



TRABAJO FIN DE MÁSTER

Máster en Física

Obtención y análisis de perfiles verticales de propiedades del aerosol atmosférico en la isla de Tenerife

Autor: Pablo González Sicilia

Tutor/es: Roberto Román Díez y África Barreto Velasco

Agradecimientos

Quisiera agradecer en primer lugar a mis tutores por todo el apoyo y ayuda brindados durante la realización de este trabajo. A Roberto, por toda la ayuda y las tardes “invertidas” para sacar adelante este proyecto. A África, por darme la oportunidad de trabajar en este campo y por los últimos empujones en la recta final.

También quiero agradecer a Yenny por todo el trabajo realizado y por nunca dejar de darme ideas para que este trabajo siguiera adelante.

A todos los miembros del CIAI, gracias por acogerme y darme la oportunidad de trabajar en ese maravilloso observatorio. A los miembros del Grupo de Óptica Atmosférica (GOA) de la Universidad de Valladolid, gracias por recibirme y hacerme sentir como uno más.

Finalmente, a mis padres, especialmente a mi madre, gracias por soportarme todo este tiempo. Seguramente sin ellos no estaría donde estoy ahora.

“Thoroughly conscious ignorance ... is a prelude to every real advance in knowledge”

James C. Maxwell

Resumen

Se denomina aerosol atmosférico al conjunto de partículas sólidas o líquidas (excluyendo a las nubes) que se encuentran suspendidas en la atmósfera. Estas poseen un amplio rango de tamaño, con radios típicamente comprendidos entre las 0,01 y las 10 μm . A pesar de encontrarse en concentraciones claramente inferiores a las de los principales componentes atmosféricos, los aerosoles juegan un papel clave en los procesos meteorológicos, físicos y químicos que ocurren en la atmósfera, desde la formación de nubes y precipitación, las características eléctricas de la atmósfera, los efectos sobre los ecosistemas, el medio ambiente y la salud humana, así como la interacción con la radiación solar y terrestre, con un papel clave dentro del balance radiativo del planeta. En este sentido, el Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) concluye que los aerosoles contribuyen dentro del sistema climático con un efecto de enfriamiento neto que contrarresta parcialmente el calentamiento inducido por los gases de efecto invernadero. Además, la estimación de su efecto radiativo representa la mayor incertidumbre entre todos los contribuyentes al forzamiento radiativo efectivo del sistema climático.

La mejora en la precisión con la que entendemos el rol de los aerosoles en el sistema climático es crucial para reducir las incertidumbres en los estudios y proyecciones del cambio climático. Actualmente, se dispone de diversas técnicas de monitorización de los aerosoles, las cuales, de manera individual, poseen sus propios puntos fuertes y debilidades. Por ejemplo, los fotómetros solares, que son sensibles a la cantidad, tamaño, forma y morfología de los aerosoles, no detectan sus cambios verticales. En contraste, los sistemas lidar elásticos son extremadamente eficaces para determinar el perfil vertical de los aerosoles, aunque su capacidad para ofrecer detalles exhaustivos sobre ciertas características de los aerosoles puede ser limitada sin información previa. Debido a esto, actualmente los esfuerzos de la comunidad científica se centran en la integración de medidas multi-plataforma a través de estrategias sinérgicas entre diferentes instrumentos y técnicas.

En esta línea, este trabajo presenta una estrategia de inversión que integra datos fotométricos y perfiles de lidar mediante el algoritmo GRASP (Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties) con el objetivo de caracterizar el aerosol sobre la isla de Tenerife. Utilizando datos de la red AERONET (Aerosol RObotic NETwork) y el lidar CE376 GPNP del Observatorio Atmosférico de Izaña, se obtienen perfiles verticales de extinción, backscattering y concentración, junto con el albedo de dispersión simple y la distribución de tamaños del aerosol para un evento que combinó una intrusión de polvo sahariano y la mezcla del remanente de polvo con humo de incendios provenientes de Canadá, durante los días 29 y 30 de junio de 2023. Las propiedades del aerosol obtenidas se comparan con otros métodos independientes como los de AERONET y Klett. Se expone la eficacia de esta metodología para identificar y caracterizar ambos modos del aerosol (fino y grueso), aunque con una limitación en la sensibilidad al modo no dominante en casos de baja carga de aerosol. La obtención de perfiles detallados de la concentración vertical de aerosoles permite capturar la dinámica vertical de las capas y los cambios en su concentración, siendo especialmente útil para seguir el movimiento de las capas de humo y calima durante el evento del 30 de junio. Finalmente, las propiedades del aerosol obtenidas muestran el comportamiento esperado para los tipos de aerosol trabajados, obteniéndose un alto grado de correlación entre los valores obtenidos, excepto en los perfiles de backscattering, que están afectados por la baja sensibilidad de la inversión lidar-fotómetro al modo no dominante, principalmente debido a la baja carga de aerosol.

Abstract

Atmospheric aerosol is defined as a collection of solid or liquid particles suspended in the atmosphere (excluding clouds) that have a wide size range, generally between 0,01 and 10 μm . Despite being present in concentrations significantly lower than those of the main atmospheric components, aerosols play a key role in meteorological, physical, and chemical processes occurring in the atmosphere, from cloud formation and precipitation, the electrical characteristics of the atmosphere, effects on ecosystems, the environment and human health, to interactions with solar and terrestrial radiation, playing a crucial role in the planet's radiative balance. In this regard, the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) concludes that aerosols contribute to the climate system with a net cooling effect that partially offsets the warming induced by greenhouse gases. Moreover, the estimation of their radiative effect represents the greatest uncertainty among all contributors to the effective radiative forcing of the climate system.

In this manner, improving the accuracy of our understanding of the role of aerosols in the climate system is crucial for reducing uncertainties in climate change studies and projections. Currently, various aerosol monitoring techniques are available, each with its own strengths and weaknesses. For example, sun-lunar-sky photometers, which are sensitive to the quantity, size, shape, and morphology of aerosols, lack sensibility to their vertical changes. In contrast, elastic lidar systems are extremely effective at determining the vertical profile of aerosols, although their ability to provide comprehensive details on certain aerosol characteristics can be limited without without relying on a priori information. Due to this, the current efforts of the scientific community focus on the integration of multi-platform measurements through synergistic strategies, among different instruments and techniques.

In this regard, this work presents an inversion strategy that integrates photometric data and lidar profiles using the GRASP (Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties) algorithm with the objective of characterizing aerosols over the island of Tenerife. By utilizing data from the AERONET (AErosol RObotic NETwork) network and the CE376 GPNP lidar from the Izaña Atmospheric Observatory, vertical profiles of extinction, backscattering, and volume concentration are obtained, along with the single scattering albedo and the aerosol size distribution for an event that combined a Saharan dust intrusion and the mixing of residual dust with smoke from wildfires in Canada, during June 29 and 30, 2023. The obtained aerosol properties are compared with other independent methods such as AERONET and Klett. The effectiveness of this methodology in identifying and characterizing both aerosol modes (fine and coarse) is demonstrated, although with a limitation in sensitivity to the non-dominant mode in cases of low aerosol load. The detailed retrieval of vertical aerosol concentration profiles allows capturing the vertical dynamics of the layers and changes in their concentration, being especially useful for tracking the movement of smoke and haze layers during the June 30 event. Finally, the obtained aerosol properties exhibit the expected behavior for the studied aerosol types, with a high degree of correlation between the obtained values, except for the backscattering profiles, which are affected by the low sensitivity of the lidar-photometer retrieval to the non-dominant mode, mainly due to the low aerosol load.

Índice general

Resumen	II
Abstract	III
1. Introducción	1
1.1. El aerosol atmosférico	1
1.2. Propiedades del aerosol atmosférico	2
1.2.1. Espesor óptico de aerosoles	3
1.2.2. Exponente de Ångström	5
1.2.3. Distribución de tamaños del aerosol	5
1.2.4. Albedo de dispersión simple	6
1.2.5. Índice de refracción	6
1.2.6. Coeficientes de extinción, scattering, backscattering y absorción	6
1.2.7. Razón lidar	6
1.3. Medida del aerosol atmosférico	6
1.4. Motivación y objetivos	8
2. Instrumentación, estación de estudio y metodología	9
2.1. Instrumentación	9
2.1.1. Fotometría	9
2.1.2. Sistemas lidar	11
2.2. Algoritmo de inversión GRASP	13
2.2.1. Principios básicos del método MLSM (Multi-term Least Square Method)	14
2.2.2. Ejecución y uso del algoritmo GRASP	15
2.3. Estación de medida: El Observatorio Atmosférico de Izaña	16
2.4. Metodología	17
2.4.1. Datos fotométricos	17
2.4.2. Perfiles lidar	18
2.4.3. Estrategia de inversión	18
3. Resultados	20
3.1. Descripción del evento	20
3.2. Análisis de inversiones y caracterización	24
3.2.1. 29 de junio de 2023 (calima)	24
3.2.2. 30 de junio de 2023 (mezcla)	29
Conclusiones	35
Bibliografía	35
Anexos	42
A. Anexo A: Figuras suplementarias	44
A.1. Distribuciones de tamaño	44
A.2. Albedo de dispersión simple	46
A.3. Perfiles verticales totales de extinción	48
A.4. Perfiles verticales totales de backscattering	50

B. Anexo B: Tablas suplementarias	52
B.1. Día 29 de Junio	52
B.2. Día 30 de Junio	55

Índice de figuras

1.1. Forzamiento radiativo efectivo relativo al periodo 1750-2019. Extraído del sexto informe del IPCC, WG1 The Physical Science Basis (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2023).	2
2.1. Fotómetro CIMEL C318-T, compuesto por el robot y la cabeza sensora (a la izquierda) y la caja de control (a la derecha). Figura extraída de Almansa (2021).	10
2.2. Diagramas de las secuencias de medida del fotómetro CE318-T, extraído de Almansa (2021).	11
2.3. Esquema del sistema óptico y de adquisición del lidar CE376 en su versión GPN. Extraído de: https://www.cimel.fr/solutions/ce376/	13
2.4. Esquema de la estructura del algoritmo de inversión GRASP. Extraído de: http://www.grasp-open.com/doc	16
3.1. Valores del AOD a 500 nm (en verde) y AE (en azul) en el panel superior, señales RCS del lidar CE376 a 532 nm y 808 nm en los paneles central e inferior, respectivamente, y las inversiones obtenidas (en rojo) durante el período del 29 al 30 de junio de 2023.	20
3.2. Retrotrayectorias generadas mediante HYSPLIT para los días 29 (a) y 30 (b) de junio de 2023	21
3.3. Puntos calientes en naranja (TERRA/MODIS), humo en rojo (Deep Blue Aerosol Type Algorithm Suomi NPP/VIIRS) y reflectancia corregida (TERRA/MODIS) para el día 22 de Junio de 2023 sobre Canadá. Imágenes generadas con el sistema NASA WorldView system (https://worldview.earthdata.nasa.gov/).	22
3.4. Simulación del modelo CAMS-ECMWF (Copernicus Atmosphere Monitoring Service - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Peuch et al. (2022)) para las concentraciones verticales de polvo desértico.	22
3.5. Simulación del modelo CAMS-ECMWF (Copernicus Atmosphere Monitoring Service - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Peuch et al. (2022)) para las concentraciones verticales de quema de biomasa.	23
3.6. Medias diarias de la distribución volumétrica de tamaños (a) y albedo de dispersión simple (SSA, total y por modo) (b), en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm (\pm desviaciones estándar en sombreado), obtenidas mediante GRASP para el día 29 de junio de 2023.	24
3.7. Perfiles verticales de concentración volumétrica de aerosoles (CV) para cada modo (fino en rojo y grueso en azul) con sus respectivos errores (sombreado) el para día 29 de junio de 2023.	25
3.8. Distribuciones volumétricas de tamaño obtenidas por GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (a), y albedo de dispersión simple (SSA) obtenido por GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (b) en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm para el día 29 de junio de 2023 a las 08:54:33 UTC.	27
3.9. Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 29 de junio de 2023 a las 08:54:33 UTC.	28
3.10. Perfiles verticales de backscattering (σ_{back}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 29 de junio de 2023 a las 08:54:33 UTC.	28

3.11. Medias diarias de la distribución volumétrica de tamaños (a) y albedo de dispersión simple (SSA, total y por modo) (b), en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm (\pm desviaciones estándar en sombreado), obtenidas mediante GRASP para el día 30 de junio de 2023.	29
3.12. Perfiles verticales de concentración volumétrica de aerosoles (CV) para cada modo (fino en rojo y grueso en azul) con sus respectivos errores (sombreado) el para día 30 de junio de 2023.	31
3.13. Distribuciones volumétricas de tamaño obtenidas por GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (a), y albedo de dispersión simple (SSA) de GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (b) en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm para el día 30 de junio de 2023 a las 16:22:58 UTC.	32
3.14. Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 30 de junio de 2023 a las 16:22:58 UTC.	33
3.15. Perfiles verticales de backscattering (σ_{back}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 30 de junio de 2023 a las 16:22:58 UTC.	34
A.1. Distribuciones volumétricas de tamaño para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 29-06-2023.	44
A.2. Distribuciones volumétricas de tamaño para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 30-06-2023.	45
A.3. Albedo de dispersión simple (SSA) para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 29-06-2023.	46
A.4. Albedo de dispersión simple (SSA) para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 30-06-2023.	47
A.5. Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) el día 29-06-2023.	48
A.6. Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) para el día 30-06-2023.	49
A.7. Perfiles verticales de backscatter (σ_{back}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) para el día 29-06-2023.	50
A.8. Perfiles verticales de backscatter (σ_{back}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) para el día 30-06-2023.	51

Índice de tablas

B.1. Espesor óptico de aerosoles (AOD) total para cada longitud de onda e inversión el día 29-06-2023.	52
B.2. Fracción fina del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 29-06-2023.	53
B.3. Fracción gruesa del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 29-06-2023.	54
B.4. Espesor óptico de aerosoles (AOD) total para cada longitud de onda e inversión el día 30-06-2023.	55
B.5. Fracción fina del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 30-06-2023.	56
B.6. Fracción gruesa del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 30-06-2023.	57

1. Introducción

1.1. El aerosol atmosférico

Se denomina aerosol atmosférico al conjunto de partículas sólidas o líquidas (excluyendo a las nubes) que se encuentran suspendidas en la atmósfera. Estos pueden tener diversos tamaños, distintos orígenes e interactuar mediante diversos mecanismos con la atmósfera y la radiación solar (Wallace and Hobbs, 2006).

Una primera clasificación de los aerosoles puede realizarse en función de su tamaño. En general, los aerosoles tienen un rango de tamaños muy amplio llegando desde las varias decenas de nanómetros hasta las centenas de micras de diámetro, debido a esto, se suele realizar una separación en grupos o “modos” en base a su tamaño. De esta manera, se suele diferenciar entre un total de 5 modos: Los modos “ultrafino” (o de nucleación) y de *Aitken*, donde se encuentran las partículas con diámetros entre los pocos nanómetros y los $0,1\mu m$; el modo de acumulación donde se encuentran las partículas con diámetro entre los $0,1\mu m$ y $1\mu m$; el modo grueso que comprende partículas con diámetros mayores de $1\mu m$; y finalmente el modo “supergrueso” que comprende partículas con diámetros superiores a los $100\mu m$ (Boucher, 2015).

En base a su origen, los aerosoles se clasifican en antropogénicos y naturales. Los aerosoles antropogénicos son generalmente partículas finas generadas directa o indirectamente por actividades humanas, tales como la quema de biomasa, la emisión de partículas debido a procesos de combustión incompleta, o los aerosoles formados a través de reacciones fotoquímicas derivadas de gases precursores y contaminantes. Por otro lado, los aerosoles de origen natural suelen ser partículas gruesas que surgen de procesos ambientales no inducidos por el ser humano, como los cristales de sal provenientes de mares y océanos, partículas provenientes de la erosión de rocas minerales como el polvo desértico, o sulfatos eyectados a la atmósfera durante erupciones volcánicas, entre otros (Toledano, 2005).

La vida media del aerosol en la atmósfera depende de una gran cantidad de factores entre los que destacan su origen y las interacciones que sufren durante su transporte. En general, las partículas más gruesas tienden a depositarse de nuevo sobre la superficie terrestre por acción de la propia gravedad, proceso que se denomina deposición seca. Sin embargo, en el caso de las partículas finas, estas suelen interactuar mucho más con el vapor de agua en la atmósfera, debido a su alta capacidad higroscópica, lo que provoca un aumento de su tamaño y, potencialmente, su precipitación. Cabe destacar que la deposición húmeda no es exclusiva de los aerosoles finos; las partículas gruesas también pueden precipitarse durante eventos de lluvia. Otro factor a tener en cuenta es la altura a la que se transportan estas partículas, por lo que se suele diferenciar entre aerosol troposférico y estratosférico, siendo este último el que más tiempo de vida medio presenta en general (Boucher, 2015).

Los aerosoles atmosféricos ejercen un impacto complejo pero muy relevante en el clima de la Tierra. Directamente, alteran el forzamiento radiativo mediante la dispersión y absorción de la radiación solar incidente (Kaufman et al., 2002). Estos procesos no sólo modifican la cantidad de energía solar que llega a la superficie terrestre sino que también afectan la distribución de energía en la atmósfera. Asimismo, los aerosoles influyen de manera indirecta en el clima a través de sus interacciones con las nubes al actuar como núcleos de condensación. En este caso, existen mecanismos como el efecto Twomey (Twomey, 1977), que describe como los aerosoles modifican el albedo de las nubes, lo que resulta en una mayor reflectividad y un enfriamiento potencial del sistema climático. Además, según el efecto Albrecht (Albrecht, 1989), los aerosoles al provocar

la formación de más gotas de agua pero más pequeñas, pueden prolongar la vida útil de las nubes y disminuir las tasas de precipitación, lo que afecta al ciclo hidrológico, la disponibilidad de agua y la dinámica climática.

Desde la época preindustrial, los aerosoles han tenido una contribución neta al forzamiento radiativo efectivo de $-1,1[-1,7 \text{ a } -0,4] \text{ Wm}^{-2}$ (véase la Figura 1.1). De esta cantidad, entre el 75 % y el 80 % proviene de interacciones aerosol-nube y el restante de interacciones directas con la radiación. Este efecto de enfriamiento parcialmente contrarresta el calentamiento inducido por los gases de efecto invernadero, y representa la mayor incertidumbre entre todos los contribuyentes al forzamiento radiativo efectivo terrestre (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2023).

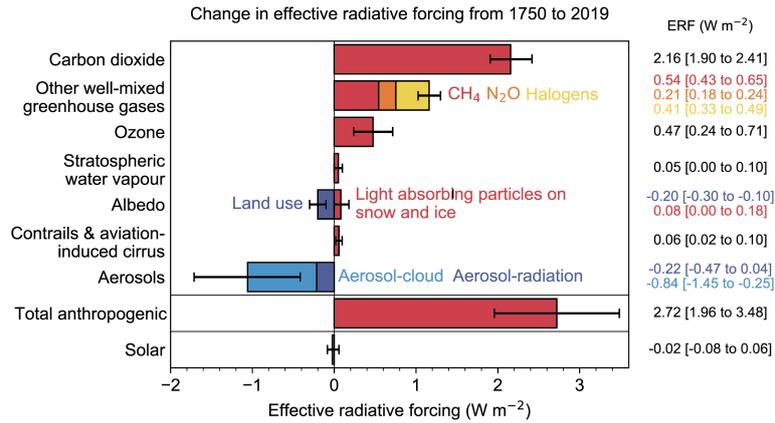


Figura 1.1: Forzamiento radiativo efectivo relativo al periodo 1750-2019. Extraído del sexto informe del IPCC, WG1 The Physical Science Basis (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2023).

Además de efectos sobre la atmósfera y el clima, los aerosoles tienen un efecto en los ecosistemas tanto terrestres (Okin et al., 2004), como marinos (Rodríguez et al., 2023), y afectan de forma directa a la calidad del aire llegando a generar problemas respiratorios y de otras índoles en concentraciones altas (Orellano et al., 2020).

1.2. Propiedades del aerosol atmosférico

Las propiedades del aerosol atmosférico se clasifican generalmente en tres categorías: físicas, químicas y ópticas. Las propiedades físicas están relacionadas con la distribución y concentración de las partículas de aerosol en la atmósfera. Por su parte, las propiedades químicas incluyen la composición de las partículas, su capacidad higroscópica y los diferentes tipos de mezclas, entre otras. Por último, las propiedades ópticas describen como los aerosoles interactúan con la radiación solar y terrestre, principalmente a través de procesos de absorción y dispersión (scattering) de la luz (Boucher, 2015). Estas interacciones son cruciales para entender el impacto de los aerosoles en el clima.

En general, la velocidad de la luz en un medio material isotrópico y homogéneo está intrínsecamente relacionada con el índice de refracción del mismo, según la ecuación (1.1):

$$n = \frac{c}{v} = \pm \sqrt{\frac{\epsilon\mu}{\epsilon_0\mu_0}} \quad (1.1)$$

Donde c es la velocidad de la luz en el vacío, v es la velocidad de la luz en el medio, ϵ y μ son la permitividad y la permeabilidad del medio, respectivamente, y ϵ_0 y μ_0 son la permitividad y la permeabilidad del vacío. La dependencia del índice de refracción con la longitud de onda (λ) da lugar al fenómeno conocido como dispersión (Hecht, 2017).

En la atmósfera podemos diferenciar principalmente dos tipos principales de dispersión: scattering de Rayleigh y de Mie. Estos dependen de la relación entre la longitud de onda de la radiación incidente y el tamaño de la partícula o molécula que interacciona con esta; relación que suele expresarse mediante el parámetro de tamaño $\chi = \frac{2\pi r}{\lambda}$. El scattering de Rayleigh, también conocido como dispersión molecular, ocurre cuando el tamaño de la materia donde se incide es significativamente menor que la longitud de onda de la luz incidente ($\chi \ll 1$). Este fenómeno, exclusivamente asociado a los gases constituyentes de la atmósfera, muestra una sección eficaz que depende con la inversa de la cuarta potencia de la longitud de onda (Liou, 2002) y, por tanto, es la razón principal por la que percibimos el cielo de color azul bajo atmósferas sin nubes y poco aerosol. En el caso de partículas cuyo tamaño es del orden de la longitud de onda incidente ($\chi \approx 1$), la dispersión de la radiación solar queda descrita por la teoría de Mie. A diferencia del scattering de Rayleigh, el scattering de Mie presenta una menor dependencia con la longitud de onda, y dado que se produce al interactuar la luz con partículas de mayor tamaño, como son las gotas de agua o los aerosoles, este tiene lugar generalmente en las capas más bajas de la atmósfera, donde la concentración de aerosoles es mayor y tienen lugar los procesos de formación de nubes.

Además de los fenómenos de dispersión, la absorción es otro mecanismo crucial mediante el cual la radiación interactúa con los componentes atmosféricos. Generalmente, todos los componentes gaseosos de la atmósfera exhiben una absorción selectiva en ciertas longitudes de onda específicas, conocidas como líneas o bandas de absorción, que varían según la especie gaseosa implicada (Liou, 2002). En el caso de los aerosoles, su capacidad de absorción depende en gran medida de su composición química. Por ejemplo, los aerosoles oceánicos y los sulfatos muestran escasa absorción, mientras que aerosoles como los provenientes de la combustión incompleta o los incendios forestales, presentan niveles significativos de absorción (Dubovik et al., 2002; Li et al., 2022b). A diferencia de los gases, la absorción de los aerosoles en el espectro solar no es selectiva; más bien varía gradualmente con la longitud de onda de la radiación incidente y puede ser influenciada por factores como el crecimiento higroscópico, la mezcla con otros tipos de aerosoles, o el envejecimiento del aerosol, entre otros procesos (Moosmüller et al., 2009).

Partiendo de esta base, y atendiendo al objetivo principal del trabajo, se describen a continuación los parámetros más representativos a la hora de caracterizar los aerosoles en la atmósfera:

1.2.1. Espesor óptico de aerosoles

El espesor óptico de aerosoles, conocido también como AOD por sus siglas en inglés (*Aerosol Optical Depth*), se define como la medida relativa de la proporción de radiación extinguida (dispersada y/o absorbida) a lo largo de toda la columna vertical atmosférica, desde las zonas más altas de la atmósfera (TOA, del inglés *Top Of Atmosphere*) hasta la superficie de la Tierra. La ley de Beer-Lambert-Bouguer (ecuación (1.2)) establece que la irradiancia, a una longitud de onda dada, al pasar a través de un medio material con extinción homogénea viene dada por un decaimiento exponencial, cuyo exponente no es más que la integral del coeficiente volumétrico de extinción a lo largo del camino recorrido por el haz de luz (Liou, 2002):

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-\int_{z_1}^{z_2} k_e(x, \lambda) dx} \quad (1.2)$$

Donde $I(\lambda)$ representa la irradiancia a la longitud de onda λ tras atravesar el medio, $I_0(\lambda)$ la irradiancia inicial, y $k_e(x, \lambda)$ el coeficiente volumétrico de extinción. En el caso atmosférico se suele expresar esta ley de la siguiente forma:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-m \cdot \tau(\lambda)} \quad (1.3)$$

Donde, en este caso, $I_0(\lambda)$ representa la irradiancia solar en la TOA, m es la denominada masa óptica relativa, y $\tau(\lambda)$ es el denominado espesor óptico total de la atmósfera (TOD, del inglés *Total Optical Depth*), calculado en la columna atmosférica. La masa óptica relativa, se define como el camino óptico recorrido por la luz que atraviesa la atmósfera, expresado como un múltiplo de la masa atmosférica que atravesaría si la fuente estuviese en el cenit. En una primera aproximación, suponiendo una atmósfera plano-paralela, se puede expresar como:

$$m = \frac{1}{\cos(\theta_s)} \quad (1.4)$$

Siendo θ_s el ángulo solar cenital (SZA, del inglés *Solar Zenith Angle*), descrito por la fuente respecto al cenit. Sin embargo, esta aproximación no tiene en cuenta diversos factores como puede ser la curvatura de la Tierra, o la altura de los componentes atmosféricos y da lugar a errores para $\theta_s > 60^\circ$ (Toledano, 2005), por lo que son necesarias otro tipo de aproximaciones, siendo una de las mas empleadas la obtenida por Kasten y Young (Kasten and Young, 1989):

$$m = \frac{1}{\cos(\theta_s) + 0,50572 \cdot (1,676911 - \theta_s)^{-1,6364}} \quad (1.5)$$

Si se supone ausencia de nubes, y misma masa óptica para los diferentes componentes atmosféricos, la ecuación (1.3) queda de la siguiente forma:

$$\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} = e^{-m \cdot [\tau_{ray}(\lambda) + \tau_{gas}(\lambda) + \tau_a(\lambda)]} \quad (1.6)$$

Donde $\tau_{ray}(\lambda)$ es el espesor óptico asociado al scattering de Rayleigh, $\tau_{gas}(\lambda)$ el asociado a la absorción de gases, y $\tau_a(\lambda)$ el asociado a la extinción total de aerosoles. $\tau(\lambda)$ o TOD se define como la suma de estas tres contribuciones a la extinción total. Si ahora aplicamos logaritmos a la ecuación (1.6), se obtiene:

$$\tau_{ray}(\lambda) + \tau_{gas}(\lambda) + \tau_a(\lambda) = -\frac{1}{m} \cdot \ln \left(\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} \right) \quad (1.7)$$

Por lo que el espesor óptico de aerosoles (ec. 1.8), puede obtenerse midiendo la transmitancia de la atmósfera $T(\lambda) = I(\lambda)/I_0(\lambda)$, y corrigiendo las contribuciones del scattering molecular $\tau_{ray}(\lambda)$ y de la absorción de gases $\tau_{gas}(\lambda)$:

$$\tau_a(\lambda) = \frac{1}{m} \cdot \ln \left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} \right) - (\tau_{ray}(\lambda) + \tau_{gas}(\lambda)) \quad (1.8)$$

1.2.2. Exponente de Ångström

El exponente de Ångström (AE, del inglés Ångström Exponent) (Ångström, 1929) da cuenta de la dependencia espectral del espesor óptico de aerosoles. Viene dado por la siguiente ecuación (1.9):

$$\tau_a(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (1.9)$$

Donde β es el denominado coeficiente de turbiedad atmosférica, que coincide con el valor del espesor óptico de aerosoles a $1\mu m$, y α es más conocido como el exponente de Ångström. El valor del exponente de Ångström está intrínsecamente relacionado con el tamaño del aerosol, de forma que generalmente:

1. Partículas finas presentan valores $\alpha > 1$
2. Partículas gruesas presentan valores $\alpha < 1$

La determinación del exponente de Ångström requiere de al menos dos medidas de AOD a longitudes de onda diferentes y se suele determinar a partir de un ajuste lineal de los valores de AOD en función de cada longitud de onda. Si se toma la ecuación (1.9), y se aplican logaritmos, se obtiene:

$$\ln(\tau_a(\lambda)) = -\alpha \cdot \ln(\lambda) + \ln(\beta) \quad (1.10)$$

Si se realiza un ajuste por mínimos cuadrados de $\ln(\tau_a(\lambda))$ frente a $-\ln(\lambda)$, la pendiente del ajuste se corresponde con el exponente de Ångström α ; mientras que la ordenada en el origen representa el logaritmo natural del coeficiente de turbiedad β .

1.2.3. Distribución de tamaños del aerosol

Como se mencionó anteriormente en la Sección 1.1, una forma común de clasificar los aerosoles atmosféricos es por su tamaño, específicamente mediante su distribución de tamaños. La distribución volumétrica de tamaños es la más utilizada, la cual refleja la concentración en volumen de los aerosoles en función del radio de las partículas. Sin embargo, existen otras distribuciones, como las basadas en el número de partículas o en la masa de estas. Generalmente, la distribución de aerosoles en la troposfera se caracteriza por contener varios modos, cada uno descrito por una distribución log-normal (Dubovik and King, 2000; Hinds, 1999; Remer et al., 1998). La distribución de cada uno de estos modos se puede expresar mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{dV_i}{d\ln(r)} = \frac{C_i}{\sigma_i(2\pi)^{1/2}} \cdot \exp\left(-\frac{[\ln(r/r_{m,i})]^2}{2\sigma_i^2}\right) \quad (1.11)$$

Donde C_i representa la concentración total del modo i , σ_i la desviación estándar, y $r_{m,i}$ el radio modal de la distribución. La distribución total del aerosol se corresponde con la suma directa de cada uno de los modos:

$$\frac{dV}{d\ln(r)} = \sum_{i=1}^N \left[\frac{C_i}{\sigma_i(2\pi)^{1/2}} \cdot \exp\left(-\frac{[\ln(r/r_{m,i})]^2}{2\sigma_i^2}\right) \right] \quad (1.12)$$

1.2.4. Albedo de dispersión simple

El albedo de dispersión simple (SSA, del inglés *Single Scattering Albedo*), es una propiedad óptica que describe la proporción del total de radiación extinguida por dispersión respecto a la extinción total (por dispersión y absorción). Esta propiedad se puede definir como:

$$SSA(\lambda) = \frac{\tau_{scat}}{\tau_{ext}} = \frac{\tau_{scat}}{\tau_{scat} + \tau_{abs}} \quad (1.13)$$

Dada su definición es un valor que varía entre 0 y 1, de forma que valores cercanos a la unidad indican la presencia de aerosoles donde el efecto de la dispersión es dominante frente a la absorción, y valores alejados de la unidad, indican presencia de aerosoles más absorbentes.

1.2.5. Índice de refracción

Como se mencionó anteriormente, el índice de refracción de un medio se determina mediante el cociente entre la velocidad de la luz en el vacío y la velocidad de la luz dentro de ese medio. En el caso de los aerosoles, el índice de refracción se compone de dos partes: una real (RRI), denotada como $n(\lambda)$, y una imaginaria (IRI), denotada como $k(\lambda)$. La parte real esta asociada mayoritariamente con el scattering, mientras que la imaginaria se encuentra intrínsecamente relacionada con la absorción. Por lo que en base a su valor, se puede conocer también el tipo de fenómeno que produce el aerosol al interactuar con la luz en la atmósfera.

1.2.6. Coeficientes de extinción, scattering, backscattering y absorción

En general, se definen los coeficientes de extinción σ_{ext} , scattering σ_{scat} , backscattering σ_{back} , y absorción σ_{abs} , como la proporción de radiación que es atenuada, dispersada, retrodispersada (dispersión a 180°) u absorbida, a una determinada longitud de onda, al atravesar una o varias capas de la atmósfera.

1.2.7. Razón lidar

La razón lidar (LR, del inglés *Lidar Ratio*), viene dada por el cociente entre los coeficientes de extinción y backscattering a una altura (h) y a una longitud de onda (λ) determinada. Tiene unidades de estereorradián (sr), y viene dada por la fórmula siguiente:

$$LR(\lambda, h) = \frac{\sigma_{ext}(\lambda, h)}{\sigma_{back}(\lambda, h)} \quad (1.14)$$

1.3. Medida del aerosol atmosférico

En general, las técnicas de medida del aerosol atmosférico se dividen en: técnicas *in-situ*, y técnicas de teledetección (o *remote sensing*). El primer grupo se caracteriza por extraer una muestra de aerosol del aire ambiente para su análisis, ya sea de forma continua realizándose en el mismo instrumento que la capta, o de forma discontinua, realizándose el traslado de la muestra a un laboratorio para su posterior análisis. Presentan la ventaja de realizar un análisis directo de la muestra y de poder analizar los aerosoles en un amplio rango de tamaños, pero pueden alterar la naturaleza del aerosol durante la recogida de la muestra y su posterior medida.

Por otro lado, se engloban dentro de las técnicas de teledetección todas aquellas en las que la medida se realiza de forma externa y sin entrar en contacto directo con la muestra de aerosol en la atmósfera. En general, la caracterización mediante este tipo de técnicas implica la medida de la radiación que previamente ha interactuado con el aerosol. Atendiendo al origen de esta, se distingue entre las técnicas de teledetección activa, en las que la radiación es emitida de forma artificial por parte del observador, y las técnicas de teledetección pasiva en las que la fuente de radiación tiene origen natural, como pueden ser el Sol o la Luna (Almansa, 2021). Este tipo de técnicas son capaces de proporcionar información en columna o con resolución vertical pero restringida al rango de tamaños con suficiente eficiencia de extinción de la radiación (normalmente centrado en el modo acumulación).

Los instrumentos de teledetección pueden situarse en la superficie terrestre, o en plataformas de observación, tanto aéreas (Groß et al., 2013), como marítimas (Smirnov et al., 2009), o espaciales a bordo de satélites (Winker et al., 2007). En general, las medidas desde la superficie terrestre presentan típicamente un mayor detalle y una frecuencia temporal mayor al no depender de los tiempos de revisita típicos de los satélites. Por otro lado, los satélites tienen una mayor cobertura espacial, y proporcionan una visión global de la distribución espacial y temporal del aerosol, aunque presentan bastantes limitaciones como son el solapamiento de las reflectancias de la superficie y el aerosol en el caso del espectro solar, la contaminación de nubes, o la calibración (Li et al., 2009). En este sentido, las técnicas de medida desde la superficie terrestre presentan una gran fuente de información para el estudio y monitorización del aerosol atmosférico.

Dentro de las técnicas de teledetección pasiva, destaca la fotometría solar y lunar que proporciona información directa sobre la carga de aerosoles en la columna atmosférica mediante la medida de la radiación solar que atraviesa la atmósfera. Los fotómetros solares son capaces, además, de medir la radiancia de cielo, que contiene información importante sobre las propiedades físicas y radiativas de los aerosoles. La necesidad de la monitorización continua del aerosol atmosférico ha llevado a la formación de diversas redes globales de fotometría a lo largo de los últimos años, entre las que destacan: AERONET (*AEROSOL ROBOTIC NETWORK* <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>; Holben et al., 1998; Giles et al., 2019), GAW/PFR (*Global Atmospheric Watch - Precision Filter Radiometer*, <https://www.pmodwrc.ch/weltstrahlungszentrum/worcc/gaw-pfr-network/>; Wehrli, 2000, 2005) y SKYNET (*Sky Measurements Network*; <http://atmos3.cr.chiba-u.jp/skyenet/>; Nakajima et al., 2020; Campanelli et al., 2004; Takamura, 2004).

En el ámbito de las técnicas de teledetección activa para la medida del aerosol atmosférico, destacan las técnicas lidar (del inglés *Light Detection And Ranging*), que emiten pulsos de luz láser a una o varias longitudes de onda, permitiendo estimar perfiles verticales del contenido de aerosoles en la atmósfera mediante la medida del desfase entre la luz retrodispersada y la emitida por el propio instrumento. A diferencia de la fotometría, los sistemas lidar en general suelen estar menos estandarizados, y suelen diseñarse con finalidades específicas. Aún así, existen diversas redes de medida, una de las más extendidas es MPLNET (*Micro Pulse Lidar Network*, <https://mplnet.gsfc.nasa.gov/>); Welton et al., 2000).

En general, tanto las técnicas lidar, como la fotometría solar y lunar realizan medidas de cantidades ópticas derivadas de las propiedades del aerosol; por ejemplo, el AOD y el exponente de Ångström. Para poder realizar una caracterización avanzada de las propiedades del aerosol, generalmente se hace uso de los algoritmos de inversión. De esta forma, se denomina inversión a la resolución de un problema inverso; en el caso de los aerosoles obtener las propiedades que dan lugar a una serie de medidas ópticas como el AOD. En general, suelen ser problemas mal definidos, es decir, o no tienen solución, esta no es única, o no existe una dependencia continua de la solución con las condiciones iniciales. Por ejemplo, en el caso del aerosol, las medidas

obtenidas mediante fotometría o técnica lidar pueden ser el producto de una combinación de distintas propiedades de los aerosoles, por lo que la solución al problema no es única (Antuña-Sánchez, 2021).

Existen numerosos algoritmos o métodos de inversión que varían según el tipo de medida empleada. Algunos utilizan únicamente medidas del AOD (King et al., 1978), otros combinan el AOD con radiancias de cielo (Dubovik and King, 2000; Nakajima et al., 1996), algunos emplean únicamente señal lidar (Klett, 1981), o integran señales lidar, AOD y radiancias de cielo (Chaikovsky et al., 2016a; Lopatin et al., 2013; Román et al., 2018). En este trabajo específico, se ha utilizado como algoritmo de inversión el algoritmo GRASP (*Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties*; Dubovik et al., 2021, 2014), cuyo funcionamiento y fundamentos se explican con más detalle en la Sección 2.2.

1.4. Motivación y objetivos

Como se ha demostrado anteriormente, la medición precisa de los aerosoles es fundamental para entender su impacto exacto en el clima terrestre. Técnicas como el lidar y la fotometría son esenciales para analizar el contenido de aerosoles en la atmósfera. Sin embargo, cada una tiene sus limitaciones; por ejemplo, mientras las medidas de fotometría contienen una gran cantidad de información sobre la concentración, tamaño y morfología de los aerosoles, estas no proporcionan información sobre su distribución vertical. Por esta razón, el uso combinado de fotómetros y sistemas lidar es una aproximación con el potencial de proporcionar una caracterización completa y robusta de las propiedades de los aerosoles con resolución vertical. Existen numerosos artículos científicos en la literatura que hacen uso de las sinergias lidar-fotómetro (Chaikovsky et al., 2016b; Lopatin et al., 2013; Tsekeri et al., 2017; Lopatin et al., 2021), además de incluir información adicional que pudiera mejorar dicha caracterización (Espinosa et al., 2017; Román et al., 2017; Dubovik et al., 2019). Sin embargo, dicho análisis sinérgico usando diferentes técnicas de medida se encuentra aún en vías de optimización y estudio por parte de la comunidad científica.

Con todo esto, los objetivos de este trabajo son:

- Configurar y desarrollar una estrategia de inversión sinérgica que incluya medidas lidar y fotométricas haciendo uso del algoritmo de inversión GRASP.
- Caracterizar un evento de mezcla de calima y humo originado por los incendios en Canadá en 2023 que afectó la isla de Tenerife.
- Analizar las ventajas del uso de GRASP frente a otros métodos de inversión.

2. Instrumentación, estación de estudio y metodología

2.1. Instrumentación

2.1.1. Fotometría

Como ya se indicó en la Sección 1.3, los fotómetros son sistemas de teledetección pasiva situados generalmente en la superficie terrestre. Estos instrumentos suelen realizar medidas de la irradiancia directa del Sol, la Luna, y las estrellas, permitiendo calcular la atenuación de la luz debida a los aerosoles al atravesar la atmósfera. Además, algunos fotómetros también son capaces de medir, a distintos ángulos, la radiación difusa proveniente del cielo, lo que se denomina comúnmente como radiancia del cielo. Existen varias redes de medida globales, de las cuales la más extendida es AERONET.

La red AERONET nace a partir de una colaboración entre la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) y el programa PHOTONS (*PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire, Laboratoire d'Optique Atmosphérique-LOA*) de la Universidad de Lille en Francia, con el objetivo principal de medir el aerosol atmosférico a escala global y servir como medio de validación de las medidas realizadas mediante satélite (Remer et al., 2005; Sayer et al., 2012, 2014; Park et al., 2020). Actualmente, AERONET cuenta con más de 500 instrumentos distribuidos a nivel mundial, lo que implica la adopción de métodos estandarizados para la medición, calibración, procesamiento y distribución de datos, características que definen y distinguen a esta red.

Los fotómetros estándar utilizados en la red AERONET incluyen el CIMEL CE318 (Holben et al., 1998) y su versión más reciente, el CIMEL CE318-T (Barreto et al., 2016), ambos producidos por la empresa francesa *Cimel Electronique SAS*. Estos instrumentos son capaces de medir tanto la radiancia del cielo como la irradiancia directa solar y lunar, siendo esta última una capacidad específica del modelo CE318-T. En su versión estándar, realizan mediciones con un campo de visión de aproximadamente $1,29^\circ$. Los fotómetros incorporan una rueda de filtros para realizar medidas cuasi-espectrales con una serie de filtros interferenciales centrados generalmente en las longitudes de onda de: 340 nm, 380 nm, 440 nm, 500 nm, 675 nm, 870 nm, 937 nm (utilizado para estimar el vapor de agua), 1020 y 1640 nm. Todas las longitudes de onda se miden con un fotodiodo de silicio, a excepción de 1640 nm que se utiliza un detector InGaAs que también mide por duplicado la longitud de onda de 1020 nm.

El instrumento está compuesto por tres partes principales: la cabeza sensora, el robot, y la caja de control (Figura 2.1):

- **Cabeza sensora:** incluye los detectores mencionados, la rueda de filtros donde se sitúan los filtros interferenciales, y el sistema óptico del instrumento. Se complementa con un colimador desmontable, diseñado para minimizar la luz parásita en la aureola solar (región circular con un radio de 6° alrededor del Sol), y un detector de cuatro cuadrantes que permite mejorar el apuntamiento al Sol/Luna inicial del instrumento basado en efemérides.
- **Robot:** facilita el movimiento del fotómetro a lo largo de la bóveda celeste. Opera en dos ejes, azimutal y cenital, utilizando un sistema de efemérides que ajusta la posición basándose en la hora exacta, así como en las coordenadas geográficas del lugar de medida.



Figura 2.1: Fotómetro CIMEL C318-T, compuesto por el robot y la cabeza sensora (a la izquierda) y la caja de control (a la derecha). Figura extraída de Almansa (2021).

- **Caja de control:** responsable de la gestión y operación del instrumento. Controla los movimientos del robot y los ajustes del fotómetro, almacena los datos recopilados y permite descargarlos y enviarlos para su posterior análisis.

Para la medida de la irradiancia directa, y consecuentemente del espesor óptico de aerosoles, el fotómetro apunta directamente al Sol y realiza medidas de la radiación solar en lo que se denomina tripletes. Estos tripletes corresponden a tres secuencias consecutivas, de una duración aproximada de 30s por secuencia, en la que se mide la irradiancia directa con todos los filtros disponibles. Estas medidas permiten realizar un cribado de valores, en base a la variabilidad total de la irradiancia en las tres medidas espectrales del triplete, eliminando datos contaminados por nubes (Giles et al., 2019). Si el triplete pasa el filtro, el AOD se obtendría mediante la siguiente ecuación (2.1):

$$\tau_a(\lambda) = \frac{1}{m} \cdot \ln \left(\frac{V_0(\lambda)}{V(\lambda) \cdot R^2} \right) - (\tau_{ray}(\lambda) + \tau_{gas}(\lambda)) \quad (2.1)$$

Donde $V(\lambda)$ es la medida realizada por el fotómetro en voltaje (o cuentas digitales), $V_0(\lambda)$ la denominada constante de calibración, que corresponde con la irradiancia solar extraterrestre en las mismas unidades (voltaje o cuentas digitales), R^2 es el factor de corrección de la irradiancia solar extraterrestre debido a la distancia Tierra-Sol, m es la masa óptica relativa en el momento de la medida, y $\tau_a(\lambda)$ el espesor óptico de aerosoles.

En el caso de las medidas de radiancia del cielo, estas se realizan a varias longitudes de onda, normalmente a 440 nm, 675 nm, 870 nm y 1020 nm, aunque modelos más recientes también suelen hacer estas medidas a 380 nm, 500 nm y 1640 nm. Se distingue entre tres escenarios o patrones de escaneo del cielo (Figura 2.2) que se detallan a continuación:

- **Almucantar:** En la secuencia del almucantar, el fotómetro apunta al Sol y realiza dos barridos manteniendo el ángulo cenital (θ) constante, y variando el ángulo acimutal de visión (ϕ) entre $\pm 3,5^\circ$ y $\pm 180^\circ$ a lo largo de dos “ramas” a izquierda y derecha respecto al ángulo acimutal Sol. Los ángulos de scattering (Θ) a los que se realiza la medida vienen dados por $\cos(\Theta) = \cos^2(\theta_s) + \sin^2(\theta_s)\cos(\phi)$ y su rango está limitado a $0^\circ \leq \Theta \leq 2\theta_s$ (Nakajima et al., 1996). En este escenario, la comparación de valores de radiancia entre “ramas” permite realizar un control de calidad de las medidas, eliminando datos contaminados por nubes, o casos donde la distribución del aerosol en la bóveda celeste es altamente inhomogénea.
- **Plano principal:** En el plano principal, el fotómetro apunta al Sol, y realiza un barrido a lo largo del plano cenital, manteniendo el ángulo azimutal (ϕ) constante e igual al del Sol, y variando el ángulo cenital de visión (θ) respecto del Sol desde -6° hasta 140° . Los

ángulos de scattering (Θ) registrados, vienen dados por $\cos(\Theta) = \cos(\theta_s \pm \theta)$, donde el signo $-$ se usa para $\phi_S - \phi = 0^\circ$ y el $+$ cuando $\phi_S - \phi = 180^\circ$, su rango se encuentra limitado a $0^\circ \leq \Theta \leq \theta_s + 90^\circ$ (Nakajima et al., 1996). Esta secuencia permite acceder a ángulos de scattering mayores que los que se obtendrían con el almucantar, sobre todo con ángulos cenitales solares bajos. A diferencia del almucantar, al no presentar una simetría es más complicada la detección de inhomogeneidades en el cielo.

- **Híbrido:** En esta secuencia se combinan las geometrías del almucantar y el plano principal. A diferencia de los otros dos escenarios, el híbrido registra la radiancia a ángulos de scattering fijos que van desde los $3,5^\circ$ hasta los 140° , mientras que en los anteriores los ángulos de scattering a los que se realiza la medida, dependían del ángulo solar cenital (θ_s). Al ser una combinación del almucantar y el plano principal si que presenta una simetría clara, por lo que se emplea también para detectar inhomogeneidades en la radiancia del cielo. Cabe indicar que este escenario sólo se encuentra disponible en los modelos CE318-T (Sinyuk et al., 2020), y que para $\theta > 75^\circ$ el patrón Híbrido actúa como un Almucantar.

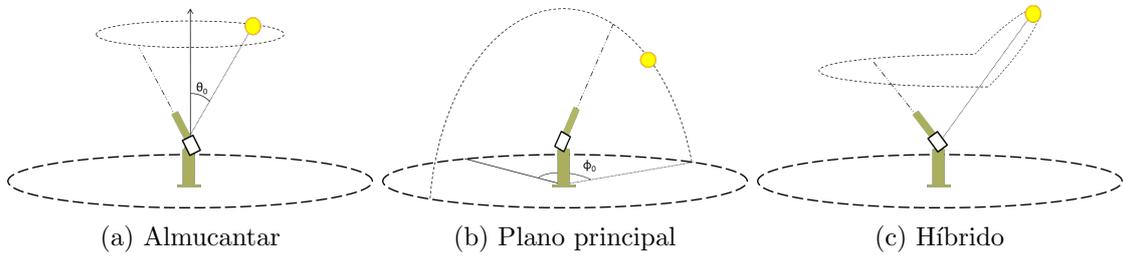


Figura 2.2: Diagramas de las secuencias de medida del fotómetro CE318-T, extraído de Almansa (2021).

2.1.2. Sistemas lidar

La técnica lidar implica la emisión de pulsos de luz láser a una o más longitudes de onda en dirección vertical, o con una cierta inclinación hacia la atmósfera. Tras la interacción con diversos componentes atmosféricos, la luz retrodispersada es captada de vuelta por un telescopio y analizada posteriormente. Al emitirse una luz pulsada, la variación temporal de la señal recibida permite conocer la altura de la que proviene la retrodispersión medida. En general, se puede distinguir entre tres métodos o técnicas lidar en el ámbito de la medida del aerosol atmosférico (Ansmann and Müller, 2005):

- **Lidar elástico:** Es la técnica más utilizada, en esta se registra la señal total retrodispersada por la atmósfera sin distinguir entre las contribuciones de los aerosoles y los gases. Generalmente requiere de información a priori sobre el contenido de aerosol para la obtención de los perfiles de extinción y backscattering. Comparada con otras técnicas, es relativamente económica y permite mediciones continuas a lo largo del día. Destacan entre los lidars elásticos los ceilómetros, que son lidars más económicos de una única longitud de onda, normalmente situada en el infrarrojo cercano, que miden de forma continua para detectar la altura de la base de las nubes pero también los perfiles de los aerosoles.
- **Lidar Raman:** En esta técnica se registra tanto la señal retrodispersada elásticamente por aerosoles y moléculas, como inelásticamente (dispersión Raman) por gases específicos, típicamente oxígeno o nitrógeno. Esto facilita la obtención directa de perfiles de extinción y backscattering de aerosoles combinando ambas señales. Dado que la dispersión Raman es mucho más débil que la dispersión elástica, se trata de una técnica que presenta una razón señal-ruido muy baja, requiere de láseres muy potentes y telescopios de mayor diámetro

y es especialmente susceptible a la señal solar de fondo. Por esta razón, los lidar Raman operan principalmente de noche y de manera discontinua, limitando su resolución temporal en comparación con el lidar elástico.

▪ **Lidar de alta resolución espectral (High Spectral Resolution Lidar o HSRL):**

La técnica lidar de alta resolución espectral es capaz de medir tanto la contribución de aerosoles como la molecular basándose en las diferencias en la respuesta espectral de ambas. La señal molecular se ensancha debido a la agitación térmica de las moléculas de gas, un fenómeno conocido como ensanchamiento Doppler, que es menos prominente en aerosoles y nubes. Bloqueando el pico estrecho asociado con aerosoles, el HSRL puede medir separadamente la contribución molecular y utilizarla para diferenciar entre los perfiles de backscattering y extinción de aerosoles y moléculas. Suelen ser sistemas mucho más costosos, y a diferencia del Raman no se ven tan afectados por la señal de fondo solar, por lo que pueden medir tanto de día como de noche.

El sistema empleado en este trabajo ha sido el lidar elástico, donde la ecuación que describe la señal medida por el instrumento debida al scattering elástico de aerosoles y moléculas viene dada por la siguiente ecuación conocida como “ecuación Lidar”:

$$P_{lidar}(h, \lambda) = \frac{E_0(\lambda)\eta_L}{h^2} \cdot O(h) \cdot \sigma_{back}(h, \lambda) \cdot \exp \left[-2 \int_0^h \sigma_{ext}(z, \lambda) dz \right] \quad (2.2)$$

Donde, $P_{lidar}(h, \lambda)$ es la señal medida por el lidar, $E_0(\lambda)$ es la intensidad inicial del láser, η_L es un parámetro que describe la eficiencia de los sistemas ópticos y de detección del instrumento, $O(h)$ es la denominada función de solapamiento del sistema lidar (también conocida como *overlap*), que describe el solapamiento entre el haz del láser y el campo de visión del receptor, y $\sigma_{back}(h, \lambda)$ y $\sigma_{ext}(h, \lambda)$ son los coeficientes de backscattering y extinción debido a la contribución de los aerosoles y las moléculas a una altura h y a la longitud de onda del láser λ (Ansmann and Müller, 2005). Estos últimos coeficientes se pueden descomponer en sus componentes debidas a los aerosoles y a las moléculas según las ecuaciones 2.3 y 2.4:

$$\sigma_{back}(h, \lambda) = \sigma_{back}^{aero}(h, \lambda) + \sigma_{back}^{mol}(h, \lambda) \quad (2.3)$$

$$\sigma_{ext}(h, \lambda) = \sigma_{ext}^{aero}(h, \lambda) + \sigma_{ext}^{mol}(h, \lambda) \quad (2.4)$$

La ecuación (2.2) se obtiene de restar a la señal total medida por el lidar ($P_{total}(h, \lambda)$), las contribuciones del denominado “fondo solar” ($P_{solar}(h, \lambda)$), que no es más que la contribución de la luz ambiente a la señal del lidar, y la señal “black” o ruido electrónico ($P_{black}(h, \lambda)$), de esta manera la señal real medida por el lidar es:

$$P_{total}(h, \lambda) = P_{lidar}(h, \lambda) + P_{solar}(h, \lambda) + P_{black}(h, \lambda) \quad (2.5)$$

En general, se suele emplear la denominada señal corregida de rango (RCS, del inglés *Range Corrected Signal*), que se obtiene multiplicando la señal del lidar ($P_{\lambda}^{lidar}(h)$) por h^2 , de forma que se corrige el efecto de atenuación de la luz del láser con la distancia al cuadrado:

$$RCS(h, \lambda) = E_0(\lambda) \cdot \eta_L \cdot O(h) \cdot \sigma_{back}(h, \lambda) \cdot \exp \left[-2 \int_0^h \sigma_{ext}(z, \lambda) dz \right] \quad (2.6)$$

Otro tipo de medida cada vez más común en los sistemas lidar elásticos es el cociente de depolarización (δ_V), el cual describe el cambio en el estado de polarización de la luz emitida

al interactuar con las partículas atmosféricas. Generalmente, se define como el ratio entre los coeficientes de backscattering con polarización perpendicular ($\sigma_{back,\perp}$) y polarización paralela ($\sigma_{back,\parallel}$) (Freudenthaler et al., 2009):

$$\delta_V = \frac{\sigma_{back,\perp}(h, \lambda)}{\sigma_{back,\parallel}(h, \lambda)} = \frac{P_{lidar,\perp}(h, \lambda)}{P_{lidar,\parallel}(h, \lambda)} \quad (2.7)$$

En este trabajo se ha empleado un sistema lidar elástico, en particular el lidar CE376 modelo GPNP (ver Figura 2.3). Se trata de un sistema lidar micro-pulsado, “eye-safe”, compacto y autónomo fabricado por la empresa francesa *Cimel Electronique SAS* (Sanchez Barrero et al., 2023). Opera a dos longitudes de onda, 532 nm y 808 nm, con energías de pulso del orden de los 5 – 10 μJ y 3 – 5 μJ y una frecuencia de repetición de 4,7 KHz. Realiza medidas de la radiación retrodispersada y del cociente de depolarización a ambas longitudes de onda. El sistema de emisión y recepción consta de dos telescopios galileanos en configuración biaxial. Los pulsos de luz a 532 nm se generan mediante un láser Nd:YAG de frecuencia duplicada. De manera similar, un sistema que incluye una fuente láser de diodo de banda estrecha pulsada emite pulsos de luz en el infrarrojo cercano (NIR) a 808 nm. La luz retrodispersada elásticamente es recogida, colimada y filtrada en el sistema de recepción a ambas longitudes de onda, y medida mediante conteo de fotones. Para la medida del ratio de depolarización, ambas señales son separadas en sus componentes paralela y perpendicular mediante un cubo divisor de haz polarizado, delante del cual se encuentra una lámina de media onda, accionada manualmente, que fija el ángulo de polarización de la luz incidente con una precisión de 2° (Sanchez Barrero et al., 2023).

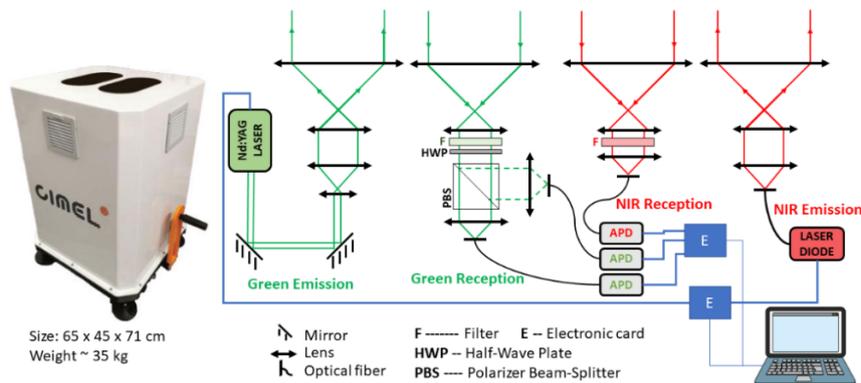


Figura 2.3: Esquema del sistema óptico y de adquisición del lidar CE376 en su versión GPN. Extraído de: <https://www.cimel.fr/solutions/ce376/>.

2.2. Algoritmo de inversión GRASP

El algoritmo de inversión GRASP es un código de inversión altamente versátil. GRASP es aplicable a una amplia variedad de sistemas activos y pasivos de teledetección atmosférica, tanto en plataformas terrestres como en satélites. Este algoritmo, permite la combinación de medidas de diferentes instrumentos para obtener propiedades ópticas y microfísicas del aerosol atmosférico, así como propiedades ópticas de la superficie terrestre (Lopatin et al., 2013; Dubovik et al., 2014; Torres et al., 2017; Román et al., 2017; Chen et al., 2018; Lopatin et al., 2021; Román et al., 2022; Li et al., 2022a).

Se compone de dos módulos principales. El primero es el módulo de inversión numérica, que incluye al conjunto de métodos matemáticos dedicados a realizar la inversión a través del

ajuste de las observaciones mediante el método de mínimos cuadrados multi término (MLSM, del inglés *Multi-Term Least Squared Method*; Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2014, 2021). El segundo módulo, es un modelo de transferencia radiativa (módulo *Forward*), capaz de emular una amplia variedad de medidas de teledetección.

2.2.1. Principios básicos del método MLSM (Multi-term Least Square Method)

El algoritmo de inversión GRASP se basa principalmente en el método de máxima verosimilitud (MML, del inglés *Method of Maximum Likelihood*). La idea básica es la siguiente: si se tiene un vector \mathbf{f}^* compuesto por medidas $f_j(\mathbf{a})$, que dependen del vector de parámetros o características \mathbf{a} , y este vector contiene también los errores de medida $\Delta\mathbf{f}^*$, tal que:

$$\mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}^* \quad (2.8)$$

de acuerdo con el MML la solución al problema de inversión $\hat{\mathbf{a}}^{best}$, será aquella donde la distribución de las diferencias entre los valores medidos f_j^* y los simulados $f_j(\hat{\mathbf{a}})$ se correspondan lo máximo a la función de distribución de probabilidad de los errores de las medidas \mathbf{f}^* :

$$P(\Delta\hat{\mathbf{f}}^*) = P(\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*) = P(\mathbf{f}(\mathbf{a})|\mathbf{f}^*) = \max \quad (2.9)$$

Con esto, la distribución del error de las medidas $P(\Delta\hat{\mathbf{f}}^*)$ se puede aproximar a una función Gaussiana. De esta forma, y a partir de la ecuación anterior, se tiene que:

$$P(\Delta\hat{\mathbf{f}}^*) \approx \exp\left(-\frac{1}{2}(\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*)^T \mathbf{C}_f^{-1}(\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*)\right) \quad (2.10)$$

Donde \mathbf{C}_f se corresponde con la matriz de covarianza asociada a los errores de las medidas. En este caso, el máximo de la $P(\Delta\hat{\mathbf{f}}^*)$ se obtendría buscando el mínimo de la función $\Psi(\mathbf{a})$ (ver ecuación (2.11)) que corresponde con el exponente de la ecuación (2.10) pero con el signo cambiado. Por tanto, el problema general queda “reducido” a un problema de búsqueda de mínimos, donde se buscan los parámetros $\hat{\mathbf{a}}^{best}$ que hagan nulo al gradiente del exponente $\Psi(\mathbf{a})$:

$$\Psi(\mathbf{a}) = \frac{1}{2}(\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*)^T \mathbf{C}_f^{-1}(\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*) = \min \rightarrow \nabla\Psi(\mathbf{a}) = \mathbf{0} \quad (2.11)$$

En general, el método de resolución es bastante complejo debido a la necesidad de dar cuenta de la no linealidad del operador \mathbf{f} , y de la degeneración del jacobiano \mathbf{J} de la función $\mathbf{f}(\mathbf{a})$, incluido en la ecuación $\nabla\Psi(\mathbf{a}) = 0$.

Hasta ahora, se ha trabajado con un único tipo de medidas \mathbf{f}^* . Sin embargo, el método MLSM permite invertir simultáneamente un conjunto de k tipos de medidas (\mathbf{f}_k^*). Esto, no sólo permite realizar inversiones utilizando observaciones provenientes de varios instrumentos, sino que también permite introducir cierta información a priori sobre el conjunto de medidas en forma de ligaduras, las cuales se añaden como si fueran un nuevo conjunto de observaciones. Así pues, en el método MLSM, en vez de resolver la ecuación (2.8) directamente (para un único conjunto de medidas \mathbf{f}^*), se trabaja generalmente con el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{cases} \mathbf{f}^* = \mathbf{f}(\mathbf{a}) + \Delta\mathbf{f}^* \\ \mathbf{0}^* = \mathbf{G}_m\mathbf{a} + \Delta\mathbf{g}_m \\ \mathbf{a}^* = \mathbf{a} + \Delta\mathbf{a}^* \end{cases} \quad (2.12)$$

El segundo término del sistema se corresponde con las denominadas ligaduras de suavidad. Estas permiten eliminar dependencias y oscilaciones irreales en las características obtenidas. Para ello, se asumen nulas las derivadas de orden m de las características \mathbf{a} . Esta información va contenida en la matriz \mathbf{G}_m y el error asociado a esta ligadura, $\Delta\mathbf{g}_m$, permite controlar el peso de la misma en el ajuste; es decir, cuanto se va a forzar a que la derivada de orden m del parámetro \mathbf{a} se aproxime a cero. Conforme menor sea este error, más peso tendrá esta ligadura, la mencionada derivada será más cercana a cero y por tanto la variación será más suave, y viceversa.

El tercer y último término se corresponde con las denominadas ligaduras a priori. Estas son básicamente una serie de valores de \mathbf{a}^* a los que consideremos que la solución final \mathbf{a} debe parecerse. El error asociado $\Delta\mathbf{a}^*$ permite controlar cuanto se obliga a que la solución final \mathbf{a} se parezca a la supuesta a priori \mathbf{a}^* . Al igual que en el caso de las ligaduras de suavidad, cuanto menor sea el error, más se restringe la solución a los valores a priori.

Este sistema de ecuaciones permite regularizar el problema mal definido que supone la inversión de las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol atmosférico. Con esto, y siguiendo los cálculos detallados por Dubovik and King (2000), la solución al sistema de ecuaciones anterior pasa por la minimización de la siguiente ecuación (2.13) cuadrática no lineal, lo cual resuelve GRASP mediante el método iterativo de Levenberg-Marquardt:

$$2\Psi(\mathbf{a}) = (\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*)^T \mathbf{W}_f^{-1} (\mathbf{f}(\mathbf{a}) - \mathbf{f}^*) + \gamma_g \mathbf{a}^T \mathbf{G}^T \mathbf{W}_g^{-1} \mathbf{G} \mathbf{a} + \gamma_a (\mathbf{a} - \mathbf{a}^*)^T \mathbf{W}_a^{-1} (\mathbf{a} - \mathbf{a}^*)' \quad (2.13)$$

Donde las matrices de peso \mathbf{W} y los multiplicadores de *Lagrange* γ se definen como:

$$\mathbf{W}_f = \frac{1}{\epsilon_f^2} \mathbf{C}_f; \quad \mathbf{W}_g = \frac{1}{\epsilon_g^2} \mathbf{C}_g; \quad \mathbf{W}_a = \frac{1}{\epsilon_a^2} \mathbf{C}_a; \quad \gamma_g = \frac{\epsilon_f^2}{\epsilon_g^2}; \quad \gamma_a = \frac{\epsilon_f^2}{\epsilon_a^2} \quad (2.14)$$

Siendo ϵ_f^2 y ϵ_a^2 los primeros elementos de la diagonal de las matrices de covarianza \mathbf{C}_f y \mathbf{C}_a . De esta manera, y en base al valor del error de la ligadura ϵ_a y de la medida ϵ_f , cuanto menor es el valor de ϵ_a , mas grande es el multiplicador de *Lagrange* asociado γ_a , y por tanto más restrictiva es la ligadura en el cálculo de la minimización de $\Psi(\mathbf{a})$. La misma lógica puede aplicarse para las ligaduras de suavidad y el multiplicador asociado γ_g . En el caso de GRASP, las ligaduras se controlan directamente a través de los multiplicadores de *Lagrange*. Para una descripción más detallada del método MLSM, se recomienda leer los trabajos de Dubovik and King (2000), Dubovik (2004), Dubovik et al. (2014), y Dubovik et al. (2021), además de la introducción exhaustiva incluida en la tesis de Antuña-Sánchez (2021).

2.2.2. Ejecución y uso del algoritmo GRASP

Para el uso del algoritmo de inversión GRASP, son necesarios dos tipos de archivos. Por un lado el archivo *SDATA* (del inglés *Sensor Data*) que contiene toda la información relativa a las medidas; por ejemplo: tipo de medida, su valor, y los distintos parámetros asociados a ésta como pueden ser las alturas en el caso de la señal RCS del lidar. Por otro lado el archivo *SETTINGS*, el cual contiene todos los parámetros de configuración necesarios para ejecutar el algoritmo como pueden ser: el error asociado a las medidas, el número de iteraciones, el método empleado para resolver la minimización mencionada, las propiedades a invertir, o las ligaduras

y sus multiplicadores de *Lagrange*. Una vez se tienen ambos archivos, el flujo de trabajo es el descrito en la Figura 2.4.

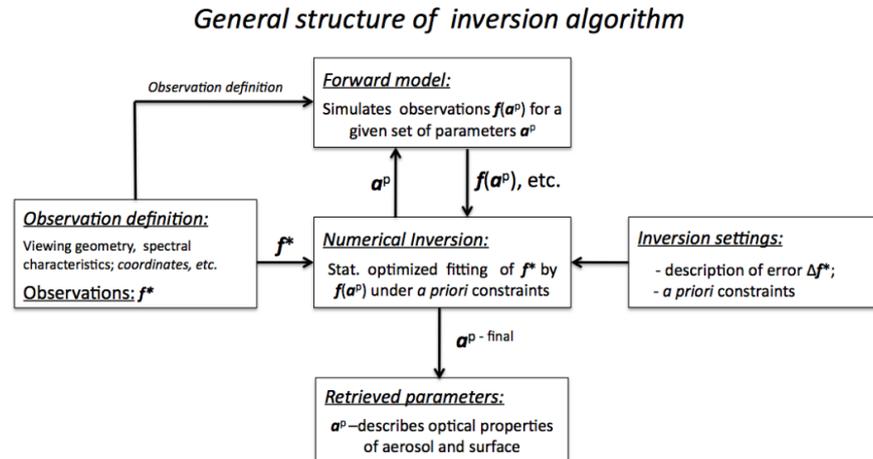


Figura 2.4: Esquema de la estructura del algoritmo de inversión GRASP. Extraído de: <http://www.grasp-open.com/doc>.

A partir de los valores a priori a_0 introducidos para cada parámetro a invertir, se modeliza, mediante el módulo *Forward* de transferencia radiativa, un conjunto de observaciones $f(a_0)$. Estas se introducen a través de las settings en el módulo de inversión donde, mediante el método MLSM, se calculan las características a_p que mejor reproduzcan las medidas reales f^* . A su vez, estas se vuelven a introducir en el módulo *Forward* que genera un nuevo conjunto de observaciones $f(a_p)$. Este proceso se repite de forma iterativa hasta que el residuo entre dos iteraciones sucesivas del método sea menor que un valor elegido e introducido en las settings, o se alcance el número máximo de iteraciones (también establecido en las settings). Una vez concluido el proceso iterativo, GRASP devuelve las características invertidas a_f , junto con los valores de los residuos generados durante su ejecución, y el conjunto de observaciones modelizadas $f(a_f)$.

2.3. Estación de medida: El Observatorio Atmosférico de Izaña

El Observatorio Atmosférico de Izaña está ubicado en la isla de Tenerife, España, en las coordenadas 28,3°N, 16,5°W y a una altura de 2373 metros sobre el nivel del mar. El observatorio se encuentra situado durante casi todo el año por encima de una capa de inversión térmica y bajo la influencia de una capa de aire extremadamente seco, con una circulación de aire predominante del noroeste. Estas condiciones extremadamente limpias, que pueden consideradas como representativas de la troposfera libre del Atlántico Norte subtropical, contrastan con la presencia de polvo mineral procedente del continente africano. Esto ocurre principalmente en verano, cuando la capa de aire sahariano, en su desplazamiento hacia el Atlántico, alcanza y supera la altitud del observatorio (Barreto et al., 2022b). Estas condiciones únicas hacen del Observatorio de Izaña una de las ubicaciones más propicias para el estudio y observación del aerosol atmosférico en el Atlántico Norte.

El Observatorio es parte integral del programa de Vigilancia Atmosférica Global (GAW, del inglés *Global Atmosphere Watch*) de la Organización Meteorológica Mundial (WMO del inglés *World Meteorological Organization*), y contribuye a diversas redes de medida global del aerosol atmosférico, entre las que se encuentran AERONET, GAW/PFR, o MPLNET. Además, gracias a su localización y condiciones climatológicas específicas, el observatorio es una de las

dos estaciones seleccionadas para realizar la calibración absoluta de los fotómetros de la red AERONET (Milford, 2024).

En lo que se refiere a su capacidad instrumental para la monitorización de aerosoles, el Observatorio Atmosférico de Izaña cuenta con varios sistemas lidar operando de forma continua junto con numerosos fotómetros parte de la red AERONET y ACTRIS (The Aerosol, Clouds and Trace Gases Research Infrastructure, <https://www.actris.eu/>) (Laj et al., 2024). Se trata de los sistemas lidar MPL-4B (Campbell et al., 2002; Flynn et al., 2007) y CE376 GPNP (Sanchez Barrero et al., 2023). Esta disposición permite hacer uso de la sinergia entre instrumentos y combinarla con el algoritmo de inversión GRASP con el fin de realizar un análisis y caracterización exhaustivas del aerosol a partir de la obtención de sus propiedades ópticas y microfísicas, tanto en la columna atmosférica como en la vertical.

2.4. Metodología

2.4.1. Datos fotométricos

En este trabajo se han empleado tanto medidas de AOD como radiancias del cielo a 440, 675, 870, y 1020 nm. extraídas de la red AERONET para la estación de Izaña. En concreto, se utilizaron datos de AOD de nivel 1.5 de la versión 3 del algoritmo de AERONET (Giles et al., 2019), que elimina tanto los datos contaminados por nubes como los afectados por anomalías del instrumento. Además, se utilizaron medidas brutas de radiancias del cielo, tanto de escenarios tipo híbrido como de almucantar. Estos datos se han sometido a un sistema de filtrado y procesamiento, similar al descrito en Román et al. (2018), en el que las radiancias y el AOD se emplean para realizar la inversión si, tras pasar el proceso de filtrado, se cumplen las siguientes condiciones:

1. El número de medidas de radiancia para cada longitud de onda en cada uno de los escenarios de escaneo del cielo (almucantar e híbrido) es mayor o igual a 10.
2. En cada escenario hay al menos una medida de radiancia en los rangos de ángulos de dispersión: $\geq 3,2^\circ$ hasta 6° , 6° hasta 30° , 30° hasta 78° y $\geq 78^\circ$.
3. Para cada escenario y longitud de onda, existe un valor de AOD válido en un entorno de ± 16 min alrededor de este.

Una vez filtrados, los valores de radiancia se han normalizado haciendo uso del “2000 ASTM Standard Extraterrestrial Spectrum Reference E-490-00” (<https://www.nrel.gov/grid/solar-resource/spectra-astm-e490.html>), ponderado por las funciones de respuesta de cada uno de los filtros del fotómetro extraídas de la plataforma CAELIS (<https://www.caelis.uva.es/>; González et al., 2020).

Por último, y como parte de la radiancia del cielo procede parcialmente de la luz reflejada por la superficie terrestre, se emplearon los parámetros de reflectancia del suelo obtenidos mediante el producto “V005 MODIS Terra + Aqua BRDF/Albedo 16-Day L3 0.05Deg CMG” del instrumento MODIS (Del inglés *MODerate Imaging Spectrometer*). Los datos fueron interpolados linealmente a las longitudes de 675, 870, y 1020 nm y extrapolados a 440 nm, para dar cuenta de la reflectancia de la superficie mediante la función de distribución de reflectancia bidireccional (BRDF por sus siglas en inglés *Bidirectional Reflectance Distribution Function*) dentro de GRASP.

2.4.2. Perfiles lidar

Para los perfiles verticales, se han empleado las señales RCS del lidar CE376 a 532 y 808 nm, obtenidas cada minuto, con una resolución vertical de 15 m, y promediadas en una ventana de ± 15 min en torno a cada escenario disponible. Con el fin de evitar la contaminación debida a nubes en los perfiles promediados, se ha hecho uso del lidar MPL (<https://mplnet.gsfc.nasa.gov/>), que mide conjuntamente con el CE376 en Izaña, para comprobar que ninguno de los perfiles seleccionados esté contaminado por nubes. En caso de detectarse contaminación por nube, se elimina el perfil junto con los datos de AOD y radiancia del cielo asociados. Una vez obtenido el perfil promediado en la ventana, se aplica un proceso de eliminación de ruido mediante una transformada wavelet discreta con umbral local, según lo descrito en Mao (2012). Esto permite ampliar el alcance vertical de ambos canales, mitigando el ruido inducido por el “fondo solar”, especialmente en el canal de 808 nm. Finalmente, se normalizaron cada uno de los perfiles obtenidos, a un perfil de 60 puntos con espaciado logarítmico siguiendo el método descrito en Román et al. (2018).

2.4.3. Estrategia de inversión

Como ya se ha indicado en las secciones anteriores, para la obtención de las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol se ha empleado el algoritmo de inversión GRASP. En concreto, se hizo uso de la inversión lidar+fotómetro, anteriormente conocida como GARRLiC (Del inglés *Generalized Aerosol Retrieval from Radiometer and Lidar Combined data*) y ahora integrada dentro del algoritmo GRASP (Lopatin et al., 2013, 2021). Esta configuración permite obtener las propiedades ópticas y microfísicas del aerosol tanto integrada en la columna atmosférica como con resolución vertical, con la posibilidad de diferenciar entre modos de aerosol (fino y grueso) si se incluyen medidas de la RCS a dos o más longitudes de onda, o el perfil de depolarización (Lopatin et al., 2021).

En este caso, y dado que se usaron las señales RCS a 532 nm y 808 nm, se ha configurado la estrategia de inversión asumiendo una distribución de tamaños bimodal, en 10 intervalos triangulares espaciados logarítmicamente para el modo fino y 15 para el grueso, ocupando un rango de radios desde $0,05\mu\text{m}$ hasta las $0,58\mu\text{m}$ para el modo fino, y desde las $0,33\mu\text{m}$ hasta las $15\mu\text{m}$ para el modo grueso, lo que constituye un rango total de radios desde las $0,05\mu\text{m}$ hasta las $15\mu\text{m}$. Además se han considerado que los índices de refracción real e imaginario, la razón lidar, y el albedo de dispersión simple en columna, son diferentes para cada modo y varían con las longitudes de onda disponibles (440, 523, 675, 808, 870 y 1020 nm). También se va a invertir la fracción de partículas esféricas. Respecto a la distribución vertical del aerosol, se ha asumido que esta varía con la altura y es distinta para el modo fino y el grueso.

Esta inversión de dos modos permite obtener los perfiles verticales de diversas propiedades intensivas del aerosol. De esta, se han obtenido también los perfiles verticales del exponente de Ångström, el LR y el SSA, junto con los perfiles de concentración, backscattering, scattering, absorción, y extinción en 60 intervalos espaciados logarítmicamente para cada modo y cada una de las longitudes de onda usadas. Finalmente se han calculado los errores derivados de la inversión para cada uno de los productos obtenidos mediante GRASP según lo mostrado en Herrera et al. (2022).

Como se indicó en la Sección 2.2.2, para realizar la inversión, se parte de unos resultados a priori. En el caso de este trabajo, el escenario inicial ha sido el mismo para todas las inversiones realizadas, excepto para la distribución de tamaños, que se ha supuesto como una distribución trapezoidal proporcional al AOD medido a 440 nm, según lo descrito en Román et al. (2017). Así pues, se han mantenido constantes tanto los valores de los multiplicadores de *Lagrange* asociados

a estos y a las ligaduras de suavidad para todas las inversiones realizadas. Finalmente, en la inversión de los perfiles verticales GRASP asume dos suposiciones (Lopatin et al., 2013):

1. Se supone constante la variación vertical de la distribución del aerosol desde el suelo hasta el primer punto del perfil (z_{min}):

$$c(z) = c(z_{min}) \quad z \leq z_{min} \quad (2.15)$$

2. A partir de la altura máxima del perfil (z_{max}), se supone un decaimiento lineal en la distribución vertical del aerosol:

$$c(z) = c(z_{max}) - \alpha \cdot z \quad z > z_{max} \quad (2.16)$$

donde α es elegida tal que $c(z) \rightarrow 0$ en el tope de la atmósfera, el cual GRASP considera que se sitúa a 40 km de altura.

3. Resultados

3.1. Descripción del evento

Una vez establecida la metodología para obtener las propiedades de los aerosoles combinando datos de fotómetro y lidar en el algoritmo GRASP, se ha aplicado a los datos disponibles en Izaña durante un evento de interés. Para este estudio, se ha seleccionado un evento ocurrido los días 29 y 30 de junio de 2023. Estos días han sido elegidos debido a la intrusión de varios tipos de aerosoles, lo que hace que la metodología mencionada sea particularmente útil, ya que permite discernir entre distintos tipos de aerosoles en la vertical.

En el panel superior de la Figura 3.1, se muestran tanto los valores de AOD a 500 nm como el exponente de Ångström calculado en las longitudes de 440 y 870 nm extraídos de AERONET; Así pues, en los paneles central e inferior se muestran los valores de la RCS del lidar CE376 a 532 y 808 nm. Con los datos disponibles para cada uno de los días, se han realizado un total de 45 inversiones, las cuales se han obtenido a las horas señaladas por las líneas rojas en la Figura 3.1. El evento seleccionado muestra una carga media-baja de aerosol, con un AOD a 500 nm que varía entre 0,1 y 0,26 aproximadamente, con un valor medio de 0,16. El cambio en los valores de AE, cuyo valor medio es de 0,14 el día 29, y 0,76 el 30, da cuenta de un cambio en el tamaño y tipo del aerosol entre ambas fechas.

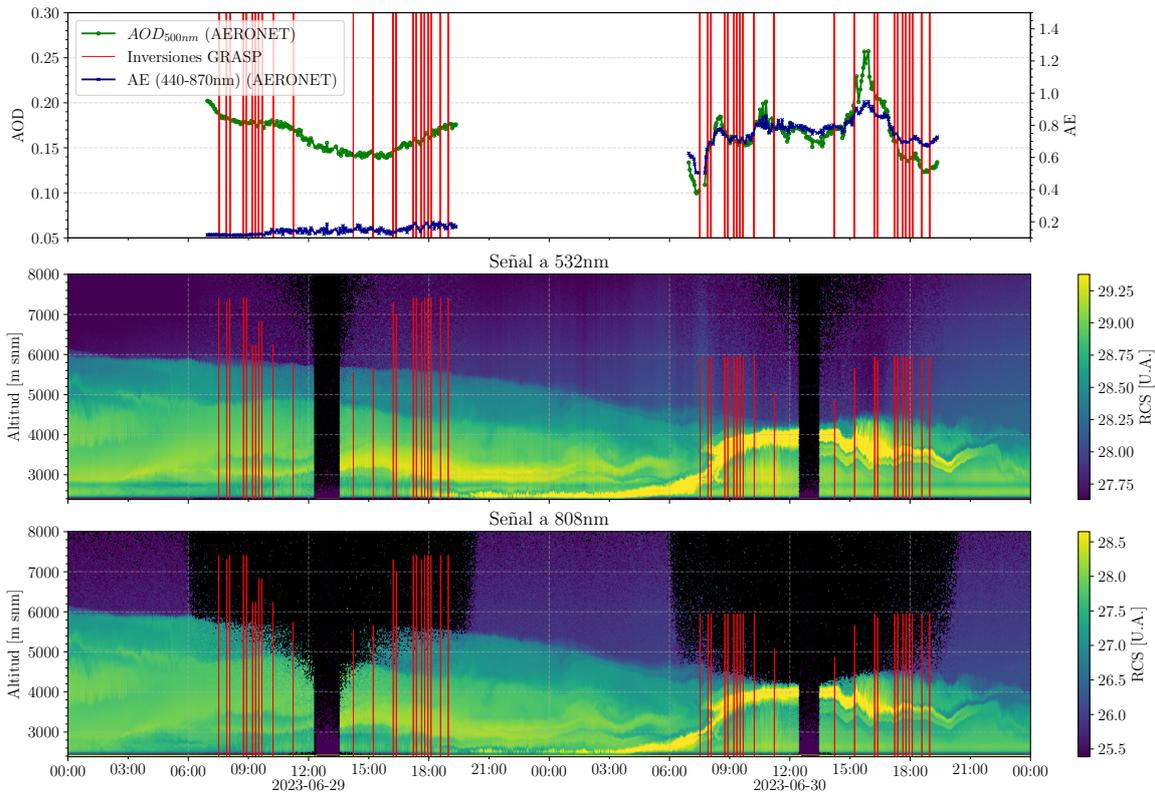


Figura 3.1: Valores del AOD a 500 nm (en verde) y AE (en azul) en el panel superior, señales RCS del lidar CE376 a 532 nm y 808 nm en los paneles central e inferior, respectivamente, y las inversiones obtenidas (en rojo) durante el período del 29 al 30 de junio de 2023.

extraída del sensor VIIRS -Visible Infrared Imaging Radiometer Suite- a bordo del satélite Suomi NPP -National Polar orbiting Partnership-). Esta trayectoria, junto con el aumento del AE durante el día 30, indicarían la entrada de una capa de humo de transporte de largo recorrido que parece haber sido inyectado en capas altas de la atmósfera debido a la formación de *pyro-cumulonimbus* (Peterson et al., 2018) en el entorno de los incendios que tuvieron lugar en el este de Canadá durante junio de 2023.

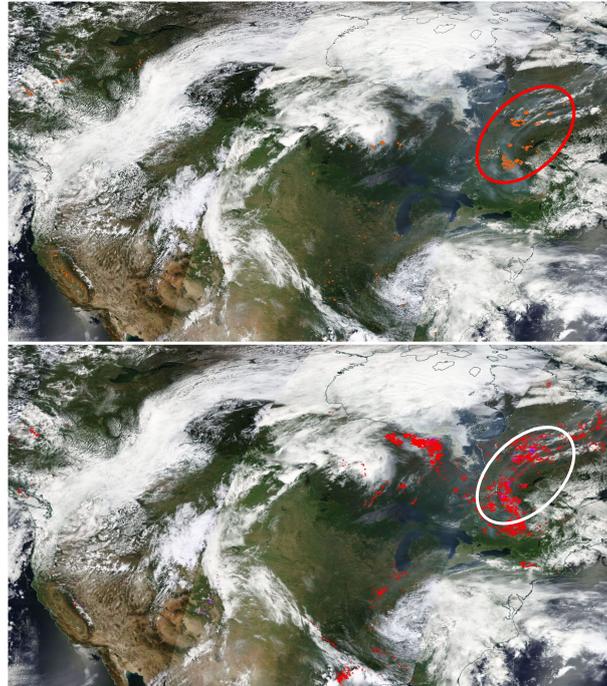


Figura 3.3: Puntos calientes en naranja (TERRA/MODIS), humo en rojo (Deep Blue Aerosol Type Algorithm Suomi NPP/VIIRS) y reflectancia corregida (TERRA/MODIS) para el día 22 de Junio de 2023 sobre Canadá. Imágenes generadas con el sistema NASA WorldView system (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

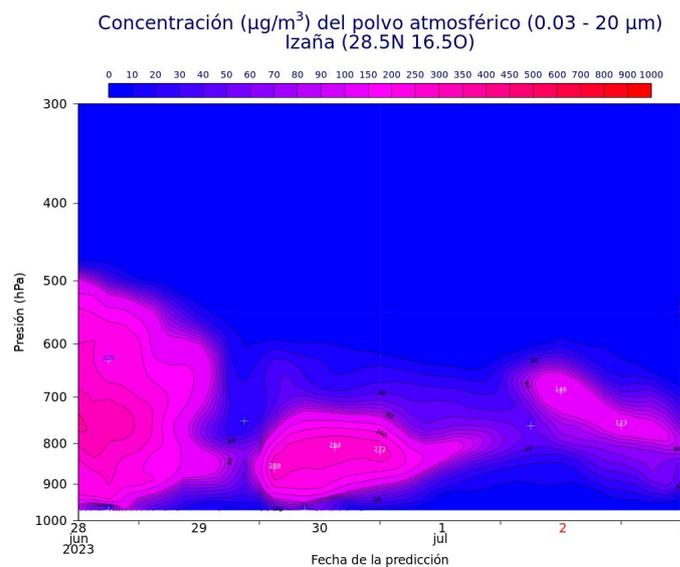


Figura 3.4: Simulación del modelo CAMS-ECMWF (Copernicus Atmosphere Monitoring Service - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Peuch et al. (2022)) para las concentraciones verticales de polvo desértico.

Finalmente, el análisis de las simulaciones del modelo CAMS-ECMWF (Copernicus Atmosphere Monitoring Service - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Peuch et al. (2022)) para las concentraciones verticales de polvo desértico (Figura 3.4) y para quema de biomasa (Figura 3.5), realizadas en el Observatorio de Izaña cada 12 horas, revela cambios significativos en la composición atmosférica entre los días 29 y 30. El 29, el modelo indica la presencia y retirada parcial, a lo largo del día, de la capa de polvo sahariano, con concentraciones que oscilan entre los 100 y 250 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en la franja de 2000 a 5500 m (entre 700 y 500 hPa, aproximadamente). Esta situación cambia drásticamente el día 30 con la llegada del humo proveniente de los incendios en Canadá. En este día, se observa el mismo ascenso gradual de esa capa de humo o quema de biomasa que se veía en la señal RCS del lidar, con concentraciones de 10 a 23 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Dicha capa de humo se mezcla con restos del polvo sahariano del día anterior, que ahora presenta concentraciones reducidas de entre 10 y 40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$.

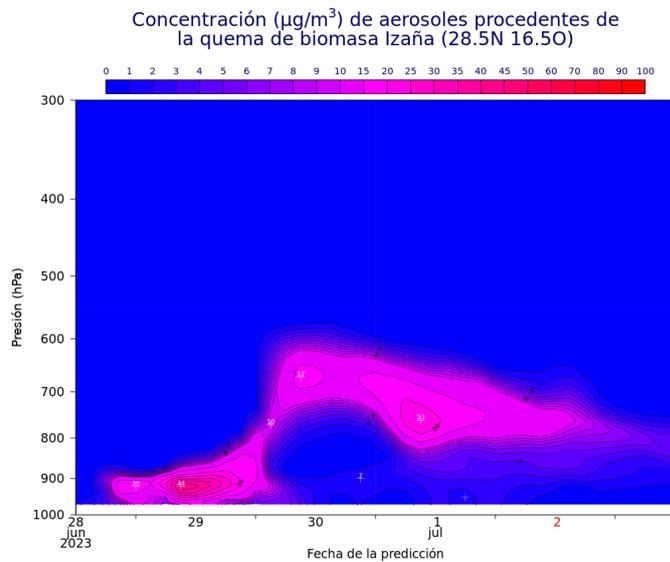


Figura 3.5: Simulación del modelo CAMS-ECMWF (Copernicus Atmosphere Monitoring Service - European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Peuch et al. (2022)) para las concentraciones verticales de quema de biomasa.

A partir de la información proporcionada y del análisis realizado, se concluye que los días 29 y 30 de junio representan un evento de aerosoles con características claramente diferenciadas. El día 29 se identifica como un evento de intrusión de calima, evidenciado por las trayectorias obtenidas y los valores de AOD y AE observados. En contraste, el día 30 se presenta como un evento mucho más complejo, caracterizado por la mezcla del remanente de la capa sahariana con humo de incendios de largo recorrido provenientes del este de Canadá.

3.2. Análisis de inversiones y caracterización

3.2.1. 29 de junio de 2023 (calima)

Como se ha detallado en la Sección 3.1, el evento observado el día 29 en la isla de Tenerife fue identificado como una intrusión de calima. Este fenómeno, consistente en la presencia de polvo sahariano en la atmósfera, mostró una concentración inicialmente alta que fue disminuyendo progresivamente a lo largo del día. Del total de las 45 inversiones obtenidas para ambos días, 22 pertenecen a este evento en concreto. En este sentido, la Figura 3.6a muestra la media de las distribuciones de tamaños obtenidas, donde se puede apreciar un claro modo grueso con un pico centrado en radios en torno a las $1,7\mu\text{m}$, con un valor medio (\pm desviación estándar) de concentración de $0,067 \pm 0,007 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$, y un modo fino casi inexistente con un valor medio máximo, centrado en torno a las $0,25\mu\text{m}$, de $0,004 \pm 0,001 \mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$. Esto es consistente con lo reportado el artículo de Barreto et al. (2022b), donde la capa sahariana en Izaña queda caracterizada por un modo grueso predominante centrado en torno a $1,58 \pm 0,12\mu\text{m}$.

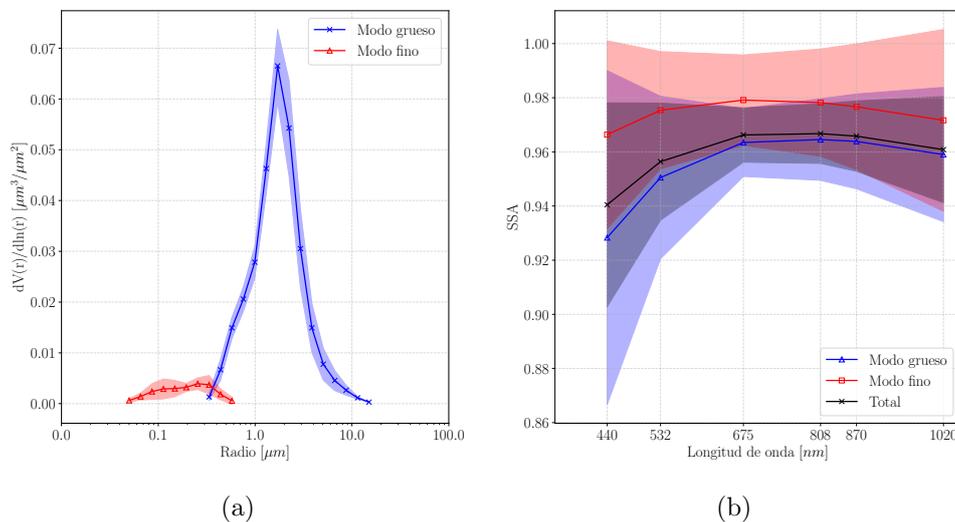


Figura 3.6: Medias diarias de la distribución volumétrica de tamaños (a) y albedo de dispersión simple (SSA, total y por modo) (b), en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm (\pm desviaciones estándar en sombreado), obtenidas mediante GRASP para el día 29 de junio de 2023.

En la Figura 3.6b, se presentan los valores medios del albedo de dispersión simple de las 22 inversiones para el día 29, acompañados de sus respectivas desviaciones estándar para cada uno de los modos obtenidos. Se observa que tanto el valor medio del modo grueso como el total exhiben la dependencia espectral característica del polvo desértico, donde las longitudes de onda más bajas muestran un rango de absorción que disminuye progresivamente al aumentar la longitud de onda (Dubovik et al., 2002). Además, es relevante destacar la variabilidad espectral de la desviación estándar asociada a cada modo. Generalmente, el modo grueso presenta mayor variabilidad en longitudes de onda cortas que en las largas, mientras que en el modo fino ocurre lo contrario. Esta variabilidad espectral, junto con la proximidad entre el modo total y el modo dominante del aerosol, son comportamientos típicos en este tipo de inversión, y coinciden con lo mostrado en el artículo de Lopatin et al. (2013). Tanto las distribuciones de tamaño, como los valores del SSA obtenidos para cada inversión junto con su error, se encuentran incluidos en el Anexo A, concretamente en las Figuras A.1 y A.3.

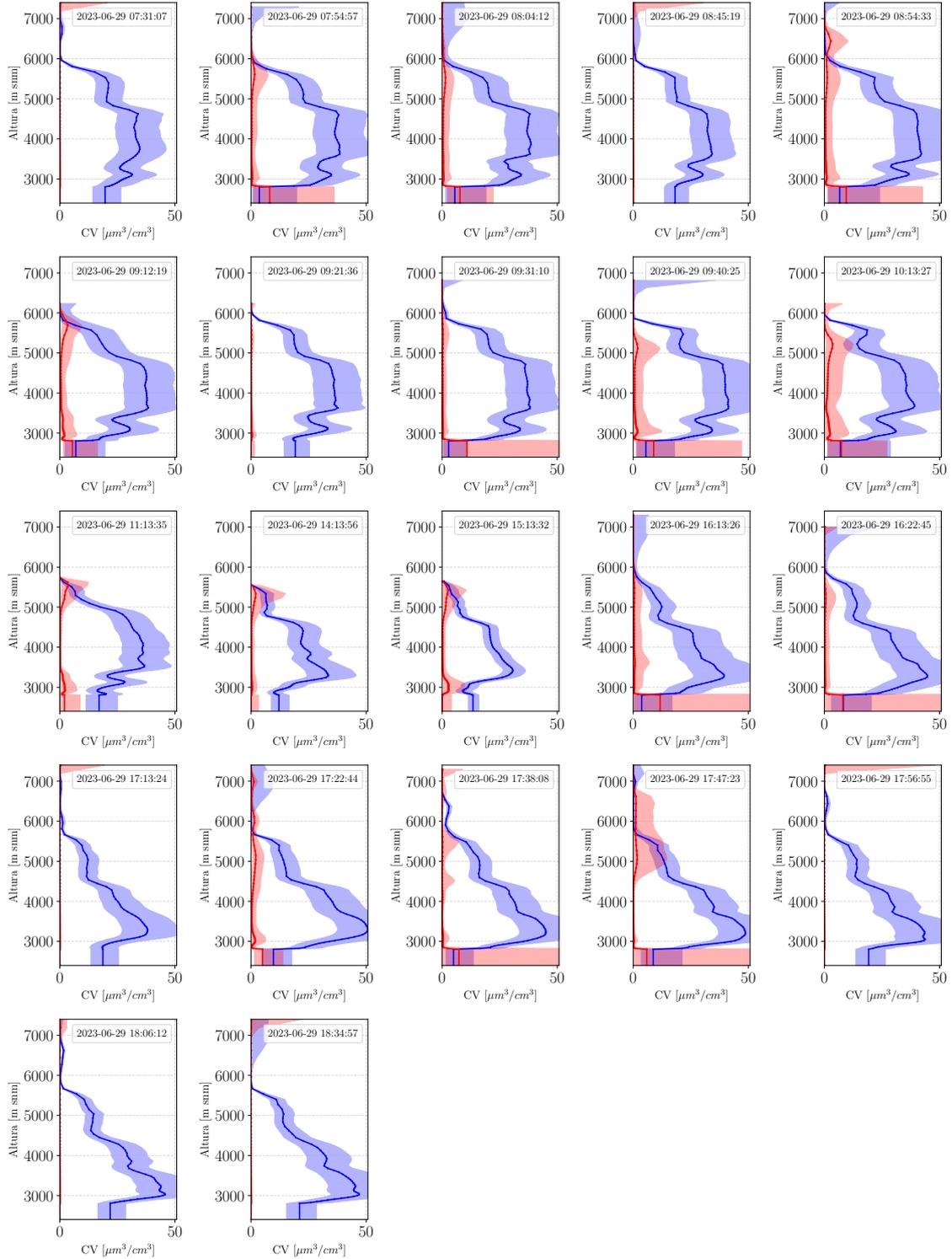


Figura 3.7: Perfiles verticales de concentración volumétrica de aerosoles (CV) para cada modo (fino en rojo y grueso en azul) con sus respectivos errores (sombreado) el para día 29 de junio de 2023.

En contraste con el análisis de las propiedades en columna, para el estudio de las propiedades verticales del aerosol no se han calculado los valores promedio del día. Dado que la altura y distribución de la capa de aerosol varían a lo largo del día, al igual que la altura máxima y el espaciado entre los puntos de los perfiles invertidos, calcular una media podría resultar en una

representación inexacta de la dinámica diaria. En su lugar, se ha optado por mostrar todos los perfiles verticales obtenidos con GRASP correspondientes al día 29 en una figura única, con el objetivo de capturar la variabilidad temporal de las capas de manera más efectiva.

Siguiendo en esta línea, los perfiles verticales de concentración volumétrica obtenidos para dicho día se muestran en la Figura 3.7. Los perfiles de extinción y backscattering, aunque igualmente relevantes para una comprensión completa del fenómeno, se encuentran en el Anexo A, específicamente en las Figuras A.5 y A.7. En general, se puede apreciar como la capa de aerosol del modo grueso (en azul) se va desplazando a lo largo del día de forma que a primeras horas presenta una concentración más o menos uniforme entre las alturas de 3000 y 5000 m snm, de entre 30 y 40 $\mu\text{m}^3/\text{cm}^3$. Hacia últimas horas del día se va achatando y desplazando hacia capas bajas, quedando comprendida entre los 3000 y 3600-3700 m snm, tal y como se aprecia en la señal RCS de la Figura 3.1. Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Barreto et al. (2022a), donde la capa de aire sahariano en verano en la región del Atlántico Norte subtropical aparece definida como una capa bien mezclada que alcanza típicamente alturas de 5000-6000 m snm. Es notable también la casi inexistente presencia de un modo fino en los perfiles a lo largo del día, lo que reitera el comportamiento típico de eventos donde el modo grueso de aerosol es el dominante.

Continuando con el análisis de los perfiles de extinción y backscattering en las longitudes de onda de 532 y 808 nm, presentados en las Figuras A.5 y A.7 respectivamente, se observa una dinámica similar a la descrita en los perfiles de concentración volumétrica. En cuanto al valor de los perfiles de extinción, estos muestran una muy baja dependencia espectral, con la extinción en 808 nm siendo ligeramente superior a la de 532 nm en la mayoría de alturas. Esto puede tener su explicación en el valor extremadamente bajo del exponente de Ångström calculado en base a los valores de AOD (ver Tabla B.1) invertidos por GRASP para dichas longitudes, durante el evento.

Finalmente, la variabilidad observada en los perfiles de backscattering (Figura A.7) a lo largo del día puede explicarse debido a los cambios observados en la razón lidar obtenida mediante GRASP a lo largo del día, la cual depende intrínsecamente del SSA (Lopatin et al., 2021). Como se ha mostrado en esta sección, el SSA exhibe una alta variabilidad durante el día (Figura 3.6b), lo que influye directamente en los valores de la razón lidar.

Con el fin de realizar una comparación de las inversiones GRASP con el algoritmo de inversión de AERONET (Dubovik and King, 2000; Sinyuk et al., 2020) y el método de Klett (Klett, 1981). Se ha tomado la inversión con mayor valor de AOD total, dado que en general el valor del AOD suele tomarse como un indicador de la exactitud de las propiedades invertidas (Dubovik and King, 2000). En el caso del día 29, este valor (Ver Tabla B.1 incluida en el Anexo B) se corresponde con la inversión obtenida a las 08:54:33 UTC.

Atendiendo a las Figuras 3.8a y 3.8b, donde se representan la distribución volumétrica de tamaño de GRASP junto con la de AERONET, y el SSA de GRASP junto con el de AERONET. Se puede observar que el grado de consistencia entra ambas inversiones en el caso de las distribuciones de tamaño es bastante bueno, produciéndose la mayor diferencia en el modo fino obtenido por GRASP. La inversión de AERONET da un valor de concentración volumétrica ligeramente menor, lo que puede explicarse debido a la baja sensibilidad de la inversión de AERONET a modos finos de aerosol (Lopatin et al., 2013). Finalmente, el error obtenido para la distribución de tamaños del aerosol por medio de la inversión GRASP, definido por los contornos alrededor de las curvas, es bastante reducido, en parte debido a los valores de AOD con los que se realiza la inversión.

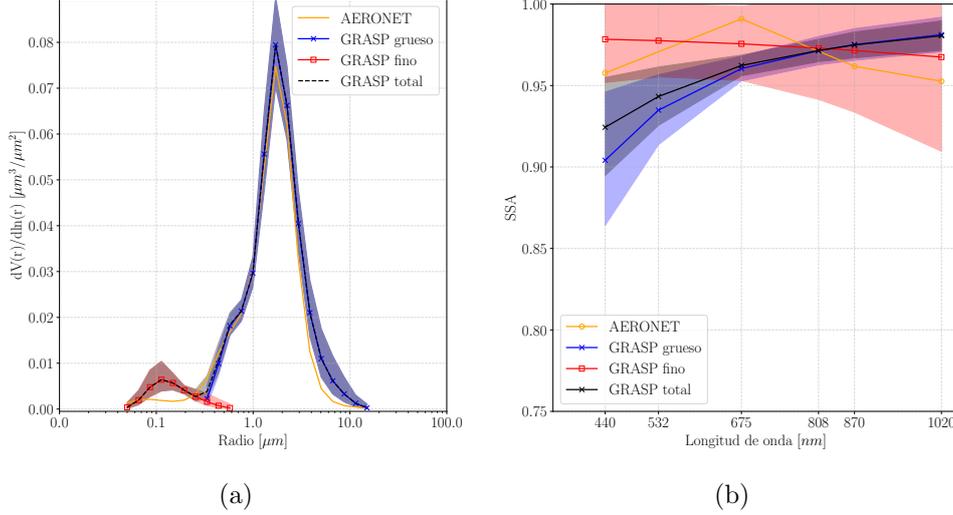


Figura 3.8: Distribuciones volumétricas de tamaño obtenidas por GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (a), y albedo de dispersión simple (SSA) obtenido por GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (b) en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm para el día 29 de junio de 2023 a las 08:54:33 UTC.

Respecto a los valores de SSA obtenidos, es aquí donde se produce la mayor diferencia entre las inversiones. Por un lado, GRASP muestra un modo grueso con una dependencia espectral propia del aerosol desértico (Dubovik et al., 2002), un modo total muy similar al anterior y un modo fino muy poco absorbente, con valores en torno a 0,97 en 440 nm y 0,96 en 1020 nm. Por otro lado, AERONET muestra una ligera tendencia ascendente hasta alcanzar un máximo en 675 nm, comportamiento que cambia a partir de esta longitud, donde se produce un descenso del SSA hasta alcanzar su mínimo local en 1020 nm. Al realizar una separación en modos, GRASP es capaz de obtener una curva de SSA que se asemeja a la que se obtendría para la calima, mientras que AERONET muestra dicho comportamiento en las longitudes de onda corta, pero en las longitudes de onda larga se asemeja más al que se tendría para el aerosol fino.

Si se examina el error de la inversión GRASP para ambos modos se puede apreciar esa dependencia espectral que antes se veía reflejada en las desviaciones típicas para el total de las inversiones (Figura 3.6b). Esta dependencia podría atribuirse, en parte, a la baja eficiencia del scattering en partículas gruesas y finas en longitudes de onda cortas y largas, respectivamente, lo cual incrementa la variabilidad y el error en las inversiones de ambos tipos de modos en sendas longitudes de onda (Lopatin et al., 2013). Aún así, los valores del error para el modo fino son mucho mayores que para el resto, lo cual podría ser debido a la baja carga de aerosol fino ya comentada, la cual queda reflejada en un valor de la fracción fina de AOD $\left(\frac{AOD_f}{AOD_{tot}}\right)$ muy bajo para todas las longitudes de onda a lo largo del día (Ver Tabla B.2 en el Anexo B).

Para realizar la comparación entre los perfiles de extinción y backscattering a las longitudes de onda de 532 y 808 nm obtenidos mediante GRASP y aquellos derivados del método de Klett, ha sido necesario ajustar la resolución vertical de ambos conjuntos de datos. Esto se ha logrado interpolando los perfiles de GRASP a una malla con una separación uniforme de 15 metros, garantizando así la equivalencia en el espaciado de ambos perfiles. Adicionalmente, se ha llevado a cabo la correspondiente interpolación y propagación de los errores asociados con estos perfiles.

El resultado puede observarse en las las Figuras 3.9 y 3.10, donde se pone de manifiesto el efecto que tiene el tratamiento de los perfiles descrito en la Sección 2.4.2. En concreto, y atendiendo a los perfiles a 808 nm, se puede comprobar que el alcance vertical del método de Klett se encuentra limitado por el alcance de la RCS a dicha longitud, mientras que el calculado

mediante GRASP es mucho mayor, con una diferencia de casi 2000 m entre uno y otro.

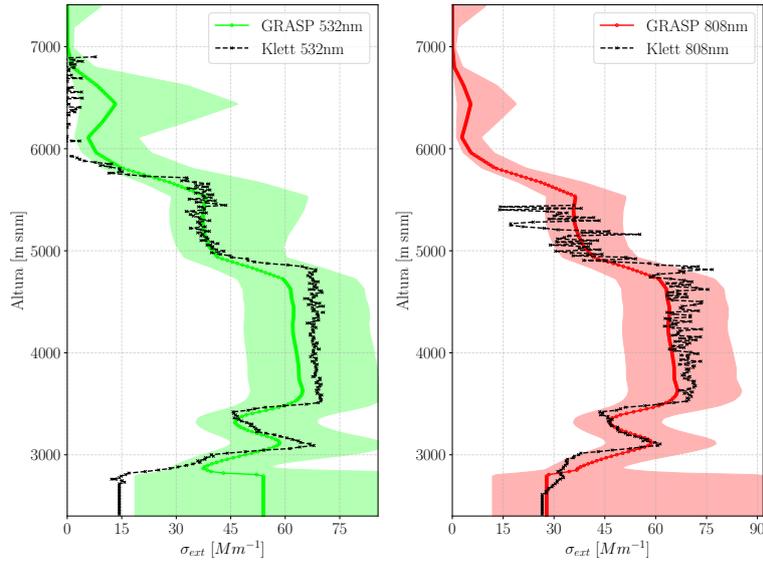


Figura 3.9: Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 29 de junio de 2023 a las 08:54:33 UTC.

Examinando ahora los perfiles de extinción presentados en la Figura 3.9, se observa que ambos perfiles muestran en general un alto grado de coherencia entre métodos, con diferencias ligeramente superiores en el caso de los 532 nm. Además, los valores de extinción obtenidos a 532 nm están en concordancia con los presentados en Barreto et al. (2022a), donde se estima que la extinción media de la capa con mayor contenido de polvo es de aproximadamente $55 Mm^{-1}$ para la capa de aire sahariano durante el verano en la región del Atlántico Norte subtropical.

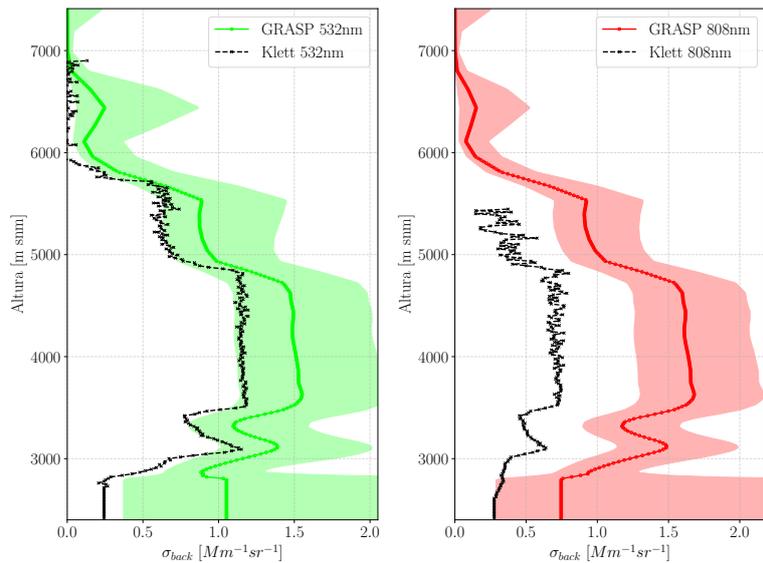


Figura 3.10: Perfiles verticales de backscattering (σ_{back}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 29 de junio de 2023 a las 08:54:33 UTC.

Finalmente, en el caso de los perfiles de backscatering (Figura 3.10) la diferencia entre ambos métodos se hace mucho más marcada. Incluso con el efecto ya comentado de los perfiles en capas bajas, los valores de backscatering obtenidos mediante GRASP a ambas longitudes de onda son significativamente mayores que los calculados mediante el método de Klett. La fuente de esta discrepancia podría encontrarse en el valor de la razón lidar. Atendiendo a la diferencia entre los valores de backscatering a diferentes longitudes de onda puede comprobarse como los perfiles obtenidos mediante el método Klett presentan una mayor dependencia espectral que los obtenidos mediante el algoritmo GRASP. La inversión lidar-fotómetro de GRASP, al incorporar información de la señal lidar, es mucho más sensible al backscatering de partículas que otros métodos como el de AERONET. Esto resulta en una exactitud mayor a la hora de obtener la razón lidar por parte de GRASP en condiciones de carga de aerosol relativamente alta (Lopatin et al., 2013).

3.2.2. 30 de junio de 2023 (mezcla)

Partiendo de lo indicado en la Sección 3.1, el día 30 de Junio se identificó como un evento de mezcla que combina por una parte polvo desértico y por otra humo con transporte de largo recorrido proveniente de incendios localizados en Canadá. En este caso, se obtuvieron un total de 23 inversiones, a partir de las cuales, se han obtenido las medias de la distribución de tamaños y el SSA, mostradas en las Figuras 3.11a y 3.11b. Atendiendo a la primera de estas, donde se muestra la distribución de tamaños media (Figura 3.11a), se puede apreciar cómo la mezcla de modos grueso y fino de aerosol queda descrita en la distribución de tamaños media. En general, se observan dos modos bien definidos de aerosol, donde el grueso mantiene su predominancia frente al fino, pero con valores mucho menores que en el caso del día anterior. En concreto, el modo fino presenta un pico de concentración en torno a $0,25\mu m$ con un valor medio (\pm desviación estándar) de $0,014 \pm 0,003 \mu m^3/\mu m^2$. Este modo fino, centrado en un radio modal mayor que el que se obtendría comúnmente en presencia de aerosoles finos, es característico del humo de incendios de transporte de largo recorrido (González et al., 2020; Eck et al., 2009). Finalmente, el modo grueso mantiene su máximo en $1,7\mu m$, pero ahora con una concentración menor, de valor medio (\pm desviación estándar) $0,019 \pm 0,003 \mu m^3/\mu m^2$.

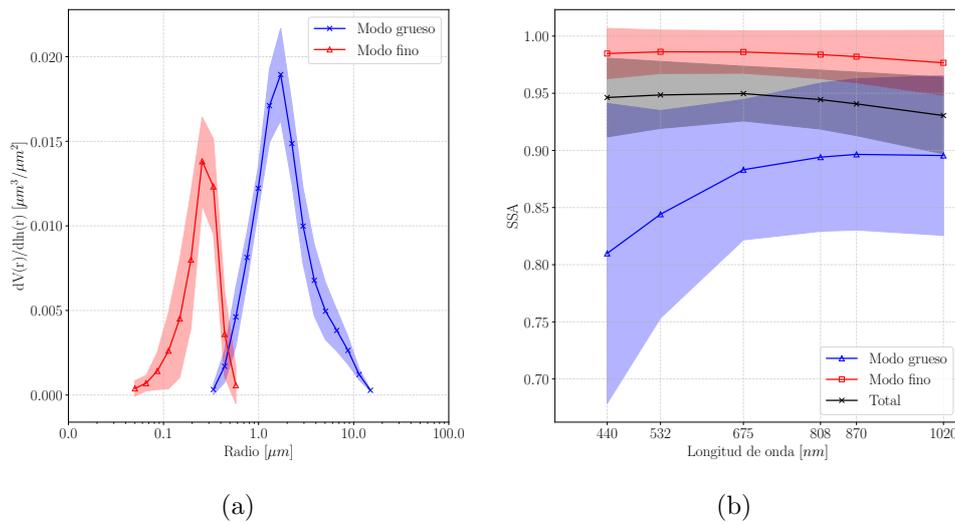


Figura 3.11: Medias diarias de la distribución volumétrica de tamaños (a) y albedo de dispersión simple (SSA, total y por modo) (b), en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm (\pm desviaciones estándar en sombreado), obtenidas mediante GRASP para el día 30 de junio de 2023.

Atendiendo ahora a la Figura 3.11b, donde se presentan los valores medios del SSA para el día 30 con su desviación estándar sombreada, puede apreciarse como, al aumentar la carga del aerosol fino y disminuir la del grueso, los valores de la desviación del SSA de este último modo aumentan significativamente en longitudes de onda corta. Mientras, para el modo fino en general se produce una disminución de la desviación estándar del SSA respecto al caso del día 29. Además, la similitud en el comportamiento de las curvas de SSA del modo fino y total sugieren que el modo dominante ópticamente en este caso va a ser el aerosol fino, hecho que se constata en los valores de la fracciones fina y gruesa del AOD, incluidas en las Tablas B.5 y B.6 del Anexo B. Finalmente, atendiendo a la forma espectral de las curvas medias, se puede ver como el modo grueso mantiene un comportamiento espectral del SSA propio de la calima, mucho más marcado que en el día anterior, pero desplazado hacia valores mucho más bajos. Por otro lado, el modo fino parece presentar una baja absorción que aumenta levemente hacia longitudes de onda larga. Al igual que para el día anterior, la totalidad de las inversiones de las distribuciones y el SSA con su error se encuentran recogidas en las Figuras A.2 y A.4 incluidas en el Anexo A.

Focalizando el análisis en la evolución vertical de las capas de aerosol, nos centramos en los perfiles verticales de extinción, backscattering y concentración volumétrica. Estos últimos, pueden consultarse en las Figuras A.6 y A.8 incluidas en el Anexo A.

En esta línea, y al igual que para el día 29, la serie temporal de perfiles verticales de concentración volumétrica de aerosoles, mostrada en la Figura 3.12, permite visualizar el ascenso de la capa de humo comentado en la Sección 3.1 y que se apreciaba claramente en las salidas del modelo CAMS (Figuras 3.5 y 3.4) y en los valores de la RCS del lidar (Figura 3.1). Es notorio como la capa de humo, en su ascenso, incrementa en concentración hasta alcanzar su punto máximo alrededor del mediodía a una altura de aproximadamente 4000 m snm. Posteriormente, esta capa se expande verticalmente, lo cual se acompaña de una disminución en su concentración, con su máximo reubicándose cerca de los 3500 m. Paralelamente, la capa de calima, que inicialmente se distribuye verticalmente entre los 3000 y 4000 m snm, es desplazada hacia los 4000 m snm durante las primeras horas de la mañana por el movimiento ascendente de la capa de humo. Al mediodía, ambas capas llegan a solaparse. Hacia el final del día, la concentración de ambas capas disminuye, y se separan nuevamente, estableciéndose dos capas de polvo sahariano claramente diferenciadas, con la mayor parte de la capa de humo restante situándose entre estas.

Examinando los perfiles verticales de extinción y backscattering presentados en las Figuras A.6 y A.8 del Anexo A, se observa como reflejan la misma dinámica de las capas mencionada, similar a lo documentado para el día 29. No obstante, es notable que estos perfiles presentan un error significativamente mayor en comparación con el evento de calima, posiblemente debido a la complejidad intrínseca del evento de mezcla frente al anterior. En cuanto a la dependencia espectral de los perfiles, esta resulta más pronunciada en comparación con el evento anterior. En los perfiles de extinción se observa claramente que las secciones correspondientes al humo muestran una mayor extinción a 532 nm que a 808 nm, diferencia que se intensifica a medida que aumenta la concentración de humo. Este efecto es coherente con el comportamiento espectral esperado para el humo de incendios (Haarig et al., 2018; Murayama et al., 2004), dado que las partículas finas tienden a presentar una mayor dependencia espectral en su extinción en comparación con las partículas gruesas.

Finalmente, el análisis de los perfiles de backscattering muestra una dependencia espectral general similar a la de los perfiles de extinción, aunque existen ciertas anomalías que complican esta caracterización. Típicamente, se esperaría que el backscattering a 808 nm fuera menor que a 532 nm debido a las propiedades de dispersión de las partículas de humo (Haarig et al., 2018; Murayama et al., 2004). No obstante, en situaciones con altas concentraciones de humo, se detecta la tendencia opuesta, donde el backscattering a 808 nm supera al de 532 nm. La

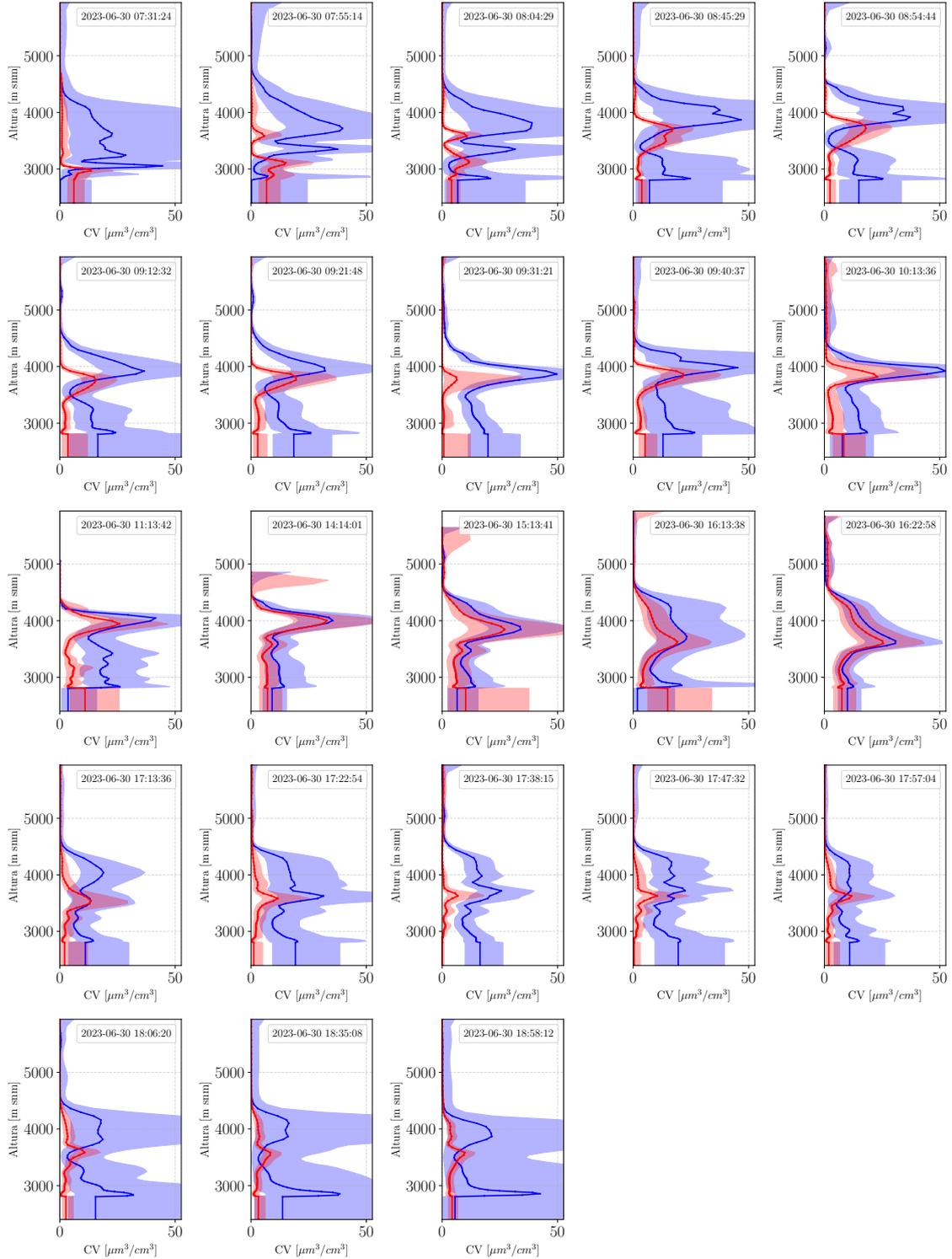


Figura 3.12: Perfiles verticales de concentración volumétrica de aerosoles (CV) para cada modo (fino en rojo y grueso en azul) con sus respectivos errores (sombreado) el para día 30 de junio de 2023.

explicación para este fenómeno podría residir, al igual que para el día 29, en la razón lidar obtenida con GRASP. Si nos fijamos en la Figura A.4, concretamente en las curvas de SSA obtenidas durante el aumento de la concentración del modo fino del aerosol (tercera fila por arriba), se puede apreciar como GRASP proporciona valores significativamente bajos para el

SSA del modo grueso a longitudes de onda corta, y valores muy cercanos a 1 en longitudes de onda larga. Esta diferencia entre longitudes de onda observada en los valores del SSA para el modo grueso podría estar reduciendo directamente el scattering a longitudes de onda cortas (hay más absorción), y por tanto el backscattering; esto reduciría significativamente los perfiles de backscattering total a esas longitudes de onda, como se ha observado.

Siguiendo la metodología empleada el día 29 para garantizar coherencia en la presentación y discusión de los resultados, se ha elegido la inversión con el mayor AOD total del día 30 como referencia principal para comparar los resultados obtenidos con aquellos derivados de la inversión de AERONET y el método de Klett. Sin embargo, dado que no se encontró una coincidencia directa con una inversión de AERONET para la inversión de GRASP con el máximo AOD total, se optó por seleccionar la siguiente inversión con el valor de AOD total más alto (ver Tabla B.4 incluida en el Anexo B) que coincidiera con una de AERONET. En este caso, se eligió la inversión realizada a las 16:22:58 UTC.

Examinando la distribución de tamaños representada en la Figura 3.13a, se puede observar que, en general, hay una buena consistencia entre las curvas obtenidas mediante GRASP y la inversión de AERONET. Sin embargo, se identifican algunas discrepancias notables en los extremos de los modos fino y grueso de GRASP. Estas diferencias resultan en variaciones significativas entre ambas inversiones en los valores de la distribución para partículas de radios muy pequeños y muy grandes. En cuanto al error asociado a la inversión GRASP, este es notablemente mayor en comparación con lo observado en el evento del día 29, lo cual puede atribuirse a la complejidad inherente del evento de mezcla analizado.

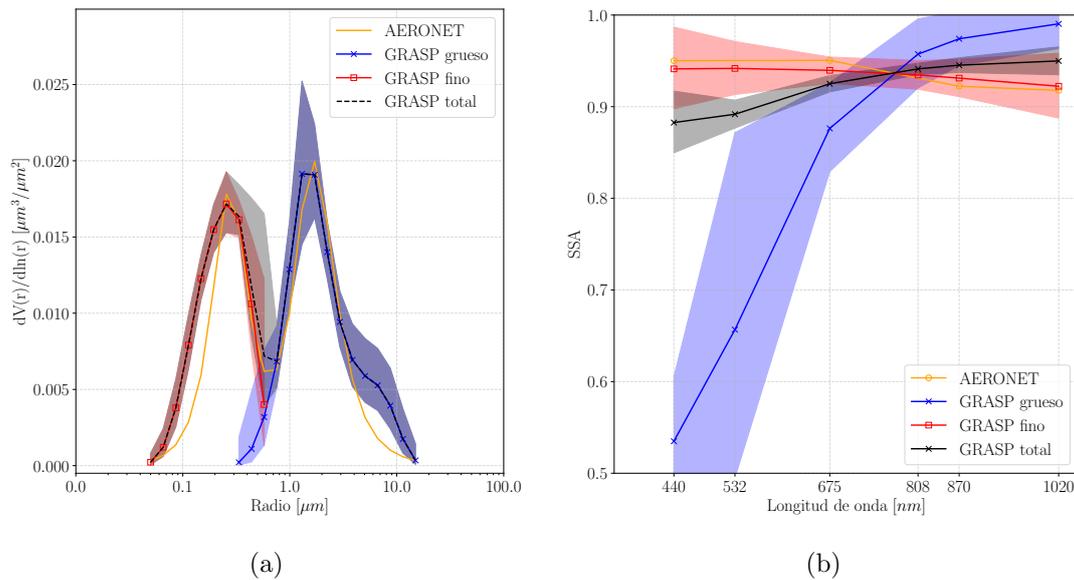


Figura 3.13: Distribuciones volumétricas de tamaño obtenidas por GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (a), y albedo de dispersión simple (SSA) de GRASP (total y por modo) con error (sombreado) y AERONET (b) en las longitudes de onda de 440, 532, 675, 808, 870 y 1020 nm para el día 30 de junio de 2023 a las 16:22:58 UTC.

La complejidad del evento se manifiesta claramente en los resultados del SSA de la inversión, como se muestra en la Figura 3.13b. Por una parte, el modo fino muestra una buena concordancia con la inversión de AERONET, exhibiendo un error relativamente bajo y siguiendo el comportamiento espectral típico esperado para el SSA en el caso de humo de incendios forestales boreales, con un valor máximo de $0,94 \pm 0,04$ a 440 nm y un valor mínimo de $0,92 \pm 0,04$ a 1020 nm, valores que coinciden con lo indicado en Dubovik et al. (2002). Sin embargo, para el modo grueso aparece reflejada la tendencia de valores extremos ya comentada en la curva

del SSA, y aunque se conserva la dinámica típica de las curvas asociadas al polvo desértico, los valores obtenidos se alejan considerablemente de los publicados en la literatura, sobre todo para longitudes de onda corta. Estas discrepancias pueden ser atribuidas a la distribución de las fracciones fina y gruesa del AOD durante esta inversión. A partir de las Tablas B.5 y B.6 del Anexo B, a las 16:22:58 UTC, la fracción fina alcanza su valor máximo en todas las longitudes de onda, mientras que la fracción gruesa muestra su valor mínimo, reflejando un aumento en la concentración del modo fino durante el mediodía y las primeras horas de la tarde. Estas variaciones en las fracciones de AOD impactan profundamente en la obtención de las propiedades ópticas de cada modo (Lopatin et al., 2013), lo que desemboca en un incremento en la sensibilidad de la inversión al modo fino y una reducción notable en la sensibilidad al modo grueso. Este hecho se ve reflejado en los valores atípicos observados para el SSA en el modo grueso.

Continuando con el análisis, los perfiles de extinción y backscattering obtenidos a través de GRASP han sido interpolados, incluyendo su error, siguiendo el procedimiento descrito para el día 29. En la comparación con los perfiles de extinción derivados mediante el método de Klett, se observa un alto grado de correlación entre ambos métodos, como se muestra en la Figura 3.14. No obstante, cabe destacar una excepción notable en el perfil de 532 nm, donde las discrepancias alcanzan casi $50 Mm^{-1}$ entre ambos métodos en el punto más intenso. A pesar de esta diferencia, la dependencia espectral observada y los valores de extinción registrados concuerdan con el comportamiento esperado para el tipo de aerosol (Haarig et al., 2018; Murayama et al., 2004). Este comportamiento se refleja también en el resto de inversiones, discutidas en el análisis de la evolución temporal de los perfiles verticales obtenidos mediante GRASP a lo largo del día 30 (Figura A.6 del Anexo A).

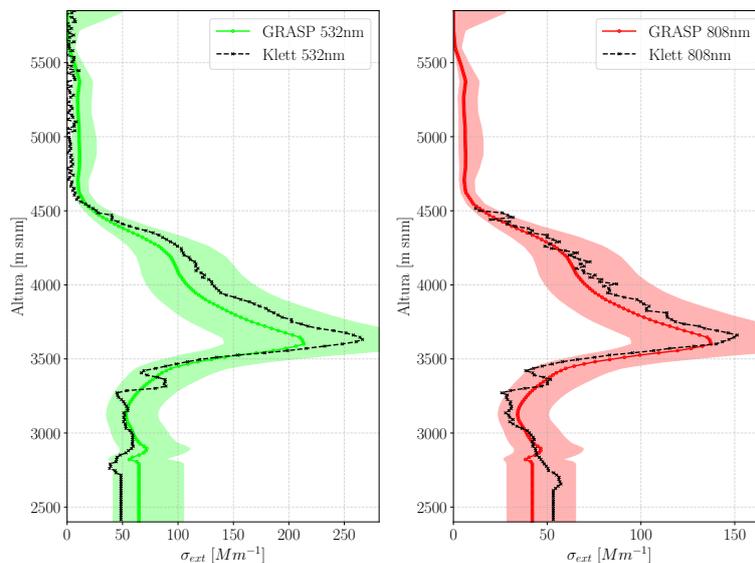


Figura 3.14: Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 30 de junio de 2023 a las 16:22:58 UTC.

Finalmente, los perfiles de backscattering mostrados en la Figura 3.15 exhiben una tendencia atípica, donde los valores a 808 nm son notablemente superiores a los de 532 nm. Normalmente, se esperaría una mayor dispersión a longitudes de onda más cortas debido a la presencia de partículas finas en la atmósfera. Esta tendencia resulta en diferencias significativas entre los resultados de GRASP y aquellos obtenidos mediante el método de Klett en ambas longitudes de onda, principalmente a 808 nm. Específicamente, en este caso se observó que la curva del SSA para el modo grueso presentaba valores anómalos, sobre todo en las longitudes de onda cortas.

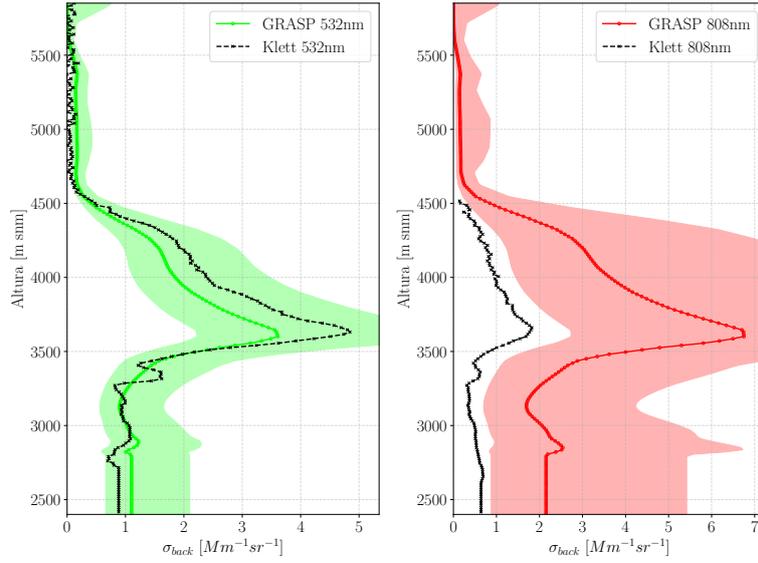


Figura 3.15: Perfiles verticales de backscattering (σ_{back}) obtenidos mediante GRASP con error (sombreado), y el método de Klett para las longitudes de 532 y 808 nm para el día 30 de junio de 2023 a las 16:22:58 UTC.

Esta situación podría ser la causa de la subestimación a 532 nm en comparación con el método de Klett. Sin embargo, las diferencias en los perfiles a 808 nm no puede ser explicada a partir de los valores del SSA a estas longitudes. Si se observa el error del perfil de GRASP, se puede apreciar que es mucho más elevado en 808 nm que en 532 nm, lo que sugiere que el problema de la sobreestimación podría estar directamente relacionado con la falta de sensibilidad de la inversión al modo grueso del aerosol en general, y no concretamente a la obtención del SSA para dicho modo, hecho ya comentado en esta sección.

Conclusiones

En este trabajo se presenta el desarrollo y la implementación de una estrategia de inversión que integra datos fotométricos y perfiles de lidar como entrada en el algoritmo de inversión GRASP. Aunque existen numerosas aplicaciones de este método en la literatura, el análisis sinérgico que combina perfiles lidar con medidas fotométricas aún se encuentra en vías de optimización y estudio por parte de la comunidad científica. En este estudio, se han adaptado y aplicado estos métodos para emplear mediciones fotométricas (espesor óptico de aerosoles, AOD, y radiancias de cielo a distintas longitudes de onda) de la red AERONET y señales RCS obtenidas del lidar CE376 GPNP en el Observatorio Atmosférico de Izaña. Con el objetivo de obtener propiedades en columna y con resolución vertical de los aerosoles en la isla de Tenerife, incluyendo perfiles verticales de concentración en volumen, extinción y backscattering, el albedo de dispersión simple y la distribución de tamaños, entre otros.

Con el objetivo de evaluar tanto la calidad de las medidas empleadas como la capacidad de la estrategia de inversión, se ha seleccionado un evento de aerosol ocurridos los días 29 y 30 de junio de 2023. Este evento fue elegido previamente debido a su relevancia para la metodología implementada, que permite discernir entre dos modos de aerosol. Para el total del evento se han obtenido un total de 22 inversiones para el día 29 y 23 para el día 30. Finalmente, del conjunto total de inversiones para cada uno de los días, se han seleccionado aquellas con mayor AOD que coincidieran tanto con las inversiones de AERONET como con las realizadas mediante el método de Klett, integrado en el software del lidar CE376 GPNP. Esto se hizo con el objetivo de comparar los resultados obtenidos mediante GRASP con otros métodos de inversión ya estandarizados.

De los resultados obtenidos se concluye lo siguiente:

1. La integración de las medidas de lidar y fotómetro a través de la inversión GRASP ha demostrado ser una estrategia eficaz para la identificación y caracterización de ambos modos del aerosol, permitiendo caracterizar los eventos del 29 y 30 de junio. Sin embargo, presenta una limitación en la sensibilidad al modo no dominante en casos con baja carga de aerosol.
2. La obtención de perfiles detallados de la concentración vertical de aerosoles permite capturar de forma precisa la dinámica vertical de las capas y los cambios en su concentración a lo largo de los dos eventos. Esto ha demostrado ser de especial interés en el caso de mezcla, donde permite realizar un seguimiento del movimiento de las capas de humo y calima a lo largo del día 30.
3. En general, las propiedades del aerosol obtenidas, tanto columnares como verticales, muestran el comportamiento esperado para los tipos de aerosol analizados. Siendo el grado de correlación alcanzado entre inversiones bastante alto. La única excepción se encuentra en los perfiles de backscattering, los cuales se ven afectados en gran medida por la baja sensibilidad de la inversión lidar-fotómetro al modo no dominante, principalmente por la baja carga de aerosol que presenta el mismo.

Estos hallazgos subrayan la necesidad de seguir optimizando la integración sinérgica de perfiles lidar y medidas fotométricas para mejorar la precisión de las inversiones, y han revelado la importancia de mejorar el canal de 808 nm del lidar CE376 GPNP para aumentar su resolución vertical. En general, este trabajo proporciona una base sólida para la implementación y mejora de esta estrategia de inversión, contribuyendo significativamente a la capacidad de monitorización y caracterización de aerosoles en el entorno del Observatorio Atmosférico de Izaña.

Bibliografía

- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, 245(4923):1227–1230.
- Almansa, A. F. (2021). *Desarrollo y evaluación de técnicas radiométricas de observación de aerosoles y vapor de agua en la atmósfera desde plataformas terrestres*. PhD thesis, Universidad de Valladolid.
- Ansmann, A. and Müller, D. (2005). *Lidar and Atmospheric Aerosol Particles*, pages 105–141. Springer New York, New York, NY.
- Antuña-Sánchez, J. C. (2021). *Configuración y metodología para el uso de cámaras de todo cielo en la obtención de parámetros atmosféricos*. PhD thesis, Universidad de Valladolid.
- Barreto, A., Cuevas, E., García, R. D., Carrillo, J., Prospero, J. M., Ilić, L., Basart, S., Berjón, A. J., Marrero, C. L., Hernández, Y., Bustos, J. J., Ničković, S., and Yela, M. (2022a). Long-term characterisation of the vertical structure of the saharan air layer over the canary islands using lidar and radiosonde profiles: implications for radiative and cloud processes over the subtropical atlantic ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22(2):739–763.
- Barreto, A., Cuevas, E., Granados-Muñoz, M.-J., Alados-Arboledas, L., Romero, P. M., Gröbner, J., Kouremeti, N., Almansa, A. F., Stone, T., Toledano, C., Román, R., Sorokin, M., Holben, B., Canini, M., and Yela, M. (2016). The new sun-sky-lunar cimel ce318-t multiband photometer a comprehensive performance evaluation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(2):631–654.
- Barreto, A., García, R. D., Guirado-Fuentes, C., Cuevas, E., Almansa, A. F., Milford, C., Toledano, C., Expósito, F. J., Díaz, J. P., and León-Luis, S. F. (2022b). Aerosol characterisation in the subtropical eastern North Atlantic region using long-term AERONET measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22(17):11105–11124.
- Boucher, O. (2015). *Atmospheric Aerosols: Properties and Climate Impacts*. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Campanelli, M., Nakajima, T., and Olivieri, B. (2004). Determination of the solar calibration constant for a sun-sky radiometer: proposal of an in-situ procedure. *Applied Optics*, 43(3):651.
- Campbell, J. R., Hlavka, D. L., Welton, E. J., Flynn, C. J., Turner, D. D., Spinhirne, J. D., Scott, V. S., and Hwang, I. H. (2002). Full-time, eye-safe cloud and aerosol lidar observation at atmospheric radiation measurement program sites: Instruments and data processing. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(4):431 – 442.
- Chaikovsky, A., Dubovik, O., Holben, B., Bril, A., Goloub, P., Tanré, D., Pappalardo, G., Wandinger, U., Chaikovskaya, L., Denisov, S., Grudo, J., Lopatin, A., Karol, Y., Lapyonok, T., Amiridis, V., Ansmann, A., Apituley, A., Allados-Arboledas, L., Binietoglou, I., Boselli, A., D’Amico, G., Freudenthaler, V., Giles, D., Granados-Muñoz, M. J., Kokkalis, P., Nicolae, D., Oshchepkov, S., Papayannis, A., Perrone, M. R., Pietruczuk, A., Rocadenbosch, F., Sicard, M., Slutsker, I., Talianu, C., De Tomasi, F., Tsekeri, A., Wagner, J., and Wang, X. (2016a). Lidar-radiometer inversion code (liric) for the retrieval of vertical aerosol properties from combined lidar/radiometer data: development and distribution in earlinet. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(3):1181–1205.

- Chaikovsky, A., Dubovik, O., Holben, B., Bril, A., Goloub, P., Tanré, D., Pappalardo, G., Wandinger, U., Chaikovskaya, L., Denisov, S., Grudo, J., Lopatin, A., Karol, Y., Lapyonok, T., Amiridis, V., Ansmann, A., Apituley, A., Allados-Arboledas, L., Biniotoglou, I., Boselli, A., D’Amico, G., Freudenthaler, V., Giles, D., Granados-Muñoz, M. J., Kokkalis, P., Nicolae, D., Oshchepkov, S., Papayannis, A., Perrone, M. R., Pietruczuk, A., Rocadenbosch, F., Siccard, M., Slutsker, I., Talianu, C., De Tomasi, F., Tsekeri, A., Wagner, J., and Wang, X. (2016b). Lidar-radiometer inversion code (liric) for the retrieval of vertical aerosol properties from combined lidar/radiometer data: development and distribution in earlinet. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(3):1181–1205.
- Chen, C., Dubovik, O., Henze, D. K., Lapyonok, T., Chin, M., Ducos, F., Litvinov, P., Huang, X., and Li, L. (2018). Retrieval of desert dust and carbonaceous aerosol emissions over africa from polder/parasol products generated by the grasp algorithm. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(16):12551–12580.
- Dubovik, O. (2004). Optimization of numerical inversion in photopolarimetric remote sensing. In *Photopolarimetry in remote sensing*, pages 65–106. Springer.
- Dubovik, O., Fuertes, D., Litvinov, P., Lopatin, A., Lapyonok, T., Dubovik, I., Xu, F., Ducos, F., Chen, C., Torres, B., Derimian, Y., Li, L., Herrerias-Giralda, M., Herrera, M., Karol, Y., Matar, C., Schuster, G. L., Espinosa, R., Puthukkudy, A., Li, Z., Fischer, J., Preusker, R., Cuesta, J., Kreuter, A., Cede, A., Aspetsberger, M., Marth, D., Bindreiter, L., Hangler, A., Lanzinger, V., Holter, C., and Federspiel, C. (2021). A comprehensive description of multi-term lsm for applying multiple a priori constraints in problems of atmospheric remote sensing: Grasp algorithm, concept, and applications. *Frontiers in Remote Sensing*, 2.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Slutsker, I. (2002). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(3):590 – 608.
- Dubovik, O. and King, M. D. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D16):20673–20696.
- Dubovik, O., Lapyonok, T., Litvinov, P., Herman, M., Fuertes, D., Ducos, F., Lopatin, A., Chaikovsky, A., Torres, B., Derimian, Y., Huang, X., Aspetsberger, M., and Federspiel, C. (2014). Grasp: a versatile algorithm for characterizing the atmosphere. *SPIE Newsroom*.
- Dubovik, O., Li, Z., Mishchenko, M. I., Tanré, D., Karol, Y., Bojkov, B., Cairns, B., Diner, D. J., Espinosa, W. R., Goloub, P., Gu, X., Hasekamp, O., Hong, J., Hou, W., Knobelspiesse, K. D., Landgraf, J., Li, L., Litvinov, P., Liu, Y., Lopatin, A., Marbach, T., Maring, H., Martins, V., Meijer, Y., Milinevsky, G., Mukai, S., Parol, F., Qiao, Y., Remer, L., Rietjens, J., Sano, I., Stammes, P., Stammes, S., Sun, X., Tabary, P., Travis, L. D., Waquet, F., Xu, F., Yan, C., and Yin, D. (2019). Polarimetric remote sensing of atmospheric aerosols: Instruments, methodologies, results, and perspectives. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 224:474–511.
- Eck, T. F., Holben, B. N., Reid, J. S., Sinyuk, A., Hyer, E. J., O’Neill, N. T., Shaw, G. E., Vande Castle, J. R., Chapin, F. S., Dubovik, O., Smirnov, A., Vermote, E., Schafer, J. S., Giles, D., Slutsker, I., Sorokine, M., and Newcomb, W. W. (2009). Optical properties of boreal region biomass burning aerosols in central alaska and seasonal variation of aerosol optical depth at an arctic coastal site. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D11).
- Espinosa, W. R., Remer, L. A., Dubovik, O., Ziemba, L., Beyersdorf, A., Orozco, D., Schuster, G., Lapyonok, T., Fuertes, D., and Martins, J. V. (2017). Retrievals of aerosol optical

- and microphysical properties from imaging polar nephelometer scattering measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(3):811–824.
- Flynn, C., Mendoza, A., Zheng, Y., and Mathur, S. (2007). Novel polarization-sensitive micro-pulse lidar measurement technique. *Optics express*, 15:2785–90.
- Freudenthaler, V., Esselborn, M., Wiegner, M., Heese, B., Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Wirth, M., Fix, A., Ehret, G., Knippertz, P., Toledano, C., Gasteiger, J., Garhammer, M., and Seefeldner, M. (2009). Depolarization ratio profiling at several wavelengths in pure Saharan dust during SAMUM 2006. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 61(1):165.
- Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., Eck, T. F., Holben, B. N., Lewis, J. R., Campbell, J. R., Welton, E. J., Korkin, S. V., and Lyapustin, A. I. (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. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(1):169–209.
- González, R., Toledano, C., Román, R., Fuertes, D., Berjón, A., Mateos, D., Guirado-Fuentes, C., Velasco-Merino, C., Antuña Sánchez, J. C., Calle, A., Cachorro, V. E., and de Frutos, A. M. (2020). Daytime and nighttime aerosol optical depth implementation in caelis. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 9(2):417–433.
- González, R., Toledano, C., Román, R., Mateos, D., Asmi, E., Rodríguez, E., Lau, I. C., Ferrara, J., D’Elia, R., Antuña-Sánchez, J. C., Cachorro, V. E., Calle, A., and de Frutos, A. M. (2020). Characterization of stratospheric smoke particles over the antarctica by remote sensing instruments. *Remote Sensing*, 12(22).
- Groß, S., Esselborn, M., Weinzierl, B., Wirth, M., Fix, A., and Petzold, A. (2013). Aerosol classification by airborne high spectral resolution lidar observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13(5):2487–2505.
- Haarig, M., Ansmann, A., Baars, H., Jimenez, C., Veselovskii, I., Engelmann, R., and Althausen, D. (2018). Depolarization and lidar ratios at 355, 532, and 1064 nm and microphysical properties of aged tropospheric and stratospheric Canadian wildfire smoke. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(16):11847–11861.
- Hecht, E. (2017). *Optics*. Pearson Education, Incorporated.
- Herrera, M. E., Dubovik, O., Torres, B., Lapyonok, T., Fuertes, D., Lopatin, A., Litvinov, P., Chen, C., Benavent-Oltra, J. A., Bali, J. L., and Ristori, P. R. (2022). Estimates of remote sensing retrieval errors by the grasp algorithm: application to ground-based observations, concept and validation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(20):6075–6126.
- Hinds, W. C. (1999). *Aerosol technology: properties, behavior, and measurement of airborne particles*. Wiley, New York, 2nd ed edition.
- Holben, B., Eck, T., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A. (1998). AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1):1–16.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change (2023). *Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 1 edition.

- Kasten, F. and Young, A. T. (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28(22):4735.
- Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Boucher, O. (2002). A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419(6903):215–223.
- King, M. D., Byrne, D. M., Herman, B. M., and Reagan, J. A. (1978). Aerosol size distributions obtained by inversions of spectral optical depth measurements. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35(11):2153–2167.
- Klett, J. D. (1981). Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, 20(2):211–220.
- Laj, P., Myhre, C. L., Riffault, V., Amiridis, V., Fuchs, H., Eleftheriadis, K., Petäjä, T., Salameh, T., Kivekäs, N., Juurola, E., Saponaro, G., Philippin, S., Cornacchia, C., Arboledas, L. A., Baars, H., Claude, A., Mazière, M. D., Dils, B., Dufresne, M., Evangeliou, N., Favez, O., Fiebig, M., Haefelin, M., Herrmann, H., Höhler, K., Illmann, N., Kreuter, A., Ludewig, E., Marinou, E., Möhler, O., Mona, L., Murberg, L. E., Nicolae, D., Novelli, A., O’Connor, E., Ohneiser, K., Altieri, R. M. P., Picquet-Varrault, B., van Pinxteren, D., Pospichal, B., Putaud, J.-P., Reimann, S., Siomos, N., Stachlewska, I., Tillmann, R., Voudouri, K. A., Wandinger, U., Wiedensohler, A., Apituley, A., Comerón, A., Gysel-Beer, M., Mihalopoulos, N., Nikolova, N., Pietruczuk, A., Sauvage, S., Sciare, J., Skov, H., Svendby, T., Swietlicki, E., Tonev, D., Vaughan, G., Zdimal, V., Baltensperger, U., Doussin, J.-F., Kulmala, M., Pappalardo, G., Sundet, S. S., and Vana, M. (2024). Aerosol, clouds and trace gases research infrastructure – actris, the european research infrastructure supporting atmospheric science. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Li, J., Carlson, B., Yung, Y., Lv, D., Hansen, J., Penner, J., Liao, H., Ramaswamy, V., Kahn, R., Zhang, P., Dubovik, O., Ding, A., Lacis, A., Zhang, L., and Dong, Y. (2022a). Scattering and absorbing aerosols in the climate system. *Nature Reviews Earth & Environment*, 3.
- Li, L., Derimian, Y., Chen, C., Zhang, X., Che, H., Schuster, G. L., Fuertes, D., Litvinov, P., Lapyonok, T., Lopatin, A., Matar, C., Ducos, F., Karol, Y., Torres, B., Gui, K., Zheng, Y., Liang, Y., Lei, Y., Zhu, J., Zhang, L., Zhong, J., Zhang, X., and Dubovik, O. (2022b). Climatology of aerosol component concentrations derived from multi-angular polarimetric polder-3 observations using grasp algorithm. *Earth System Science Data*, 14(7):3439–3469.
- Li, Z., Zhao, X., Kahn, R., Mishchenko, M., Remer, L., Lee, K.-H., Wang, M., Laszlo, I., Nakajima, T., and Maring, H. (2009). Uncertainties in satellite remote sensing of aerosols and impact on monitoring its long-term trend: a review and perspective. *Annales Geophysicae*, 27(7):2755–2770.
- Liou, K. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Number v. 84 in An Introduction to Atmospheric Radiation. Elsevier Science.
- Lopatin, A., Dubovik, O., Chaikovsky, A., Goloub, P., Lapyonok, T., Tanré, D., and Litvinov, P. (2013). Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: the garrlic algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(8):2065–2088.
- Lopatin, A., Dubovik, O., Fuertes, D., Stenchikov, G., Lapyonok, T., Veselovskii, I., Wienhold, F. G., Shevchenko, I., Hu, Q., and Parajuli, S. (2021). Synergy processing of diverse ground-based remote sensing and in situ data using the grasp algorithm: applications to radiometer, lidar and radiosonde observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(3):2575–2614.

- Mao, J. (2012). Noise reduction for lidar returns using local threshold wavelet analysis. *Optical and Quantum Electronics*, 43(1-5):59–68.
- Milford, C. (2024). *Izaña Atmospheric Research Center. Activity Report 2021-2022*. Agencia Estatal de Meteorología ; Organización Meteorológica Mundial.
- Moosmüller, H., Chakrabarty, R., and Arnott, W. (2009). Aerosol light absorption and its measurement: A review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 110(11):844–878.
- Murayama, T., Müller, D., Wada, K., Shimizu, A., Sekiguchi, M., and Tsukamoto, T. (2004). Characterization of Asian dust and Siberian smoke with multi-wavelength Raman lidar over Tokyo, Japan in spring 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(23):2004GL021105.
- Nakajima, T., Campanelli, M., Che, H., Estellés, V., Irie, H., Kim, S.-W., Kim, J., Liu, D., Nishizawa, T., Pandithurai, G., Soni, V. K., Thanu, B., Tugjurn, N.-U., Aoki, K., Go, S., Hashimoto, M., Higurashi, A., Kazadzis, S., Khatri, P., Kouremeti, N., Kudo, R., Marengo, F., Momoi, M., Ningombam, S. S., Ryder, C. L., Uchiyama, A., and Yamazaki, A. (2020). An overview of and issues with sky radiometer technology and SKYNET. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(8):4195–4218.
- Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y., and Holben, B. (1996). Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Applied Optics*, 35(15):2672.
- Okin, G. S., Mahowald, N., Chadwick, O. A., and Artaxo, P. (2004). Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems. *Global Biogeochemical Cycles*, 18(2):2003GB002145.
- Orellano, P., Reynoso, J., Quaranta, N., Bardach, A., and Ciapponi, A. (2020). Short-term exposure to particulate matter (PM₁₀ and PM_{2.5}), nitrogen dioxide (NO₂), and ozone (O₃) and all-cause and cause-specific mortality: Systematic review and meta-analysis. *Environment International*, 142:105876.
- Park, S. S., Kim, S.-W., Song, C.-K., Park, J.-U., and Bae, K.-H. (2020). Spatio-temporal variability of aerosol optical depth, total ozone and no₂ over east asia: Strategy for the validation to the gems scientific products. *Remote Sensing*, 12(14):2256.
- Peterson, D. A., Campbell, J. R., Hyer, E. J., Fromm, M. D., Kablick, G. P., Cossuth, J. H., and DeLand, M. T. (2018). Wildfire-driven thunderstorms cause a volcano-like stratospheric injection of smoke. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1(1):30.
- Peuch, V.-H., Engelen, R., Rixen, M., Dee, D., Flemming, J., Suttie, M., Ades, M., Agustí-Panareda, A., Ananasso, C., Andersson, E., Armstrong, D., Barré, J., Bousserez, N., Dominguez, J. J., Garrigues, S., Inness, A., Jones, L., Kipling, Z., Letertre-Danczak, J., Parrington, M., Razinger, M., Ribas, R., Vermoote, S., Yang, X., Simmons, A., de Marcilla, J. G., and Thépaut, J.-N. (2022). The copernicus atmosphere monitoring service: From research to operations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(12):E2650 – E2668.
- Remer, L. A., Kaufman, Y., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D., Martins, J. V., Li, R.-R., Ichoku, C., Levy, R., Kleidman, R., et al. (2005). The modis aerosol algorithm, products, and validation. *Journal of the atmospheric sciences*, 62(4):947–973.
- Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Holben, B. N., Thompson, A. M., and McNamara, D. (1998). Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D24):31879–31891.

- Rodríguez, S., Riera, R., Fonteneau, A., Alonso-Pérez, S., and López-Darias, J. (2023). African desert dust influences migrations and fisheries of the Atlantic skipjack-tuna. *Atmospheric Environment*, 312:120022.
- Román, R., Antuña Sánchez, J. C., Cachorro, V. E., Toledano, C., Torres, B., Mateos, D., Fuertes, D., López, C., González, R., Lapionok, T., Herreras-Giralda, M., Dubovik, O., and de Frutos, A. M. (2022). Retrieval of aerosol properties using relative radiance measurements from an all-sky camera. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(2):407–433.
- Román, R., Benavent-Oltra, J., Casquero-Vera, J., Lopatin, A., Cazorla, A., Lyamani, H., Denjean, C., Fuertes, D., Pérez-Ramírez, D., Torres, B., Toledano, C., Dubovik, O., Cachorro, V., De Frutos, A., Olmo, F., and Alados-Arboledas, L. (2018). Retrieval of aerosol profiles combining sunphotometer and ceilometer measurements in GRASP code. *Atmospheric Research*, 204:161–177.
- Román, R., Torres, B., Fuertes, D., Cachorro, V., Dubovik, O., Toledano, C., Cazorla, A., Barreto, A., Bosch, J., Lapyonok, T., González, R., Goloub, P., Perrone, M., Olmo, F., de Frutos, A., and Alados-Arboledas, L. (2017). Remote sensing of lunar aureole with a sky camera: Adding information in the nocturnal retrieval of aerosol properties with grasp code. *Remote Sensing of Environment*, 196:238–252.
- Sanchez Barrero, M. F., Popovici, I. E., Goloub, P., Victori, S., Hu, Q., Torres, B., Podvin, T., Blarel, L., Dubois, G., Ducos, F., Bourrienne, E., Lapionak, A., Proniewski, L., Holben, B., Giles, D. M., and LaRosa, A. (2023). Enhancing mobile aerosol monitoring with ce376 dual-wavelength depolarization lidar. *EGU sphere*, 2023:1–38.
- Sayer, A., Munchak, L., Hsu, N., Levy, R., Bettenhausen, C., and Jeong, M.-J. (2014). Modis collection 6 aerosol products: Comparison between aqua’s e-deep blue, dark target, and “merged” data sets, and usage recommendations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(24):13–965.
- Sayer, A., Smirnov, A., Hsu, N., Munchak, L., and Holben, B. (2012). Estimating marine aerosol particle volume and number from maritime aerosol network data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(18):8889–8909.
- Sinyuk, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Giles, D. M., Slutsker, I., Korkin, S., Schafer, J. S., Smirnov, A., Sorokin, M., and Lyapustin, A. (2020). The aeronet version 3 aerosol retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to version 2. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(6):3375–3411.
- Smirnov, A., Holben, B. N., Slutsker, I., Giles, D. M., McClain, C. R., Eck, T. F., Sakerin, S. M., Macke, A., Croot, P., Zibordi, G., Quinn, P. K., Sciare, J., Kinne, S., Harvey, M., Smyth, T. J., Piketh, S., Zielinski, T., Proshutinsky, A., Goes, J. I., Nelson, N. B., Larouche, P., Radionov, V. F., Goloub, P., Krishna Moorthy, K., Matarrese, R., Robertson, E. J., and Jourdin, F. (2009). Maritime Aerosol Network as a component of Aerosol Robotic Network. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D6):2008JD011257.
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., and Ngan, F. (2015). NOAA’s hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12):2059 – 2077.
- Takamura, T. (2004). Overview of skynet and its activities. *Optica pura y aplicada*, 37(3):3303–3308.

- Toledano, C. (2005). *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación 'El Arenosillo' de la red AERONE*. PhD thesis, Universidad de Valladolid.
- Torres, B., Dubovik, O., Fuertes, D., Schuster, G., Cachorro, V. E., Lapyonok, T., Goloub, P., Blarel, L., Barreto, A., Mallet, M., Toledano, C., and Tanré, D. (2017). Advanced characterisation of aerosol size properties from measurements of spectral optical depth using the grasp algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(10):3743–3781.
- Tsekeri, A., Lopatin, A., Amiridis, V., Marinou, E., Igloffstein, J., Siomos, N., Solomos, S., Kokkalis, P., Engelmann, R., Baars, H., Gratsea, M., Raptis, P. I., Biniatoglou, I., Mihalopoulos, N., Kalivitis, N., Kouvarakis, G., Bartsotas, N., Kallos, G., Basart, S., Schuettmeyer, D., Wandinger, U., Ansmann, A., Chaikovsky, A. P., and Dubovik, O. (2017). Garrlic and lirik: strengths and limitations for the characterization of dust and marine particles along with their mixtures. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(12):4995–5016.
- Twomey, S. (1977). The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34(7):1149–1152.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science (Second Edition)*, pages 153–207. Academic Press, San Diego, second edition edition.
- Wehrli, C. (2000). Calibrations of filter radiometers for determination of atmospheric optical depth. *Metrologia*, 37(5):419–422.
- Wehrli, C. (2005). GAW-PFR: A Network of Aerosol Optical Depth Observations with Precision Filter Radiometers, in : WMO/GAW Experts Workshop on a Global Surface-Based Network for Long Term Observations of Column Aerosol Optical Properties (8-10 March 2004; Davos Switzerland). *WMO/GAW Report No. 162*, pages 36–40.
- Welton, E., Campbell, J., Spinhirne, J., and Scott, V. (2000). Global monitoring of clouds and aerosols using a network of micro-pulse lidar systems. *Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering*, 4153.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., and McGill, M. J. (2007). Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, 34(19):2007GL030135.
- Ångström, A. (1929). On the Atmospheric Transmission of Sun Radiation and on Dust in the Air. *Geografiska Annaler*, 11(2):156–166.

Anexos

A. Anexo A: Figuras suplementarias

A.1. Distribuciones de tamaño

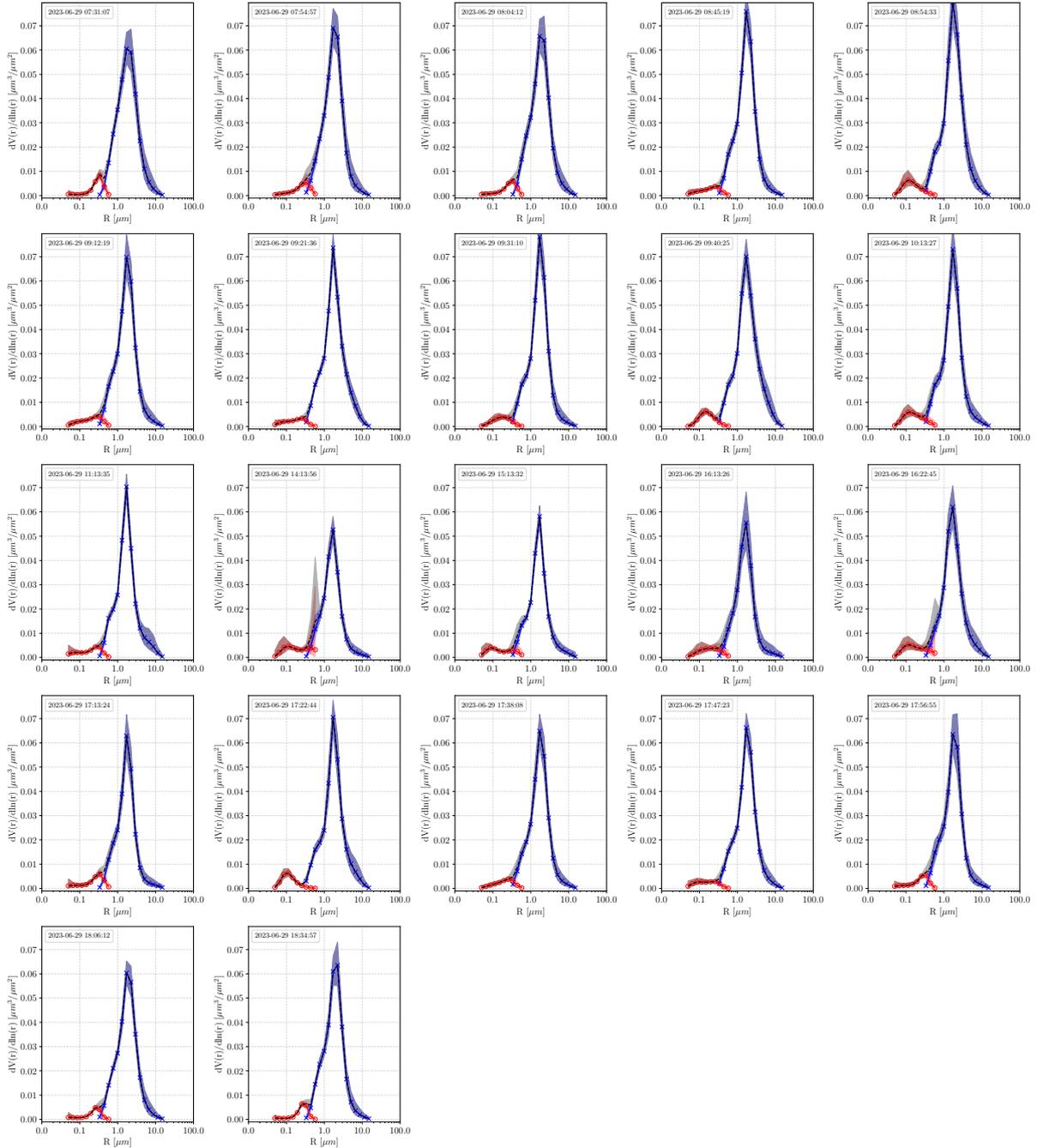


Figura A.1: Distribuciones volumétricas de tamaño para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 29-06-2023.

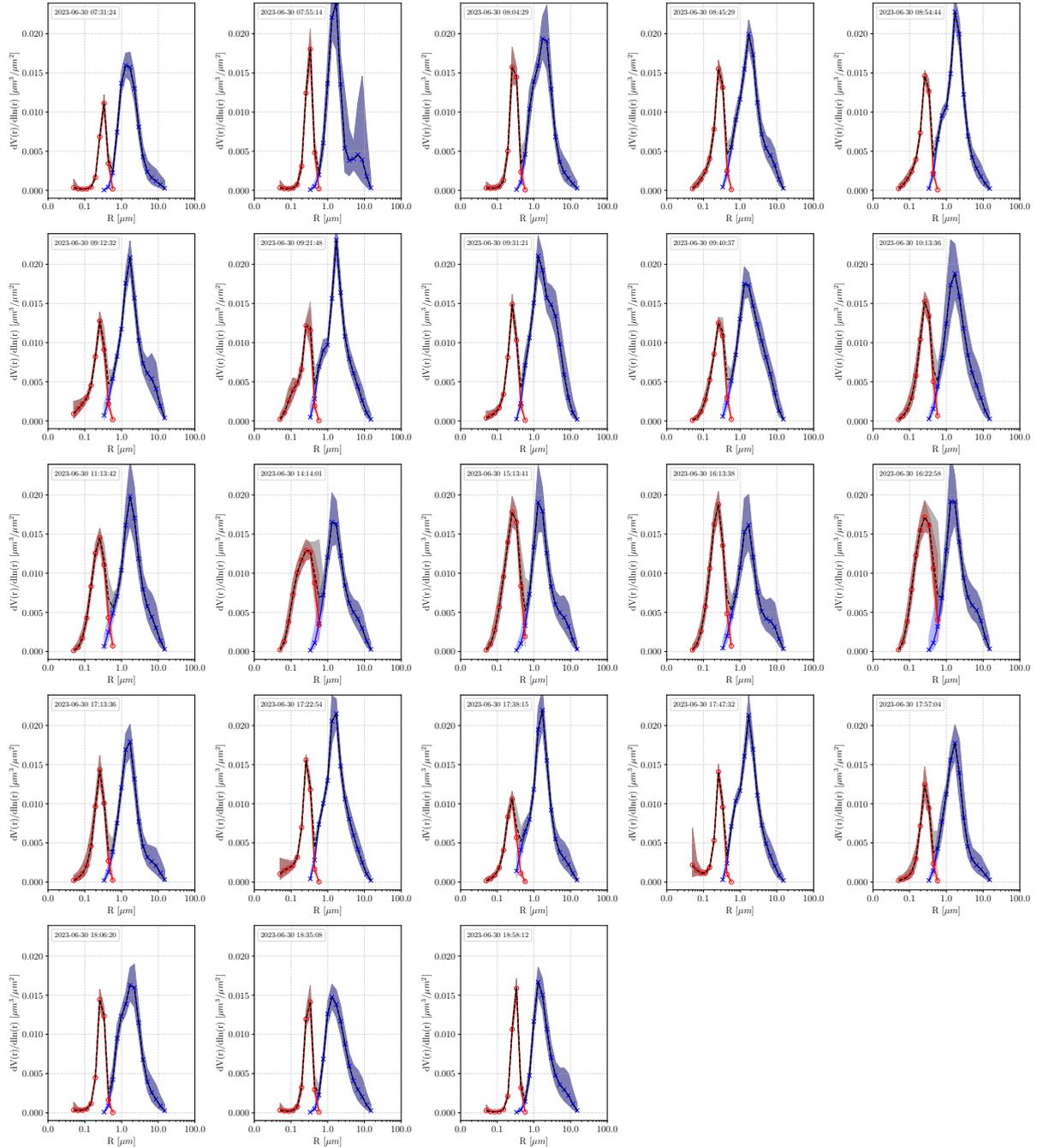


Figura A.2: Distribuciones volumétricas de tamaño para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 30-06-2023.

A.2. Albedo de dispersión simple

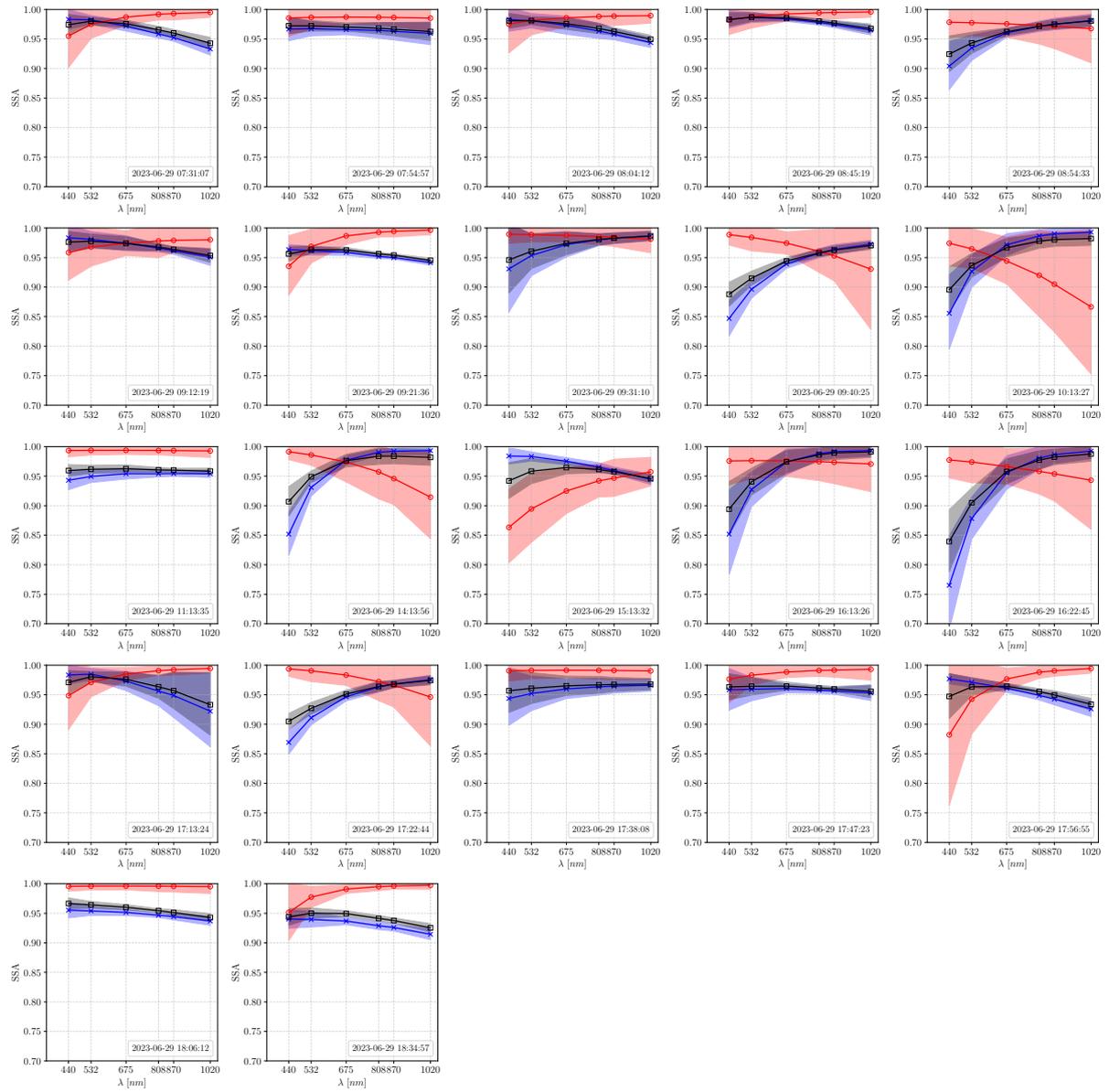


Figura A.3: Albedo de dispersión simple (SSA) para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 29-06-2023.

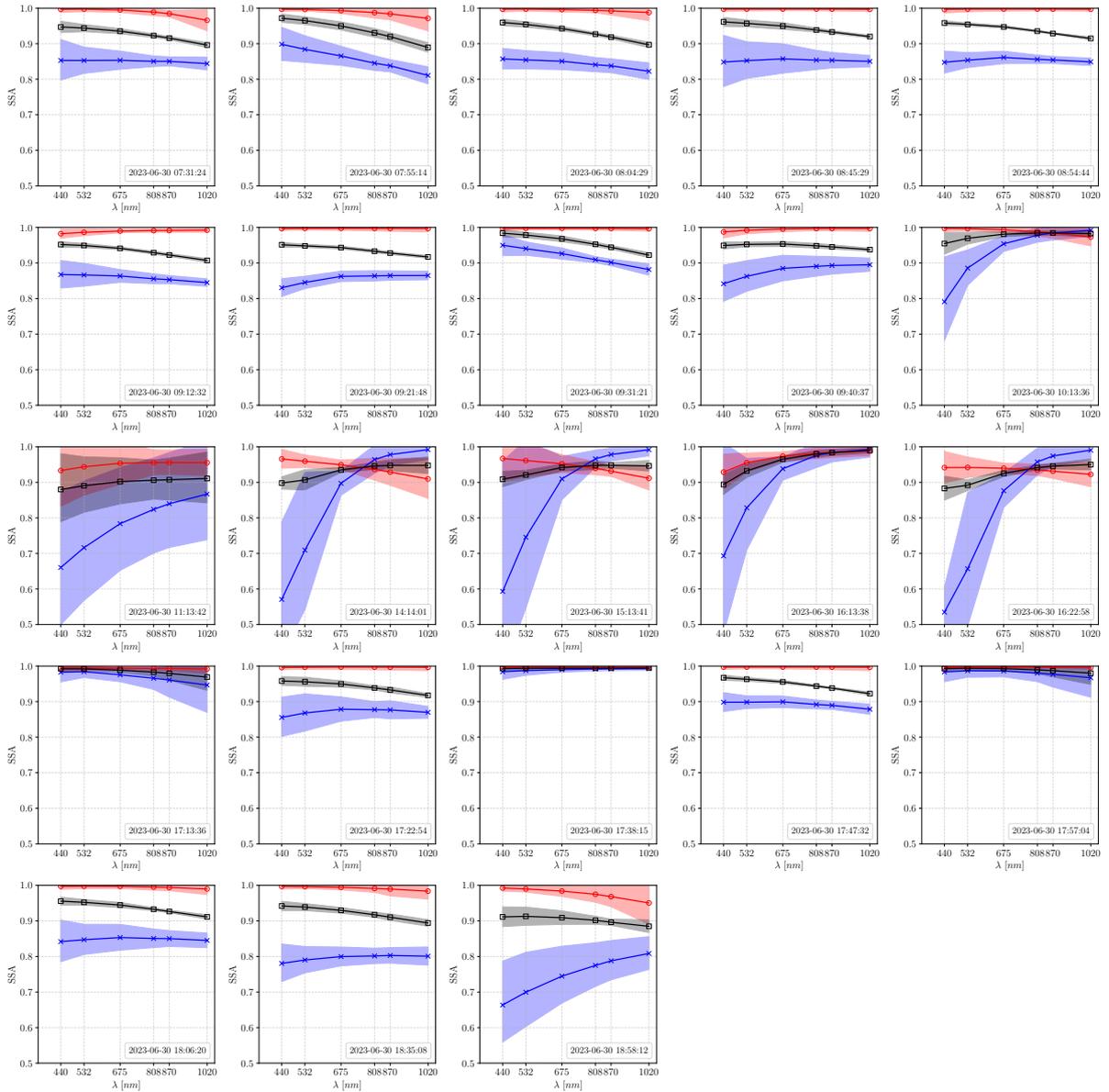


Figura A.4: Albedo de dispersión simple (SSA) para cada modo (Fino, Grueso y Total) e inversión, con su hora UTC y error (sombreado) el día 30-06-2023.

A.3. Perfiles verticales totales de extinción

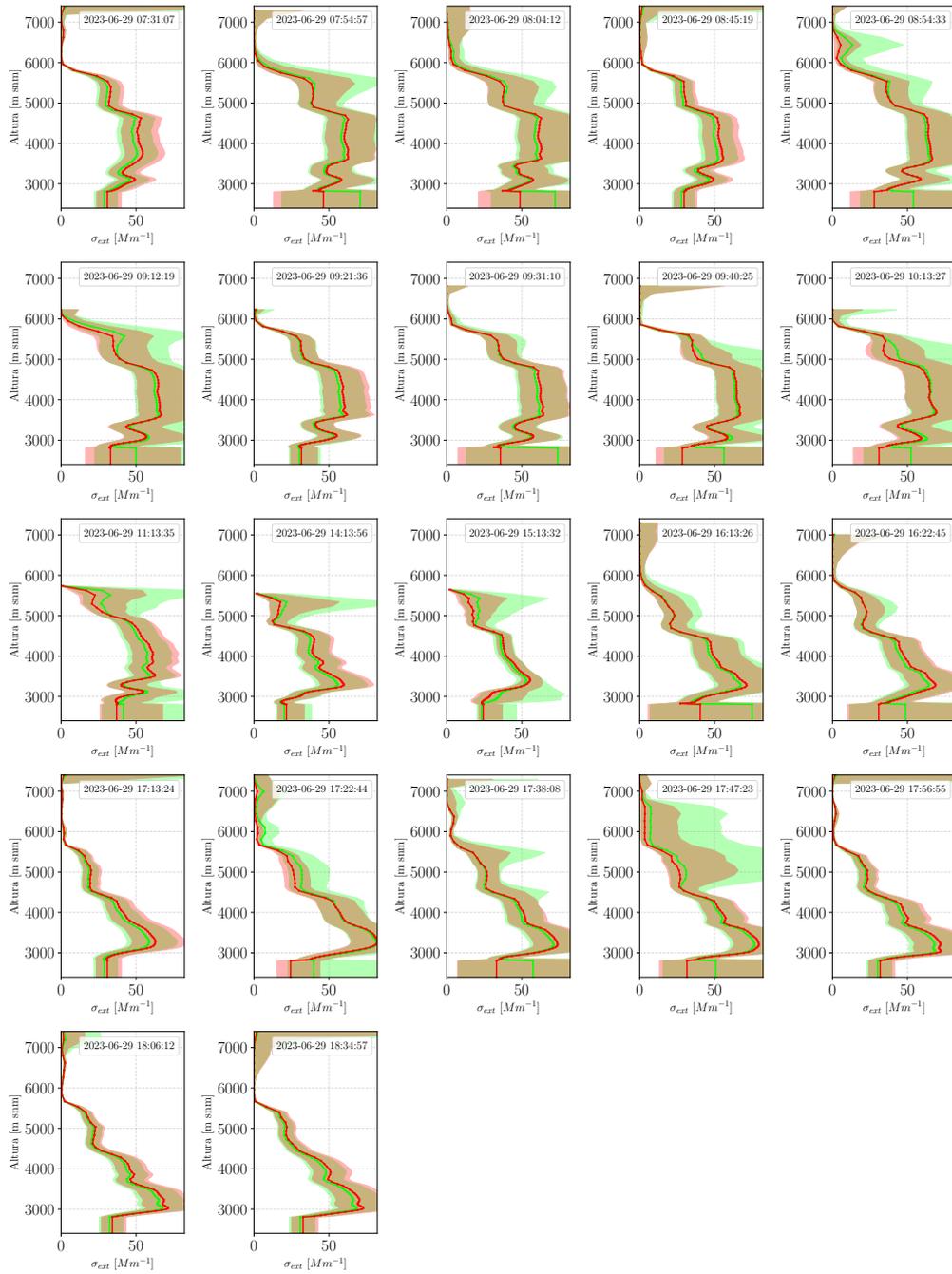


Figura A.5: Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) el día 29-06-2023.

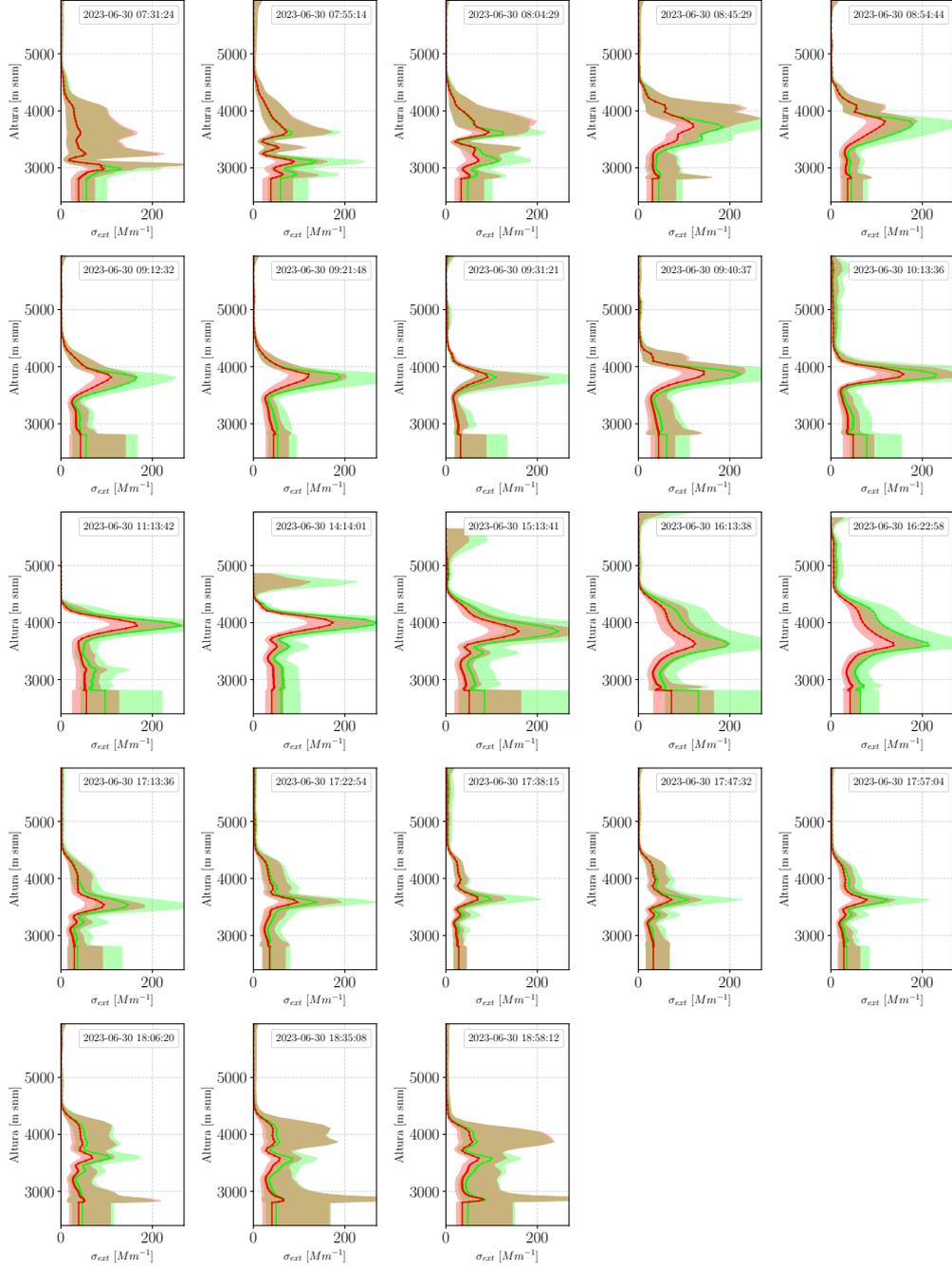


Figura A.6: Perfiles verticales de extinción (σ_{ext}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) para el día 30-06-2023.

A.4. Perfiles verticales totales de backscattering

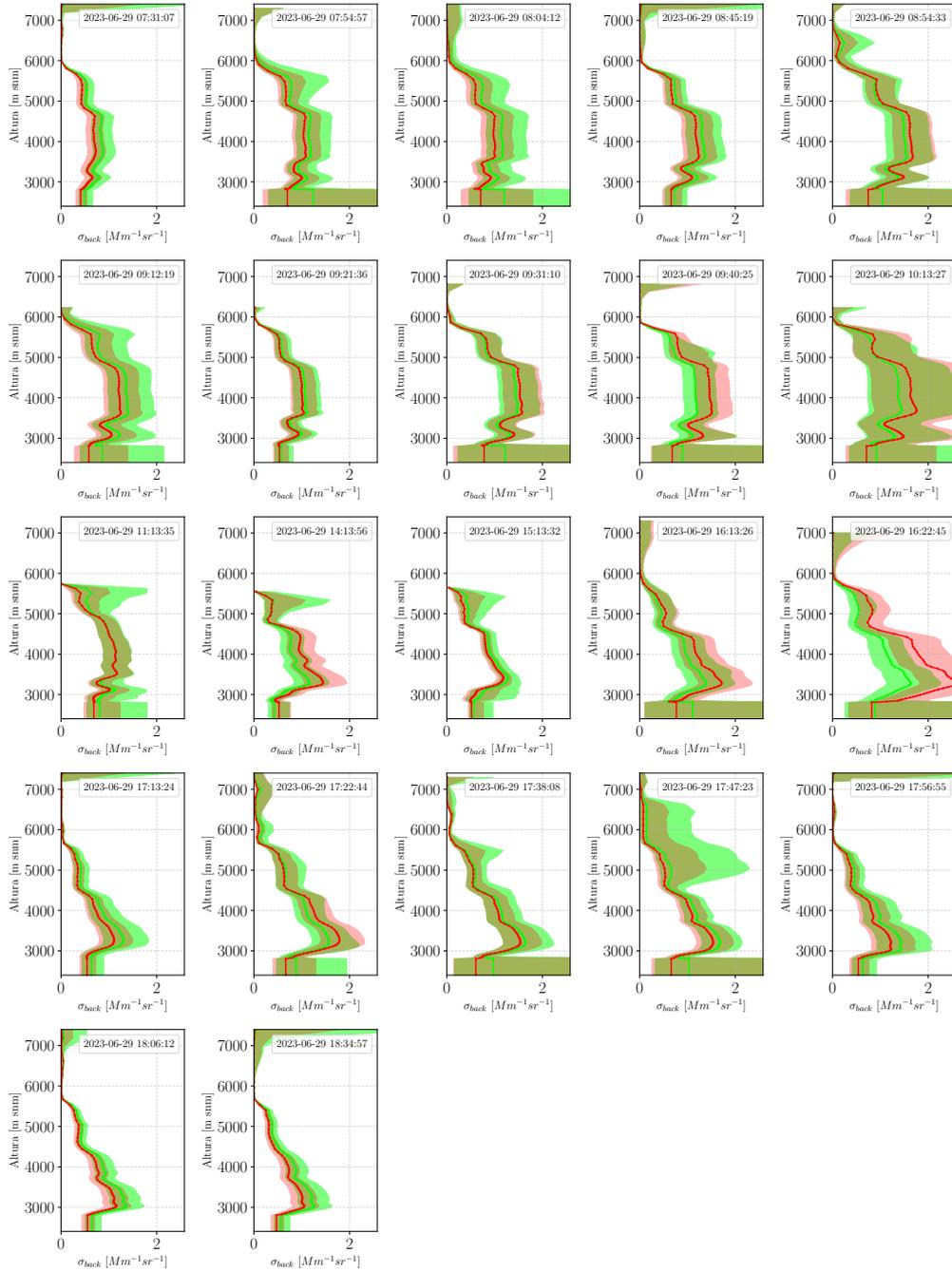


Figura A.7: Perfiles verticales de backscatter (σ_{back}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) para el día 29-06-2023.

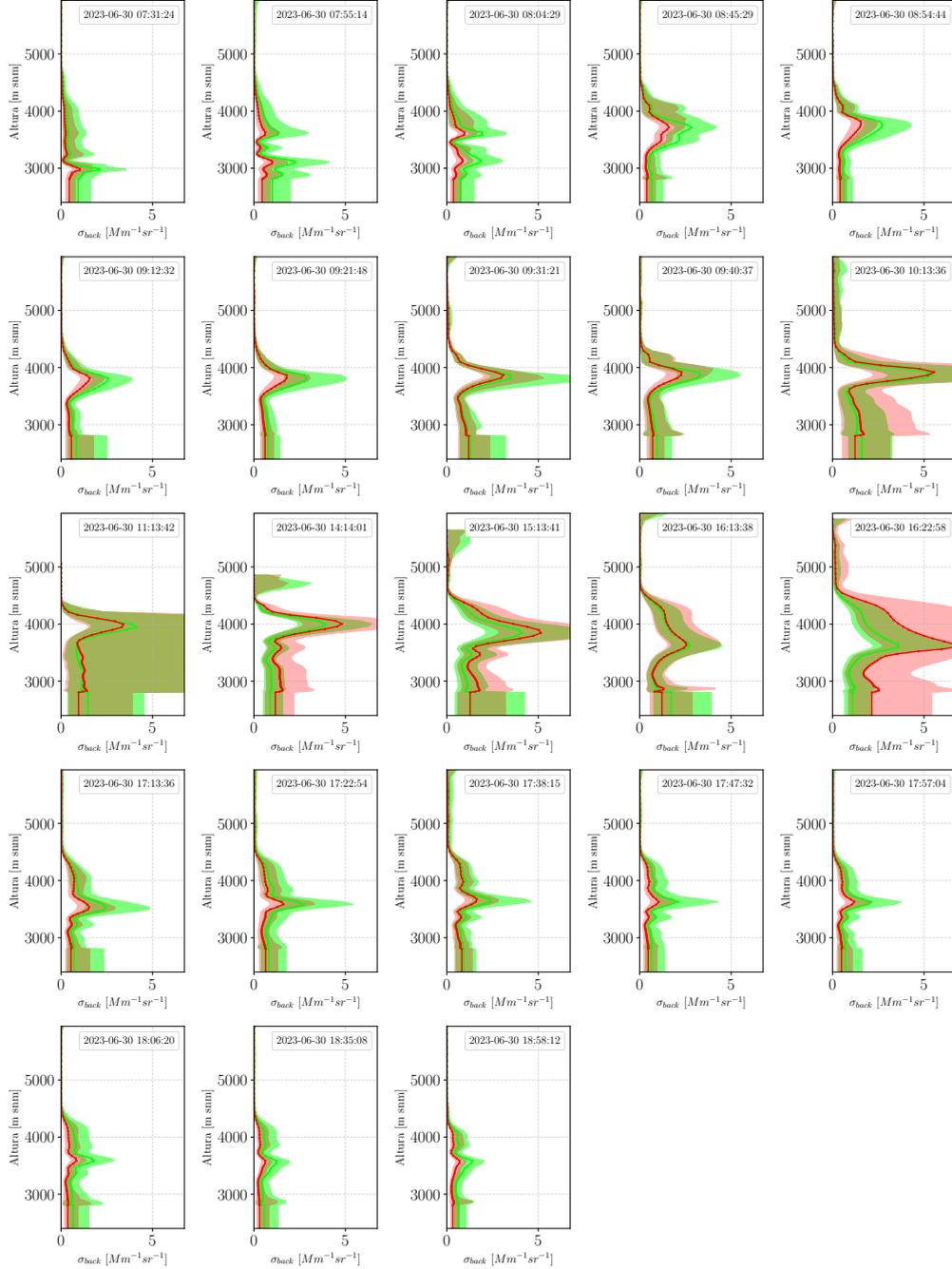


Figura A.8: Perfiles verticales de backscatter (σ_{back}) a 532 (verde) y 808 nm (rojo) para cada inversión con su hora UTC y error (sombreado) para el día 30-06-2023.

B. Anexo B: Tablas suplementarias

B.1. Día 29 de Junio

Tabla B.1

Espesor óptico de aerosoles (AOD) total para cada longitud de onda e inversión el día 29-06-2023.

Fecha inversión [UTC]	440 [nm]	532 [nm]	675 [nm]	808 [nm]	870 [nm]	1020 [nm]
2023-06-29 07:31:07	0.181	0.186	0.185	0.179	0.176	0.168
2023-06-29 07:54:57	0.183	0.184	0.180	0.174	0.172	0.165
2023-06-29 08:04:12	0.179	0.181	0.178	0.172	0.170	0.163
2023-06-29 08:45:19	0.179	0.178	0.173	0.168	0.166	0.159
2023-06-29 08:54:33	0.190	0.183	0.175	0.169	0.167	0.161
2023-06-29 09:12:19	0.181	0.179	0.174	0.168	0.166	0.159
2023-06-29 09:21:36	0.181	0.179	0.174	0.168	0.166	0.159
2023-06-29 09:31:10	0.178	0.175	0.169	0.163	0.162	0.155
2023-06-29 09:40:25	0.189	0.182	0.174	0.167	0.165	0.159
2023-06-29 10:13:27	0.193	0.184	0.174	0.167	0.165	0.157
2023-06-29 11:13:35	0.172	0.170	0.165	0.158	0.156	0.149
2023-06-29 14:13:56	0.151	0.145	0.138	0.132	0.131	0.125
2023-06-29 15:13:32	0.152	0.147	0.140	0.135	0.133	0.127
2023-06-29 16:13:26	0.149	0.143	0.137	0.132	0.131	0.126
2023-06-29 16:22:45	0.156	0.149	0.142	0.137	0.136	0.131
2023-06-29 17:13:24	0.153	0.153	0.148	0.142	0.140	0.132
2023-06-29 17:22:44	0.170	0.161	0.152	0.145	0.143	0.136
2023-06-29 17:38:08	0.156	0.154	0.149	0.143	0.142	0.135
2023-06-29 17:47:23	0.162	0.158	0.152	0.146	0.144	0.137
2023-06-29 17:56:55	0.166	0.165	0.160	0.153	0.151	0.143
2023-06-29 18:06:12	0.155	0.157	0.153	0.147	0.145	0.138
2023-06-29 18:34:57	0.164	0.168	0.164	0.157	0.154	0.145

Tabla B.2

Fracción fina del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 29-06-2023.

Fecha inversión [UTC]	440 [nm]	532 [nm]	675 [nm]	808 [nm]	870 [nm]	1020 [nm]
2023-06-29 07:31:07	0.320	0.296	0.251	0.212	0.191	0.156
2023-06-29 07:54:57	0.294	0.257	0.207	0.169	0.150	0.119
2023-06-29 08:04:12	0.301	0.265	0.214	0.174	0.155	0.123
2023-06-29 08:45:19	0.279	0.229	0.170	0.129	0.113	0.085
2023-06-29 08:54:33	0.273	0.197	0.125	0.085	0.071	0.048
2023-06-29 09:12:19	0.295	0.243	0.183	0.142	0.124	0.095
2023-06-29 09:21:36	0.259	0.207	0.150	0.111	0.096	0.071
2023-06-29 09:31:10	0.261	0.198	0.134	0.095	0.081	0.057
2023-06-29 09:40:25	0.288	0.213	0.139	0.096	0.081	0.056
2023-06-29 10:13:27	0.336	0.260	0.181	0.133	0.115	0.086
2023-06-29 11:13:35	0.328	0.275	0.212	0.168	0.148	0.114
2023-06-29 14:13:56	0.395	0.328	0.252	0.201	0.180	0.145
2023-06-29 15:13:32	0.348	0.281	0.210	0.164	0.145	0.113
2023-06-29 16:13:26	0.340	0.272	0.195	0.145	0.125	0.092
2023-06-29 16:22:45	0.349	0.278	0.199	0.149	0.129	0.097
2023-06-29 17:13:24	0.360	0.317	0.258	0.210	0.188	0.150
2023-06-29 17:22:44	0.286	0.200	0.122	0.080	0.066	0.044
2023-06-29 17:38:08	0.278	0.224	0.163	0.122	0.105	0.078
2023-06-29 17:47:23	0.271	0.210	0.147	0.107	0.091	0.066
2023-06-29 17:56:55	0.314	0.270	0.211	0.166	0.146	0.113
2023-06-29 18:06:12	0.280	0.244	0.193	0.154	0.136	0.104
2023-06-29 18:34:57	0.315	0.284	0.232	0.188	0.167	0.131

Tabla B.3

Fracción gruesa del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 29-06-2023.

Fecha inversión [UTC]	440 [nm]	532 [nm]	675 [nm]	808 [nm]	870 [nm]	1020 [nm]
2023-06-29 07:31:07	0.680	0.704	0.749	0.788	0.809	0.844
2023-06-29 07:54:57	0.706	0.743	0.792	0.831	0.850	0.881
2023-06-29 08:04:12	0.699	0.735	0.786	0.826	0.845	0.877
2023-06-29 08:45:19	0.721	0.771	0.830	0.871	0.887	0.916
2023-06-29 08:54:33	0.727	0.803	0.875	0.915	0.929	0.952
2023-06-29 09:12:19	0.705	0.757	0.817	0.858	0.876	0.905
2023-06-29 09:21:36	0.741	0.793	0.850	0.889	0.904	0.929
2023-06-29 09:31:10	0.739	0.802	0.866	0.905	0.919	0.943
2023-06-29 09:40:25	0.712	0.787	0.861	0.904	0.919	0.944
2023-06-29 10:13:27	0.664	0.740	0.819	0.867	0.885	0.914
2023-06-29 11:13:35	0.672	0.725	0.788	0.832	0.852	0.886
2023-06-29 14:13:56	0.605	0.672	0.748	0.799	0.820	0.855
2023-06-29 15:13:32	0.652	0.719	0.790	0.836	0.855	0.887
2023-06-29 16:13:26	0.660	0.728	0.805	0.855	0.875	0.908
2023-06-29 16:22:45	0.651	0.722	0.801	0.851	0.871	0.903
2023-06-29 17:13:24	0.640	0.683	0.742	0.790	0.812	0.850
2023-06-29 17:22:44	0.714	0.800	0.878	0.920	0.934	0.956
2023-06-29 17:38:08	0.722	0.776	0.837	0.878	0.895	0.922
2023-06-29 17:47:23	0.729	0.790	0.853	0.893	0.909	0.934
2023-06-29 17:56:55	0.686	0.730	0.789	0.834	0.854	0.887
2023-06-29 18:06:12	0.720	0.756	0.807	0.846	0.864	0.896
2023-06-29 18:34:57	0.685	0.716	0.768	0.812	0.833	0.869

B.2. Día 30 de Junio

Tabla B.4

Espesor óptico de aerosoles (AOD) total para cada longitud de onda e inversión el día 30-06-2023.

Fecha inversión [UTC]	440 [nm]	532 [nm]	675 [nm]	808 [nm]	870 [nm]	1020 [nm]
2023-06-30 07:31:24	0.096	0.096	0.089	0.080	0.076	0.067
2023-06-30 07:55:14	0.139	0.134	0.118	0.102	0.096	0.082
2023-06-30 08:04:29	0.153	0.145	0.126	0.108	0.100	0.085
2023-06-30 08:45:29	0.180	0.165	0.141	0.119	0.109	0.092
2023-06-30 08:54:44	0.173	0.158	0.135	0.115	0.106	0.090
2023-06-30 09:12:32	0.171	0.154	0.129	0.110	0.102	0.087
2023-06-30 09:21:48	0.168	0.151	0.129	0.109	0.101	0.086
2023-06-30 09:31:21	0.164	0.149	0.126	0.107	0.101	0.087
2023-06-30 09:40:37	0.167	0.151	0.127	0.109	0.101	0.086
2023-06-30 10:13:36	0.183	0.162	0.133	0.112	0.103	0.087
2023-06-30 11:13:42	0.198	0.174	0.142	0.118	0.108	0.090
2023-06-30 14:14:01	0.197	0.168	0.135	0.112	0.103	0.087
2023-06-30 15:13:41	0.224	0.193	0.154	0.126	0.116	0.096
2023-06-30 16:13:38	0.245	0.212	0.167	0.135	0.123	0.100
2023-06-30 16:22:58	0.237	0.203	0.161	0.131	0.120	0.099
2023-06-30 17:13:36	0.172	0.155	0.129	0.109	0.100	0.085
2023-06-30 17:22:54	0.165	0.151	0.127	0.107	0.099	0.084
2023-06-30 17:38:15	0.149	0.136	0.115	0.098	0.092	0.079
2023-06-30 17:47:32	0.143	0.134	0.115	0.098	0.092	0.079
2023-06-30 17:57:04	0.143	0.132	0.113	0.096	0.089	0.076
2023-06-30 18:06:20	0.137	0.130	0.114	0.098	0.090	0.077
2023-06-30 18:35:08	0.125	0.121	0.107	0.093	0.086	0.073
2023-06-30 18:58:12	0.116	0.114	0.103	0.090	0.084	0.072

Tabla B.5

Fracción fina del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 30-06-2023.

Fecha inversión [UTC]	440 [nm]	532 [nm]	675 [nm]	808 [nm]	870 [nm]	1020 [nm]
2023-06-30 07:31:24	0.654	0.631	0.577	0.520	0.487	0.428
2023-06-30 07:55:14	0.743	0.719	0.662	0.599	0.562	0.491
2023-06-30 08:04:29	0.731	0.697	0.631	0.562	0.524	0.450
2023-06-30 08:45:29	0.759	0.721	0.658	0.589	0.551	0.474
2023-06-30 08:54:44	0.742	0.699	0.631	0.560	0.520	0.443
2023-06-30 09:12:32	0.736	0.691	0.615	0.542	0.502	0.423
2023-06-30 09:21:48	0.727	0.676	0.599	0.519	0.478	0.395
2023-06-30 09:31:21	0.717	0.670	0.583	0.492	0.445	0.354
2023-06-30 09:40:37	0.739	0.693	0.620	0.544	0.502	0.416
2023-06-30 10:13:36	0.794	0.755	0.685	0.610	0.567	0.481
2023-06-30 11:13:42	0.804	0.765	0.696	0.623	0.583	0.497
2023-06-30 14:14:01	0.828	0.790	0.724	0.654	0.616	0.536
2023-06-30 15:13:41	0.844	0.812	0.752	0.686	0.648	0.567
2023-06-30 16:13:38	0.852	0.820	0.758	0.692	0.653	0.571
2023-06-30 16:22:58	0.856	0.825	0.769	0.707	0.671	0.594
2023-06-30 17:13:36	0.787	0.751	0.683	0.612	0.572	0.490
2023-06-30 17:22:54	0.730	0.681	0.598	0.511	0.467	0.376
2023-06-30 17:38:15	0.682	0.630	0.545	0.464	0.423	0.342
2023-06-30 17:47:32	0.698	0.652	0.571	0.491	0.449	0.370
2023-06-30 17:57:04	0.747	0.709	0.638	0.567	0.526	0.447
2023-06-30 18:06:20	0.732	0.699	0.635	0.568	0.530	0.457
2023-06-30 18:35:08	0.746	0.721	0.668	0.610	0.576	0.510
2023-06-30 18:58:12	0.753	0.735	0.687	0.634	0.601	0.538

Tabla B.6

Fracción gruesa del espesor óptico de aerosoles (AOD) para cada longitud de onda e inversión el día 30-06-2023.

Fecha inversión [UTC]	440 [nm]	532 [nm]	675 [nm]	808 [nm]	870 [nm]	1020 [nm]
2023-06-30 07:31:24	0.346	0.369	0.423	0.480	0.513	0.572
2023-06-30 07:55:14	0.257	0.281	0.338	0.401	0.438	0.509
2023-06-30 08:04:29	0.269	0.303	0.369	0.438	0.476	0.550
2023-06-30 08:45:29	0.241	0.279	0.342	0.411	0.449	0.526
2023-06-30 08:54:44	0.258	0.301	0.369	0.440	0.480	0.557
2023-06-30 09:12:32	0.264	0.309	0.385	0.458	0.498	0.577
2023-06-30 09:21:48	0.273	0.324	0.401	0.481	0.522	0.605
2023-06-30 09:31:21	0.284	0.330	0.417	0.508	0.555	0.646
2023-06-30 09:40:37	0.261	0.307	0.380	0.456	0.498	0.584
2023-06-30 10:13:36	0.206	0.245	0.315	0.390	0.433	0.519
2023-06-30 11:13:42	0.196	0.235	0.304	0.377	0.417	0.503
2023-06-30 14:14:01	0.172	0.210	0.276	0.346	0.384	0.464
2023-06-30 15:13:41	0.156	0.189	0.248	0.314	0.352	0.433
2023-06-30 16:13:38	0.147	0.180	0.242	0.308	0.347	0.429
2023-06-30 16:22:58	0.144	0.175	0.231	0.293	0.329	0.406
2023-06-30 17:13:36	0.213	0.249	0.317	0.388	0.428	0.510
2023-06-30 17:22:54	0.270	0.318	0.402	0.489	0.533	0.624
2023-06-30 17:38:15	0.318	0.370	0.455	0.536	0.577	0.658
2023-06-30 17:47:32	0.302	0.348	0.429	0.509	0.551	0.630
2023-06-30 17:57:04	0.253	0.291	0.362	0.433	0.474	0.553
2023-06-30 18:06:20	0.268	0.301	0.365	0.432	0.470	0.543
2023-06-30 18:35:08	0.254	0.279	0.332	0.390	0.424	0.490
2023-06-30 18:58:12	0.247	0.265	0.313	0.366	0.399	0.462