como otros datos anómalos y los cálculos fueron hechos con una calibración del equipo posterior a la toma de datos. Se buscará generar un primer criterio de clasificación de eventos en base a los parámetros proporcionados por AERONET.

4.1. Análisis del espesor óptico (τ)

A partir de los registros de AERONET, examinamos las distintas contribuciones al espesor óptico total, debidas a la presencia de gases y aerosoles, para el período de estudio.

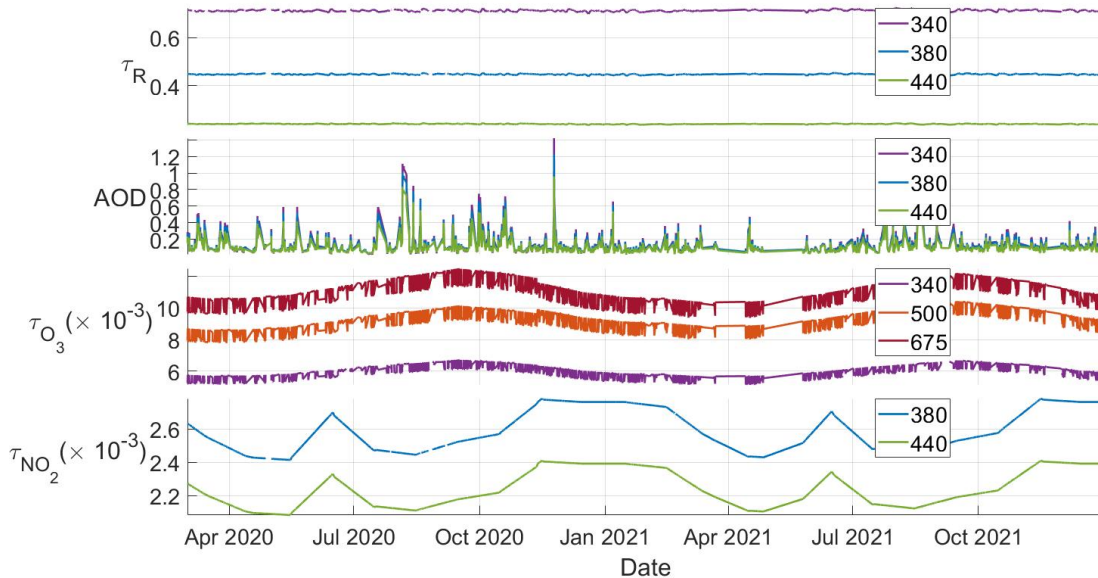


FIGURA 4.1. Espesor óptico de Rayleigh, aerosoles, ozono y de dióxido de nitrógeno

En la Figura 4.1 se presenta la evolución temporal de la espesor óptico de Rayleigh (τ_R), el espesor óptico debido a los aerosoles (AOD) y la resultante de la presencia de los gases traza, ozono (τ_{O_3}) y NO_2 (τ_{NO_2}) para diferentes bandas espectrales. Los datos utilizados por AERONET relativo a los gases traza son los aportes al τ de gases como el NO_2 o el O_3 , que se obtienen de promedios mensuales de satélites en períodos de hace más de 5 años. Sin embargo, el aporte de estos gases al τ o bien es despreciable o bien su variabilidad

es despreciable, por lo que el error introducido por este problema tiene poco peso. Como se puede apreciar en la Figura 4.1, el τ_R tiene un importante aporte en el τ , pero su variación es mínima a lo largo del tiempo como también lo indica la tabla Tabla 4.1, con una desviación estándar anual menor al 1% con respecto a su valor medio (+mientras que en el AOD tenemos una desviación estándar 30 veces mayor, situaciones similares ocurren en las otras longitudes de onda). En el caso del τ_{O_3} tiene una pequeña variación diaria y acompañada de variaciones estacionales de amplitud algo mayor, por lo tanto tampoco es relevante para las variaciones diarias del τ . Con el NO_2 también tenemos una variación más lenta que la del AOD, con una desviación estándar anual de 3 ordenes menor que el AOD, ver Tabla 4.1.

TABLA 4.1. Desviación estándar de los espesores ópticos para diferentes bandas en el período 2020-2021

σ	<i>340nm</i>	<i>380nm</i>	<i>440nm</i>	<i>500nm</i>	<i>675nm</i>	<i>870nm</i>
τ_R	0.00365	0.00229	0.00130	0.00082	0.00026	0.00008
<i>AOD</i>	0.11358	0.10939	0.09228	0.08004	0.05715	0.04812
τ_{O_3}	0.00035	0	0	0.00054	0.00067	0
$\tau_{NO_2} (\times 10^{-4})$	0.860	0.123	1.09	0.475	0.194	0

4.2. Comparación interanual del AOD

En la Figura 4.2a se presenta la mediana de los valores del AOD medido en el 2020 y 2021 para diferentes bandas espectrales. De la misma forma la Figura 4.2b se presenta el cuantil 90% del AOD para el 2020 y 2021.

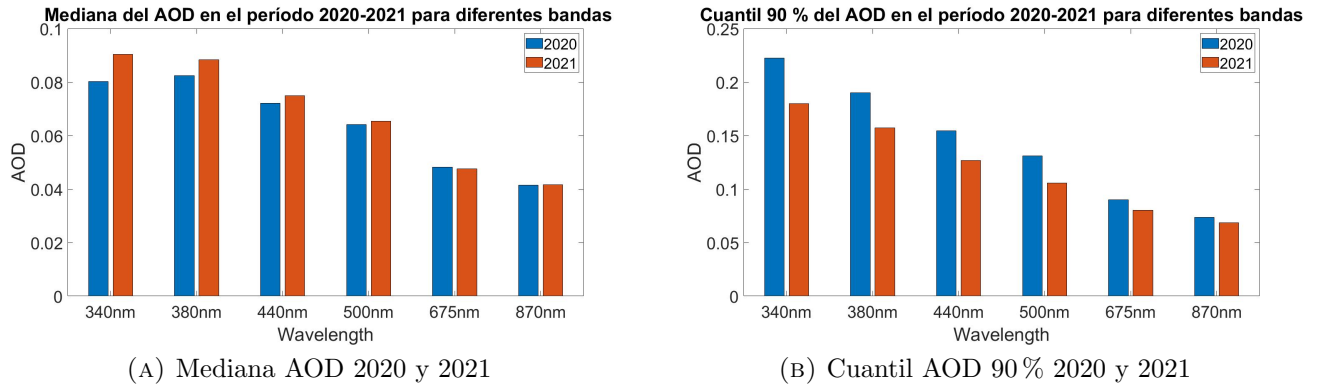


FIGURA 4.2. Comparación de los cuantiles 50%(mediana) y cuantiles 90% para los años 2020 y 2021

Se espera que el valor de la mediana en cada longitud de onda sea similar de un año a otro y con eso que el AOD tenga ciclos anuales. En cuanto a la mediana, podemos observar que la mayor diferencia se presenta en las longitudes de onda más cortas, aunque los valores son muy similares (hay que tomar en cuenta que la población del 2020 tiene menos datos ya que la pandemia comienza los primeros días de marzo). Sin embargo, al examinar el cuantil 90, se encuentra una mayor asimetría en los datos. Esto se debe a que los datos de AOD más alto están principalmente relacionados con eventos de quema de biomasa (Eck y col. 1999), lo que puede variar significativamente de un año a otro.

En la Figura 4.3 el AOD se distribuye en función de la dirección de medición, ya que son medidas directas y el ángulo azimutal con respecto al norte corresponde a la dirección solar. Se puede observar que en el 2020 se obtuvieron un número mayor de medidas de AOD menor a 0.05 en comparación con el 2021. Lo que puede ser el resultado de la

reducción de las actividades humanas debido a la pandemia. Sin embargo, también se observan algunos valores altos, $AOD > 0.4$, que pueden tener su origen en los eventos de quema de biomasa.

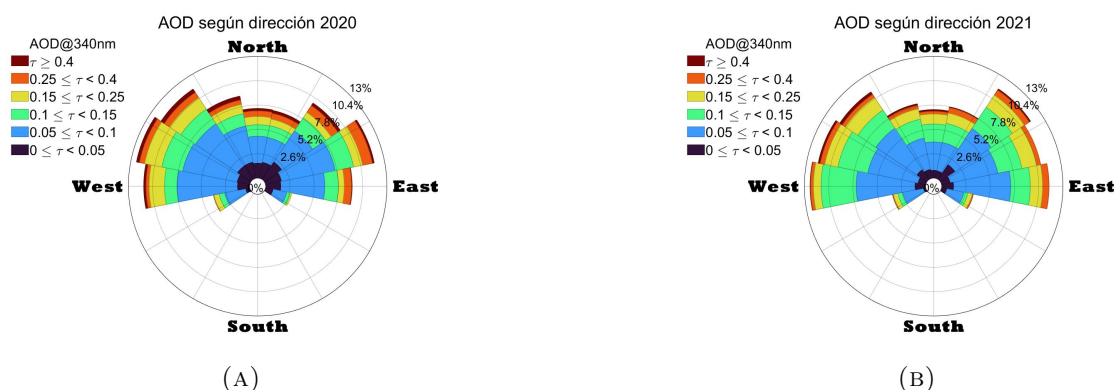


FIGURA 4.3. Distribución de los valores de AOD de 340nm en función de la dirección de observación.

4.3. Análisis estadístico

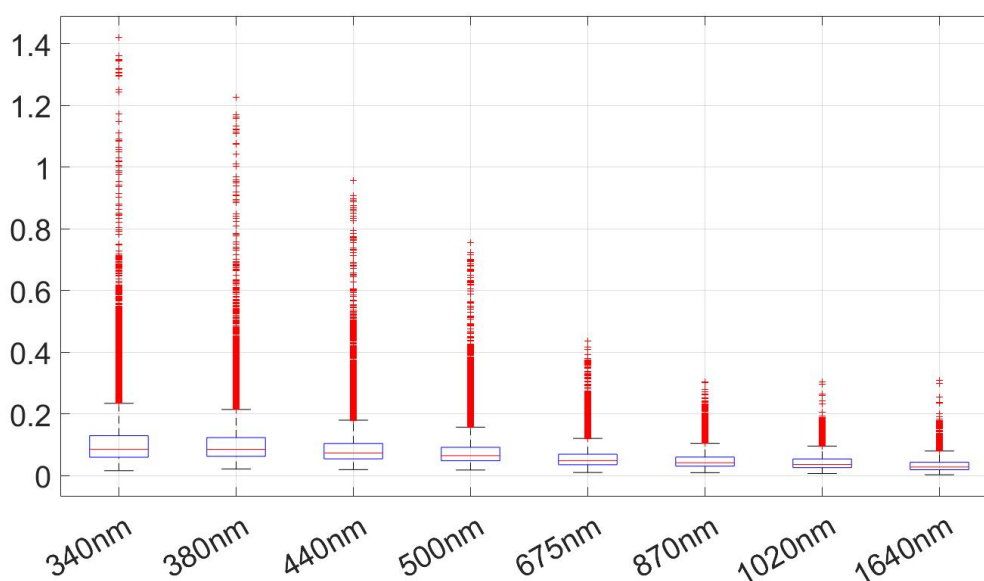


FIGURA 4.4. AOD para todas las bandas de Aeronet. Periodo 2020-2021)

En la Figura 4.4 se presentan gráficos boxplot del AOD que resultan de las medidas realizadas por el CIMEL en diferentes bandas espectrales de la estación Montevideo_FING. La línea inferior de la caja azul representa el cuantil 25% de los datos, la superior el cuanto %75, la línea naranja que está dentro de la caja representa la mediana y y las barras colocadas una por encima y otra por debajo se determinan con la Ecuación 4.1 y Ecuación 4.2 respectivamente.

$$(4.1) \quad \text{sup} = q_{75} + w(q_{75} - q_{25})$$

$$(4.2) \quad \text{inf} = q_{25} - w(q_{75} - q_{25})$$

Se utiliza "sup" para referirse a la barra superior por encima del cuantil 75 %, e "inf" para la barra inferior por debajo del cuantil 25 %. Los cuartiles se representan como q_{75} para

el cuantil 75 % o tercer cuartil, y q_{25} para el cuantil 25 % o primer cuartil. Además, se establece un multiplicador whisker (bigote) de 2.7 veces la desviación estándar, que se denota como w , Todos los datos que estén por encima de esa cota superior o por debajo de la cota inferior son considerados datos anómalos (outliers en inglés).

El porcentaje de datos anómalos no supera el 10 % del total de los datos. Es importante tener en cuenta que los datos de AOD de AERONET utilizados tienen un nivel de 2.0, lo que implica que ya han sido sometidos a diversos filtros, según se describe en la sección de Metodología. Por lo tanto, en este caso, los datos anómalos no deben ser descartados, sino que pueden proporcionar información adicional. El modelo de Mie las partículas más finas afectan de mayor manera las longitudes de onda menores y los eventos de quema tienen una gran proporción de partículas finas (menor a 1 μ m) como se mencionó en el capítulo 2.

No se encontraron valores anómalos por debajo del cuantil 25 %. Esto se debe a que las distribuciones de AOD son muy asimétricas, variando menos del 25 % desde la mediana para valores inferiores, pero presentando una variación de hasta 10 veces entre la mediana y los valores más altos.

Para analizar el comportamiento de las distribuciones sin los valores anómalos, se presenta el boxplot del AOD en todas las bandas, excluyendo los valores anómalos del boxplot anterior (Figura 4.4). El nuevo boxplot se muestra en la figura Figura 4.5.

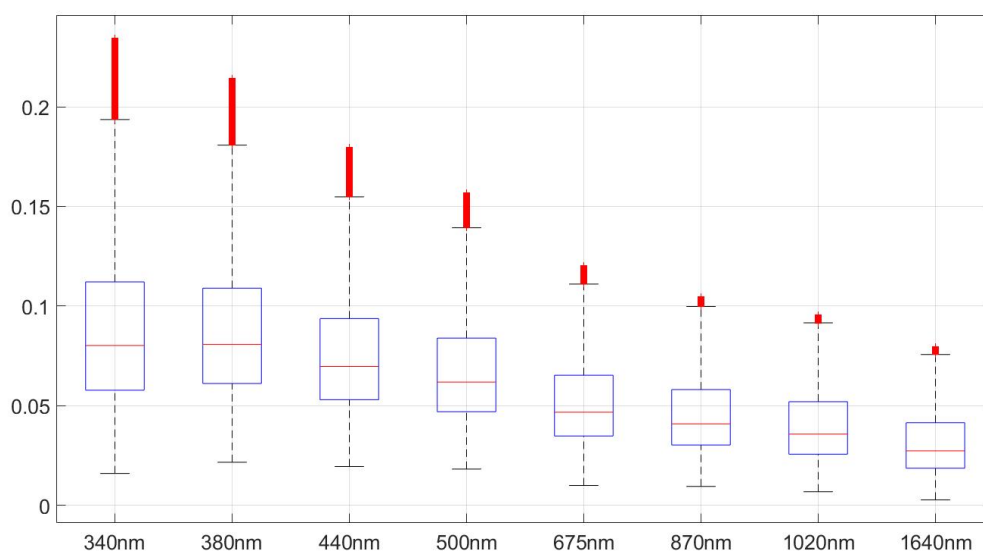


FIGURA 4.5. AOD para todas las bandas de Aeronet excluyendo los datos anómalos.

TABLA 4.2. Coeficientes de Asimetría para los diferentes AOD 2020-2021

	340nm	440nm	500nm	675nm	870nm	935m	1020nm	1640nm
Coef	3.86	3.73	3.53	2.68	1.81	0.69	1.60	1.73

Al repetir el procedimiento sin los datos anómalos anteriores, menos del 3 % de los datos quedan por encima del nuevo valor *sup*. La mediana parece mantenerse en las dos bandas más bajas y es cada vez menor para las bandas más altas, nuevamente se puede notar la asimetría de las distribuciones ya que el valor de la mediana al cuantil 25 % hay una distancia menor que de la mediana al cuantil 75 % y como lo muestra la Tabla 4.2 con los coeficientes de asimetría de Fisher (donde una distribución simetría tendría un coeficiente de cero). La banda de 340 nm tiene valores anómalos mucho mayores que las

demás bandas, sin que esto pase con el valor de la mediana que decrece más lento con la longitud de onda, entonces relacionamos los datos anómalos con los eventos de quema de biomasa, las longitudes de onda menores son más sensibles a estos eventos, si bien las longitudes de onda menores varían más durante los eventos, su mediana no presenta una variación tan fuerte con respecto a las otras.

Agrupando el AOD obtenido a 340 nm por día de la semana y por estación del año, se obtiene el resultado de la Figura...

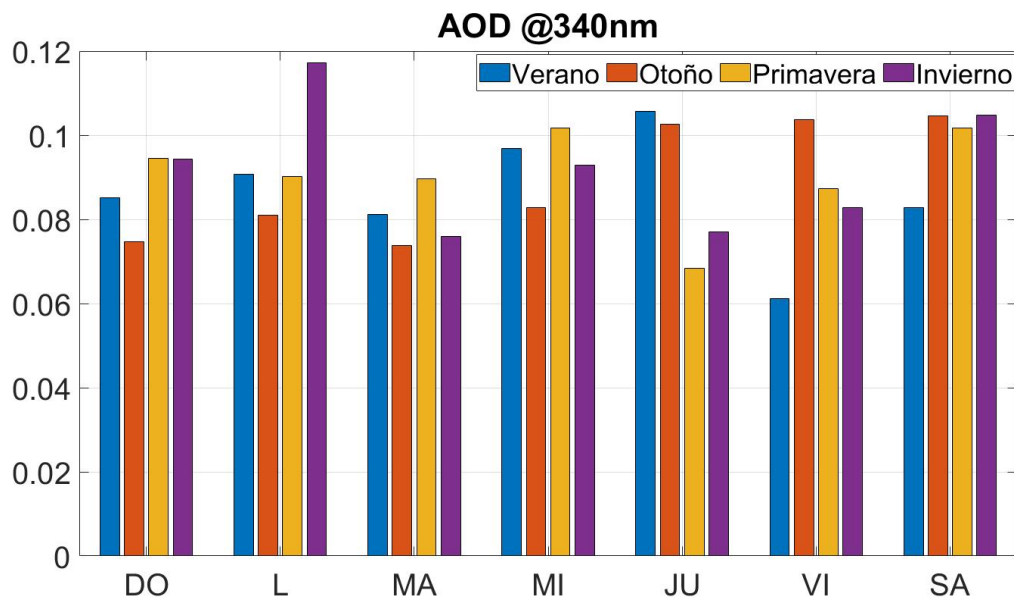


FIGURA 4.6. Comparación de la banda de 340 nm según el día de la semana y la estación del año para el período 2020-2021

En la Figura 4.6, se agruparon los datos de la mediana de AOD obtenidos a partir de la banda medida a 340 nm según la estación del año y el día de la semana. El criterio para definir cada estación fue un rango de fechas fijo que se indica en la tabla

Si se relacionaba el AOD con la actividad antropogénica, se podría pensar que el domingo debería ser un día de valores más bajos, especialmente en invierno, debido a que es un día de descanso y bajan las emisiones tanto de transporte como de la industria. Sin embargo son los martes quien tienen menor valor de AOD en general, por lo anterior se requiere precaución en la interpretación de los resultados, ya que se podría esperar que el AOD sea mayor en invierno debido al uso de estufas sumado a las emisiones del transporte pero esto no es así. Por lo tanto, no se puede concluir que los valores de mediana de AOD se vean influenciados por la actividad humana.

En la Figura 4.7, se presenta la fracción de partículas finas que aportan al AOD obtenida de la banda de 500 nm (A) y el exponente Angstrom (B) agrupadas por día de la semana y se observa en ambas figuras que durante el invierno hay una mayor proporción de partículas finas. Esto es coherente con el uso de estufas en Montevideo ya que sus emisiones están asociadas a las partículas finas (Tiwari y col. 2014). Sin embargo, es importante considerar que existen otras variables que pueden afectar el tipo de partículas en la zona, como la dirección del viento. En cuanto a los días de la semana, en el verano se observa una prevalencia más alta de partículas finas los miércoles, mientras que los domingos tienen una presencia menor. Sin embargo, en otras estaciones, esta diferencia no es tan notable. Es importante tener en cuenta que la presencia de partículas finas puede estar influenciada por múltiples factores, y se requiere un análisis prolongado para determinar todas las causas de estas variaciones.

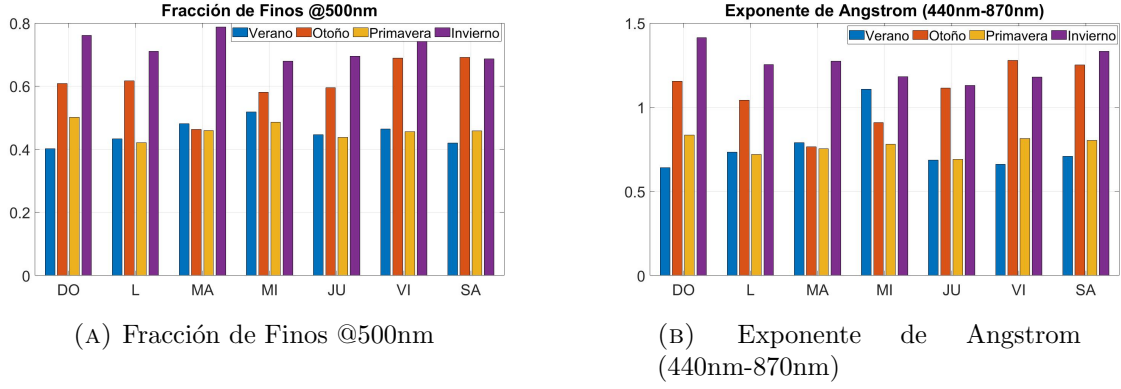


FIGURA 4.7. Comparación de mediana de Fracción de Finos(izquierda) y la mediana del Exponente de Angstrom (derecha) en función del día de la semana y la estación del año

4.4. Búsqueda de ciclos anuales mediante medias móviles

La media móvil es una técnica utilizada para suavizar series de datos y reducir su variabilidad a lo largo del tiempo con eso poder encontrar posibles relaciones. En este contexto, se realizó un análisis de medias móviles para los años 2020 y 2021, utilizando diferentes parámetros y ventanas de tiempo.

Para determinar la ventana adecuada para la media móvil, se evaluó la diferencia cuadrática relativa entre cada parámetro y su respectiva media móvil para diferentes ventanas. La ecuación utilizada para calcular la diferencia cuadrática es:

$$(4.3) \quad DC(k) = \sum_i [(p_i - mm_{p_i}(k, i))^2]$$

donde $DC(k)$ representa la diferencia cuadrática del período para una ventana de tamaño k , i es el día del año, p_i es el valor del parámetro en el día i , y $mm_p(k)$ es la media móvil del parámetro p con una ventana de k días en el día i . La $DCR(k)$ es la $DC(k)$ pero normalizada por su máximo. Se analizaron los parámetros de Exponente de Angstrom determinado mediante el SDA, Fracción de Finos a 500nm, AOD y la diferencia relativa entre el Exponente de Angstrom determinado mediante el SDA (AE500) y el exponente de Angstrom clásico (440nm-870nm, AV) Figura 4.8

Los valores de DCR resultan muy sensibles al tamaño de la ventana si esta es menor a unos 18 días, pero no hay grandes cambios para ventanas mayores a 20 días. Esto se puede interpretar que luego de los 20 días al aumentar la ventana móvil no tiene cambios importantes y se pueden estar perdiendo ciclos que estoy filtrando al aumentar la cantidad de días. Adicionalmente se agregó un ajuste mediante una función seno de la forma:

$$(4.4) \quad y = b_0 + b_1 \sin(b_1 \times t + b_3)$$

Donde b_0 , b_1 , b_2 y b_3 son parámetros de ajuste, y es la variable que se busca ajustar y t es el tiempo. Este ajuste proporciona una ayuda visual para determinar posibles relaciones. El término que incluye al seno se utiliza por ser la función matemática más simple que permite ajustar parámetros que varíen de acuerdo a las estaciones del año.

Para establecer un criterio de variabilidad, se puede analizar la función de ajuste y comparar la diferencia entre el valor máximo y el mínimo con el valor medio. Para cuantificar de manera comparativa la variabilidad anual de los diferentes parámetros, se relacionó el tamaño del intervalo de confianza del 95% (que es una medida de la dispersión de los datos) con la amplitud de la oscilación resultante del ajuste (b_1). Los resultados

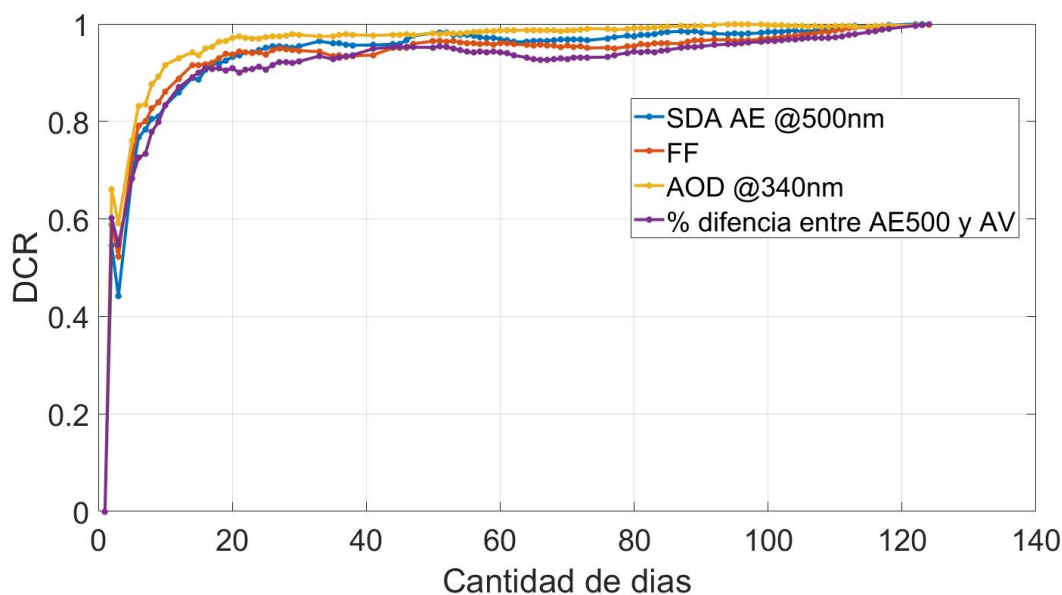


FIGURA 4.8. Diferencia cuadrática relativa (DCR) entre un parámetro y su media móvil según el tamaño de la ventana

se presentan en la Tabla 4.3. Se puede observar que el AOD no muestra una variabilidad fuerte a lo largo del año en comparación con los otros parámetros. Esto se debe a que el intervalo de confianza es hasta tres veces mayor comparación con los otros parámetros, donde esta relación se acerca a la unidad o incluso es menor.

En cuanto a la fracción de finos (Figura 4.9b) se observa una inclinación ruidosa en la que los valores son mayores durante los meses de invierno, alcanzando un máximo en julio. Los resultados más claros se encuentran en la relación para el exponente de Angstrom clásico (entre 440nm y 870nm) y el exponente de Angstrom derivado del SDA a 500nm (Figura 4.9d). Se observa un mínimo absoluto de esta diferencia durante los meses de invierno, especialmente en agosto, y un mínimo durante los meses de verano. En la siguiente sección se profundizará en el análisis de esta relación.

Finalmente, la gráfica del exponente de Angstrom deducido del SDA (ver Figura 4.9c) muestra un máximo en julio esto implicaría que las partículas finas tienen más presencia en los meses más fríos del año, esto es consistente con la prevalencia de partículas finas durante esos meses observada en la sección anterior.

TABLA 4.3. Relación entre el intervalo de confianza al 95 % con la amplitud de la oscilación (b_1)

	<i>AOD</i>	<i>Fraccion de finos</i>	<i>Relación AE</i>	<i>Angstrom @500nm</i>
Δ/b_1	3.1	0.6	0.3	1

En la Figura 4.9d se observa que la diferencia porcentual entre el exponente de Angstrom clásico y el exponente de Angstrom deducido del SDA a 500 nm está relacionada con el tamaño de las partículas.

4.5. Comparación del exponente de Angstrom clásico con exponente de Angstrom a @500nm

En la Figura 4.10, se compara el ajuste lineal del exponente de Angstrom clásico frente al AOD @340 nm. Para ello se grafica el Coeficiente de Correlación (R^2) correspondiente al ajuste del exponente de Angstrom versus el AOD y se representa en falso color la fracción de finos. Se puede observar, que el ajuste es mejor ($R^2 \approx 1$) cuanto mayor es la presencia

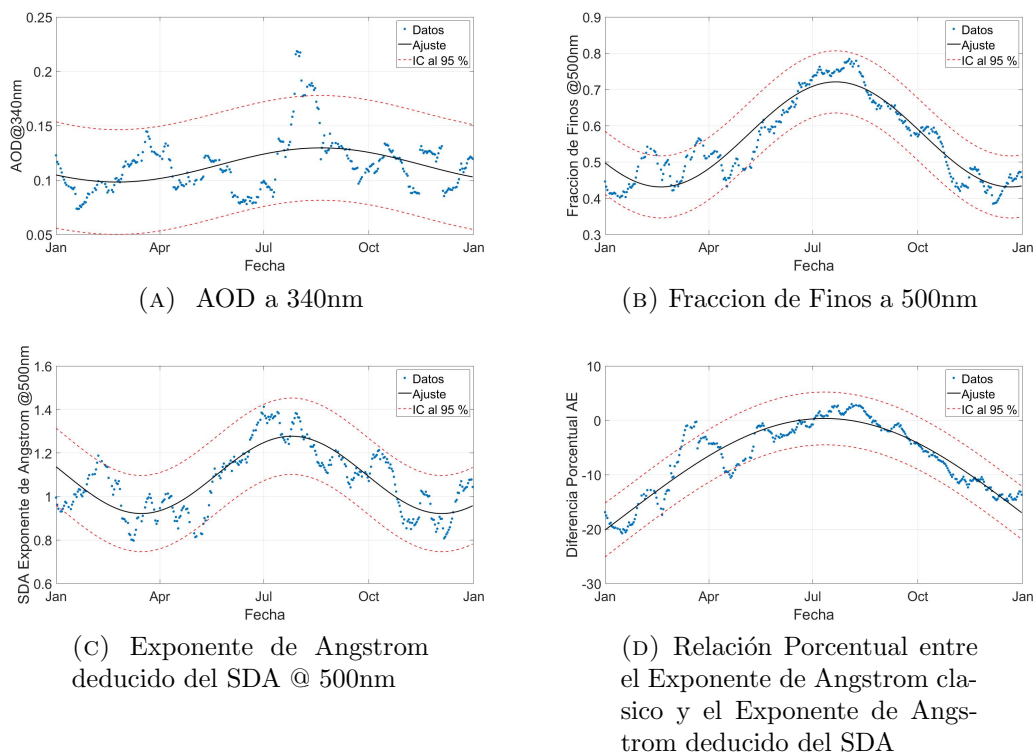


FIGURA 4.9. Medias móviles para 20 días de diferentes parámetros con ajuste de una función sinusoidal y con un intervalo de confianza al 95 %

de las partículas más pequeñas ($r < 1 \mu m$). Por esta razón, prácticamente el exponente de Angstrom clásico y el obtenido a partir del SDA en invierno no se diferencian, cuando dominan las partículas finas que en las otras estaciones del año (ver la 4.9d). Lo contrario ocurre para los valores de partículas más gruesas, donde el ajuste lineal no es tan bueno y, por lo tanto, la diferencia entre ambos se vuelve mayor.

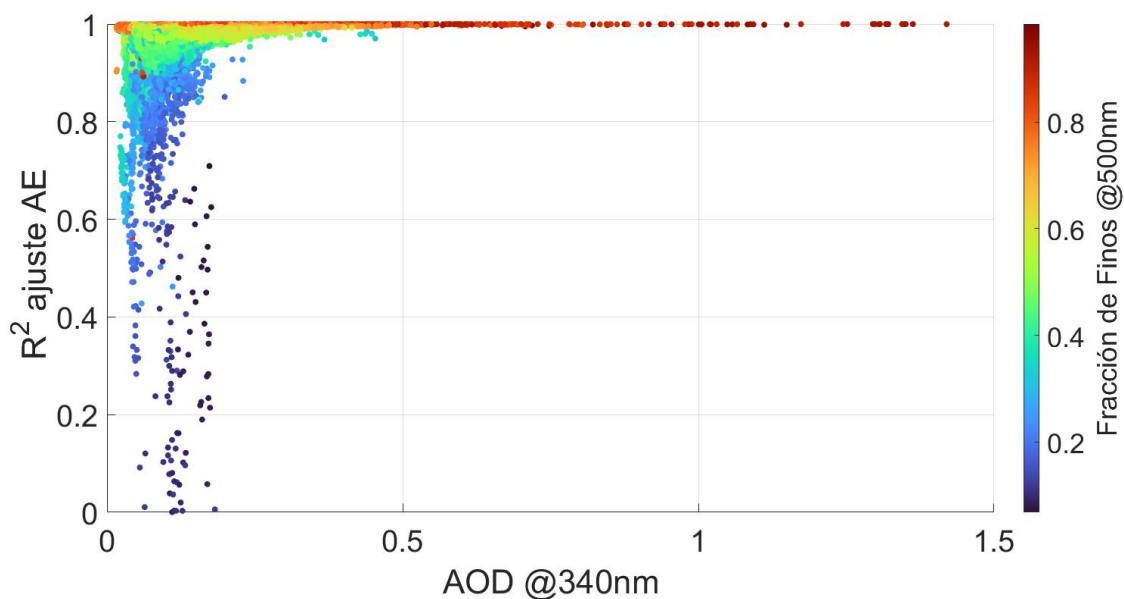


FIGURA 4.10. Coeficiente de Correlación de Pearson cuadrático (R^2) proveniente del ajuste lineal del exponente de Angstrom clásico (440 nm-870 nm) vs. AOD a 340 nm, el falso color indica le valor de la fracción de finos.

En la Figura 4.11 se puede observar que los valores del exponente de Angstrom clásico son mayores que el exponente de Angstrom proveniente del SDA cuando la fracción de finos es más baja, pero a medida que esta última aumenta los valores tienden a ser similares. Además vemos que cuanto mas alto es el valor de los exponentes de Angstrom mayor es la fracción de aerosoles finos.

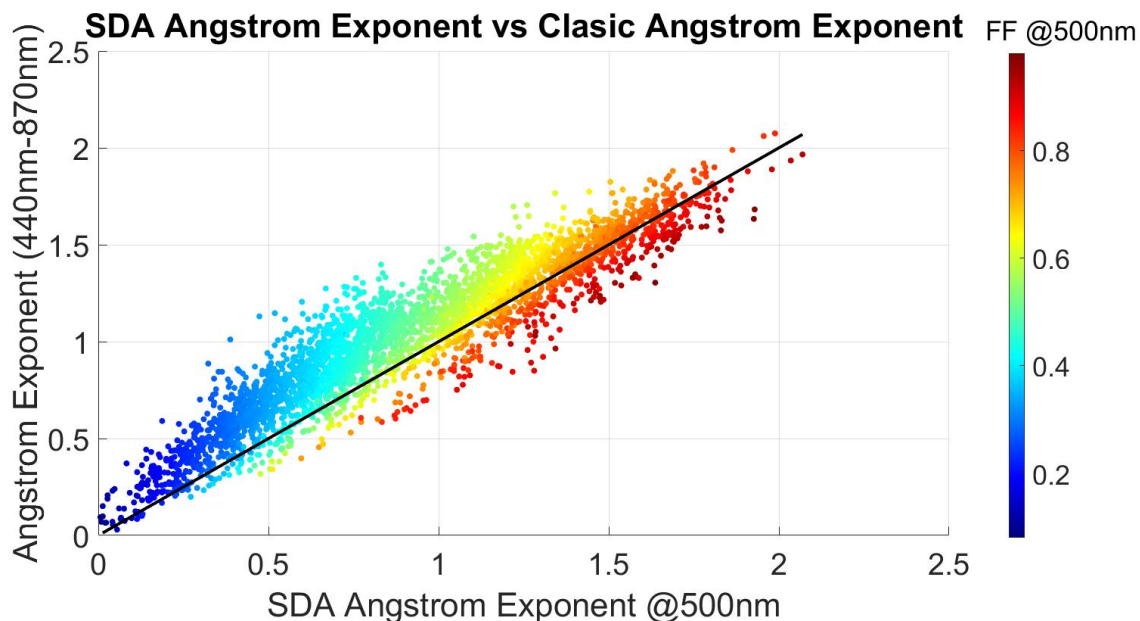


FIGURA 4.11. Exponente de Angstrom (440-870nm) vs Exponente de Angstrom a 500nm determinado mediante el algoritmo de deconvolución (380-870nm) los diferentes colores indican el valo de la Fracción de Finos correspondiente a 500nm

Comparación de la se grafica el AOD total en función de la la fracción de aerosoles finos

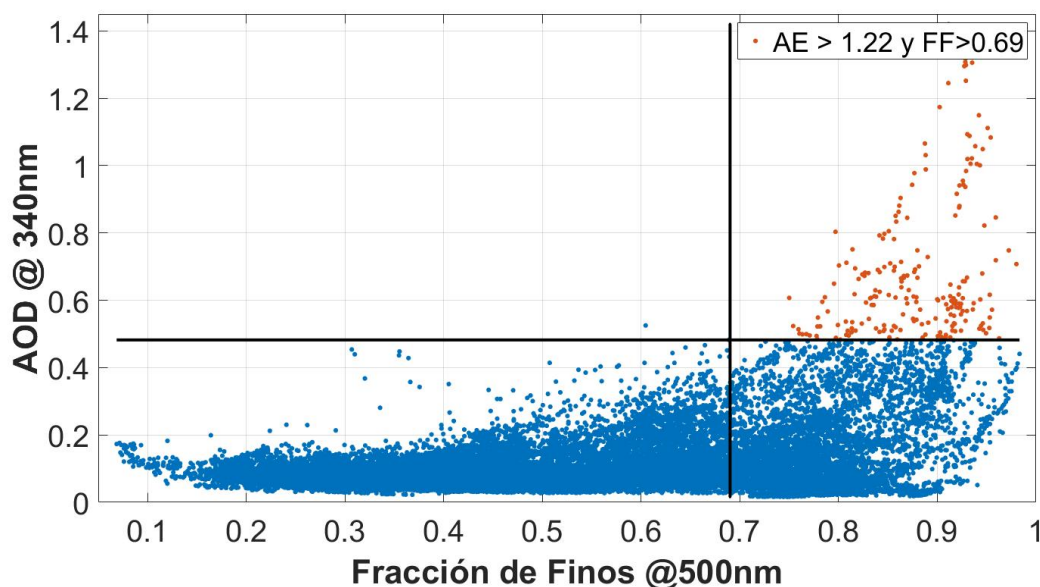


FIGURA 4.12. AOD a 340nm vs Fracción de Finos, los colores están relacionados con valores del SDA Exponente de Angstrom a 500nm

En la figura Figura 4.12 se puede observar que cuando los valores de AOD a 340nm son más altos, la fracción de aerosoles finos se encuentra restringida al región superior

derecha. Incluso si se limita el análisis al exponente de Angstrom, solo hay un punto que limita la fracción de finos en dicho cuadrante. Al analizar la distribución del Exponente de Angstrom, se puede notar que no existen valores anómalos y que su cuantil 0.75 es de 1.22 ± 0.08 . Por otro lado, la fracción de finos también presenta una distribución bastante simétrica, con un coeficiente de asimetría de 0.14 y un cuantil 0.75 es de 0.69 ± 0.03 .

Ya hay antecedentes de estudios de las comparaciones del AOD con otros parámetros durante la quema de biomasa (Eck y col. 1999) Considerando lo anterior, para identificar posibles eventos de quema de biomasa que afecten Montevideo (donde se encuentran las partículas finas y hay un alto valor de AOD), se puede utilizar un criterio que considere de forma simultánea que el exponente de Angstrom sea mayor a 1.22 y que la fracción de finos sea mayor a 0.69. Al aplicar este criterio en conjunto con la figura Figura 4.12, se pueden identificar las mediciones que tienen altos valores de AOD y que cumplen estas condiciones, las cuales se encuentran en el región superior derecha.

Si se agrupan los valores de AOD que cumplen únicamente con esta condición (es decir, aquellos que están en el región superior derecha), se puede establecer un límite inferior de 0.48 para dichos valores. Bajo estas condiciones, se encontraron un total de 18 días entre 2020 y 2021 que cumplieron con este criterio, los cuales se pueden observar en la Tabla 4.4. De estos días, mediante el uso de imágenes satelitales en el rango visible (Aqua, Terra, Suomi, usando la aplicación WorldView de la NASA¹, llamadas True color o Color verdadero en español), se pudo confirmar visualmente la presencia de humo o emisiones de biomasa en 16 ocasiones, mientras que los otros dos días restantes, el pasaje del satélite coincide con cielo cubierto, por lo que no fue posible su verificación. Es decir, se ha establecido un primer criterio para identificar eventos de quema verificado visualmente usando imágenes satelitales. Sin embargo, es importante tener en cuenta que este criterio puede mejorarse considerando la variabilidad anual de la fracción de finos y del exponente de Angstrom incluyendo otros además otros factores como la dirección del viento.

TABLA 4.4. Registro de los días que cumplen el criterio establecido para la detección de eventos de quema de biomasa, indicando la cantidad de veces que se cumplió dicho criterio

<i>Fecha</i>	<i>N</i>	<i>Confirmación visual</i>
10/05/2020	5	NO
20/05/2020	3	SI
05/08/2020	15	SI
06/08/2020	2	SI
08/08/2020	4	SI
13/08/2020	13	SI
18/08/2020	16	SI
30/09/2020	14	SI
01/10/2020	20	SI
18/10/2020	25	SI
19/10/2020	8	SI
24/11/2020	32	SI
06/01/2021	11	NO
24/07/2021	6	SI
25/07/2021	5	SI
07/08/2021	6	SI
31/08/2021	2	SI
30/12/2021	2	SI

¹<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

4.6. Parámetros de AERONET y datos meteorológicos

Los datos meteorológicos usados para el análisis provienen de dos fuentes:

- a. La estación meteorológica automática (SUMU), ubicada en el Aeropuerto Internacional de Carrasco, que se encuentra en el aeropuerto de que está en Canelones. Las coordenadas geográficas de la estación son -34.8579 grados de latitud sur y -56.0535 grados de longitud oeste. Se encuentra a una elevación de 32 metros sobre el nivel del mar. La estación está a unos 16 Km al noreste de la estación de AERONET en Montevideo.
- b. Datos de análisis de ERA5, que se trata de un modelo de reanálisis atmosférico que utiliza una combinación de observaciones terrestres y satelitales con un modelo numérico de predicción del tiempo para generar estimaciones de la evolución del clima global en una grilla de alta resolución. El modelo de predicción del tiempo utilizado en ERA5 es el Integrated Forecasting System (IFS) del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

El conjunto de datos de ERA5 incluye información sobre más de 20 variables climáticas, como temperatura del aire, precipitación, velocidad y dirección del viento, humedad relativa, presión atmosférica y radiación solar. La resolución espacial de la grilla de ERA5 es de 0.25 grados (aproximadamente 31 km) en latitud y longitud, con una frecuencia temporal de una hora.

ERA5 también utiliza técnicas de asimilación de datos para combinar las observaciones de múltiples fuentes (observaciones de satélite, datos de sondeo, observaciones de superficie, entre otros) con el modelo de predicción del tiempo y producir estimaciones de alta precisión de las variables climáticas.

La clasificación de la dirección del viento utilizada para este trabajo se muestra en la Figura 4.13 mediante la división en cuatro cuadrantes. El propósito de esta clasificación es apreciar particularmente entre las masas de aire que son del norte (continental y zona urbana) y las que son del sur (mar y océano), para investigar la incidencia de su procedencia sobre las características observadas de los aerosoles.

Además, la clasificación en cuadrantes permite identificar la dirección del viento que es del este, que es una combinación de la zona urbana y la zona del océano donde predomina el efecto de este último, y del viento que es del oeste, que es una combinación de la zona marítima y pero con predominancia continental. La división en cuadrantes de la dirección del viento en la Figura 4.13 permite una interpretación de los patrones de las características de los aerosoles.



FIGURA 4.13. Cuadrantes

En la Figura 4.14 se presenta un análisis de la relación entre la dirección del viento y el Exponente de Angstrom Clásico. Se grafican histogramas normalizados para los datos de la dirección del viento obtenidos tanto de la estación de monitoreo SUMU como de la base de datos meteorológicos ERA5. En general, se observa que no hay grandes diferencias entre usar una fuente u otra de datos meteorológicos para este tipo de análisis.

Se puede apreciar que cuando el viento es del sur, hay una inclinación a que el Exponente de Angstrom sea menor (la mayor frecuencia se da para 0.5) que para la dirección norte y oeste, lo que indica que las partículas son más gruesas. Esto puede deberse a que el viento del sur trae sales marinas, que son partículas con un radio medio mayor (B. y col. 1998). De manera similar, cuando el viento viene del este, se observa una inclinación similar.

Por otro lado, cuando las masas de aire provienen del norte y oeste, se aprecian dos máximos, uno cercano al ya nombrado y otro entre 1.1 y 1.2. Esto muestra la presencia de partículas de otro origen, cuya fuente puede ser la actividad antropogénica, como emisiones de estufas, autos, quemados, etc. Estas partículas son en general más pequeñas (O'Neill y col. 2003), lo que se refleja en valores mayores del Exponente de Angstrom que para aerosoles de origen marino. Esto también lo podemos apreciar en la Figura 4.14

En resumen, los resultados sugieren que la dirección del viento tiene un efecto significativo en la composición de las partículas en el aire y, en particular, en el tamaño de las mismas.

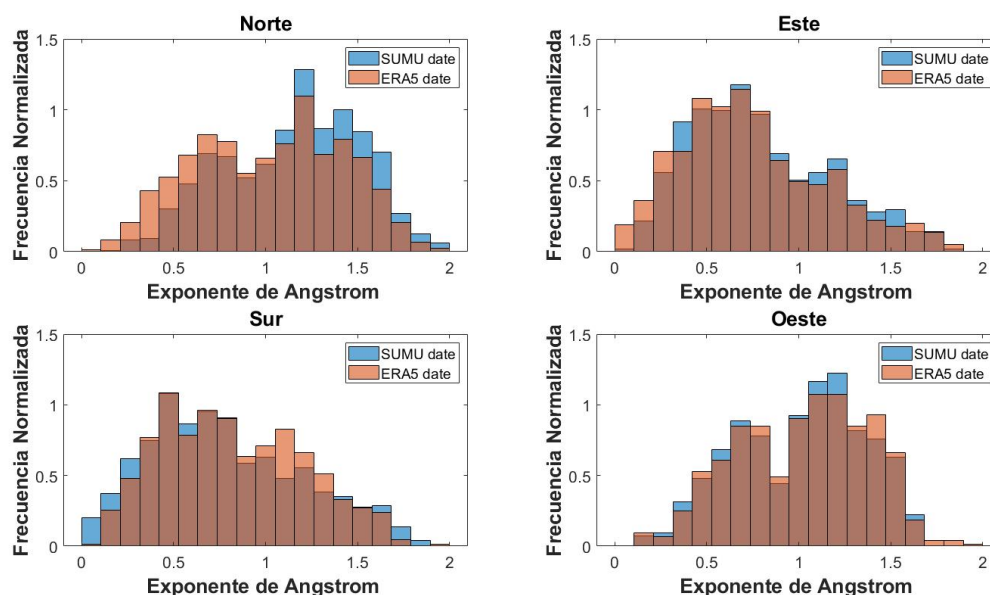


FIGURA 4.14. Histogramas normalizados de exponente del Angstrom (440nm-870nm) según la dirección del viento proveniente de datos de SUMU(azul) y de ERA5(naranja)

En la Figura 4.15, se puede apreciar el Exponente de Angstrom de a 500 nm. Al igual que en la Figura 4.14, hay una inclinación hacia partículas más finas cuando el viento viene del Norte y hacia partículas más gruesas cuando viene del Sur. La diferencia es que cada histograma tiene un único modo o máximo relativo, pero las mayores frecuencias de datos son muy similares tanto para las partículas gruesas como para las finas.

En la figura Figura 4.16 cuando el viento es del Norte se tiene nuevamente una distribución bimodal, relacionada con la combinación de partículas finas y gruesas. Cuando el viento es del Oeste, se observa un histograma más uniforme, lo que sugiere la combinación de varios orígenes de aerosoles (continentales y marítimos). En el caso de los vientos que vienen del Este y del Sur, se observa que la mayor cantidad de datos de la fracción de finos corresponde a valores menores, lo que indica la presencia de partículas más gruesas, coincidiendo con las gráficas anteriores.

En el caso del AOD de Figura 4.17, no parece haber una diferenciación significativa en relación a las regiones de donde proviene el viento, es decir, que todos los máximos de los

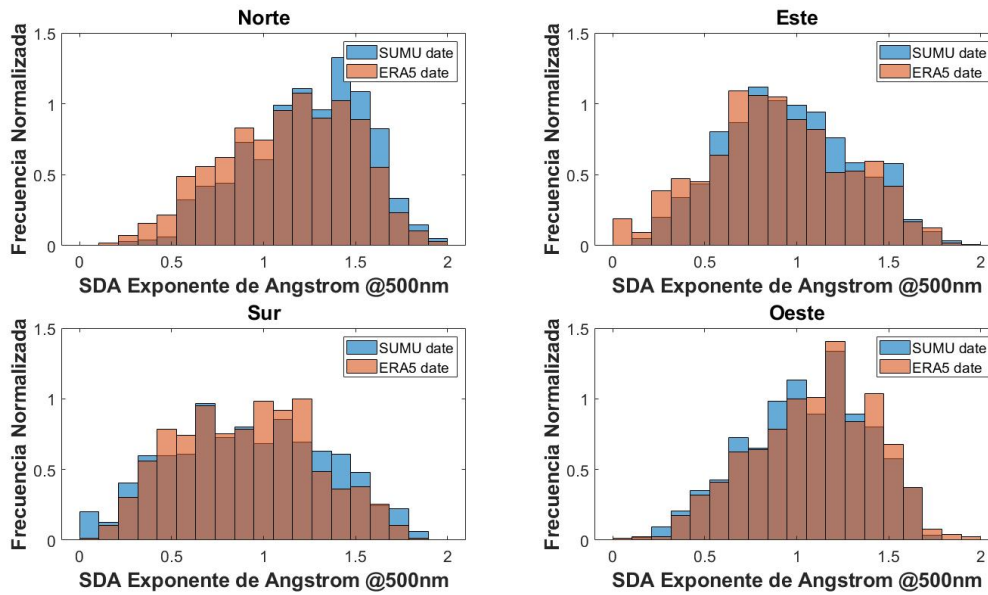


FIGURA 4.15. Histogramas normalizados de SDA exponente de Angstrom a 500nm) según la dirección del viento proveniente de datos de SUMU(azul) y de ERA5(naranja)

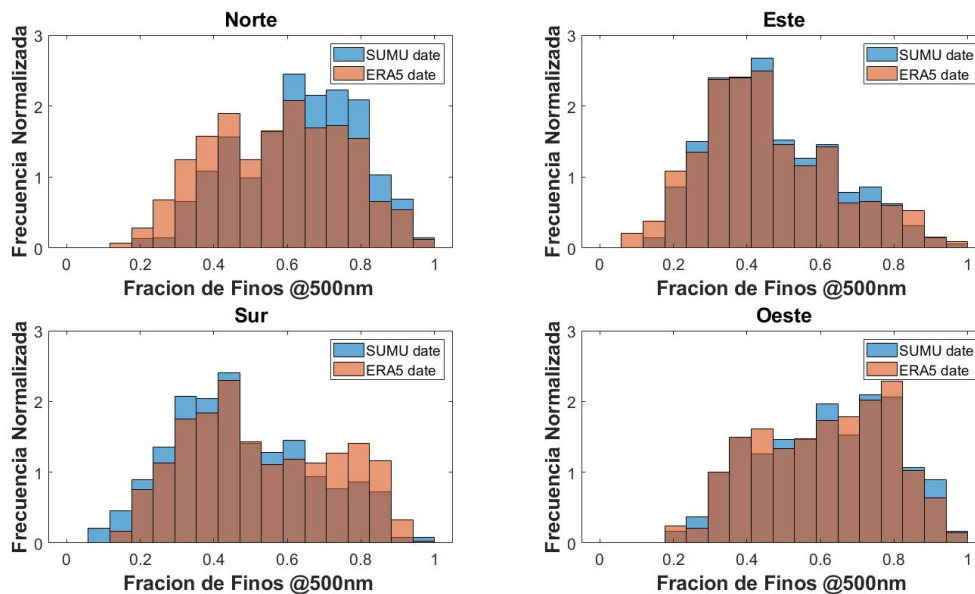


FIGURA 4.16. Histogramas normalizados de Fracción de Finos a 500nm según la dirección del viento proveniente de datos de SUMU(azul) y de ERA5(naranja)

histogramas están aproximadamente en el entorno de 0.075. También se puede apreciar que la distribución de AOD en todos los casos es poco simétrica.

Pero una diferencia que si se observa es que cuando el viento es del norte, se observa un número mayor de datos de AOD de valores superiores a 0.25.

Si aplicamos una función de distribución acumulativa empírica al exponente de Angstrom deducido del SDA, Figura 4.18, obtenemos dos distribuciones bien diferenciadas para los aerosoles provenientes del sur y este de las distribuciones norte y oeste.s

Si consideramos la probabilidad condicional según el cuadrante tenemos por ejemplo que el viento es del sur tiene un 70 % de probabilidades de que el exponente de Angstrom

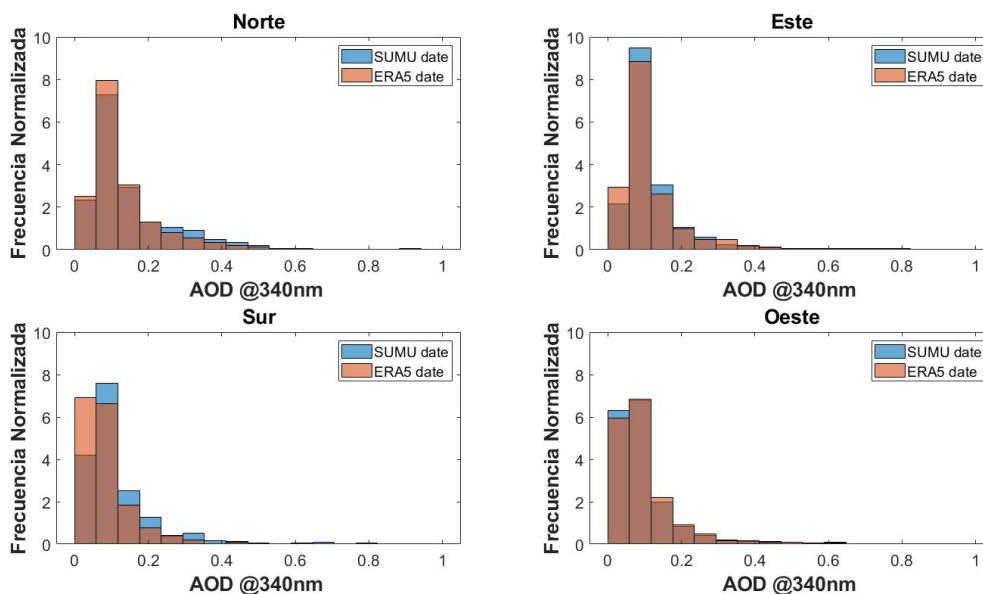


FIGURA 4.17. Histogramas normalizados de exponente del AOD a 340nm según la dirección del viento proveniente de datos de SUMU(azul) y de ERA5(naranja)

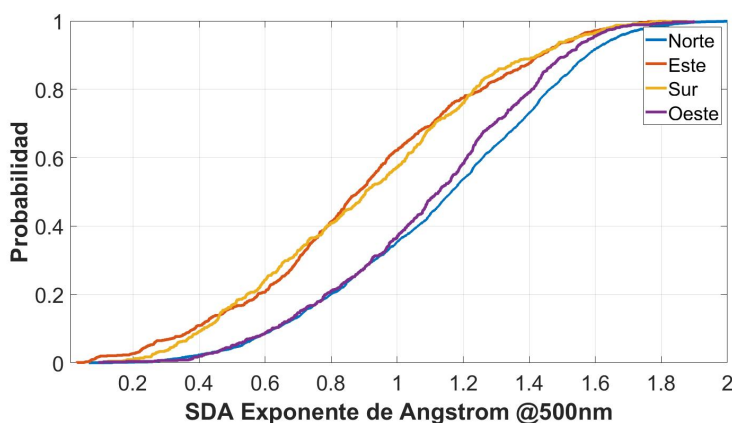
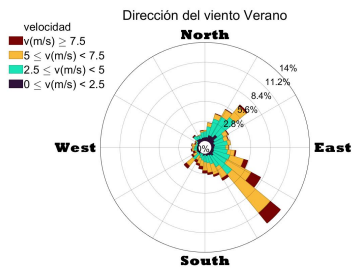


FIGURA 4.18. Función empírica de distribución del SDA Exponente de Angstrom dividida según la dirección del viento

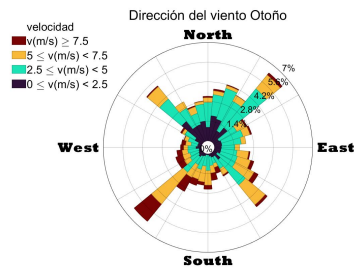
sea menor a 1, pero si el viento es del norte hay un 70 % de probabilidad de que sea mayor a 0.9. Si bien esto no es determinante, sí indica una relación en cuanto a los valores del Exponente de Angstrom determinado con el SDA.

La Figura 4.19 muestra la dirección del viento agrupadas según las estaciones del año. En esta figura, se puede observar que en verano y primavera, el viento proviene principalmente del sureste, lo que sugiere un patrón constante de dirección del viento en estas estaciones. Si se contrasta esto con la Figura 4.7, se puede notar una correspondencia entre la dirección del viento y las estaciones donde la concentración de partículas gruesas es menor, lo que sugiere que el viento juega un papel importante en la distribución de los contaminantes.

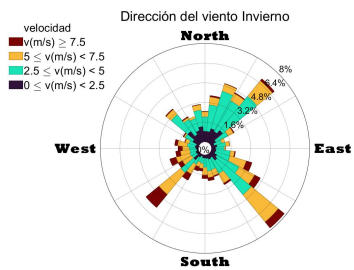
En relación con la actividad antropogénica, se sugiere que la velocidad del viento es más influyente en los valores de concentración de partículas gruesas y finas en las estaciones de verano y primavera. En cambio, en invierno y otoño, las condiciones meteorológicas son diferentes y es más difícil apreciar una dirección dominante del viento. En este caso,



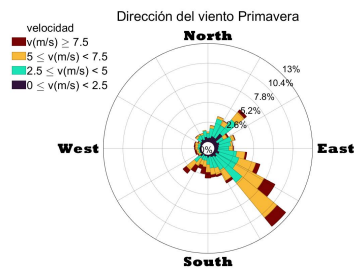
(A) Rosa de los vientos para Verano



(B) Rosa de los vientos para otoño



(C) Rosa de los vientos para el invierno



(D) Rosa de los vientos para primavera

FIGURA 4.19. Rosa de los vientos según los datos de SUMU para las 4 estaciones del año

la actividad antropogénica puede estar contribuyendo a un aumento de la concentración de partículas finas en la atmósfera durante el invierno.

En resumen, los datos proporcionados por la Figura 4.19 y la Figura 4.7 sugieren una fuerte influencia de la dirección del viento en la distribución de partículas en la atmósfera en diferentes épocas del año, y se plantea que la actividad antropogénica tiene una contribución más significativa en la concentración de partículas finas durante el invierno.

4.6.1. Columna de vapor de agua y Relación de mezcla en la superficie.

Como se mencionó en el capítulo de Metodología, AERONET determina la columna de vapor de agua en la atmósfera por encima del fotómetro. En el caso de SUMU, aunque no cuenta con una variable exactamente igual para realizar la comparación, sí provee humedad relativa, temperatura del aire y presión. Así, se determina la presión de vapor de saturación, a partir de lo cual se obtiene el vapor de agua de saturación y, finalmente, con la humedad relativa se estima el relación de mezcla en la superficie.

Si bien la magnitud del relación de mezcla en la superficie no es idéntica a la columna de vapor de agua, sí existe una relación entre ambas y, al menos, se debería observar una correlación positiva entre los parámetros, como se puede apreciar en la Figura 4.20. Por lo tanto, existe coherencia en los valores de la columna de vapor de agua que proporciona AERONET a lo largo del año.

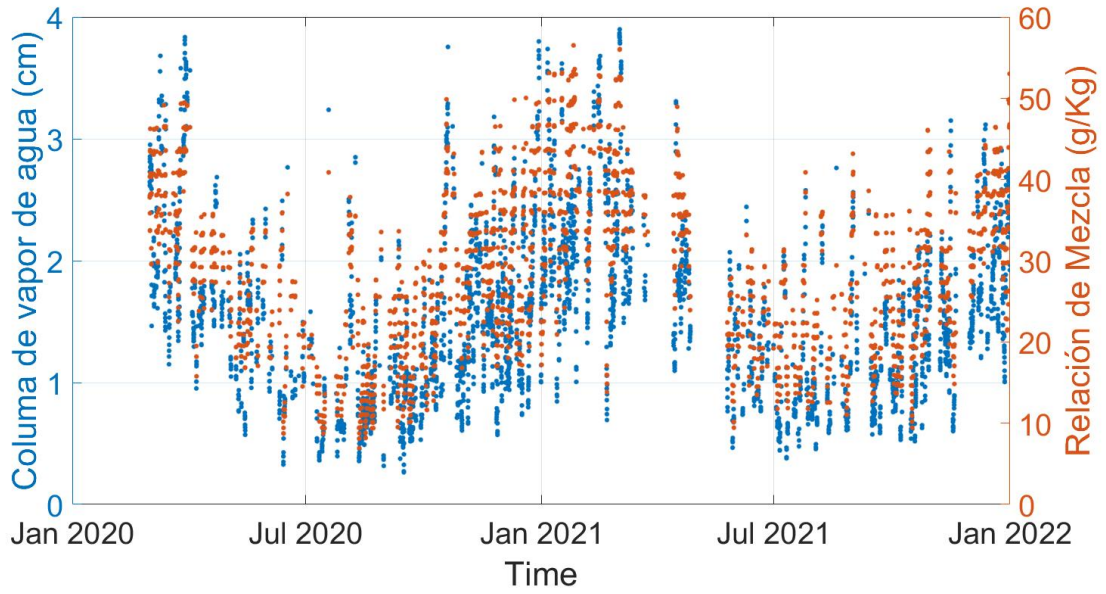


FIGURA 4.20. Columna de vapor de agua de AERONET (azul) y relación de mezcla en la superficie de SUMU(naranja)

Caso de estudio: evento de quema de biomasa

En este capítulo se analiza un evento de quema de biomasa que comenzó el 22 de noviembre a unos 820 km al norte de Montevideo y cuya pluma de aerosoles fueron detectados por la Estación de Monitoreo Atmosférico del Grupo de Óptica Aplicada.

5.1. Localización del origen del evento de Noviembre del 2020

Un evento de quema de biomasa de gran magnitud comenzó el 22 de noviembre en el sur de Paraguay y norte de Misiones, Argentina. El incendio afectó una extensión aproximada de unos 70 kilómetros cuadrados aproximadamente, y estuvo conformado por varios focos simultáneos. Dicho evento se localizó a una distancia aproximada de 820 kilómetros de Montevideo. Fue detectado por el nodo Montevideo-Fing de AERONET el 24 de noviembre. En la Figura 5.1 se señala el aera donde son visibles los focos de incendio. En Montevideo se midieron valores de AOD significativamente por encima de la media de valores característicos, superando en un factor cinco a los valores de AOD observados en el período 2020-2021, según se detalla en la Sección siguiente.

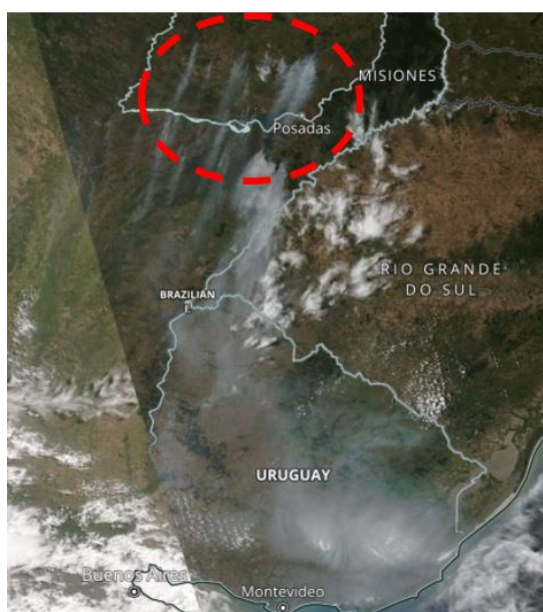


FIGURA 5.1. El área pintada en rojo muestra indicala localización de múltiples focos detectados el 24 de noviembre del 2020 en Montevideo, imágenes del satélite NOAA-20

5.2. Observaciones realizadas desde el nodo AERONET Montevideo-FING

En la Figura 5.2 se presenta el AOD medido para 6 bandas espectrales (del UV al IR cercano) obtenido con el fotómetro CIMEL en una ventana de 30 días centrada en el día del evento. Los valores de AOD obtenidos el 24 de noviembre son hasta 20 veces mayores que los valores de AOD medidos ese mes.

El aumento de AOD es un indicador directo de un aumento considerable de la carga de aerosoles atmosféricos y las bandas de longitud de onda más cortas son más sensibles

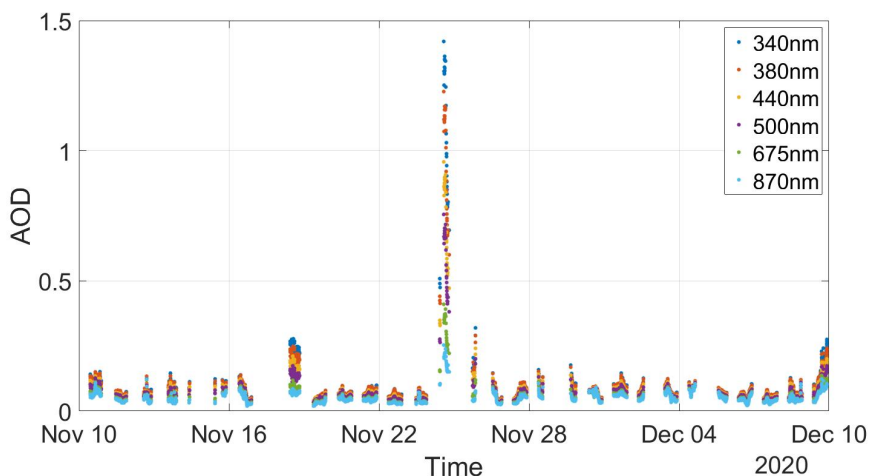


FIGURA 5.2. AOD calculado en diferentes regiones espectrales en una ventana de 30 días alrededor del evento del día 24 de noviembre de 2020, cuyo valor se aproxima a 1.5.

a la presencia de aerosoles en la atmósfera (Mie 1908). En particular, un evento de quema de biomasa trae aparejado un aumento considerable de la proporción de partículas finas con respecto a las gruesas. Esto también se percibe cuando se analiza el exponente de Angstrom proveniente del SDA, aunque de manera no tan notable como ocurre con el AOD a 340 nm, esto tiene sentido puesto que en los eventos de quema tenemos una fuerte presencia de partículas finas (Eck y col. 2019), se produce un incremento del valor de este parámetro. El otro pico que aparece a la derecha del pico verde corresponde al día siguiente donde todavía se constata la presencia de la pluma.

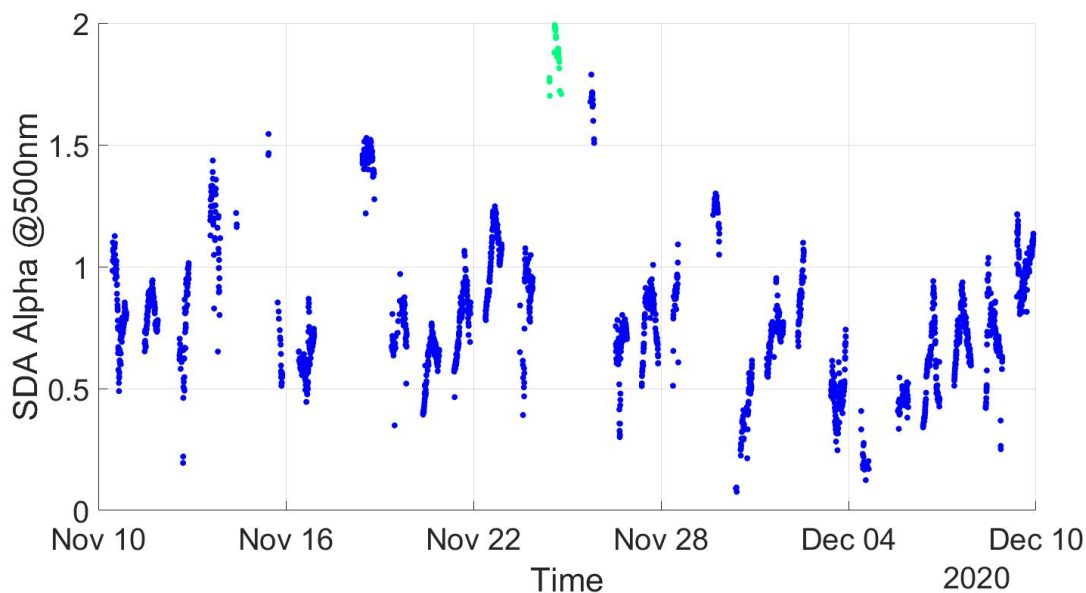


FIGURA 5.3. Exponente de Angstrom proveniente del SDA, los datos en verde corresponden al 24 de Noviembre

El exponente de Angstrom tradicional (Subsección 3.2.1) obtenido de las medidas para las diferentes bandas espectrales, también muestra una presencia más notable de partículas finas que lo que se observa el resto del período Figura 5.4 El exponente de Angstrom determinado en el rango ultravioleta es, como era de esperar, el más sensible a la presencia de aerosoles, que el utilizado usualmente en el rango visible. Por lo que

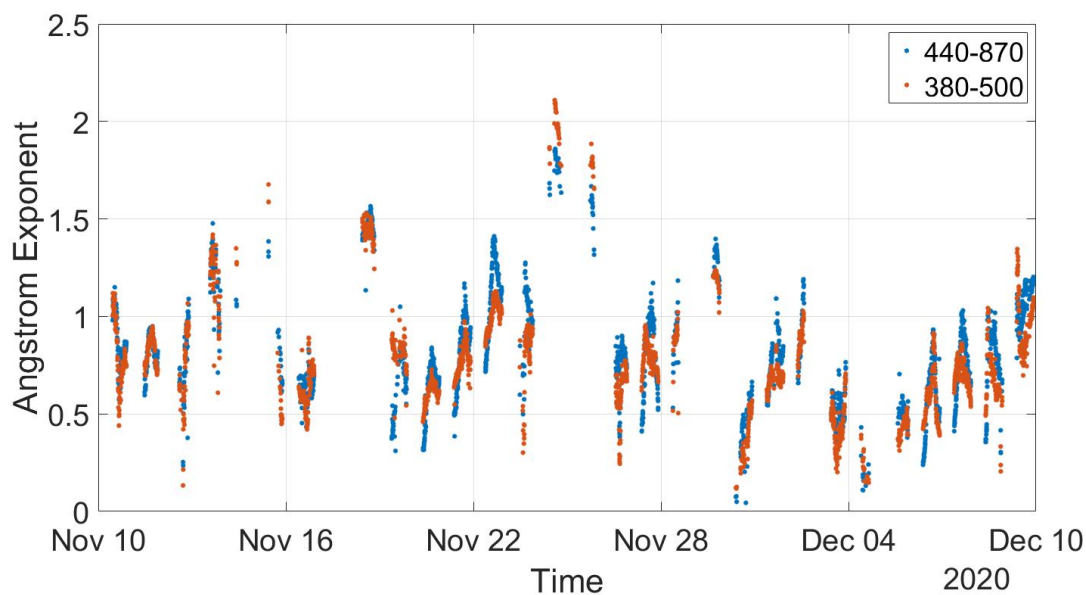


FIGURA 5.4. Exponente de Angstrom tradicional para las bandas espectrales 440-870 nm (azul) y 380-500 nm (rojo)

este exponente determinado en el rango visible no parece ser el mejor parámetro para caracterizar eventos atmosféricos de alta carga de aerosoles cuando se cuenta con medidas en el UV.

La Figura 5.5 muestra el AOD para partículas finas y gruesas calculado a partir del SDA para 500nm.

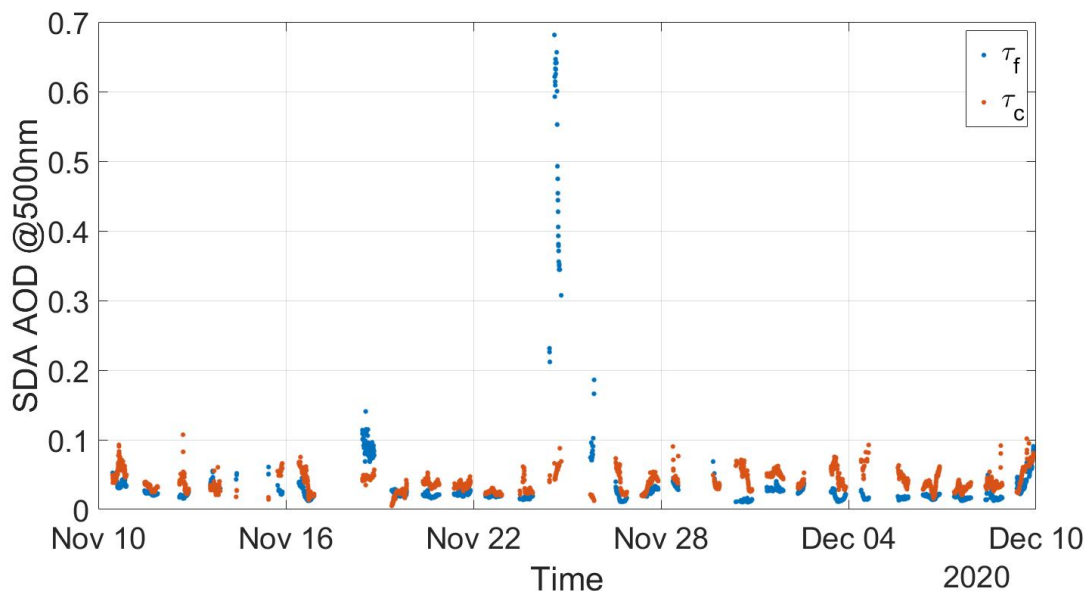


FIGURA 5.5. AOD debido a las partículas finas y gruesas derivados del SDA

Es claro que el 24 de Noviembre en Montevideo el aporte al AOD correspondiente a las partículas finas (τ_f , @500nm) aumenta de manera sustancial con respecto al AOD correspondiente a los aerosoles gruesos (τ_c , @500nm) cuya media permanece prácticamente constante en los 30 días del período. De esta manera verificamos que durante el evento tenemos una gran aumento de partículas finas y muy finas ($0.1 \mu\text{m}$ de radio medio) pero la presencia de partículas gruesas permanece casi inalterada.

Si analizamos estadísticamente el período de 30 días centrado en el 24 de Noviembre contra los parámetros obtenidos ese día particular, obtenemos los resultados presentados en Figura 5.6 y Figura 5.7 y Figura 5.8

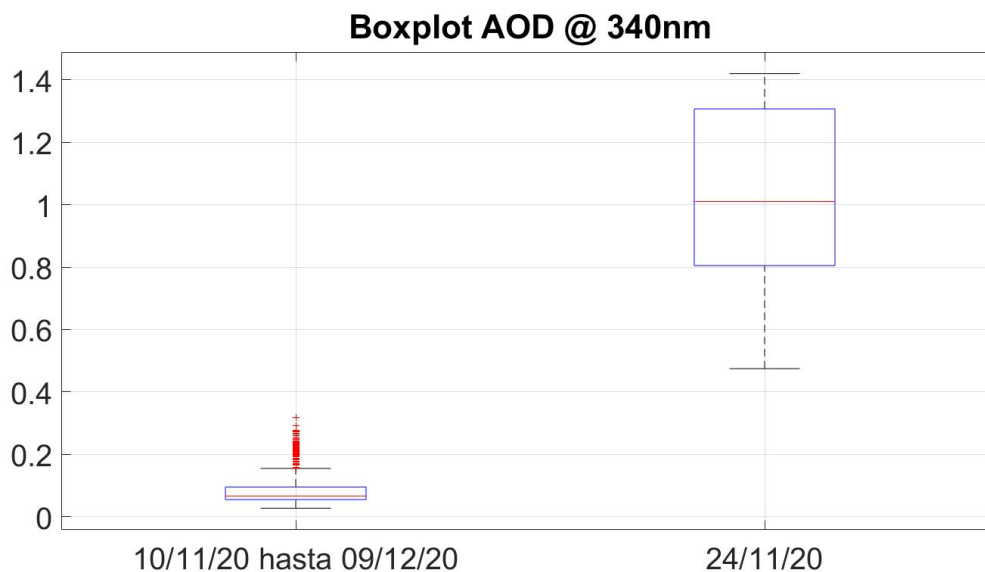


FIGURA 5.6. Representación del AOD @340nm agrupados en box plots de una ventana de 30 días centrada en el 24 de Noviembre y excluyendo los datos del evento (izquierda) y datos del evento (derecha)

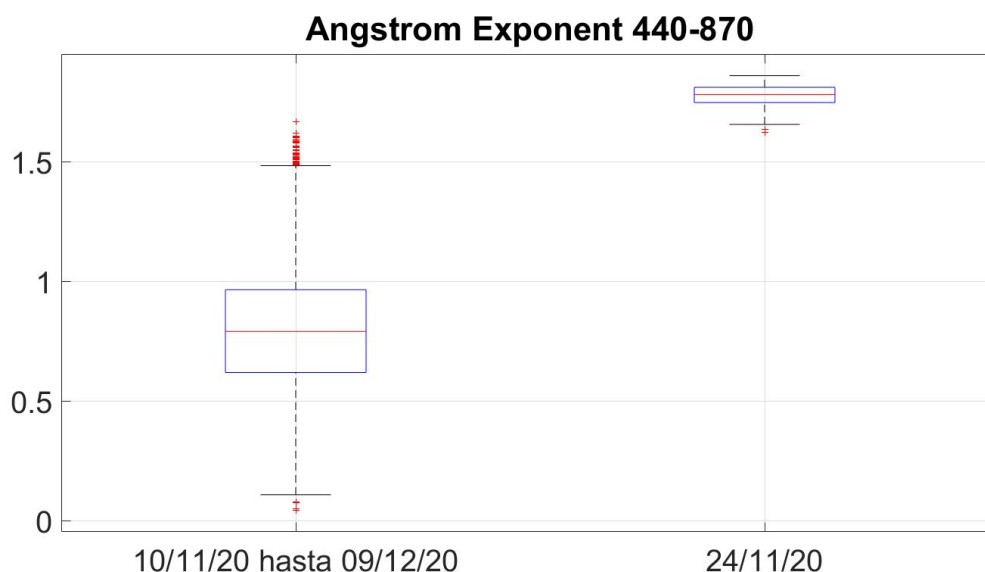


FIGURA 5.7. Exponente de Angstrom (675-870 nm) de una ventana de 30 días centrada en el evento en el 24 de Noviembre y excluyendo los datos del evento (izquierda) y datos del evento (derecha)

En la Figura Figura 5.6 se aprecia una diferencia significativa en los valores del parámetro AOD. La mediana del AOD con los datos medidos el día 24-11-2020, 1.04, es aproximadamente 15 veces superior al valor de la mediana para una ventana de 30 días (cuyo valor es 0.085 ± 0.025). Se eligió la banda de 340 nm para comparar debido a su mayor sensibilidad a la presencia de aerosoles. El exponente de Angstrom determinado en el rango de 440-870 nm (Figura 5.7) muestra también una diferencia notoria el día 24-11-2020

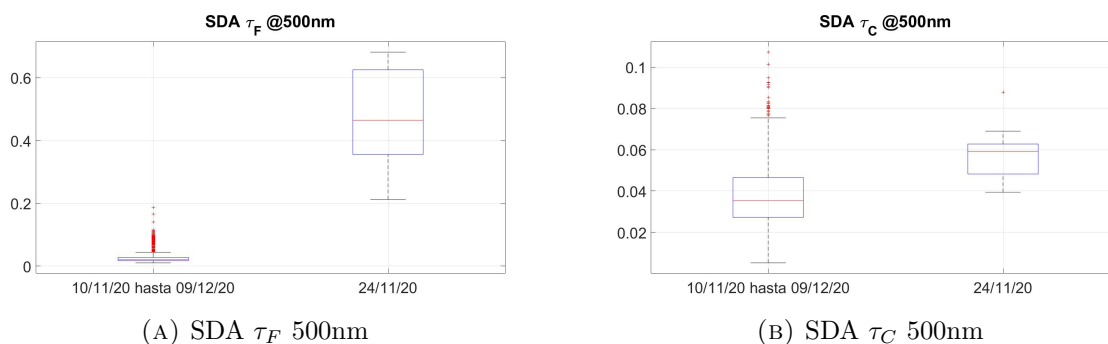


FIGURA 5.8. Presencia de partículas finas y gruesas. En el panel izquierdo se compara el aporte de las partículas finas al AOD, τ_F , en la ventana de 30 días excluyendo el datos del 24-11-2020 (izq.) con los datos correspondientes exclusivamente generados el 24-11-2020 (der.). En el panel derecho se hace lo mismo pero para el aporte al AOD de las partículas gruesas, τ_C .

($\alpha = 1.78 \pm 0.03$) sin embargo el exponente de Angstrom obtenido en la región más cercana al UV(380-500), tiene una mediana de 1.03 ± 0.02 y durante el evento, una mediana de 1.97 ± 0.04 comparado con una media de 1.07 ± 0.02 para el resto del período, notando que es un poco más sensible al evento. comparado con la ventana de 30 días indicando una prevalencia de partículas finas. Esto se puede observar también en la 5.8a y 5.8b, donde la mediana de τ_F y τ_C son prácticamente iguales el resto del período (0.0302 ± 0.008) y (0.0299 ± 0.008) respectivamente y para el evento tienen una media de 0.46 ± 0.06 para τ_F y 0.06 ± 0.01 para τ_C , 15 veces mayor Figura 5.5. En cuanto a los resultados de la columna de vapor de agua, el 24 y 25 de noviembre hubo un máximo local, que podría ser un falso positivo debido a la gran carga de aerosoles. Sin embargo, al comparar los datos de relación de mezcla en la superficie obtenidos a partir de SUMU, se observa una buena correlación durante todo el período y en particular durante el evento, según se muestra en la Figura 5.9. Por lo tanto, se puede concluir que efectivamente hubo un pico de humedad durante los días señalados.

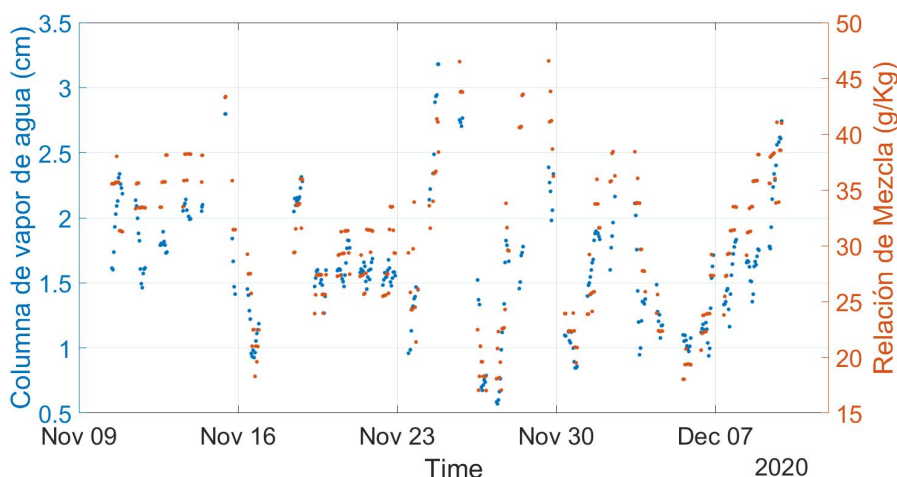


FIGURA 5.9. Columna de vapor de agua medidos por el CIMEL de AERONET (azul) y vapor de agua en la superficie calculado a partir de los datos suministrados por SUMU (naranja).

Si analizamos el AOD calculado a partir de las medidas realizadas el día 24-11-2020 se obtiene la gráfica mostrada en la Figura 5.10. Los datos faltantes en la línea temporal son debido a la eliminación de datos que se realiza por medio de un algoritmo por la presencia

de nubes. A pesar de ello, se observa una variación significativa del AOD medido entre las 10:00-11:00 hs local y las medidas a partir de las 14:00 hs (local). En la Figura 5.11 se presentan los valores medidos de AOD (en falso color) según la dirección de observación del cimel sobre el mapa de Uruguay. El color rojo mas oscuro corresponde a los valores altos de AOD (dirección N y NE). Los valores mas bajos se detectaron hacia el W y NW de Montevideo.

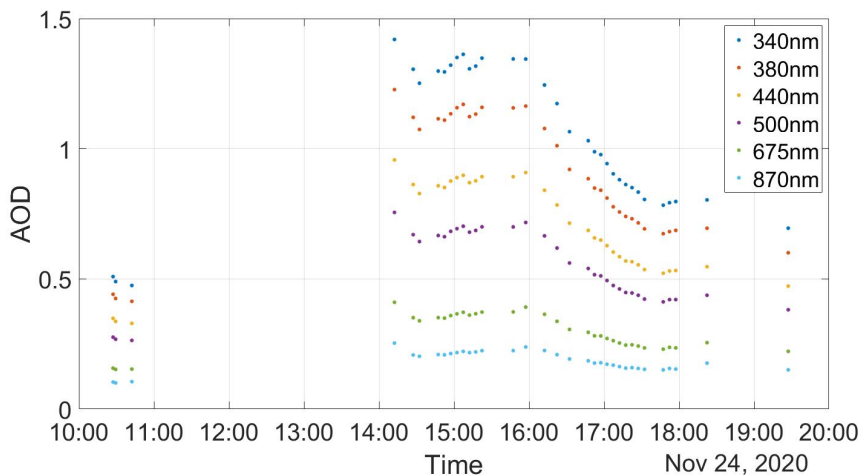


FIGURA 5.10. AOD varias bandas medidas el 24/11/2020

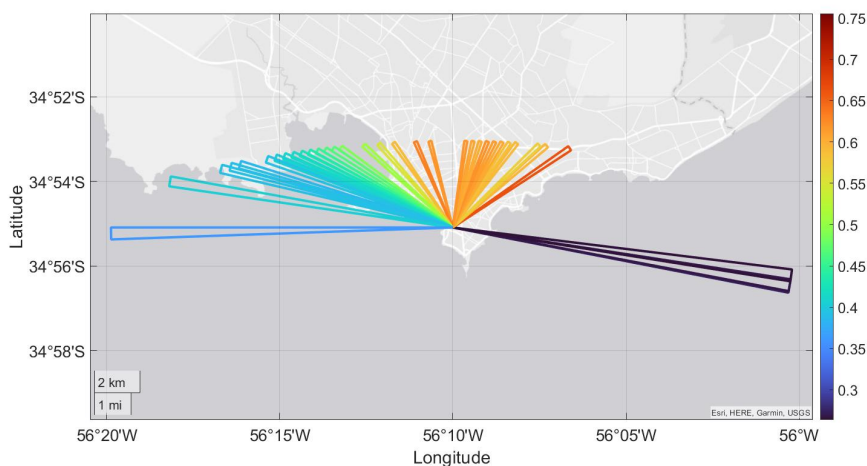


FIGURA 5.11. AOD a 500 nm durante el 24 de noviembre del 2020

En la Figura 5.12 se puede apreciar que la componente gruesa (τ_c) del AOD a 500nm apenas apenas varía durante el 24-11-2022 mientras que la componente fina del AOD a 500nm (τ_f) sigue el patrón mencionado anteriormente con el AOD a 500 nm. Es decir que la variación del AOD observada en Montevideo el día 24-11-2020 solo se explica por la presencia de partículas finas, que son el producto característico de los eventos de quema de biomasa.

5.3. Sinergia con otro tipo de datos

En las imágenes satélites obtenidas del periodo 22-25 noviembre 2020 (Figura 5.19) se puede apreciar una pluma que comienza el 22 de noviembre en el sur del Paraguay y al norte de la región de Posadas Argentina y se extiende hasta por lo menos el 25 de noviembre, cuando surgen una gran cantidad de nubes. También se observa un aumento

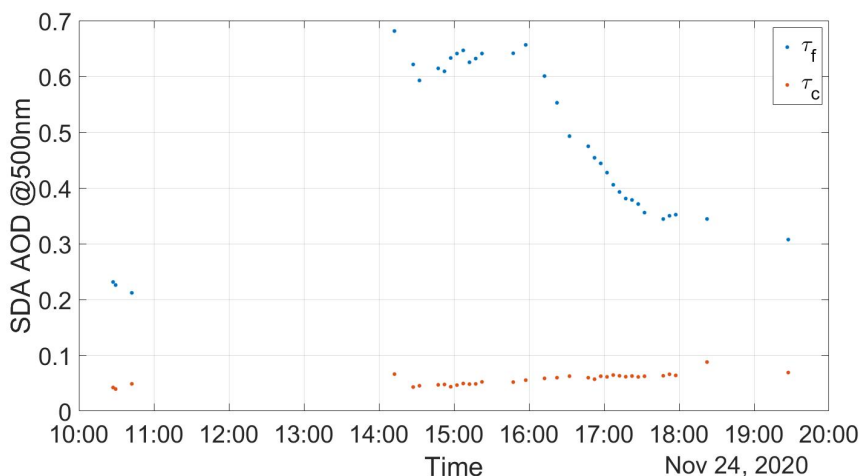


FIGURA 5.12. Componentes del AOD para el 24 de noviembre del 2020 discriminado para aerosoles finos y gruesos a partir del SDA a 500nm.

progresivo del área donde se visualiza el origen de las plumas. Las imágenes de obtenidas del satélite VIIRS y procesadas por la NOAA, permiten visualizar la superficie terrestre en su color real desde el espacio. La técnica aplicada utiliza tres canales de color (rojo, verde y azul, RGB) para crear una imagen de alta resolución que muestra los detalles de la superficie terrestre. Para crear una imagen de Reflectancia Corregida (Color Real), se corrigen efectos atmosféricos que afectan la calidad de la imagen original captada por el satélite. Estos efectos incluyen la absorción y dispersión de la luz por parte de la atmósfera, así como la presencia de nubes y otros obstáculos que afecten la visualización de la superficie terrestre.

También se comparó la imagen de las plumas considerando los focos de incendio determinado por el sistema CAMS (Copernicus Atmosphere Monitoring Service) que cuantifica la intensidad de los incendios (Wildfire radiative Power, FRP) estimando la potencia radiativa de los incendios forestales. El FRP es estimado por el servicio de monitoreo de la atmósfera Copernicus mediante un proceso que combina imágenes satélites y modelos numéricos.

En primer lugar, se recopilan imágenes satélites infrarrojas de alta resolución que muestran la superficie terrestre. Estas imágenes se utilizan para identificar y localizar incendios y para estimar la emisión de radiación infrarroja por parte de las llamas y las emisiones de gases tóxicos y partículas.

A continuación, se utiliza un modelo numérico para simular la propagación de la radiación infrarroja a través de la atmósfera y su interacción con los componentes atmosféricos, como las nubes y los aerosoles. Este modelo también tiene en cuenta la reflectividad de la superficie terrestre y la topografía local para estimar la cantidad de radiación infrarroja que alcanza el satélite.

Finalmente, se combinan las estimaciones de emisión y reflectividad de la superficie terrestre con las mediciones atmosféricas para calcular el Wildfire Radiative Power (FRP). Este proceso permite a CAMS obtener una estimación precisa y actualizada del FRP en tiempo real, lo que permite a los responsables de la gestión de incendios forestales. Al final se obtiene un valor de Intensidad de radiación por fuentes de incendio 'silvestre'.

Los valores medidos para el 23 y el 24 de noviembre se pueden ver en la imagen Figura 5.14

El color y el tamaño de los círculos indica la intensidad del incendio en esa zona. En el caso de la Figura 5.14 Parece que la pluma que llegó a Montevideo el 24 de noviembre tiene su origen el 23 de noviembre, lo que se puede verificar mejor con la modelación de

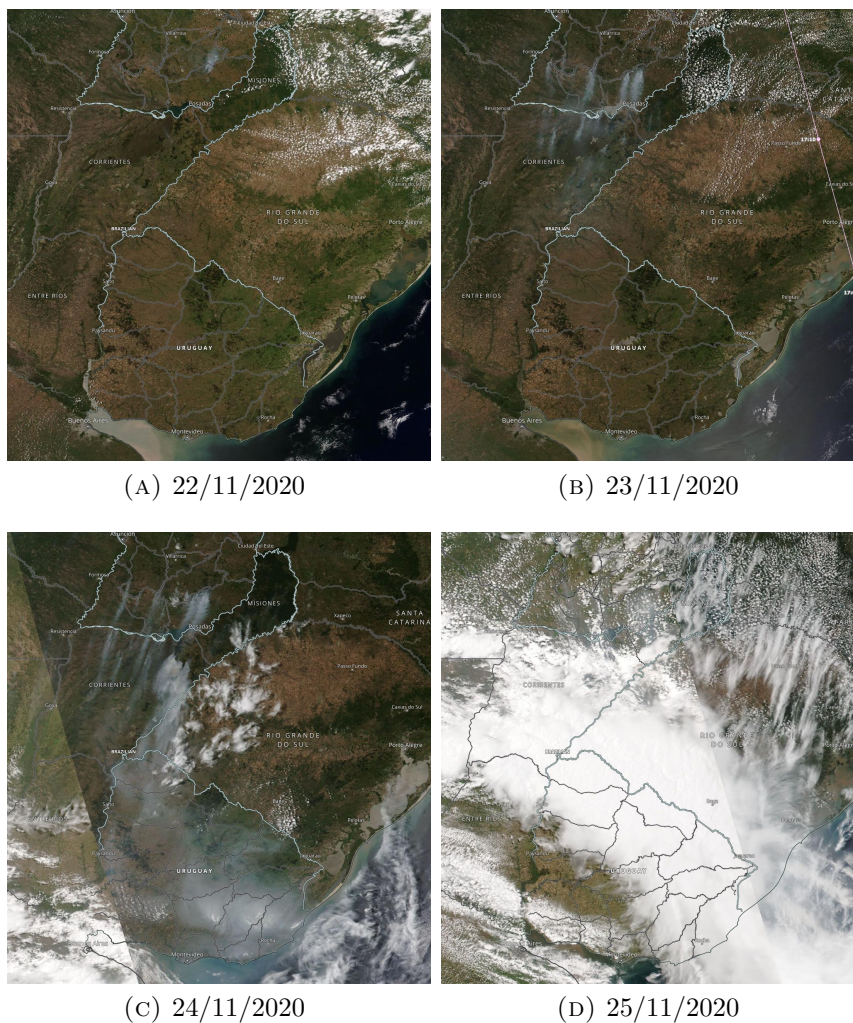


FIGURA 5.13. Imágenes de Reflectancia Corregida (Color Verdadero) satélite NOAA-20 e instrumento VIIRS, se puede ver que el 25 de noviembre del 2020 es un día con muchas nubes sobre Uruguay

dispersión del HYSPLIT. De cualquier manera, coincide bien con la visualización de la pluma y los incendios reportados.

5.3.1. Resultados HYSPLIT. Se trabajo tanto con el modelo de trayectoria como con el de dispersión, además se agregaron varios focos puntuales relacionados con el evento. Como criterio para seleccionar los focos de los incendios se utilizaron tanto la radiación proveniente de los focos de CAMS y las plumas que son visibles en las fotos satelitales RGB de VIIRS, tomando en cuenta los días 23 y 24 de noviembre. Con esto se consideraron 6 focos Tabla 5.1

TABLA 5.1. Características de los focos de incendios para la simulación del HYSPLIT del evento del 24 de noviembre

<i>Día comienzo</i>	<i>Hora comienzo</i>	<i>Latitud</i>	<i>Longitud</i>	<i>Altura(m)</i>
23	9	-26.3	-56.65	100
23	9	-28.35	-56.84	100
23	11	-26.54	-55.72	156
23	11	-26.2	-57.44	103
23	17	-28.15	-56.55	100
23	17	-28	-56.07	104

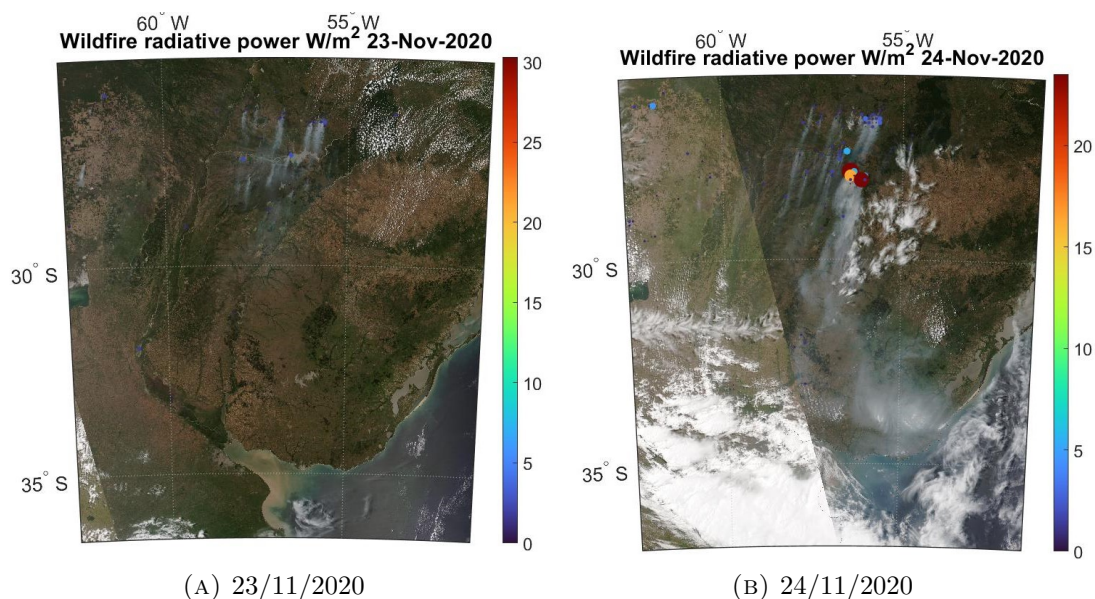


FIGURA 5.14. Radiación de focos de incendio (FRP) obtenidos de CAMS, , imágenes del satélite NOAA-20

En la Figura 5.15 podemos ver los resultados del modelo de trayectoria con los puntos indicados en la Tabla 5.1

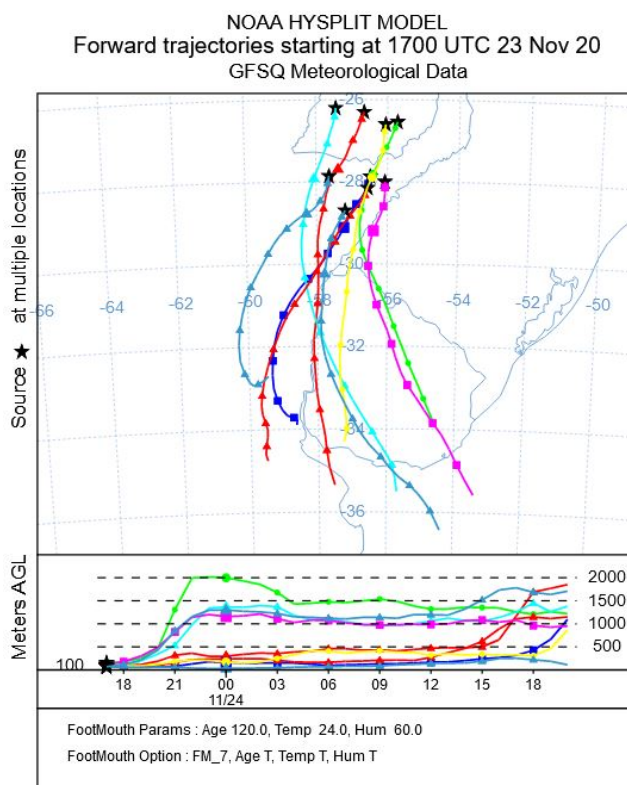


FIGURA 5.15. Resultado del trayectorias proporcionado por HYSPLIT

Según la información de transporte de parcelas de HYSPLIT, las plumas originadas en la zona del evento no superan los 2000 m. Sin embargo, es importante tener en cuenta que esto no considera la dispersión de las partículas, especialmente de los aerosoles, que tienen una dinámica diferente debido a su mayor tamaño y masa. Por lo tanto, el modelo

de trayectoria solo brinda una idea del transporte de parcelas de gases (partículas finas), y es necesario profundizar en el tema utilizando un modelo que tome en cuenta estos elementos. Sin embargo, las parcelas son coherentes con la pluma visualizada el 24 de noviembre de 2020 en 5.14b. Al principio, las parcelas se mueven hacia el sur desde la zona de los focos en el norte de Misiones, Argentina, pero luego el transporte hacia el sur se combina con uno hacia el este, terminando varias en el sur-este de Uruguay.

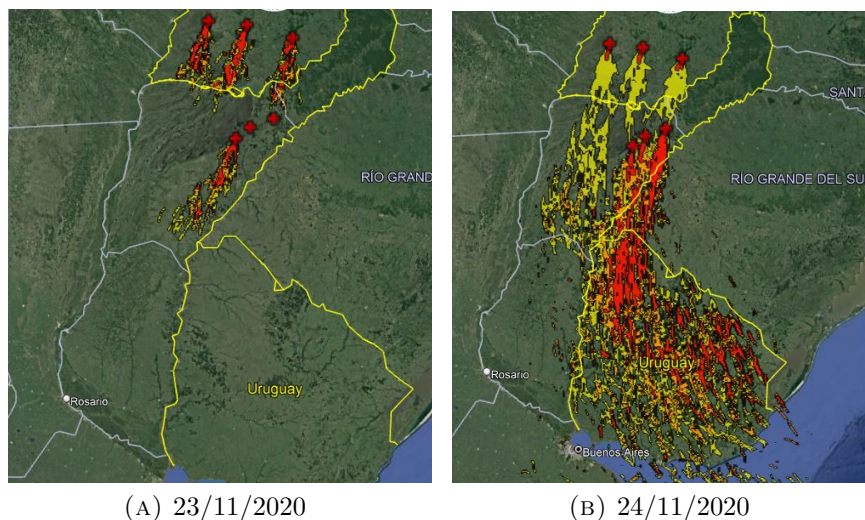


FIGURA 5.16. Imágenes de la pluma simulada por el modelo HYSPLIT tanto como para el 23/11/2020 a las 17:10 como para el 24/11/2020 a las 16:50, los colores de la pluma simulada por HYSPLIT corresponden a la concentración de contaminante normalizado, el rojo equivale a la mayor concentración.

Si ahora consideramos un modelo que tome en cuenta la dispersión de partículas, tenemos la imagen Figura 5.16, considerando una escala normalizada desde un amarillo al rojo para indicar la concentración de partículas. La pluma que se puede ver de forma visual coincide en gran medida con la pluma modelada por HYSPLIT. Si combinamos la información de AERONET con HYSPLIT podemos interpretar que la pluma pasó por Montevideo, es posible que el máximo se diera entre las 12-14 GMT para luego moverse hacia el este. Además si comparamos con la figura 5.13c la zona donde es más intensa la pluma es decir cuando entra a Uruguay y al este coincide con lo que representa HYSPLIT con colores más cercanos al rojo es decir donde hay más concentración de partículas.

Los datos obtenidos mediante el HYSPLIT son coherentes con los de las imágenes satelitales, y con los que proporciona AERONET, es decir que la pluma pasa por Uruguay y en particular por Montevideo

Comparación con imágenes producto de Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction. El AOD de Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction (MAIAC) se deriva de los datos recopilados por los espectrorradiómetros de imágenes de resolución moderada (MODIS) a bordo de los satélites Terra y Aqua, utilizando la implementación multiángulo de la corrección atmosférica. Esta capa de producto de nivel 2 proporciona AOD a 470nm y 550nm. El algoritmo MAIAC es capaz de proporcionar información de alta calidad sobre los aerosoles a una resolución espacial de 1 km, lo que permite una detección precisa de contaminación urbana, humo de incendios activos y tormentas de polvo, incluyendo incendios pequeños. Además, MAIAC es capaz de detectar humo y polvo especializados para retener las recuperaciones de aerosoles en la mayoría de los incendios activos que los algoritmos operativos estándar a menudo enmascaran como nubes. (Griffin y col. 2021).

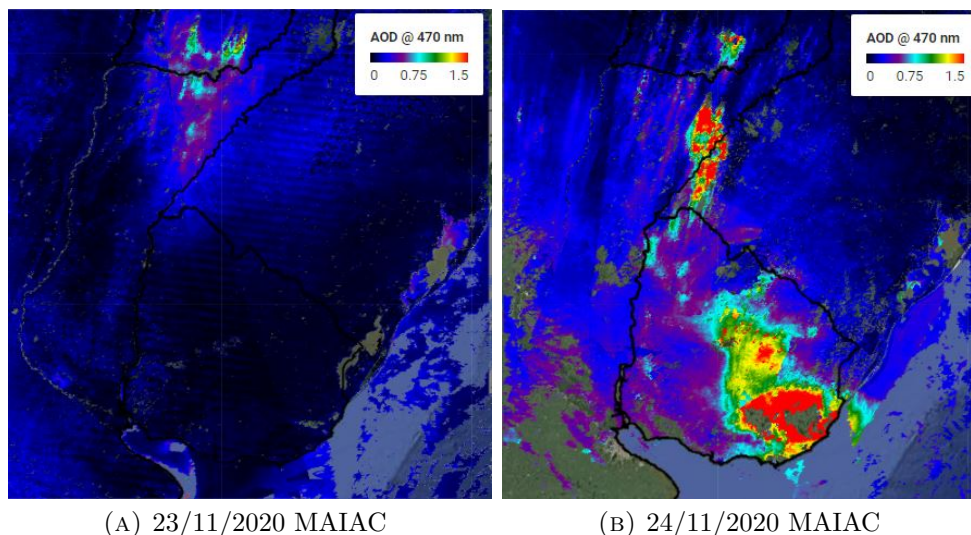


FIGURA 5.17. Mapa de AOD generado por MAIAC

Se puede ver los valores altos de AOD en 24 de noviembre del 2020 en Sur-Este de Uruguay, esto verifica lo visto en la Figura 5.11. En particular si comparamos la Figura 5.17b con la Figura 5.13c podemos ver una similitud verificando nuevamente que parte de la pluma de quema pasó por Montevideo. Además se comparó los valores de AOD medidos por MAIAC con los de AERONET en Montevideo para el período del 9 de noviembre al 9 de diciembre del 2020. Para lograr esto se eligió una región de promediación para los datos de MAIAC (con una resolución de 1km) de un semicírculo orientado hacia el norte de un radio de unos 20km, esto es porque coincide con las direcciones donde mide AERONET a lo largo del día, pero además solo se usaron los datos de AERONET que coinciden con el rango de horarios donde se tienen valores de MAIAC, para así evitar problemas por las variaciones del AOD durante el día. Como AERONET no posee una banda de 470 nm, lo que se hizo fue suponiendo monotonía y linealidad entre bandas que están muy cerca, se promediaron las bandas de 440nm y 500nm.

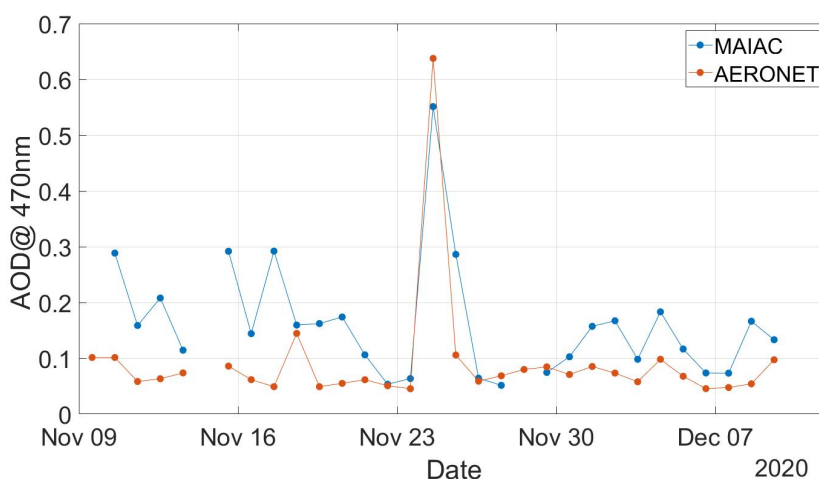


FIGURA 5.18. Comparación de valores de AOD obtenidos de MAIAC y AERONET en una ventana de 30 días centrada en el evento

Como se ve en la Figura 5.18 el evento es detectado por ambos sistemas ya que es un pico claro el 24 de noviembre. Para el resto de los días siempre los valores del AOD del MAIAC son mayores que los de AERONET, hay algunos picos que parecen coincidir pero no todos.

5.3.2. Gases producto de la quema análisis DOAS y comparación con datos satelitales. Si bien hay varios gases que se estudian como producto de la quema de biomasa, aquí se centrará en el $HCHO$, esto es porque es gases traza cuya región de absorción coincide con la del Espectrómetro AIRYX y están asociado a la quema de biomasa por lo tanto se podrán comparar los resultados.

Para estudiar la columna vertical de gases sobre el territorio uruguayo, se usarán los datos de Sentinel-5P. El Sentinel-5P, es un satélite de la Agencia Espacial Europea (ESA), lleva el instrumento Tropomi que mide una variedad de gases traza. En particular, el producto L3 de Sentinel-5P proporciona representaciones globales de los niveles de formaldehído ($HCHO$) en la atmósfera.

En la Figura 5.19 se puede apreciar los valores de $HCHO$ para los mismos días estudiados en el capítulo anterior, se puede apreciar que hay mucho ruido en los resultados pero aún así se nota un aumento de los valores en los días 24 y 25 de noviembre.

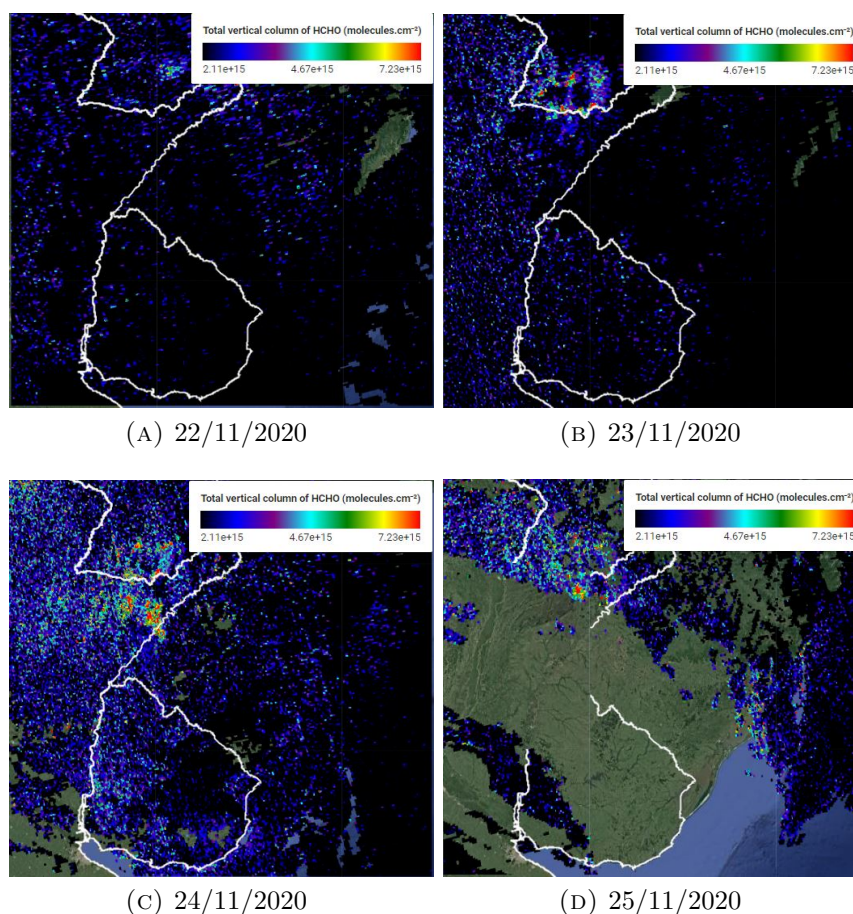


FIGURA 5.19. Imágenes de la columna vertical de $HCHO$, TROPOMI, Sentinel 5P

La Figura 5.20 muestra la evolución temporal del $HCHO$ promedio por día para la región de Montevideo en una ventana de 30 días centrada en el evento, es decir que se integró los resultados del satélite para el área de Montevideo, se puede apreciar que el 24 y 25 de Noviembre tienen duplican (en el caso del 24) y triplican (en el caso del 25) la media del resto del período, coincidiendo esto con el evento.

Análisis DOAS. Se realizó un análisis DOAS en el día del evento y los días cercanos. Los parámetros y la secciones eficaces elegidos para el análisis DOAS se muestran en Tabla 5.3 y Tabla 5.2

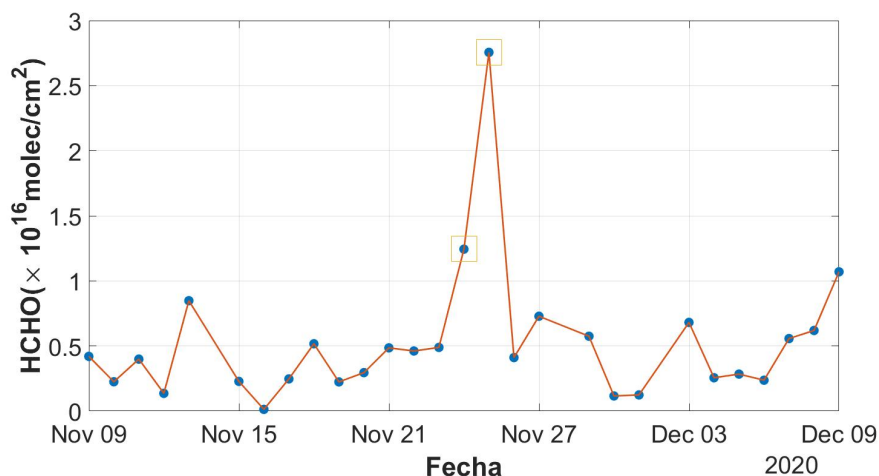


FIGURA 5.20. Columna vertical de HCHO basdos en los datos medidos por TROPOMI y procesados por SENTINEL5-SP, los rectángulos corresponden a los días 24 y 25 de Noviembre respectivamente

NO₂ retrieval

Spectral range	430 - 460 nm
Degree of DOAS polynomial	5
Fraunhofer reference spectrum	Zenith acquired on 7-12-2020
O ₄ cross section	293 K; Thalman & Volkamer, 2013.
NO ₂ cross section	294 K; VanDaele et al. 1997.
H ₂ O cross section	293 K; Polyansky et al. 2018.
O ₃ cross section	223 K; Bogumil et al., 2003
CHOCHO cross section	296 K; Volkamer, 2005.

TABLA 5.2. Parámetros seleccionados para el análisis WinDOAS del NO₂

O₄ retrieval

Spectral range	352 - 390 nm
Degree of DOAS polynomial	5
Fraunhofer reference spectrum	Zenith acquired on 7-12-2020
O ₄ cross section	293 K; Thalman & Volkamer, 2013.
NO ₂ cross section	294 K; VanDaele et al. 1997.
H ₂ O cross section	293 K; Polyansky et al. 2018.
O ₃ cross section	223 K; Bogumil et al., 2003
HCHO cross section	298 K; Meller et al., 2000
HONO cross section	298 K; Pagsberg, 1997.

TABLA 5.3. Parámetros seleccionados para el análisis WinDOAS del O₄

Como se puede apreciar en la Figura 5.21 el día del evento los valores de O₄ para diferentes ángulos de medición se diferenciaron mucho menos de lo habitual, esto es coherente con una gran presencia de aerosoles en la atmósfera (Frieß y col. 2006), es decir que cuando hay una gran carga de aerosoles aparecen efectos que generan que las medidas de columna de O₄ resultado del DOAS se vayan volviendo más independientes de la dirección en la cual el instrumento tomó la medida.

Observando el comportamiento de el HCHO vemos que hay un máximo de los valores siendo coherente con la Figura 5.19, incluso se llega a ver un valor alto el 25, aunque este

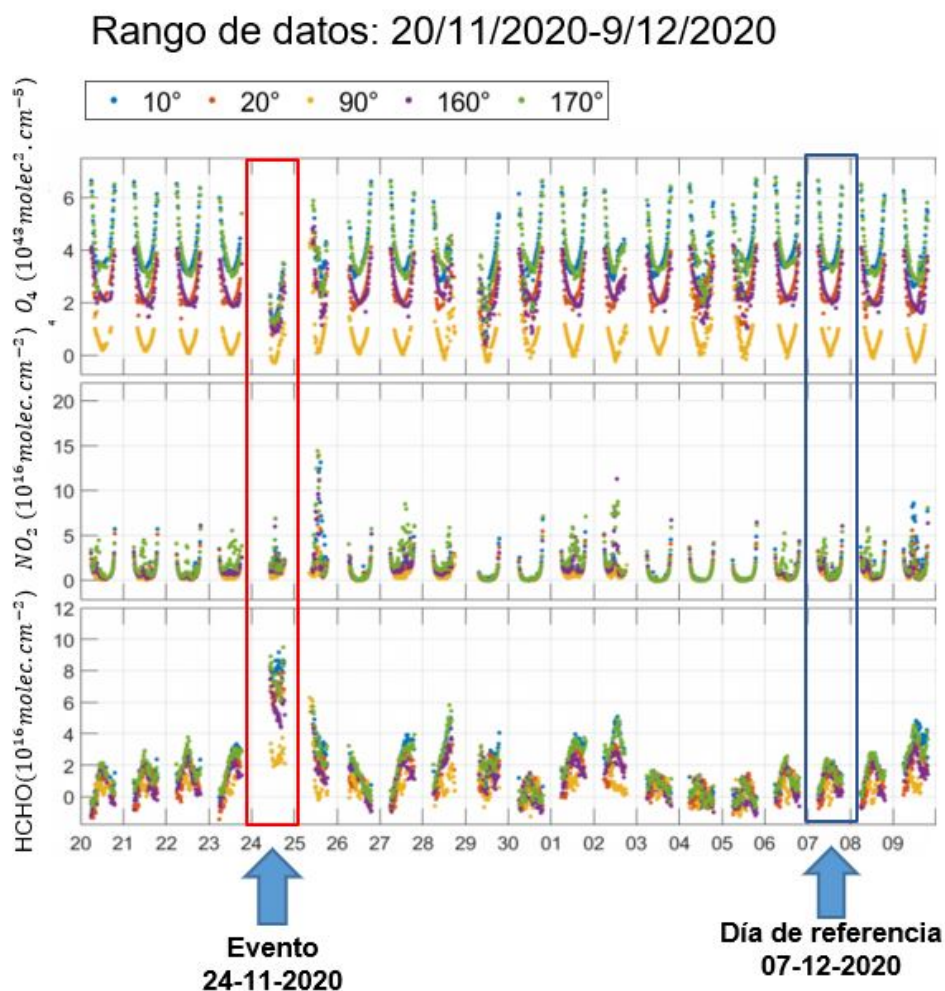


FIGURA 5.21. Análisis MAX-DOAS. El rectángulo rojo indica el día del evento y el azul el día elegido como referencia.

no es un dato muy confiable ya que es un día nublado. En cuanto al NO_2 si bien hay un pequeño aumento con los valores anteriores, este no es considerable, el 25 de noviembre si hay un pico pero es un día nublado. El NO_2 no es muy confiable de usar para la detección de quema de biomasa ya existen varias fuentes antropogénicas que generan el mismo gas (Bhanarkar y col. 2005, Romieu y col. 1991)

Hay que remarcar que lo que se está obteniendo es SCD y no la columna vertical de los gases por lo que falta un proceso de conseguir el AMF para poder transformar una en la otra.

Conclusiones

En el marco de este trabajo se instaló un equipo CIMEL de la red AERONET de la NASA en la Estación de Monitoreo Atmosférico (EDMA) del Grupo de Óptica Aplicada localizada en la azotea del edificio central de Facultad de Ingeniería. Previo a su instalación, se estudiaron diferentes aspectos, de forma tal que las medidas realizadas por el instrumento resulten de alta calidad y no se vieran afectadas por edificios u otras construcciones circundantes. El equipo pasó a formar parte de la red AERONET en el 2020 y desde entonces suministra datos sobre los aerosoles en forma continua. La información es pública y está disponible en el enlace https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/data_display_aod_v3?site=Montevideo_FING&nachal=2&level=1&place_code=10.

La información de los aerosoles y sus características se generan a partir de los datos que adquiere este instrumento diariamente en Montevideo. Los parámetros resultantes de las medidas directas son: la profundidad óptica de aerosoles (aerosol optical depth, AOD), el coeficiente de Angstrom obtenido por dos modelos diferentes, el aporte al AOD de los aerosoles finos y gruesos y la columna de vapor de agua.

Para esta Tesis, se estudiaron los algoritmos que desarrolló y continúa desarrollando y aplica la NASA a lo largo de sus casi 30 años de existencia de la red AERONET, para obtener los parámetros que surgen de las medidas de radiación directa. Así, hemos logrado calcular los parámetros que brinda AERONET a partir de los datos crudos post calibración sin encontrar diferencia alguna con los brindados en la página oficial de la NASA. También se escribieron varios programas que permiten realizar el modelado antes mencionado y trabajar con grandes volúmenes de datos.

Se estudió la presencia de aerosoles atmosféricos y sus características para el periodo 2020-2021 (período de pandemia). Se analizaron las series temporales y posibles dependencias diarias y estacionales, así como la influencia de parámetros meteorológicos con especial énfasis en la dirección del viento, se trabajó con datos tanto de la estación del Aeropuerto de Carrasco (SUMU), como con datos del Centro Europeo de Previsiones Meteorológicas a Medio Plazo Medio (llamado ERA5) Se encontraron aerosoles con características diferentes según la proveniencia de las masas de aire. Las provenientes del norte y del oeste de Montevideo, que claramente tienen características continentales, difieren de las características observadas en los aerosoles provenientes del sur y este del país. En el caso de las masas de aire provenientes del norte, se encontró que la distribución que mejor describe el tamaño de los aerosoles es una distribución claramente bimodal, con proporción mayor de aerosoles finos. Para las masas de aire provenientes del oeste, la distribución bimodal es más balanceada, aunque la presencia de aerosoles finos sigue siendo más marcada que la de gruesos. Las masas de aire provenientes del este muestran una leve presencia de aerosoles finos (levemente bimodal) mientras que las provenientes del sur muestran una distribución de probabilidad con un único máximo, asociada completamente a aerosoles gruesos, posiblemente sales marinas en su mayoría.

Como resultado de ese estudio, se estableció una condición (triple) que permite identificar cuando los aerosoles presentes en la atmósfera provienen de la quema de biomasa (por ej. quema de grandes extensiones). La condición encontrada se basa en el valor umbral de 0.48 ± 0.01 del AOD @340, de 0.68 ± 0.03 de fracción de finos @500nm y un exponente de Angstrom mayor a 1.22 ± 0.08 por la cual si los tres valores simultáneamente son superiores a ese umbral indican la presencia de aerosoles provenientes de la quema de

biomasa. Para este trabajo, esto se verificó con ayuda de imágenes satelitales, obteniendo una coincidencia del 95 % los casos de quema de biomasa encontrados con el algoritmo salido del criterio. Es importante mencionar que el origen de la quema de biomasa puede ser local (nacional) o provenir de territorios situados fuera de nuestras fronteras debido a la dinámica de la atmósfera. Ese criterio será mejorado en el futuro agregando, por ejemplo, la variabilidad anual estudiada en esta Tesis.

En el marco de esta Tesis también se analizó un evento de quema de biomasa que comenzó el 22 de noviembre a unos 820 km al norte de Montevideo y cuya pluma de aerosoles fueron detectados por la Estación Montevideo_FING dos días después, cuando las masas de aire arribaron a Montevideo. Si bien el grueso de la pluma sufrió un giro al este a la altura del Río Negro, las partículas finas que llegaron a Montevideo fueron muy abundantes y en la serie temporal del periodo completo éste evento supero en quince veces el valor base del AOD @340. Asimismo, la mediana del exponente de Angstrom para el periodo en estudio y excluyendo el día 24/10/2020 resultó un valor de 1.06 ± 0.06 , mientras que el día de nuestro caso de estudio la mediana del exponente de Angstrom dio un valor de 1.78 ± 0.07 .

Se utilizó HYSPLIT, que es un modelo de transporte atmosférico desarrollado por la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos (EPA) el cual permite simular la dispersión de partículas y gases en la atmósfera, para estimar su transporte a lo largo del tiempo y el espacio. Esto nos permitió realizar el seguimiento de las parcelas de aire provenientes del sur de Paraguay y norte Argentino para identificar el origen de los aerosoles observados en Montevideo. También se utilizaron herramientas proporcionadas por el programa de Incendios del Servicio de Monitoreo de la Atmósfera Copérnico (CAM5) para estimar la magnitud de los incendios y poder así considerarlos o descartarlos como fuente de los aerosoles observados.

Se usaron adicionalmente medidas de AOD @470 nm derivadas de MAIAC (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Collection 6.1 Atmosphere) para analizar la distribución espacial y temporal de aerosoles en la región de interés, tomando los promedios diarios se encontró que tanto AERONET como los productos de MAIAC detectaban un valor que superaba más de 4 veces la media del resto de la ventana de 30 días centrada en el período. Además el mapa de los valores de AOD proporcionados por MAIAC en Uruguay son coherentes con los resultados de dispersión de contaminantes y transporte de trayectorias obtenidos en HYSPLIT.

En otro orden, en este Trabajo se incursionó en el análisis DOAS de espectros solares difusos con el fin de identificar cambios en los constituyentes atmosféricos. Para ello se analizó una serie temporal que incluyó el 24/10/2020. Se analizó la presencia de NO_2 , formaldehído (HCHO) y el dímero del oxígeno, O_4 . En el caso del NO_2 los cambios observados en las columnas medidas no fueron sustanciales a diferencia de lo que sucedió con la columna de formaldehído, que es un carbonilo simple y detectable en la región espectral del UV. Con respecto a la columna de O_4 la diferencia entre las distintas direcciones fueron menores el día del evento, estando este resultado relacionado con la presencia una gran carga de aerosoles. También se compararon estas mediciones con medidas satelitales de TROPOMI tanto del NO_2 como del HCHO , encontrándose resultados muy similares, es decir en el HCHO los días 24 y 25 los valores de columna vertical (VCD) son mucho mayores que el resto de los días del período y en el caso del NO_2 si bien hay un máximo relativo a los días continuos, hay otros picos en el período de similar valor de VCD. El dímero del oxígeno, que dada su abundancia y escasa variabilidad temporal es un excelente trazador de aerosoles, mostró cambios importantes relativos a su dependencia con el ángulo de elevación (dirección del campo visual del instrumento), lo que es indicador claro de la presencia de aerosoles.

Este Proyecto nos permitió establecer un vínculo firme con la NASA, además de establecer colaboraciones internacionales con la EPA, y con centros de investigación y

universidades de Alemania. Este Tesis continuará a través de una tesis de doctorado que permitirá mejorar el análisis de los datos de radiación directa e incorporar el análisis de los datos provenientes de medidas de radiación difusa y lunar, además en profundizar en algoritmos de detección de eventos incorporando otros modelos como el de HYSPLIT.

Bibliografía

- Andreae, Meinrat O. (2009). “Correlation between cloud condensation nuclei concentration and aerosol optical thickness in remote and polluted regions”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 9, págs. 543-556.
- Ångström, A. (1929). “On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation and on Dust in the Air”. En: *Geografiska Annaler*. ISSN: 2001-4422. DOI: 10.1080/20014422.1929.11880498.
- (1970). “Apparent solar constant variations and their relation to the variability of atmospheric transmission”. En: *Tellus* 22 (2). ISSN: 0040-2826. DOI: 10.3402/tellusa.v22i2.10215.
- B., Holben y col. (1998). “AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization”. En: *Remote Sensing of Environment*. ISSN: 00344257. DOI: 10.1016/S0034-4257(98)00031-5.
- Beraola, M. (2013). “La emisión de aerosoles de partículas y gases en motores diésel”. En: *Seguridad y Salud en el Trabajo*.
- Bhanarkar, A. D. y col. (dic. de 2005). “Assessment of contribution of SO₂ and NO₂ from different sources in Jamshedpur region, India”. En: *Atmospheric Environment* 39 (40), págs. 7745-7760. ISSN: 1352-2310. DOI: 10.1016/J.ATMOSENV.2005.07.070.
- Bodhaine, B. y col. (1999). “On Rayleigh optical depth calculations”. En: *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16 (11 PART 2). ISSN: 07390572. DOI: 10.1175/1520-0426(1999)016<1854:orodc>2.0.co;2.
- Bohren, Craig F y Donald R Huffman (1983a). *Absorption and scattering of light by small particles*. John Wiley & Sons.
- (1983b). *Absorption and scattering of light by small particles*. Wiley, pág. 530. ISBN: 9780471293408.
- Bond, T. C. y col. (2013). “Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment”. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118.11, págs. 5380-5552.
- Burrows, J. y col. (1998). “Atmospheric remote-sensing reference data from GOME: part 1. Temperature-dependent absorption cross-sections of NO₂ in the 231-794 nm range”. En: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 60 (6), págs. 1025-1031. ISSN: 00224073. DOI: 10.1016/S0022-4073(97)00197-0.
- Burrows, J. y col. (1999). “Atmospheric remote-sensing reference data from GOME - 2. Temperature-dependent absorption cross sections of O₃ in the 231-794 nm range”. En: *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 61 (4), págs. 509-517. ISSN: 00224073. DOI: 10.1016/S0022-4073(98)00037-5.
- Carslaw, K. S. y col. (2010). “A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the Earth system”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 10 (4). ISSN: 16807324. DOI: 10.5194/acp-10-1701-2010.
- Center, Environmental Modeling (2023). *Global Forecast System (GFS) Documentation*. https://www.emc.ncep.noaa.gov/emc/pages/numerical_forecast_systems/gfs/documentation.php. Online; accessed 14 March 2023.
- Chen, Yanju y col. (2019). “A review of aerosol distributions in the atmosphere and their parametrization”. En: *Atmospheric Research* 227, págs. 109-127.

- Crippa, M y col. (2016). “Organic aerosol components derived from 25 AMS data sets across Europe using a consistent ME-2 based source apportionment approach”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 16.24, págs. 15107-15110.
- David, M. y col. (2019). “Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database - Automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements”. En: *Atmospheric Measurement Techniques*. ISSN: 18678548. DOI: 10.5194/amt-12-169-2019.
- Davies, C. N. (1974). “Size distribution of atmospheric particles”. En: *Journal of Aerosol Science* 5.3. ISSN: 00218502. DOI: 10.1016/0021-8502(74)90063-9.
- Ding, Aijun y col. (2016). “Significant reduction of PM_{2.5} in Beijing based on long-term observations and improved PM_{2.5} forecast modeling”. En: *Science of The Total Environment* 573, págs. 180-189.
- Eck, T. y col. (1999). “Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols”. En: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/1999JD900923.
- Eck, T. F. y B. N. Holben (2014). “Measurement of aerosol optical properties using the AERONET instrument”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 7, págs. 129-143. DOI: 10.5194/amt-7-129-2014.
- Eck, T. F. y col. (abr. de 2019). “AERONET Remotely Sensed Measurements and Retrievals of Biomass Burning Aerosol Optical Properties During the 2015 Indonesian Burning Season”. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 124.8, págs. 4722-4740. ISSN: 2169-897X. DOI: 10.1029/2018JD030182. URL: <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2018JD030182>.
- Fay, Barbara y col. (1995). “Evaluation of Eulerian and Lagrangian atmospheric transport models at the Deutscher Wetterdienst using anateX surface tracer data”. En: *Atmospheric Environment* 29 (18). ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/1352-2310(95)00144-N.
- Frieß, U. y col. (2006). “MAX-DOAS O₄ measurements: A new technique to derive information on atmospheric aerosols: 2. Modeling studies”. En: *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/2005JD006618.
- Griffin, D. y col. (2021). “Biomass burning nitrogen dioxide emissions derived from space with TROPOMI: methodology and validation”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 14.12, págs. 7929-7957. DOI: 10.5194/amt-14-7929-2021. URL: <https://amt.copernicus.org/articles/14/7929/2021/>.
- Hinds, William C (1999). *Aerosol technology: properties, behavior, and measurement of airborne particles*. John Wiley & Sons.
- Ingold, T. y col. (2000). “Modeled and empirical approaches for retrieving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.72, 0.82, and 0.94 μm absorption bands”. En: *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 105 (D19). ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/2000JD900392.
- ISO (1975). “Standard Atmosphere, ISO 2533:1975”. En: *International Standard Organization* 2533.
- Jafar, Abdulrasoul A, Husain A Qasem y Abdulmohsen N Al-Dabbous (2021). “Comparative Study of Atmospheric Particles of Dust and Marine Origin in Kuwait: Physical Characteristics, Elemental Composition, and Source Identification”. En: *Atmosphere* 12.2, pág. 199.
- Junge, C. y J. Manson (1961). “Stratospheric aerosol studies”. En: *Journal of Geophysical Research* 66 (7). DOI: 10.1029/jz066i007p02163.
- Kalnay, E. y col. (1996). “The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project”. En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (3), págs. 437-472. ISSN: 00030007. DOI: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.

- Kasten, F. (1965). “A new table and approximation formula for the relative optical air mass”. En: *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B* 14 (2). ISSN: 00666424. DOI: 10.1007/BF02248840.
- Kasten, F. y Young A. (1989). “Revised optical air mass tables and approximation formula”. En: *Applied Optics* 28 (22). ISSN: 0003-6935. DOI: 10.1364/ao.28.004735.
- Koffi, Brigitte y col. (2012). *Application of the CALIOP layer product to evaluate the vertical distribution of aerosols estimated by global models: AeroCom phase i results*. DOI: 10.1029/2011JD016858.
- Komhyr, W. y col. (1989). “Atmospheric carbon dioxide at Mauna Loa Observatory. 1. NOAA Global monitoring for climatic change measurements with a nondispersive infrared analyzer, 1974-1985”. En: *Journal of Geophysical Research* 94 (D6), págs. 8533-8547. DOI: 10.1029/JD094iD06p08533.
- Kragh, Helge (2018). “The Lorenz-Lorentz Formula: Origin and Early History”. En: *An International Journal of the History of Chemistry* 2 (2). ISSN: 1827-9643.
- Laboratory, NOAA Air Resources (2023). *HYSPLIT*. <https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>. Online; accessed 14 March 2023.
- Lelieveld, J. y col. (2015). “The contribution of outdoor air pollution sources to premature mortality on a global scale”. En: *Nature* 525.7569, págs. 367-371.
- Li, Yong y col. (2017). “Large-eddy simulation of transport and dispersion of aerosols in the convective boundary layer”. En: *Journal of Aerosol Science* 105, págs. 56-69.
- Lu, Feng y col. (2015). *Systematic review and meta-analysis of the adverse health effects of ambient PM2.5 and PM10 pollution in the Chinese population*. DOI: 10.1016/j.envres.2014.06.029.
- Michalsky, J. (1988). “The Astronomical Almanac’s algorithm for approximate solar position (1950-2050)”. En: *Solar Energy* 40 (3). ISSN: 0038092X. DOI: 10.1016/0038-092X(88)90045-X.
- Mie, G. (1908). “Optik B. trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen”. En: *Annalen der Physik* 330 (3). ISSN: 15213889. DOI: 10.1002/andp.19083300302.
- Nanda, Swadhin y col. (2020). “A first comparison of TROPOMI aerosol layer height (ALH) to CALIOP data”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 13 (6). ISSN: 18678548. DOI: 10.5194/amt-13-3043-2020.
- O’Neill, N. y col. (2003). “Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth”. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108 (D17), AAC 8-1, AAC8-15. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/2002jd002975.
- O’Neill, Norm y col. (2008a). *Spectral Deconvolution Algorithm (SDA) Technical memo*. Inf. téc. AERONET. URL: https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/PDF/tauf_tauc_technical_memo.pdf.
- (2008b). *Spectral Deconvolution Algorithm (SDA) Technical memo*. Inf. téc. Accedido el 27 de febrero de 2023. NASA Goddard Space Flight Center. URL: https://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/PDF/tauf_tauc_technical_memo.pdf.
- O’Neill, N. T. y col. (mayo de 2001). “Bimodal size distribution influences on the variation of Angstrom derivatives in spectral and optical depth space”. En: *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 106.D9, págs. 9787-9806. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/2000JD900245.
- Peterson, D. A. y et al. (2018). “Wildfire-driven thunderstorms cause a volcano-like stratospheric injection of smoke”. En: *Science* 361, págs. 587-590.
- Platt, Ulrich. y J. (Jochen) Stutz (2008). *Differential optical absorption spectroscopy : principles and applications*. Springer Verlag, pág. 597. ISBN: 3540211934.
- Pope, C. Arden y Douglas W. Dockery (2000). “Epidemiology of particle effects”. En: *Air Pollution and Health* 1, págs. 67-98.
- Rayleigh, L. (1899). “XXXIV. On the transmission of light through an atmosphere containing small particles in suspension, and on the origin of the blue of the sky”. En:

- The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* 47 (287). ISSN: 1941-5982. DOI: 10.1080/14786449908621276.
- Romieu, Isabelle, Henyk Weitzenfeld y Jacobo Finkelman (1991). “Urban air pollution in latin america and the caribbean”. En: *Journal of the Air and Waste Management Association* 41 (9). ISSN: 10473289. DOI: 10.1080/10473289.1991.10466910.
- Scheckman, Julia H, David M Westervelt y Dan G Imre (2020). “Applying the Lognormal Distribution to Atmospheric Aerosol Size Distributions”. En: *Journal of Visualized Experiments* 156, e60701.
- Seinfeld, J. y Pandis S. (2006). “Atmospheric Chemistry and Physics”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics*. ISSN: 16807316. DOI: 10.5194/acp-5-139-2005.
- Shaw, G. (1983). “Sun Photometry”. En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 64 (1). ISSN: 0003-0007. DOI: 10.1175/1520-0477(1983)064<0004:sp>2.0.co;2.
- Shaw, G., John A. Reagan y Benjamin M. Herman (1973). “Investigations of Atmospheric Extinction Using Direct Solar Radiation Measurements Made with a Multiple Wavelength Radiometer”. En: *Journal of Applied Meteorology* 12 (2), págs. 374-380. ISSN: 0021-8952. DOI: 10.1175/1520-0450(1973)012<0374:ioaeud>2.0.co;2.
- Sinyuk, A. y col. (2020). “The AERONET Version 3 aerosol retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to Version 2”. En: *Atmospheric Measurement Techniques* 13.6. ISSN: 18678548. DOI: 10.5194/amt-13-3375-2020.
- Smirnov, Alexander y col. (2000). “Global aerosol analysis using AERONET measurements”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 2.1, págs. 1-14.
- Stothers, Richard B. y col. (1986). “Basaltic fissure eruptions, plume heights, and atmospheric aerosols”. En: *Geophysical Research Letters* 13 (8). ISSN: 19448007. DOI: 10.1029/GL013i008p00725.
- T., Wagner y col. (2004). “MAX-DOAS O4 measurements: A new technique to derive information on atmospheric aerosols - Principles and information content”. En: *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres*. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/2004JD004904.
- Tang, Xiaojiang y col. (nov. de 2009). “Formaldehyde in China: Production, consumption, exposure levels, and health effects”. En: *Environment International* 35 (8), págs. 1210-1224. ISSN: 0160-4120. DOI: 10.1016/J.ENVINT.2009.06.002.
- Tiwari, Mahesh y col. (2014). “Particle size distributions of ultrafine combustion aerosols generated from household fuels”. En: *Atmospheric Pollution Research* 5 (1). ISSN: 13091042. DOI: 10.5094/APR.2014.018.
- Toldeano, C. y col. (2018). “Assessment of Sun photometer Langley calibration at the high-elevation sites Mauna Loa and Izaña”. En: *Atmospheric Chemistry and Physics* 18 (19). ISSN: 16807324. DOI: 10.5194/acp-18-14555-2018.
- Zhang, Chunlin y col. (sep. de 2022). “Open biomass burning emissions and their contribution to ambient formaldehyde in Guangdong province, China”. En: *Science of The Total Environment* 838, pág. 155904. ISSN: 0048-9697. DOI: 10.1016/J.SCITOTENV.2022.155904.

Apéndice A

Trabajos relacionados con esta Tesis

- Ground-based O₄ observations for the study of aerosol load: measurements in Montevideo during high AOD events; Alejandro Agesta, Nicolás Casaballe, Jeanette Fracchia, Matías Osorio, Erna Frins, DOAS-Workshop, Bruselas, 2021
- Estudio de la presencia de aerosoles en la atmósfera sobre Montevideo: influencia de la quema de biomasa; Alejandro Agesta, Erna Frins; XIII Encuentro de la SUF, Colonia, 2022.
- Trabajo en preparación: “Simultaneous measurement of VOCs from biomass burning using MAX-DOAS and satellite observations in Montevideo”

Glosario

- **AOD**: Aerosol Optical Depth, profundidad óptica del aerosol.
- **AE, α** : Angstrom Exponent, exponente de Angstrom.
- **AQUA**: Earth Observing System Aqua spacecraft, satélite del sistema de observación terrestre Aqua.
- **AMF,A**: Air Mass Factor, factor de masa de aire.
- **CAMS**: Copernicus Atmosphere Monitoring Service, un servicio de monitoreo y modelado de la atmósfera de Europa.
- **DOAS**: Differential Optical Absorption Spectroscopy, espectroscopía de absorción óptica diferencial.
- **ERA5**: Fifth Generation European Reanalysis, reanálisis europeo de quinta generación.
- **FRP**: Fire Radiative Power, una medida de la energía radiativa emitida por los incendios.
- **GFS**: Global Forecast System, sistema de pronóstico global.
- **HYSPLIT**: Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model, modelo híbrido de trayectorias integradas Lagrangianas de partículas únicas.
- **LIDAR**: Light Detection and Ranging, detección y medición de luz por radar.
- **MAIAC**: Multi-Angle Implementation of Atmospheric Correction, implementación de corrección atmosférica con múltiples ángulos.
- **MODIS**: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, espectroradiómetro de imágenes de resolución moderada.
- **NCEP**: National Centers for Environmental Prediction, centros nacionales de predicción ambiental.
- **SUMU**: Aeropuerto Internacional de Carrasco / General Cesáreo L. Berisso, estación de medición de la calidad del aire en Montevideo, Uruguay.
- **TERRA**: Earth Observing System Terra spacecraft, satélite del sistema de observación terrestre Terra.
- τ : optical depth, espesor óptico.
- η ,**FF**: Fine Mode Fraction, fracción de modo fino.
- **SCD,S**: Slant Column Density, densidad de columna oblicua.
- **VCD,V**: Vertical Column Density, densidad de columna vertical.