



TRABAJO FIN DE MÁSTER

Máster en Física

Mención en Física de la Atmósfera y Clima

Título del Trabajo

Efecto radiativo de los aerosoles en el Ártico europeo bajo condiciones de alta turbiedad mediante fotometría solar

Autor:

Jefferson Alexander Romero Márquez

Tutor:

David Mateos Villán

Resumen

En este trabajo se realizó una estimación del efecto radiativo de los aerosoles (ARE) para eventos de alta turbiedad atmosférica detectados mediante datos de la red AERONET obtenidos con fotometría solar de la estación Ny-Ålesund (ubicada en el Ártico Europeo) entre los años 2017 y 2024. Se detectaron un total de 5 eventos (7 días) luego de establecer umbrales a los componentes del modo fino ($\tau_f \geq 0.078$), modo grueso ($\tau_c \geq 0.0352$) y AOD total ($\tau_a \geq 0.3$). Usando datos de inversión se analizaron las propiedades ópticas y microfísicas de los eventos, los resultados revelaron que, por lo general, tenían altas concentraciones de partículas finas y elevados valores del SSA (*Single Scattering Albedo*) asociados a una alta capacidad de dispersión. En los eventos analizados se identificó que las masas de aire que alcanzaron la estación provenían principalmente de zonas afectadas por incendios forestales en Rusia (Siberia). Se realizaron simulaciones de onda corta (SW, *Short Wave*) con un modelo de transferencia radiativa (LibRadtran) con el objetivo de calcular el ARE (*Aerosol Radiative Effect*) y el AFE (*Aerosol Forcing Efficiency*) para los cinco eventos y se encontró que ambos generan un efecto neto de enfriamiento (valores negativos). Mediante un ajuste lineal se demostró que el AFE promedio en la superficie (-48.89 ± 2.02) $Wm^{-2}AOD_{unit}^{-1}$ resultó ser mayor que el obtenido en el TOA (*Top of Atmosphere*) (-30.98 ± 4.95) $Wm^{-2}AOD_{unit}^{-1}$. Las medidas instantáneas del ARE demostraron que existe una dependencia con el ángulo cenital solar (SZA, *Solar Zenital Angle*), encontrándose valores más negativos cuando el SZA tenía un valor entre 65° y 75° .

Palabras clave: Eventos de alta turbiedad; Ártico; Fotometría solar; LibRadtran; AERONET; Modos fino y grueso; Efecto radiativo de aerosoles; Forzamiento radiativo.

Abstract

In this work, the aerosol radiative effect (ARE) was estimated for high turbidity atmospheric events detected using AERONET data obtained with sun photometry from the Ny-Ålesund station (located in the European Arctic) between 2017 and 2024. A total of 5 events (7 days) were identified after applying thresholds to the fine mode component ($\tau_f \geq 0.078$), coarse mode ($\tau_c \geq 0.0352$), and total AOD ($\tau_a \geq 0.3$). Using inversion data, the optical and microphysical properties of the events were analyzed. Results showed high concentrations of fine particles and elevated values of the Single Scattering Albedo (SSA), indicating a high scattering capacity. In the analyzed events it was identified that the air masses that reached the station came mainly from areas affected by forest fires in Russia (Siberia). Short Wave (SW) radiative transfer simulations were performed using a radiative transfer model (LibRadTran) to calculate both the ARE (Aerosol Radiative Effect) and the AFE (Aerosol Forcing Efficiency) for the 5 events and it was found that both generate a net cooling effect (negative values). Through a linear fit it was shown that the average AFE at the surface (-48.89 ± 2.02) $Wm^{-2}AOD_{unit}^{-1}$ was greater than the obtained at the TOA (-30.98 ± 4.95) $Wm^{-2}AOD_{unit}^{-1}$. Instantaneous measurements of ARE demonstrated a dependence on solar zenith angle (SZA), with greater negative values observed when SZA ranged between 65° and 75° .

Keywords: High Turbidity Events; Arctic; Sun photometry; LibRadtran; AERONET; Fine and coarse modes; Aerosol radiative effect; Radiative forcing.

Índice

1. Introducción	1
1.1 El Aerosol Atmosférico	1
1.2 Efecto Radiativo de los Aerosoles	1
1.3 Propiedades de los Aerosoles	2
1.3.1 Propiedades Ópticas	3
1.3.2 Propiedades Microfísicas	5
1.4 Fotometría	6
1.5 Los Aerosoles en el Ártico	7
1.6 Objetivos	8
2. Instrumentación y Metodología	9
2.1 Red AERONET	9
2.2 Fotómetro CIMEL CE318	9
2.3 Estación de Medida	11
2.4 Bases de Datos	11
2.5 Identificación y Clasificación de Eventos de Alta Turbiedad	13
2.6 Herramientas de Teledetección y Modelización	14
2.6.1 Satélite CALIPSO	14
2.6.2 Modelo HYSPLIT	15
2.7 Modelo de Transferencia Radiativa: LibRadTran	16
2.7.1 Interpolación del Parámetro β y α	17
2.7.2 Cálculo de Ozono, Albedo de Superficie y Vapor de Agua Precipitable	18
2.7.3 Configuración de las Simulaciones en LibRadTran	18
2.7.4. Cálculo del Efecto Radiativo del Aerosol	20
3. Resultados y Discusión	21
3.1 Identificación de Eventos de Alta Turbiedad	21
3.2 Análisis de los Eventos	22
3.2.1 Evento 1 – Agosto 5 de 2018	22
3.2.2 Evento 2 - Agosto 13 de 2018	23
3.2.3 Evento 3 – Mayo 3 de 2020	24
3.2.4 Evento 4 – Julio 24, 25 y 26 de 2020	24
3.2.5 Evento 5 – Agosto 21 de 2021	25
3.3 Propiedades Ópticas y Microfísicas de los Eventos	25
3.3.1 Caracterización del Evento 1	27
3.3.2 Caracterización del Evento 2	28

3.3.3 Caracterización del Evento 3	28
3.3.4 Caracterización del Evento 4	28
3.3.5 Caracterización del Evento 5	29
3.4 Efecto Radiativo del Aerosol durante los Eventos	30
3.4.1 Valores Instantáneos del ARE en función del SZA.....	30
3.4.2 Promedios Diarios del ARE y AFE en la Superficie.....	32
3.4.3 Promedios Diarios del ARE y AFE en el TOA.....	34
4. Conclusiones	36
Referencias.....	i
Anexo I	viii
Anexo II	xi
Anexo III	xiii
Anexo IV.....	xiv
Anexo V	xvi

1. Introducción

1.1 El Aerosol Atmosférico

Los aerosoles atmosféricos se pueden definir como un conjunto de partículas ya sean sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera (Willeke and Baron, 2005). Estos pueden variar desde varios nanómetros hasta las decenas de micras, se pueden encontrar a distintas alturas en la atmósfera y existen distintos tipos y fuentes. Por lo tanto, los aerosoles atmosféricos pueden ser clasificados de varias formas: según su origen entre antropogénicos y naturales; según su formación entre primarios y secundarios; según su tamaño entre finos y gruesos; y finalmente por su ubicación entre troposféricos y estratosféricos (Prats, 2009; Toledano, 2005). En la Figura 1.1 se ilustran algunos conceptos descritos anteriormente.

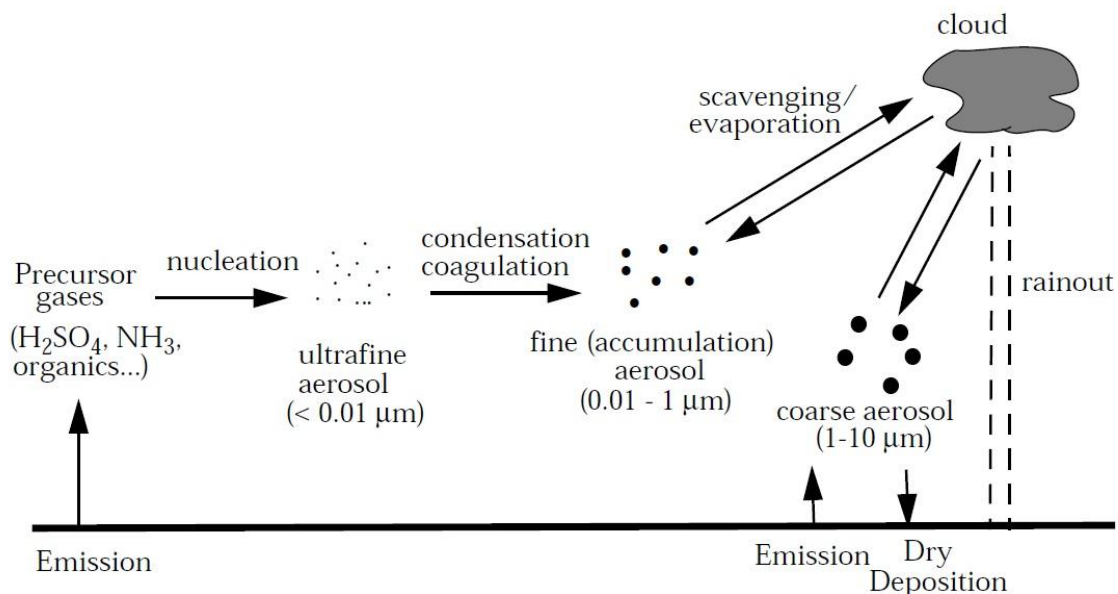


Figura 1.1: Ciclo de vida de los aerosoles atmosféricos. La figura muestra la producción, crecimiento, interacción y eliminación de los aerosoles. Se observa cómo los aerosoles son emitidos a la atmósfera, los primarios directamente y los secundarios al formar la nucleación con los gases precursores y compuestos orgánicos, también cómo estas partículas crecen ya sea por condensación o coagulación para convertirse en aerosoles finos o gruesos. Finalmente se observa la interacción de los aerosoles con las nubes, donde los aerosoles son incorporados en forma de gotas y luego eliminados por precipitación, evaporación, o por deposición seca. Figura tomada de Jacob (1999).

1.2 Efecto Radiativo de los Aerosoles

Como los aerosoles son partículas que pueden permanecer suspendidas en la atmósfera, su estudio ha ido creciendo porque se ha demostrado que los aerosoles tienen la capacidad para afectar el balance radiativo del sistema Tierra-Atmósfera, ya que pueden interactuar de manera directa con la radiación solar mediante procesos de dispersión y absorción, lo cual modifica la cantidad de energía que llega a la superficie o la que es reflejada hacia el espacio, a este fenómeno se le conoce como interacción aerosol-radiación (Boucher et al., 2013). Los aerosoles también interactúan indirectamente, ya que pueden ejercer como núcleos de condensación de nubes o núcleos de hielo, lo cual afecta las propiedades ópticas y microfísicas como el tamaño de las gotas, el albedo, etc., esto hace que se altere la

precipitación, ya sea favoreciéndola o inhibiéndola, a este fenómeno se le conoce como interacción aerosol-nube (Tomasi et al., 2015).

Estos dos tipos de interacciones tienen un impacto neto sobre el sistema climático el cual se cuantifica a través del forzamiento radiativo (RF, *Radiative Forcing*), que es una medida expresada en Wm^{-2} y representa los desequilibrios energéticos provocados por cambios en la atmósfera (Shindell et al., 2013). Si se quiere incluir los efectos indirectos al balance radiativo, a este fenómeno se le conoce como forzamiento radiativo efectivo (ERF, *Effective Radiative Forcing*), sin embargo, esto presenta una gran complejidad de cálculo y una alta incertidumbre en su estimación por la dificultad de cuantificar a los mismos. Esta incertidumbre ha sido discutida repetidamente por el IPCC (*Intergovernmental Panel On Climate Change*) donde se ha destacado el papel de los aerosoles, llegando a considerar a los aerosoles como una nueva variable de estudio de cambio climático y se le conoce como el efecto radiativo de los aerosoles (ARE, *Aerosol Radiative Effect*), y en los informes recientes del IPCC la variable ARE aparece reportada.

En concreto el quinto y sexto informe del IPCC (Figuras 1.2 y 1.3) revela que el efecto neto de los aerosoles presentes en el mundo es en el que se tiene mayor incertidumbre, destacando la necesidad de monitorear el aerosol para poder reducirla, comprender mejor los fenómenos relacionados con ellos (transporte, crecimiento, etc.) y su impacto en el clima. El ARE puede ser positivo o negativo, esto depende de factores como la composición química, el tamaño y la distribución vertical de las partículas, donde un ARE negativo está asociado a aerosoles dispersivos que podría estar compensando parcialmente el calentamiento por parte de los gases de efecto invernadero (Szopa et al., 2021).

1.3 Propiedades de los Aerosoles

Para realizar una caracterización del aerosol atmosférico, es necesario analizar sus propiedades y como se mencionó anteriormente, dependiendo de sus características los aerosoles pueden modificar su comportamiento a la hora de interactuar con la radiación solar mediante los procesos de absorción y dispersión (Dubovik et al., 2002; Toledano, 2005).

El proceso de dispersión se da cuando una onda electromagnética atraviesa un medio no homogéneo, como lo es la atmósfera terrestre, lo que hace que la radiación incidente se desvíe de su dirección y en la atmósfera esta desviación se produce cuando la radiación interactúa con los gases presentes en ésta, a este fenómeno que se le conoce como dispersión o Scattering de Rayleigh, el cual tiene una alta dependencia espectral y es responsable del color azul del cielo ya que es proporcional al inverso de la cuarta potencia de la longitud de onda (Bodhaine et al., 1999).

Sin embargo, si las partículas tienen un tamaño similar o mayor con el objeto con el que interactúan, como ocurre en los aerosoles y nubes, se produce un tipo de dispersión no tan dependiente con la longitud de onda (proporcional al inverso de la longitud de onda), fenómeno conocido como dispersión de Mie. Los aerosoles además de ser capaces de dispersar la radiación también pueden absorberla, y la absorción no es selectiva, a diferencia de los gases cuya absorción es selectiva, es decir, que se tienen bandas bien definidas donde los aerosoles son capaces de absorber más o menos radiación (Dubovik et al., 2002).

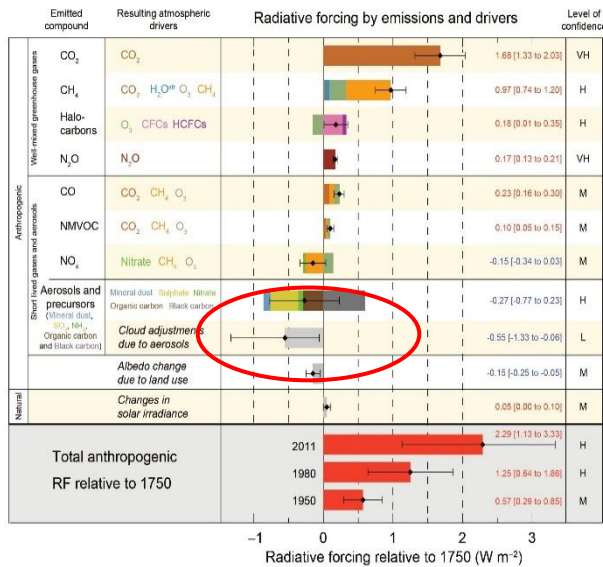


Figura 1.2: Estimaciones del forzamiento radiativo en 2011 en comparación con el año 1750 para los principales impulsores del cambio climático. Se observa que los aerosoles y sus precursores (sulfatos, carbono negro, compuestos orgánicos, etc.) presentan una de las mayores incertidumbres con valores que van desde el forzamiento negativo o positivo, lo que refleja la dificultad de cuantificar el efecto neto del ARE. Figura tomada de Stocker et al. (2013).

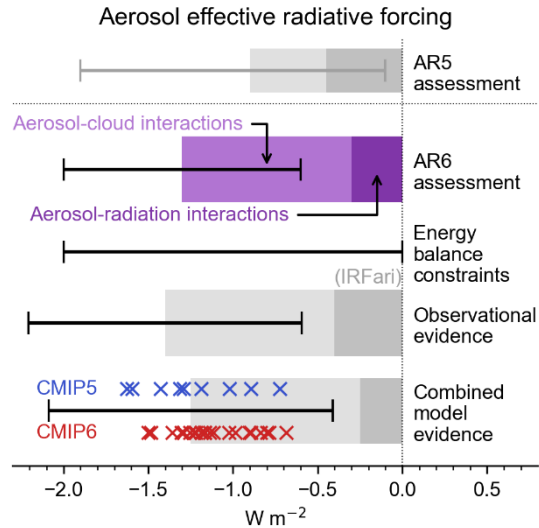


Figura 1.3: Efecto neto del forzamiento radiativo de los aerosoles según distintas evaluaciones. En la figura se comparan los valores estimados del ARE durante 1750 y 2014 según los diferentes informes y modelos empleados. La barra morada corresponde a la evaluación del ARE para el sexto informe (AR6) del IPCC y se observa una diferencia con respecto al informe anterior (AR5), se muestra un efecto más negativo. Figura tomada de Forster et al. (2021).

1.3.1 Propiedades Ópticas

Espesor Óptico de Aerosoles (AOD, Aerosol Optical Depth). El AOD se define como una medida de la atenuación que sufre la radiación solar al atravesar la atmósfera terrestre por los procesos de absorción o dispersión que provocan los aerosoles (Toledano, 2005; Torres et al., 2017). Es una de las propiedades más importantes para la caracterización del contenido de aerosoles ya que su magnitud está directamente relacionada con el nivel de turbiedad de la atmósfera y entre mayor sea su valor se tiene una mayor cantidad de partículas suspendidas que impiden el paso de la radiación solar.

Esta atenuación de la irradiancia solar se describe por la ley de Beer-Bouguer-Lambert, la cual se expresa como:

$$I = I_0 \cdot e^{-\tau m} \quad (1.1)$$

Donde I es la irradiancia a nivel del suelo, I_0 es la irradiancia extraterrestre, τ es el espesor óptico total y m es la masa óptica que depende del ángulo cenital solar (θ), la cual se puede calcular como la secante del ángulo: $m = \sec(\theta)$. Sin embargo, debido a factores como la curvatura de la Tierra, la refracción del aire, el Scattering múltiple, etc., esta expresión es precisa para ángulos cenitales solares menores a 60° (Toledano, 2005), y cuando se tiene ángulos cenitales elevados se emplean otras fórmulas más exactas, como la de Kasten and Young (1989):

$$m = \frac{1}{\cos(\theta) + 0.50572 \cdot (1.46468 - \theta)^{-1.6364}} \quad (1.2)$$

Al despejar la Ecuación 1.1 de la Ley de Beer-Bouguer-Lambert podemos obtener (τ) . Sin embargo, (τ) representa al espesor óptico total, el cual contiene otras contribuciones como el Scattering de Rayleigh (τ_R) conocido como espesor óptico molecular y la absorción de gases presentes en la atmósfera (τ_g) , por lo que es necesario descontar estos efectos para obtener el espesor óptico de aerosoles (τ_a) : $\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g$.

Exponente de Ångström (AE, Ångström Exponent). El AE es una medida que describe la dependencia con la longitud de onda del AOD, esta dependencia espectral se da porque los aerosoles interaccionan de distinta forma con la radiación, dependiendo del tamaño y de la longitud de onda incidente. El AE se puede obtener en un determinado rango espectral por la ley de Ångström (Ångström, 1961) mediante la siguiente ecuación:

$$\tau_a(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (1.3)$$

Donde λ es la longitud de onda (en μm), β es el coeficiente de turbiedad que coincide con el AOD a $1 \mu m$ y α es el AE que está directamente relacionado con el tamaño del aerosol. Cuando se estudia un evento de aerosoles en la atmósfera, el AE nos permite tener una idea si se trata de partículas finas o gruesas, en general los valores de α cercanos a 2 indican presencia de aerosoles finos y valores cercanos a 0 son característicos de partículas gruesas (Toledano, 2005).

Albedo de Dispersión Simple (SSA, Single Scattering Albedo). El SSA es una de las propiedades más importantes de los aerosoles, ya que su valor representa la fracción de la radiación dispersada con respecto al total extinguido al interactuar con las partículas. Esta medida tiene una gran dependencia espectral con la longitud de onda de la radiación y su valor se puede determinar de la siguiente manera:

$$\omega(\lambda) = \frac{\sigma_{sca}}{\sigma_{ext}} = 1 - \frac{\sigma_{abs}}{\sigma_{ext}} \quad (1.4)$$

Donde $\omega(\lambda)$ es el valor del SSA espectral, σ_{sca} es el coeficiente de dispersión, σ_{abs} es el coeficiente de absorción y σ_{ext} es el coeficiente de extinción cuyo valor viene dado por: $\sigma_{ext} = \sigma_{abs} + \sigma_{sca}$. El valor SSA tiene valores entre 0 y 1, donde un valor de $\omega(\lambda) = 1$ indica que el aerosol es altamente dispersivo y poco absorbente, mientras que un valor de $\omega(\lambda) = 0$ indica que se trata de un aerosol altamente absorbente (Prats, 2009).

Factor de Asimetría (g). El factor o parámetro de Asimetría (g) describe la dirección en la que se dispersa la radiación al interactuar con las partículas. Al igual que en el caso anterior, su valor también es adimensional y está comprendido entre -1 y 1, es igual a 1 cuando toda la dispersión se produce en el mismo sentido que la transmisión y -1 cuando toda la dispersión se produce en el sentido de la retrodispersión. Si el valor es igual a cero se trata de una dispersión isotrópica la cual corresponde al Scattering de Rayleigh, sin embargo, en la práctica estos valores oscilan entre 0.6 y 0.8 (Prats, 2009).

Índice de Refracción Complejo (n_r). Como se ha mencionado anteriormente, la presencia de aerosoles en la atmósfera produce una desviación en la trayectoria de la radiación solar que los atraviesa y precisamente este cambio en la dirección de propagación de la radiación es lo que describe el índice de refracción, el cual depende de las propiedades del aerosol y de la longitud de onda. El índice de refracción complejo se puede calcular de la siguiente manera:

$$n_r = n(\lambda) + ik(\lambda) \quad (1.5)$$

Donde $n(\lambda)$ corresponde a la parte real del índice de refracción el cual está asociado con la desviación que experimenta la radiación al cambiar la velocidad de la luz al interactuar con el aerosol y $k(\lambda)$ corresponde a la parte imaginaria que a su vez está relacionado con la absorción del aerosol, por lo que cuando $k(\lambda) = 0$ se dice que no hay absorción. Ambos componentes tienen una fuerte dependencia espectral ya que varían significativamente con la longitud de onda y su estudio es altamente relevante porque permite discriminar entre aerosoles dispersivos o con alto poder de absorción (Prats, 2009; Toledano, 2005).

1.3.2 Propiedades Microfísicas

Distribución de Tamaños. Una de las propiedades microfísicas más importantes de los aerosoles atmosféricos es su distribución de tamaños ya que define la concentración de partículas para distintos radios (Toledano, 2005). Como se mencionó anteriormente, los aerosoles se pueden clasificar en dos grandes modos según su tamaño: modo fino y modo grueso, donde las partículas con diámetros mayores a $1 \mu m$ corresponden al modo grueso y las menores al modo fino. Además, el modo fino se puede dividir entre el modo fino y ultrafino (Seinfeld and Spyros, 2016), el último corresponde a partículas con radios menores a $0.01 \mu m$.

Como el intervalo de los distintos radios de las partículas es muy amplio, es común usar escalas logarítmicas para representar a la distribución de tamaños y en la práctica la distribución observada se ajusta a una función log-normal bimodal (se considera el modo fino y grueso) y esta función se puede describir con la siguiente ecuación (Schuster et al., 2006):

$$\frac{dV}{d \ln r} = \frac{VC_F}{\sqrt{2\pi}\sigma_F} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_F)^2}{2\sigma_F^2}\right] + \frac{VC_C}{\sqrt{2\pi}\sigma_C} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln R_C)^2}{2\sigma_C^2}\right] \quad (1.6)$$

Donde V es el volumen de las partículas, r es el radio, VC es la concentración de volumen, R es el radio modal, σ es la desviación estándar de la distribución log-normal y los subíndices F y C representan al modo fino y grueso respectivamente.

Fracción de Concentración en Volumen. La concentración de volumen (VC) es una propiedad que describe la cantidad de aerosol en la atmósfera (Prats, 2009) y de ella se pueden diferenciar la fracción del modo fino (FMF , *Fine Mode Fraction*) y modo grueso (CMF , *Coarse Mode Fraction*), lo cual permite cuantificar la proporción de volumen total de partículas que está dominada por aerosoles en cada modo y nos da información del tipo de aerosol predominante, las fracciones se definen siguiendo las Ecuaciones 1.7 y 1.8:

$$\begin{cases} FMF = \frac{VC_F}{VC_T} & (1.7) \\ CMF = \frac{VC_C}{VC_T} & (1.8) \end{cases}$$

Donde VC_F y VC_C representan al volumen de aerosol correspondientes al modo fino y grueso respectivamente, mientras que VC_T representa al volumen total de partículas que viene dado por ambas contribuciones: $VC_T = VC_F + VC_C$.

1.4 Fotometría

La medida de los aerosoles atmosféricos se puede realizar principalmente mediante dos enfoques: las técnicas in-situ (en el lugar) y las de teledetección (remota), ambas técnicas permiten caracterizar las propiedades del aerosol (AOD, AE, SSA, etc.) aunque difieren significativamente en cuanto a resolución espacial e instrumentos empleados (González, 2021). Las técnicas in-situ se basan en la recolección directa de muestras de aire a nivel de superficie mediante filtros, los cuales se analizan directamente o luego en el laboratorio, sin embargo, estas técnicas tienen poca cobertura espacial debido a que se limitan al entorno inmediato donde se realizan las medidas (González, 2021). Por esta razón, en ocasiones se utilizan instrumentos a bordo de aviones u otros medios móviles para abarcar una región espacial mayor (Mallet et al., 2016). A diferencia de las técnicas in-situ, las de teledetección permiten obtener información a mayor escala ya que no miden directamente el aerosol, sino que analizan su interacción con una fuente de iluminación. Los de este tipo se pueden clasificar a partir de la fuente de iluminación empleada en: teledetección pasiva y activa.

La teledetección pasiva utiliza fuentes naturales como la radiación solar o lunar, ejemplos de instrumentos incluyen los fotómetros solares o lunares, las cámaras de todo cielo y radiómetros. Y las de teledetección activa emiten una señal conocida (como un pulso electromagnético) que posteriormente se detecta y analiza después de haber interactuado con la atmósfera, obteniendo indirectamente información de las distintas propiedades del aerosol, ejemplos de este tipo son el RADAR (*Radio Detection and Ranging*), LIDAR (*Light Detection And Ranging*) y ceilómetros. Ambos tipos de instrumentos se pueden instalar en superficie o a bordo de satélites. Dado que los instrumentos en superficie ofrecen una mayor resolución temporal y precisión, mientras que los instalados en satélites ofrecen mayor cobertura espacial, por tanto, es común encontrarse con estudios que combinan ambas técnicas, donde los productos obtenidos con observaciones en superficie sirven para validar y calibrar los productos satelitales (González, 2021).

Debido a que en este trabajo los datos utilizados para caracterizar las propiedades de los aerosoles provienen de técnicas de fotometría gracias a la red AERONET (Holben et al., 1998), como se detalla más adelante, es importante profundizar sobre los principios en los que se basa este tipo de medidas. La fotometría consiste en registrar datos de radiación solar (o lunar) al haber atravesado la atmósfera mediante instrumentos como los fotómetros que operan a distintas longitudes de onda desde el espectro visible al infrarrojo cercano, los cuales también se abordan más adelante.

Estos instrumentos miden principalmente dos magnitudes radiométricas que son:

- **Irradiancia directa.** Es la cantidad de radiación solar o lunar que llega al instrumento en línea recta, directamente desde el disco solar o lunar. En el recorrido esta señal es atenuada debido a la absorción y dispersión por moléculas y aerosoles, lo cual brinda información de éstos. Aunque la irradiancia se expresa en (Wm^{-2}), en la práctica la medida se registra como un voltaje proporcional a la señal que incide sobre el detector, luego este voltaje se convierte en irradiancia mediante un factor de calibración espectral que se determina utilizando el método Langley y siguiendo los estándares radiométricos del NIST (*National Institute of Standards and Technology*), y finalmente se aplica la ley de Beer-Bouguer-Lambert para calcular el AOD en

diferentes longitud de onda (ver sección 1.3.1) (Toledano, 2005; Toledano et al., 2018).

- **Radiancia del cielo.** Es la intensidad de luz solar o lunar que, tras haber sido dispersada por las moléculas y los aerosoles en la atmósfera, llega al instrumento desde distintas direcciones ajenas a la del disco solar o lunar. A diferencia de la irradiancia directa, la radiancia se expresa en ($Wm^{-2}sr^{-1}$), donde el estereorradián (sr) es una magnitud adimensional que representa el ángulo sólido desde el cual se recibe la radiación, indicando que la medida está asociada a una dirección específica. Sin embargo, en la práctica el instrumento siempre recibe esta señal como un voltaje y posteriormente se convierte en radiancia utilizando los métodos definidos anteriormente. Finalmente, esta medida es utilizada para caracterizar a los aerosoles ya que sirve como base para los algoritmos de inversión desarrollados por AERONET (Dubovik and King, 2000), obteniendo de esta manera variables como el SSA, índice de refracción, factor de asimetría, etc.

1.5 Los Aerosoles en el Ártico

Las regiones polares caracterizadas por sus temperaturas extremadamente bajas son zonas remotas donde la actividad humana e industrial es menor, por lo que el aire suele ser más limpio que en otras regiones, lo cual facilita detectar con claridad los aerosoles que vienen transportados desde otras latitudes con más polución (Ghahreman et al., 2021). El Ártico por su parte se encuentra situado en el Polo Norte y a diferencia de la Antártica no es un continente, sino una región oceánica cubierta por hielo y rodeada de superficies terrestres (Figura 1.4), de las cuales forman parte el norte de Europa (Noruega, Rusia, etc.), Asia (principalmente la región de Siberia) y el norte de América (Canadá, Alaska y Groenlandia).

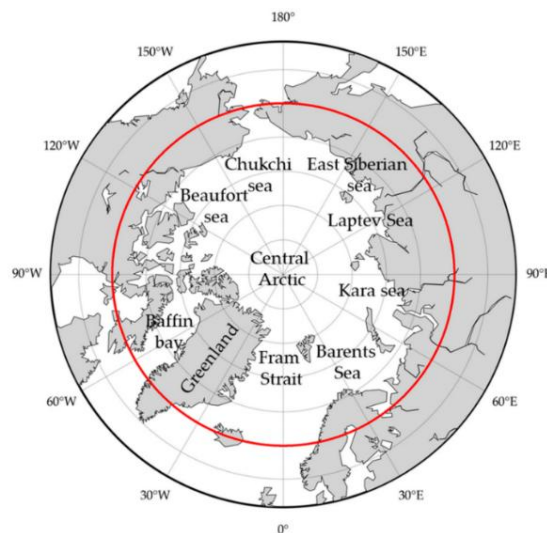


Figura 1.4: Mapa centrado en el Polo Norte que muestra las principales regiones del Ártico, la línea roja indica el Círculo Polar Ártico 66°33' de latitud norte). Figura tomada de Seo et al. (2023).

Los aerosoles desempeñan un papel relevante a la par que complejo en las zonas polares, es bien sabido que dichas zonas son muy sensibles a los cambios globales en el clima, pudiendo mostrar una amplificación del calentamiento con respecto al resto del mundo. El Ártico al tener gran parte de su superficie cubierta de hielo y nieve, refleja buena parte de la radiación solar que recibe, algo que conocemos como el efecto albedo (Perovich et al., 2020), sin

embargo, este equilibrio energético es muy frágil frente al cambio climático ya que con el aumento de las temperaturas se ha ido perdiendo hielo marino, lo cual reduce ese albedo y por lo tanto, se absorbe más energía solar en el océano (Forster et al., 2021).

Se ha demostrado que los aerosoles presentes en la atmósfera influyen bastante en este balance, por ejemplo, los aerosoles reflectivos ayudan al enfriamiento del sistema climático al dispersar parte de la radiación, pero los que son absorbentes (como el carbono negro) pueden intensificar el calentamiento al absorber esa misma radiación (Quinn et al., 2007). Además, si partículas como el carbono negro llegan a depositarse sobre el hielo o la nieve, oscurecen esas superficies y eso hace que se refleje menos luz, lo cual contribuye a que el hielo se derrita aún más rápido (Hansen and Nazarenko, 2004).

1.6 Objetivos

El presente trabajo tiene como objetivo principal identificar, caracterizar y evaluar el efecto radiativo de eventos de alta turbiedad ocurridos entre 2017 y 2024, utilizando datos de la estación Ny-Ålesund (79°N, Svalbard, Spitsbergen) de la Red AERONET ubicada dentro del Círculo Polar Ártico. En esta estación gestionada por el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-Uva) se realizan medidas de carga de aerosoles y sus propiedades ópticas y microfísicas mediante técnicas de fotometría solar y lunar, por lo que se prestará especial atención a aquellos eventos de gran relevancia climática como grandes erupciones volcánicas, fuegos forestales de gran intensidad o intrusiones de masas de aire cálidas.

Los objetivos específicos de este trabajo son:

- Aplicar diferentes metodologías basadas en los productos fotométricos disponibles para identificar y clasificar eventos de alta turbiedad.
- Validar los eventos identificados con información de apoyo como medidas satelitales, análisis de retrotrayectorias y trabajos existentes.
- Caracterizar exhaustivamente las propiedades ópticas y microfísicas de los eventos seleccionados, como el albedo de dispersión simple, la distribución de tamaños y las relaciones entre algunas de ellas.
- Cuantificar y estimar el efecto radiativo que estos eventos han causado en las zonas polares, haciendo uso de un modelo de transferencia radiativa para realizar simulaciones en diferentes bandas espectrales.

2. Instrumentación y Metodología

2.1 Red AERONET

La red AERONET (*Aerosol RObotic NETwork*) nace de una iniciativa internacional impulsada por la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) y el LOA (*Laboratoire d'Optique Atmosphérique*) del CNRS (*Centre National de la Recherche Scientifique*), en la década de 1990 (Holben et al., 1998). La iniciativa tuvo el objetivo principal de proporcionar una base de datos global y de libre acceso sobre propiedades ópticas, microfísicas y radiativas de los aerosoles mediante una red estandarizada de fotómetros solares instalados en superficie. Desde su creación, la red de AERONET ha ido creciendo hasta convertirse en una red de más de 600 estaciones (en 2018) que se encuentran distribuidas por todos los continentes y en todo tipo de entornos: urbanos, desérticos, marítimos, forestales, polares, etc. (Giles et al., 2019).

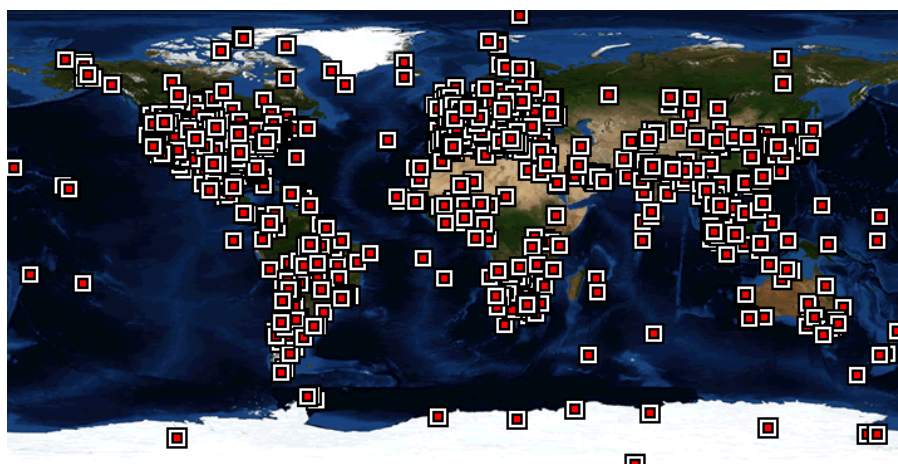


Figura 2.1: Ubicación de las estaciones en la red AERONET. Figura obtenida de la web de AERONET (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

2.2 Fotómetro CIMEL CE318

Los fotómetros son instrumentos de teledetección pasiva que generalmente miden desde la superficie terrestre. Están diseñados para realizar medidas automáticas de irradiancia solar directa y de radiancia del cielo, tanto en condiciones de cielo despejado o parcialmente nublado (Holben et al., 1998). Las estaciones de la red AERONET cuentan con un instrumento estándar, el CIMEL CE318, que es un fotómetro solar multibanda que fue desarrollado por la empresa francesa *CIMEL Electronique*. Este diseño es ideal para instalarlas en ubicaciones remotas como las zonas polares donde la operación manual sería inviable, debido a que cuenta con un sistema de medidas automáticas y autonomía energética (alimentados mediante paneles solares).

El CIMEL CE318 consta de una cabeza sensora y un colimador de doble tubo que limita el campo de visión para evitar la entrada de luz parásita y una rueda de filtros de diferentes longitudes de onda (normalmente a 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020 y 1640 nm). La cabeza está montada sobre un robot seguidor solar (Figura 2.2) que permite orientar el sistema con precisión hacia el Sol. El instrumento realiza principalmente dos tipos de medidas: la irradiancia solar directa y la radiancia del cielo (en diferentes geometrías).

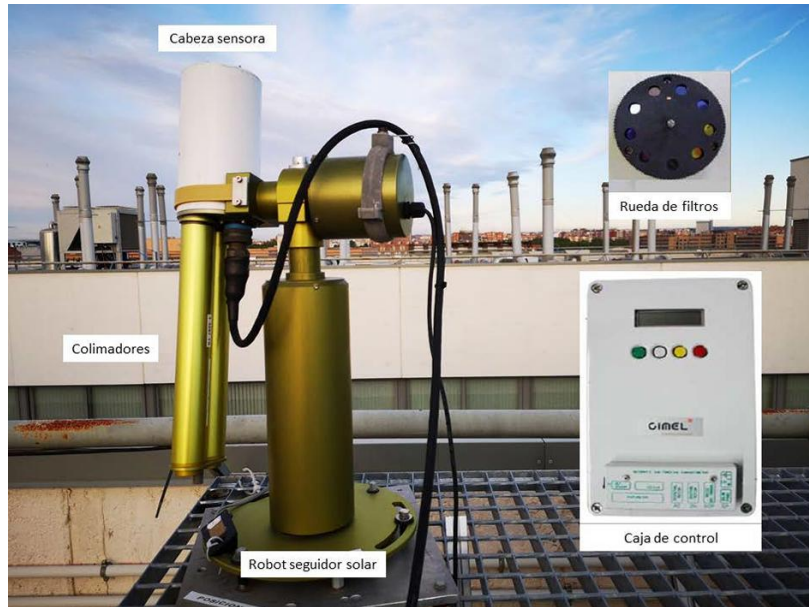


Figura 2.2: Componentes del fotómetro CIMEL CE318. Figura tomada de Velasco (2020).

En las medidas de irradiancia solar el instrumento apunta al Sol y recibe una señal digital que se registra y luego de ser calibrada permite estimar el espesor óptico de aerosoles (AOD) mediante la ley de Beer-Bouguer-Lambert (Ecuación 1.1) definida anteriormente y que adaptada se puede expresar según la Ecuación 2.1:

$$V(\lambda) = V_o(\lambda) \cdot R^{-2} \cdot e^{-\tau(\lambda) \cdot m} \quad (2.1)$$

Donde $V(\lambda)$ es la señal medida, $V_o(\lambda)$ es la irradiancia extraterrestre calibrada, R es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas, $\tau(\lambda)$ es el espesor óptico total espectral y m es la masa óptica. Para obtener el AOD espectral (τ_a) se restan las contribuciones de Rayleigh y los gases del espesor óptico total, tal como se mencionó en la sección 1.3.1.

En las mediciones de radiancia del cielo el CIMEL CE318 puede medir en diferentes geometrías (Figura 2.3): el plano almucantar (ángulo cenital constante e igual al del sol en todo el proceso de medición) y plano principal (ángulo azimutal constante e igual al del sol en todo el momento de la medida), mientras que versiones más recientes incorporan el plano híbrido que mezcla ambas geometrías (Barreto et al., 2016).

Actualmente ha habido un único instrumento diferente al CIMEL CE318 aceptado en la red AERONET, que es una mejora del modelo CE318 llamado CIMEL CE318-T. Esta nueva versión incorpora mejoras electrónicas y ópticas que permiten realizar mediciones nocturnas de irradiancia lunar. La incorporación de la letra T al modelo indica que fue diseñado para realizar tres tipos de observaciones: irradiancia solar, irradiancia lunar y radiancia del cielo, aunque estas mediciones solo se realizan en determinadas fases lunares, principalmente entre los cuartos creciente y menguante ya que la irradiancia de la Luna es suficiente (Barreto et al., 2017). Otra innovación fue la incorporación de la geometría de escaneo del plano híbrido y en sus implementaciones más recientes se encuentran la incorporación de algoritmos de detección automática de cirros para mejorar el filtrado de las medidas de AOD (Giles et al., 2019).

Si se quiere aplicar la ley de Beer-Bouguer-Lambert a medidas lunares el valor de $V(\lambda)$ corresponde a la irradiancia medida previo a la calibración (Wm^{-2}), y el valor de $V_o(\lambda)$ se obtiene mediante un modelo de irradiancia lunar extraterrestre (Barreto et al., 2016; Román et al., 2020), R es igual a 1 ya que la distancia Tierra-Sol en este caso no es relevante.

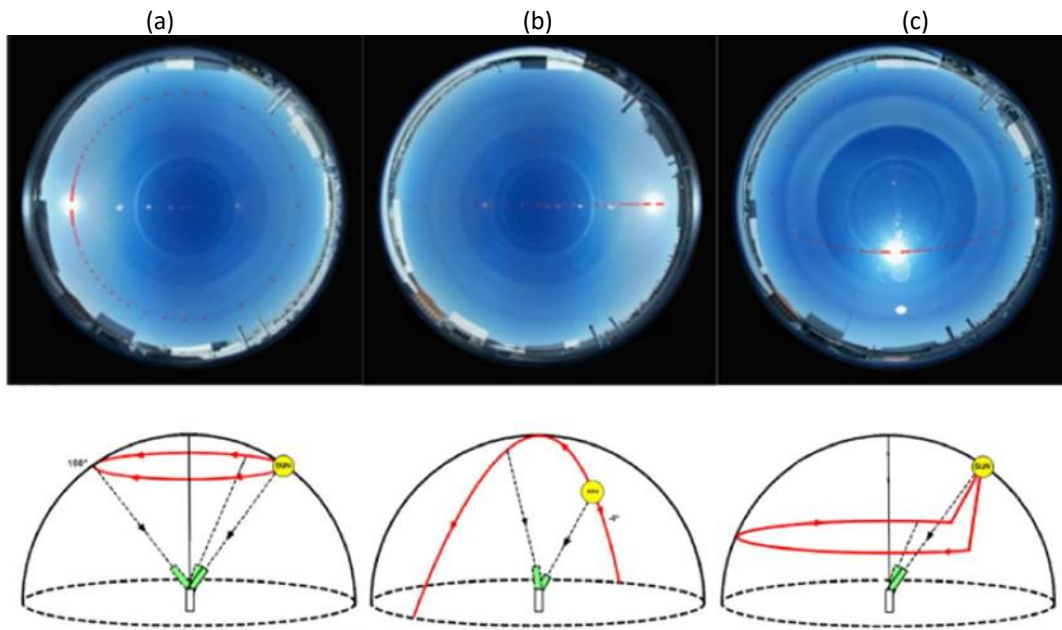


Figura 2.3: Esquema de los planos almucantar (a), principal (b) e híbrido (c). Estos planos permiten obtener medidas en función de distintos ángulos de dispersión, lo que es fundamental para los algoritmos de inversión. Tomado de González (2021).

2.3 Estación de Medida

El área de estudio de este trabajo se encuentra en el archipiélago de Svalbard (perteneciente a Noruega), concretamente en la isla Spitsbergen ya que en ésta se sitúa la estación Ny-Ålesund (78.923° N, 11.923° E) de la red AERONET. Esta colección de datos surge en junio de 2017 gracias a la colaboración del Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-Uva) y el *Alfred-Wegener Institut* (AWI), que es uno de los institutos de referencia en la investigación polar. El instrumento instalado, he incluido en la red AERONET completa la extensa observación del aerosoles atmosférico realizada por instrumentos similares pero que utilizan otras metodologías durante décadas en Ny-Ålesund (Graßl and Ritter, 2019; Hansen et al., 2023).

2.4 Bases de Datos

Como se mencionó anteriormente, la fuente de datos viene dada por la estación de Ny-Ålesund ubicada en el archipiélago de Svalbard e integrada a la red AERONET desde junio de 2017. A través del portal oficial de AERONET (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>) se pueden descargar diferentes archivos que contienen medidas directas o productos de inversión. En este trabajo, en la fecha de descarga (febrero de 2025) todos los archivos de la red AERONET descargados cubren el periodo comprendido entre junio de 2017 y diciembre de 2024, que constituye el intervalo temporal del estudio.

Los datos pueden estar disponibles en distintos niveles de calidad que son definidos por la red AERONET de la siguiente manera:

- **Nivel 1.0.** Corresponde a las medidas brutas obtenidas directamente por el instrumento las cuales no han pasado por ningún tipo de procesamiento.
- **Nivel 1.5.** En este nivel se incluyen los datos calibrados mediante un algoritmo de detección de nubes conocido como “*cloud-screening*” desarrollado por la red AERONET (Smirnov et al., 2000), por lo que en este nivel se eliminan las medidas potencialmente contaminadas por nubes.
- **Nivel 2.0.** Los datos de este nivel son los definitivos ya que para alcanzar este nivel es necesario que el instrumento haya sido sometido a una post-calibración después del periodo de medidas. Esta segunda calibración del instrumento permite corregir posibles desviaciones ocurridas durante su tiempo en funcionamiento ya que con el paso del tiempo o las condiciones meteorológicas, el sensor pudo experimentar pequeñas desviaciones en sus medidas y al recalibrarlo es posible corregir estas desviaciones en todo el conjunto de datos (Giles et al., 2019).

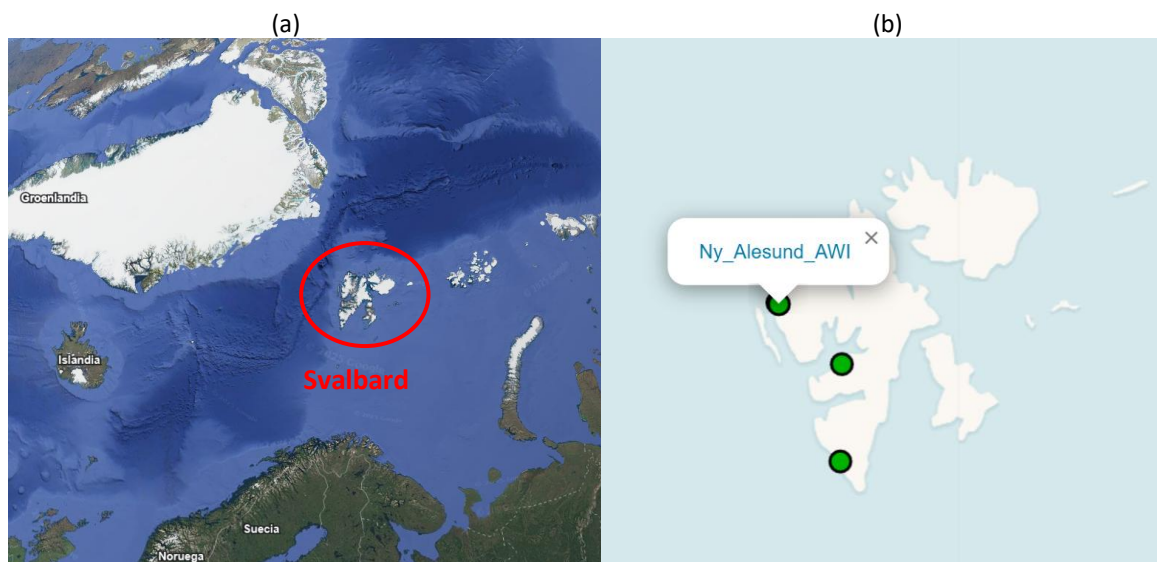


Figura 2.4: Ubicación de la estación de medida: (a) ubicación del archipiélago de Svalbard de una imagen satelital obtenida de Google Earth (<https://earth.google.com/web>) y (b) ubicación de la estación Ny-Ålesund obtenida de la web de AERONET (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

Los productos descargados fueron los siguientes:

- **Producto AOD:** Mediante este producto se obtuvieron los valores del espesor óptico de aerosoles (AOD, *Aerosol Optical Depth*) y exponente de Ångström (AE, *Angstrom Exponent*) obtenidos mediante las medidas de irradiancia directa se han descargado del nivel 2.0, asegurando la máxima calidad de estos.
- **Producto SDA:** El producto SDA (*Spectral Deconvolution Algorithm*) nace de un algoritmo implementado por la red AERONET para descomponer el espesor óptico total de aerosoles (τ_a) a 500 nm basado en la dependencia espectral del AOD (O’Neill et al., 2003), por lo que se aplica a los datos obtenidos por medidas directas de irradiancia solar y esto permite descomponer τ_a en dos componentes: el modo fino (τ_f) y el modo grueso o coarse (τ_c), ambos a 500 nm. En este trabajo se descargó

toda la colección de datos del algoritmo SDA en el **nivel 2.0** el cual proporcionó una fuente de datos de alta calidad para identificar eventos de alta turbiedad y su naturaleza.

- **Productos de Inversión:** En este trabajo se han descargado los productos de inversión correspondientes a dos tipos de planos que se encuentran disponibles en la estación (el almucantar e híbrido), estos fueron combinados en un solo conjunto de datos para aumentar la serie temporal. Ambos productos fueron descargados en el **nivel 1.5**. El nivel 2.0 exige unos criterios y condiciones relativos a los valores de espesor que raramente se alcanzan en la estación de Ny-Ålesund, por eso se ha decidido trabajar con los datos de este nivel, para no perder datos en los días de alta turbiedad detectados usando el producto SDA. Los archivos descargados fueron los que tenían información de las siguientes variables: AOD espectral, Albedo de Dispersión Simple (SSA), Factor de Asimetría (g), Distribución de Tamaño de Partículas (SIZ), Volumen Total de Partículas (VOL) y el Índice de Refracción Complejo (RIN) tanto la parte real e imaginaria. Estas variables permitieron analizar las principales propiedades ópticas y microfísicas de los eventos de alta turbiedad detectados. Para asegurar la calidad de los datos solo se utilizaron medidas con un Sky Residual (%) inferior al 10%, esta variable es una columna que aparece en los productos de inversión de AERONET y nos indica el error relativo entre las radiancias medidas y las simuladas por el modelo de inversión (Dubovik et al., 2002; Dubovik and King, 2000), por lo tanto, los valores superiores al 10% representan a un mal ajuste y fueron descartados de este análisis.

2.5 Identificación y Clasificación de Eventos de Alta Turbiedad

Con el objetivo de analizar las propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles presentes sobre la estación Ny-Ålesund, se aplicó un método automático propuesto por Mateos et al. (2020) para la identificación de eventos de alta turbiedad basado en la aplicación de percentiles sobre los componentes de modo fino (τ_f) y grueso (τ_c) de AOD a 500 nm de los datos del producto SDA entre 2017 y 2024.

El método consiste en utilizar la descomposición espectral del AOD total (τ_a) a 500 nm mediante el algoritmo SDA el cual proporciona las contribuciones del modo fino y otra del modo grueso. A la serie temporal se le aplica el percentil 85 (P85) como umbral para identificar eventos relevantes de aerosoles finos, gruesos o mezcla. Por ejemplo, si los valores de τ_f para un día en concreto superan el P85, se clasifica como evento de aerosol fino. En la propuesta original se aplica el P85 tanto al componente fino y grueso, sin embargo, se ha demostrado que es necesario ajustar el valor del P85 para el componente grueso en los datos de la estación Ny-Ålesund (Herrero, 2021) ya que algunos eventos pueden ser erróneamente clasificados como aerosol grueso, por lo tanto, en este trabajo se ajustó para el componente grueso de $\tau_c > 0.0352$ (que se correspondería con un percentil 93, P93) lo cual resultó ser un valor más adecuado para detectar la presencia de eventos con carga de este tipo de aerosoles. Para que sea válida esta clasificación, se necesita un total de 3 medidas consecutivas que satisfagan esta condición, es decir, se deben tener 3 medidas que superen los umbrales establecidos para cada componente, en el caso de que en el mismo día se cumpla que haya 3 medidas consecutivas de aerosol fino y grueso, este evento se clasifica como mezcla.

Dado que el objetivo principal era analizar las propiedades ópticas y microfísicas de los eventos de aerosoles registrados por la estación de Ny-Ålesund, se centró en los eventos de mayor turbiedad, para ello se aplicó un criterio adicional que consiste en establecer un umbral al AOD total (τ_a) a 500 nm del producto SDA, en este caso se eligió el valor de $\tau_a \geq 0.30$, motivado por el conocimiento previo de los valores de AOD en la estación. Es decir que si entre los días ya clasificados con carga de aerosol (fino, grueso o mezcla), se cumple que si en tres medidas consecutivas τ_a es mayor o igual a 0.30, este se clasifica como evento de alta turbiedad.

Una vez identificados los eventos de alta turbiedad según los datos del producto SDA, se hizo una última selección de eventos en función de la disponibilidad de los datos correspondientes al producto de inversión. Dado que en la estación de Ny-Ålesund los datos de inversión tienen una disponibilidad más limitada que los del producto SDA, fue necesario hacer un filtrado para identificar aquellos eventos con productos de inversión disponible. Finalmente, el número total de eventos seleccionados bajo estas condiciones fue de cinco, que lleva asociados siete días de condiciones de alta turbiedad, distribuidos entre los años 2018, 2020 y 2021.

A pesar de que la estación cuenta con un instrumento que permite realizar medidas de irradiancia lunar, en este trabajo únicamente se descargaron productos (SDA y AOD) que provenían de medidas con fotometría solar. Si bien el uso de datos provenientes de medidas lunares habría incrementado la disponibilidad de días y por lo tanto el número de eventos detectados, éstos no fueron considerados debido a que los productos de inversión no están disponibles para observaciones lunares. Esto se debe a que los algoritmos de inversión requieren un nivel de radiación y una relación señal ruido que actualmente solo se cumple cuando se tienen condiciones de iluminación solar (Berkoff et al., 2011), mientras que la irradiancia lunar es considerablemente más débil y variable, esto limita la precisión de las medidas y por lo tanto la aplicación de los algoritmos de inversión (Román et al., 2020).

2.6 Herramientas de Teledetección y Modelización

Con el objetivo de entender el comportamiento de los eventos seleccionados, se usaron técnicas de teledetección (CALIPSO) para analizar perfiles verticales de los aerosoles y la herramienta Worldview para detectar anomalías térmicas o incendios que pudieron afectar directa o indirectamente a la carga de aerosoles en la estación. También, se usó un modelo de retrotrayectorias (HYSPLIT) para identificar las regiones de donde provenían las masas de aire que llegaron a Ny-Ålesund. La combinación de estas herramientas permitió caracterizar los eventos aportando información adicional sobre el origen de los aerosoles, lo que sirvió para explicar el comportamiento de las propiedades ópticas y microfísicas. Estas herramientas se detallan a continuación:

2.6.1 Satélite CALIPSO

El satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations*) fue desarrollado por la NASA y el CNES (*Centre National d'Études Spatiales*), fue lanzado el 28 de abril de 2006 y desde junio del mismo año proporciona observaciones de perfiles verticales de aerosoles y nubes a nivel global (<https://subset.larc.nasa.gov/calipso/login.php>). A bordo del satélite se encuentra el sensor CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*) (Figura 2.5), que es un sistema que opera en longitudes de onda de 532 y 1064 nm capaz de

detectar señales de retrodispersión lo que permite obtener información del aerosol, como la esfericidad o la altura a la que se encuentra (Winker et al., 2007).

El satélite CALIPSO se discontinuó el 1 de agosto de 2023 debido al agotamiento del combustible y degradación de los sistemas a bordo, por lo que operó durante 17 años. Como los eventos seleccionados por la metodología descrita serán anteriores a esta fecha, se pueden utilizar los datos que proporciona este satélite sobre la estructura vertical de la atmósfera. Se utilizaron los perfiles de retrodispersión a 532 nm obtenidos por CALIOP con el objetivo de identificar capas de aerosol, sobre el Ártico Europeo, sirviendo de información para poder rastrear su origen con modelos de retrotrayectorias (siguiente sección). Los productos que se consultaron fueron los disponibles en la versión 4.10, a la que se puede acceder a través del sitio web oficial de CALIPSO. Aunque estos productos se pueden descargar, en este trabajo se utilizó exclusivamente la visualización online de imágenes orbitales, para ello se seleccionó manualmente la órbita más cercana que pasaba por la estación de Ny-Ålesund para la fecha de cada uno de los eventos, de esta forma la información visualizada era representativa para cada evento. Como se indicó anteriormente, el producto analizado fue el *total Backscatter* atenuado a 532 nm, que suma las componentes perpendicular y paralela, la cual permite identificar la presencia de capas de aerosol y estimar su altitud.

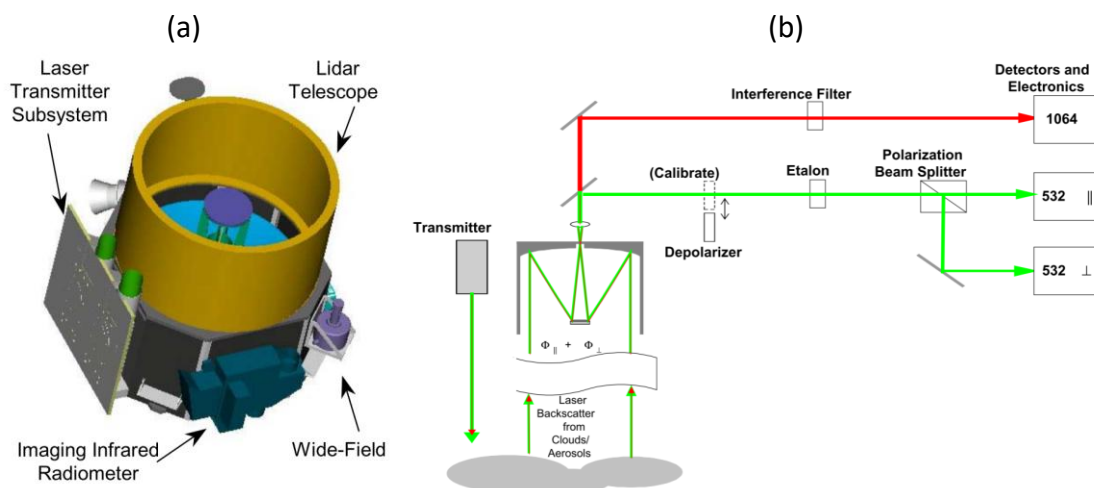


Figura 2.5: (a) Instrumentos del satélite CALIPSO: Subsistema del transmisor láser, telescopio Lidar, cámara de campo y radiómetro infrarrojo. (b) Sistema óptico interno del sensor CALIOP que muestra el recorrido seguido por el haz láser. Figura tomada de Winker et al. (2003).

2.6.2 Modelo HYSPLIT

El modelo HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) es una herramienta desarrollada por el ARL (*Air Resources Laboratory*) del NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*), que permite estudiar el transporte y la dispersión de masas de aire. Este modelo combina dos enfoques: el lagrangiano que sigue el movimiento de una partícula o parcela de aire a lo largo del tiempo y el enfoque euleriano que evalúa las condiciones en una rejilla tridimensional fija en el espacio, lo que permite realizar simulaciones de trayectorias tanto hacia adelante (*forward*) y hacia atrás (*backward*) en el tiempo (Draxler et al., 1998).

En este trabajo se realizaron simulaciones de retrotrayectorias (*backward trajectories*) con el objetivo de identificar el origen de las masas de aire que alcanzaron la estación de Ny-Ålesund

para los eventos seleccionados. Las retrotrayectorias se realizaron a través del sitio web proporcionado por el NOAA (<https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php>), para ello se utilizó la base de datos GDAS (*Global Data Assimilation System*) que ofrece datos con una resolución temporal de 3 horas y espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. Además, se empleó el modo ensemble el cual calcula 27 retrotrayectorias diferentes que se derivan de pequeños cambios en las condiciones iniciales, a diferencia del modo tradicional que calcula una única retrotrayectoria a partir de un conjunto fijo de condiciones iniciales (posición, altura y tiempo), por lo tanto, este modo resulta más conveniente porque las 27 retrotrayectorias permiten estimar la dispersión de trayectorias posibles y con ello reducir la incertidumbre al identificar la trayectoria dominante, y en consecuencia la fuente principal de donde provienen los aerosoles (Stein et al., 2015).

2.7 Modelo de Transferencia Radiativa: LibRadTran

Un modelo de transferencia radiativa (RTR, *Radiative Transfer*) es una herramienta que permite simular el comportamiento de la radiación solar en la atmósfera terrestre. Este tipo de modelos son capaces de simular el transporte de la radiación solar desde la parte superior de la atmósfera (TOA, *Top Of the Atmosphere*) hasta la superficie. Para esto se tienen en cuenta los procesos de absorción, dispersión y emisión de los componentes atmosféricos como los gases, nubes, aerosoles, etc. (Mayer and Kylling, 2005). Este modelo se basa en la ecuación de transferencia radiativa (RTE, *Radiative Transfer Equation*) que describe como varía la intensidad de radiación a medida que atraviesa un medio que puede absorber, emitir o dispersar la radiación. Por ello, la solución de esta permite calcular cuánta radiación llega a cada nivel de la atmósfera y la superficie terrestre para cada longitud de onda y bajo distintas condiciones atmosféricas (Kohanovsky, 2008; Liou, 2002). Sin embargo, en la mayoría de los casos reales no es posible resolverla de forma analítica y en su caso se utilizan diferentes métodos numéricos (Emde et al., 2016). Esta ecuación se puede expresar en su forma escalar (Stamnes et al., 2017) como:

$$\frac{dL}{ds} = -\beta L + J \quad (2.3)$$

Donde L es la radiancia (o intensidad espectral) en una dirección dada, s es el camino óptico, β es el coeficiente de extinción (suma de absorción y dispersión) y J es la función fuente que representa la radiación añadida al haz por dispersión o emisión, y se expresa como:

$$J = \frac{\omega_0}{4\pi} \int p(\Omega, \Omega') L(\Omega') d\Omega' + (1 - \omega_0) B(T) \quad (2.4)$$

Donde ω_0 es el SSA, $p(\Omega, \Omega')$ es la función de fase de dispersión y $B(T)$ es la función de Planck que representa la emisión térmica del medio a una temperatura (T).

A pesar de que existen varios modelos de transferencia radiativa, en este trabajo se utilizó únicamente el LibRadTran que es un modelo versátil, de código abierto y de alta precisión espectral (Cachorro et al., 2022) ampliamente utilizado por la comunidad científica ya que incluye herramientas para definir perfiles atmosféricos, propiedades ópticas de aerosoles y de nubes, etc. En este trabajo se utilizó el RTR para seguir la metodología propuesta por Mateos et al. (2014) en donde se utilizó el LibRadTran para evaluar el efecto radiativo de aerosoles en condiciones de cielo despejado mediante simulaciones en cuatro rangos espectrales: ultravioleta (290-499 nm), visible (500-749 nm), infrarrojo cercano (749-3000

nm) y de onda corta total (SW, *Short Wave*) (290-3000 nm). Para ello se requirió de las entradas de datos del exponente de Ångström (α), el coeficiente de turbiedad (β), el contenido total de ozono (TOC, *Total Ozone Column*), el vapor de agua precipitable (PWC, *Precipitable Water Column*), el Albedo de Superficie, el SSA y factor de asimetría.

2.7.1 Interpolación del Parámetro β y α .

Debido a las complejas condiciones de una atmósfera como la polar, las medidas de espesor óptico no son continuas. Para alcanzar el nivel 1.5 de la red AERONET se tienen que garantizar condiciones sin nubosidad, y desgraciadamente, las condiciones en la estación Ártica de Ny-Ålesund son muy cambiantes en pequeñas escalas de tiempo (Hansen et al., 2023). Se dispone, por tanto, de los datos de nivel 2.0 que proporciona la red AERONET para todos los días que se clasifiquen como eventos de aerosol. Pero estas medidas reales no van a tener una distribución continua durante todo el día, sino que se verán interrumpidas durante intervalos nubosos. Para minimizar este hecho, se ha construido una serie temporal continua, basada en datos horarios reales, en los que se interpola la evolución de los dos parámetros clave del comportamiento del aerosol durante todo el día en estudio: AOD a 1020 nm que corresponde al coeficiente de turbiedad (β) y el exponente de Ångström entre 440-870 nm. Estas dos variables serán dos de los parámetros de entrada utilizados en las simulaciones realizadas con el modelo LibRadTran. Esta metodología ya ha sido aplicada para otras latitudes (Mateos et al., 2014), pudiendo realizar las simulaciones sobre las 24h, sin limitarse a la disponibilidad de datos de fotometría solar.

De toda la casuística posible, se llevaron a cabo tres tipos de interpolaciones, que siempre parten de los datos reales medidos (a los datos de cada hora se les ha asignado la media hora de su intervalo; por ejemplo, a los datos entre las 10:30h y 11:30h UTC se les ha asignado las 10:00h y 11:00h), que se resumen de la siguiente manera:

- En primer lugar, si se dispone de datos en el mismo día para dos horas separadas, se realiza una interpolación lineal utilizando los datos reales como extremos. Por ejemplo, si la serie real tiene datos disponibles desde las 10:30 hasta las 13:30, se realizan una interpolación lineal para las horas intermedias: 11:00, 12:00 y 13:00 horas.
- En segundo lugar, si se dispone de datos el día inmediatamente anterior y el inmediatamente posterior, se tomaron en cuenta para hacer las interpolaciones junto con el primer/último dato del día analizado. Por ejemplo, si el día anterior al evento tiene una última medida a las 22:30h, se considera este valor y junto con la primera medida del día del evento, por ejemplo a las 6:30h, se realiza la interpolación lineal a los datos horarios de las: 00:00, 1:00, 2:00, 3:00, 4:00 y 5:00h. La misma lógica se aplica en caso de que los datos disponibles provengan del día posterior.
- En último lugar, si los días anterior o posterior no poseen datos, se descartan las horas hasta que no haya datos de AOD/AE en la serie real. Con este criterio, se quiere reducir la incertidumbre de asumir un valor constante en las propiedades del aerosol durante horas en las que no se pueden asegurar las condiciones reales.

También se interpoló el AOD (a 440 nm) del producto AOD (como se hizo con los parámetros beta y alfa) siguiendo la misma metodología que posteriormente fue utilizado para calcular la eficiencia radiativa de los aerosoles (AFE).

2.7.2 Cálculo de Ozono, Albedo de Superficie y Vapor de Agua Precipitable

Con el objetivo de alimentar el modelo de transferencia radiativa, se obtuvo un valor promedio del contenido total de ozono (TOC) en unidades Dobson y el vapor de agua Precipitable (PWC) expresado en milímetros para cada uno de los eventos.

Los datos de ozono se obtuvieron a través de productos satelitales del sitio NASA Giovanni (<https://giovanni.gsfc.nasa.gov/>), concretamente datos suministrados por el instrumento OMI (*Ozone Monitoring Instrument*) a bordo del satélite Aura de la NASA, el sensor OMI es ampliamente conocido por su precisión y cobertura a nivel global del ozono troposférico y estratosférico (Mateos et al., 2020), por lo que ha sido utilizado en múltiples estudios relacionados con la calidad del aire, radiación solar, estudio de aerosoles, etc. Se utilizó entonces el producto denominado “*Ozone Total Column (DOAS)*” correspondiente a la versión OMDAO3e v003, ya que esta versión proporciona datos diarios. Se utilizó una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ que es considerada como una resolución muy alta, lo cual es conveniente para delimitar geográficamente la estación. Como se ha mencionado previamente, la estación Ny-Ålesund cuenta con las coordenadas 78.9236° N de latitud y 11.9224° E de longitud, y como se está utilizando una resolución espacial de 0.25° , a la hora de descargar los datos, se delimitó la zona para que tuviera un margen de $\pm 0.25^\circ$ alrededor de las coordenadas de la estación, por lo tanto, los límites se definieron de la siguiente manera: longitud entre 11.5° y 12.5° E, latitud entre 78.75° y 79.25° N. Esto garantizó que la estación se encontrara dentro del área seleccionada y que los valores extraídos correspondieran a los píxeles más cercanos y representativos de la zona de estudio.

En cuanto al albedo de superficie, se obtuvo a partir de datos de reanálisis del mismo sitio NASA Giovanni, suministrados por el conjunto MERRA-2 (*Modern-Era-Retrospective Analysis for Research and Applications*, versión 2). En este caso se siguió la misma lógica con la resolución espacial, aplicando un margen de $\pm 0.25^\circ$ alrededor de las coordenadas de la estación. Sin embargo, a diferencia del ozono, la resolución temporal disponible no era diaria, sino mensual. Esto no fue un inconveniente ya que el albedo de superficie presenta variaciones lentas en escalas temporales, por lo que era suficiente con un valor mensual (Alexander et al., 2014). En concreto se descargó la variable *Surface Albedo* correspondiente a la versión M2TMNXRAD v5.12.4 con resolución espacial de 0.5° y 0.625° , para cada uno de los meses de los 5 eventos.

Con respecto a los datos del Vapor de Agua, se obtuvieron de la Red AERONET mediante el producto AOD. Este producto cuenta con una columna denominada “*Precipitable Water (cm)*” que representa la cantidad total del vapor de agua contenida en una columna vertical de la atmosfera. Se realizó entonces un promedio diario a partir de los datos reales del producto y como resultado se obtuvieron dos parámetros claves (ozono y vapor de agua) que son una entrada muy importante en los modelos de transferencia radiativa, ya que tienen una fuerte influencia sobre la absorción en bandas específicas del espectro solar, especialmente en el infrarrojo cercano (Mayer and Kylling, 2005).

2.7.3 Configuración de las Simulaciones en LibRadTran

Para realizar las simulaciones se crearon un total de 780 archivos de entrada para el LibRadTran, ya que para cada uno de los siete días que conforman a los cinco eventos de alta turbiedad se llevaron a cabo un número n de simulaciones (ver Tabla 3.4) horarias en tres

rangos espectrales mencionados anteriormente: ultravioleta (UV), visible (VIS) e infrarrojo cercano (NIR), con aerosoles y sin aerosoles. Las de onda corta (SW) no se simularon directamente, sino que se obtuvo mediante la suma de los resultados obtenidos del UV, VIS y NIR. Todos los archivos mantuvieron una estructura similar, donde se modificaban únicamente los parámetros específicos de cada evento y hora del día, a continuación se detallan los parámetros utilizados en cada simulación, tanto los que se mantuvieron constantes y aquellos que fueron variando:

- Se utilizó el perfil atmosférico ***afglss.dat*** correspondiente al perfil estándar de la atmósfera subártica de verano, que era la más representativa de la región de la estación Ny-Ålesund. Este parámetro incluye distribuciones verticales de presión, temperatura y concentraciones de gases trazas. Se mantuvo constante.
- Se empleó el espectro solar basado en el modelo de Kurucz (***kurudz_1.0nm.dat***) que tiene una resolución de 1 nm y una normalización por nanómetro (***per_nm***) para calcular la irradiancia espectral incidente. Se mantuvo constante.
- Se utilizaron las coordenadas geográficas de la estación de Ny-Ålesund (78.92333° N, 11.92083° E) y una altitud de 0.018 km (18 msnm). Estos valores se mantuvieron constantes. El parámetro ***time*** que indica la fecha y hora de la simulación, se fue cambiando tanto por hora y día, por lo tanto, para cada día se obtuvieron 3(2*n*) resultados (*n* con aerosoles y *n* sin aerosoles, para cada una de las 3 bandas espectrales: UV, VIS, NIR).
- Se utilizó el parámetro ***mol_modify*** para representar al contenido total de ozono en unidades Dobson y el contenido de vapor de agua precipitable en milímetros. Estos parámetros variaron por evento. El ***albedo*** representó al albedo de superficie y en este caso, este parámetro variaba en función del mes del evento.
- Se utilizó el algoritmo DISORT (***rte_solver disort***), que es una versión en C del código original en Fortran, el cual implementa un método de ordenadas discretas para resolver la ecuación de transferencia radiativa (RTE) considerando múltiples direcciones de propagación. Se utilizó el parámetro ***number_of_streams 12*** para dividir el hemisferio en 12 direcciones para la resolución angular. Ambos parámetros se mantuvieron constantes.
- Se utilizó el parámetro ***wavelength*** para definir el rango espectral simulado, que en este caso fueron UV (290-499 nm), VIS (500-749 nm) y NIR (750-3000 nm), por lo que este parámetro variaba en función de la banda espectral que se quería simular. Se empleó el parámetro ***spline*** para indicar que las simulaciones se realizaran en pasos de 1 nm para el UV y VIS, mientras que para el NIR se utilizó el parámetro ***spline_file*** para definir explícitamente los pasos para realizar las simulaciones, debido a su amplitud de la banda espectral, con el objetivo de reducir el tiempo de cálculo.
- Se usó el parámetro ***mol-abs-param SBDART*** como modelo de absorción molecular, el cual se basa en el modelo SBDART para calcular la absorción de gases como O₃, H₂O, etc. Este modelo se mantuvo constante.
- Se utilizó el parámetro ***zout sur toa*** para que las simulaciones calcularan los resultados en la superficie terrestre y la parte superior de la atmósfera. También se activó el parámetro ***aerosol_default*** que es un perfil base para los aerosoles. Ambos parámetros se mantuvieron constantes.
- Se empleó el parámetro ***aerosol_angstrom*** para definir el exponente de Ångström (α) y el coeficiente de turbiedad (β), los cuales variaban por hora y evento, y se

obtuvieron a partir de la interpolación mencionada anteriormente. También, se utilizó el parámetro **aerosol_modify** para definir al factor de asimetría (g) y el albedo de dispersión simple (SSA), los cuales variaban en función del evento y la banda espectral, para ello se utilizaron los promedios de los datos de inversión, para el UV los valores a 440 nm, para el VIS los de 675 nm y para el NIR el promedio entre 870 y 1020 nm.

- Se utilizó el parámetro **output_user** para solicitar las siguientes salidas: **sza** (ángulo cenital solar), **edir** (irradiancia directa), **edn** (irradiancia difusa), **eup** (irradiancia ascendente), **eglo** (irradiancia global) y **enet** (irradiancia neta).
- Finalmente, se usó la función **output_process integrate** para indicar al modelo que realizara la suma de toda la radiación simulada en el rango espectral definido, es decir, en lugar de tener un valor para cada longitud de onda, esta opción entrega directamente la irradiancia total en cada banda, lo cual facilitó la posterior comparación de los resultados. También se utilizó el parámetro **quiet** para suprimir algunos mensajes estándar que aparecen en el programa durante la ejecución, con el objetivo de agilizar la obtención de los datos de salida. Ambas funcionalidades se mantuvieron constantes.

En este trabajo se utilizó la versión 2.0.2 del modelo LibRadTran utilizando la plataforma de MobaXterm, en donde la función **uvspec** que opera en un entorno Linux permitió automatizar la ejecución de los 780 archivos de entrada, generando la misma cantidad de archivos de salida, los cuales fueron utilizados para evaluar el efecto radiativo de los aerosoles. Los parámetros mencionados anteriormente se detallan en Emde et al. (2016) o en la guía del usuario oficial (Mayer et al., 2025), que a fecha de realización de las simulaciones (mayo 2025), se encuentra disponible la versión 2.0.6 que cambia algunas funcionalidades.

2.7.4. Cálculo del Efecto Radiativo del Aerosol

El efecto radiativo del aerosol se ha obtenido de las simulaciones realizadas con el LibRadTran y alimentadas de los datos reales de aerosol y otros parámetros atmosféricos. Como se ha explicado anteriormente, las simulaciones se han realizado para tres intervalos espectrales, variando algunas de las propiedades del aerosol (dependencia espectral del SSA y factor de asimetría). El flujo neto en el intervalo de onda corta, SW_{net} , se obtiene entonces de la suma de flujos netos de los intervalos UV, VIS e IR (Ecuación 2.5).

Este flujo neto de onda corta se obtiene para dos condiciones distintas: con los datos de aerosol real (sacado de la serie interpolada explicada anteriormente), $SW_{net,aerosol}$, y una simulación realizada para las mismas condiciones del resto de parámetros atmosféricos pero sin aerosol en la atmósfera (fijando un $\beta = 0.0001$ y $\alpha = 0.01$), $SW_{net,aerosol-free}$. La resta de estas dos cantidades (Ecuación 2.6), nos dará el valor del efecto radiativo del aerosol (ARE) evaluado para el intervalo de onda corta.

Existe una relación lineal entre el ARE_{SW} y el AOD (Di Biagio et al., 2010; Markowicz et al., 2017), así que se puede estimar la eficiencia del forzamiento radiativo del aerosol como la pendiente del ajuste lineal entre estas dos magnitudes.

$$\begin{cases} SW_{net} = UV_{net} + VIS_{net} + NIR_{net} & (2.5) \\ ARE_{SW} = SW_{net,aerosol} - SW_{net,aerosol-free} & (2.6) \end{cases}$$

3. Resultados y Discusión

3.1 Identificación de Eventos de Alta Turbiedad

Después de aplicar la metodología descrita en el apartado 2.5 (que se resumen en la Tabla 3.1) para la identificación de eventos de alta turbiedad, se encontró que cinco eventos, correspondientes a siete días, distribuidos entre los años 2018, 2020 y 2021, cumplían con las condiciones requeridas. En la Tabla 3.2 se muestran los eventos finalmente seleccionados, que son los que se analizaron detalladamente. En esta tabla se muestra la fecha, número del evento y su clasificación como evento fino, grueso o mezcla. Un resumen global de los resultados se presenta en la Tabla 3.3, donde se muestran los tipos de eventos, disponibilidad de datos, etc. En el **Anexo I** se han marcado estas fechas en un calendario anual, para mostrar la disponibilidad de los datos y los eventos encontrados.

Tabla 3.1: Resumen de los umbrales establecidos para clasificar los días según el tipo de aerosol medido.

Tipo de evento	Condición
Fino	$P85(\tau_f) \geq 0.078$
Grueso	$P85(\tau_c) \geq 0.0208 \rightarrow \text{ajustado} \rightarrow P93(\tau_c) \geq 0.0352$
Mezcla	$P85(\tau_f) \geq 0.078$ y $P93(\tau_c) \geq 0.0352$
Sin Turbiedad	$P85(\tau_f) \leq 0.078$ y $P93(\tau_c) \leq 0.0352$

Tabla 3.2: Resumen de los eventos seleccionados.

Fecha	Evento	Tipo de Evento
5 de agosto de 2018	Evento 1	Fino
13 de agosto de 2018	Evento 2	Fino
3 de mayo de 2020	Evento 3	Mezcla
24 de julio de 2020	Evento 4	Fino
25 de julio de 2020		
26 de julio de 2020		
21 de agosto de 2021	Evento 5	Fino

Tabla 3.3: Resumen global de la serie temporal analizada (Ny-Ålesund, 2017-2024).

	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024
Baja Turbiedad	45	71	27	60	69	74	17	6
Fino	1	2	0	3	1	0	2	0
Fino Moderado	2	7	7	10	10	14	20	2
Grueso	0	0	0	1	0	0	0	0
Grueso Moderado	3	6	7	15	15	21	0	2
Mezcla	0	0	0	2	0	1	0	0
Mezcla Moderado	0	0	1	8	3	4	3	4
Sin datos	314	279	323	267	267	251	323	352
Días Disponibles	51	86	42	99	98	114	42	14

3.2 Análisis de los Eventos

Con el objetivo de comprender las características de los eventos se realiza un análisis que combina diversas fuentes de información. Para ello se tiene en cuenta las medidas de AERONET que proporcionó datos de AOD y AE con los cuales se realizaron gráficos que resumían la información (Figuras 3.1 y 3.2). Además, para determinar el origen de la inusual carga de aerosoles que presentaban cada uno de los eventos, se hizo uso de las observaciones satelitales del sensor CALIPSO, lo cual permitió identificar la altura a la que se encontraba el aerosol mediante los perfiles verticales de retrodispersión (*Backscatter*). Con estos resultados se realizaron simulaciones de retrotrayectorias con el modelo HYSPLIT para observar las trayectorias seguidas y determinar si habían atravesado zonas industriales, zonas con incendios y anomalías térmicas u otras regiones que pudieran haber emitido partículas que posteriormente fueron transportadas hasta la estación de medida (los resultados se pueden encontrar en el **Anexo II**). Adicionalmente, se usó información disponible en estudios anteriores en los que se discutían algunos de estos eventos para validar los resultados obtenidos.

La combinación de estos recursos permitió una identificación de las fuentes de cada uno de los eventos, información fundamental para interpretar las propiedades ópticas y microfísicas de cada uno de ellos.

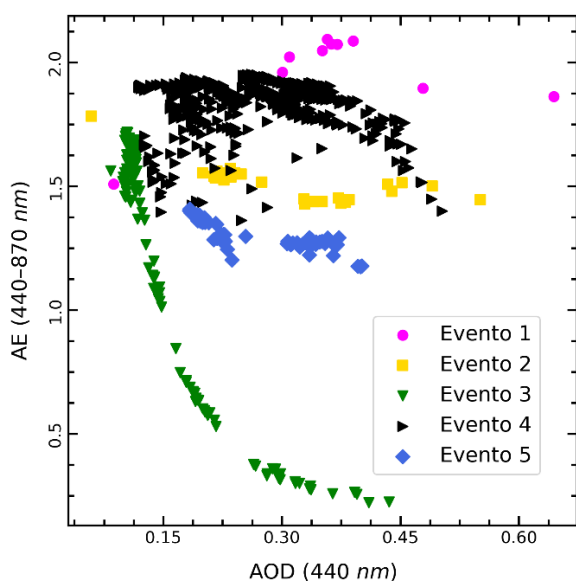


Figura 3.1: Diagrama AOD-AE para los 5 eventos. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

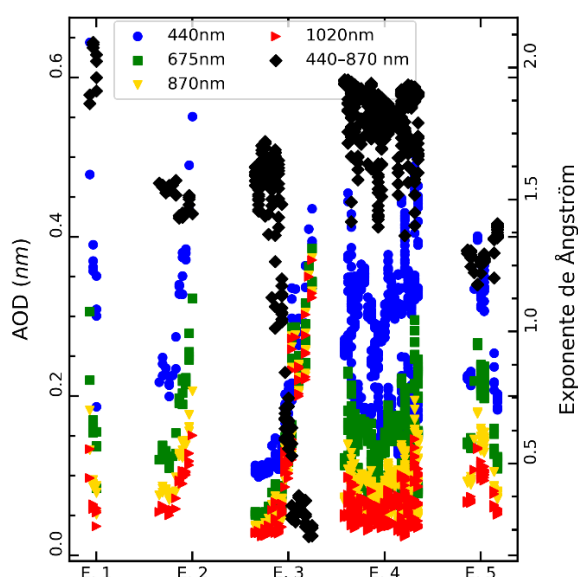


Figura 3.2: Serie de datos de AOD a 440, 675, 870 y 1020 nm, y AE entre 440-870 nm. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0.

3.2.1 Evento 1 – Agosto 5 de 2018

El evento 1 correspondiente al 5 de agosto de 2018 se definió como un evento de partículas finas, lo cual concuerda con los valores altos del exponente de Ångström (AE) cercanos a 2 (Figura 3.2). Como característica común con los eventos dominados por partículas finas, el AOD disminuye a medida aumenta la longitud de onda (Bohren and Huffman, 2008). El diagrama AOD-AE de la Figura 3.1 muestra que los datos del evento 1 se encuentran en la

región superior del gráfico, con la mayor parte de puntos entre un AOD (a 440 nm) entre 0.3 y 0.6.

Para identificar el origen de los aerosoles se emplearon herramientas complementarias de teledetección (CALIPSO y Worldview) y modelización climática (HYSPLIT). En primer lugar, se analizaron los gráficos proporcionados por CALIPSO, concretamente los perfiles de retrodispersión a 532 nm para la trayectoria del 5 de agosto entre las 09:15 y 09:27 horas UTC, ya que esta cruzó por Svalbard (los perfiles verticales se pueden encontrar en el **Anexo III**). Con esta información se calcularon las retrotrayectorias con el HYSPLIT para determinar la procedencia de las masas de aire que llegaron a la estación en ese día. Se utilizó el modo ensemble a una altura de llegada de 4500 m y un periodo de 120 horas, las trayectorias mostraron que había una conexión entre la estación y las regiones norte y centro de Siberia. Para entender el motivo de estas retrotrayectorias, se recurrió a observar los incendios registrados por el sensor Modis de la NASA Worldview, donde se observaron numerosas anomalías térmicas a finales del mes de junio al noroeste del lago Baikal. Los valores elevados de AOD y AE sugieren que se trata de un evento correspondiente a la quema de bosque boreal, como muestran los valores de referencia propuestos por Dubovik et al. (2002). Estos eventos son conocidos por emitir partículas finas que pueden mantenerse en la atmósfera durante largos periodos de tiempo y ser transportadas hasta el Ártico (Zielinski et al., 2020). Además, investigaciones recientes han confirmado que este tipo de incendios generan aerosoles que son ricos en carbono negro, compuestos orgánicos, etc., lo cual impacta en la composición atmosférica de los aerosoles y el balance radiativo en el Ártico (Gramlich et al., 2024; Konovalov et al., 2018).

3.2.2 Evento 2 - Agosto 13 de 2018

El evento 2 correspondiente al 13 de agosto de 2018 también se clasificó como un evento de partículas finas, lo cual concuerda con lo visto en las Figuras 3.1 Y 3.2, aunque con valores de AE en torno a 1.5. En cuanto a la concentración de aerosoles, se sigue el patrón que disminuye a medida aumenta la longitud de onda estando la mayor concentración de puntos entre 0.15 y 0.4 (AOD a 440 nm).

Se analizaron los perfiles de retrodispersión proporcionados por CALIPSO, concretamente la trayectoria que pasó por Svalbard el 13 de agosto de 2018 entre las 03:28 y 03:40 UTC. Luego se ejecutó el HYSPLIT en modo ensemble 150 hacia atrás con una altura de llegada de 5500 m para observar de donde provenían las masas de aire que llegaron a la estación, al igual que el evento 1, los resultados muestran que las trayectorias conectan a la estación con Siberia, al noroeste del lago Baikal.

Estos resultados coinciden con lo documentado de Villar (2020) quien hizo una caracterización completa del evento del 13 de agosto de 2018 en Ny-Ålesund, donde en su estudio concluyó que este fue un evento con una inusual carga de aerosoles provenientes de incendios boreales en Siberia. En su estudio además de analizar las retrotrayectorias con el HYSPLIT e identificar los incendios con Worldview, se usó el modelo NAAPS (*Navy Aerosol Analysis and Prediction System*) para analizar la evolución diaria de las concentraciones de humo y sulfatos desde una semana antes del evento, e identificó una elevada concentración de humo sobre la estación el 13 de agosto, lo que respalda aún más la idea de que se trata de un evento relacionado directamente por aerosoles transportados desde Siberia por la quema

de biomasa. Por tanto, en tan solo ocho días de diferencia se registraron dos eventos de alta turbiedad con características y orígenes distintos en 2018.

3.2.3 Evento 3 – Mayo 3 de 2020

El evento 3 correspondiente al 3 de mayo de 2020 es el único que fue clasificado como un evento tipo mezcla, es decir, con presencia tanto de partículas finas y gruesas. Esta característica se evidencia claramente en las Figuras 3.1 y 3.2 donde los valores del exponente de Ångström (AE) muestran una variabilidad entre 0 y 1.5, algo que no se observa en los eventos anteriores. En cuanto al AOD este evento tiene las concentraciones más bajas de aerosoles con respecto a los demás según los promedios presentados en el **Anexo IV**. Los valores de mayor carga de aerosol se alcanzan para los valores de AE más bajos, coincidiendo la mayor turbiedad ($AOD > 0.25$) únicamente con la predominancia de partículas gruesas ($AE < 0.6$). Puede verse como en este evento hay una menor separación entre los canales de medida del fotómetro solar (hecho asociado a partículas de mayor tamaño en la atmósfera).

En este caso, para identificar el posible origen de los aerosoles detectados el 3 de mayo de 2020, se replicó la secuencia de retrotrayectorias seguida por Herrero (2021), quien empleó el modo ensemble de HYSPLIT para determinar la procedencia de las masas de aire que llegaron a la estación. En total se realizaron 7 simulaciones, cada una con una duración de 48 horas hacia atrás, comenzado el 3 de mayo y retrocediendo hasta el 19 de abril (Figura A6 del **Anexo II**), donde se ajustaba la siguiente retrotrayectoria en función del resultado de la anterior y las observaciones realizadas con CALIPSO. Como resultado las retrotrayectorias mostraron un transporte de masas de aire en capas altas de la atmósfera que llegaron a la estación Ny-Ålesund desde varias regiones: primero desde Groenlandia occidental (Figura A6a), el noroeste de Canadá (Figura A6b), Alaska y el estrecho de Bering (Figura A6c), el extremo oriente ruso (Figura A6d), la región de Kamchatka y el norte de Japón (Figura A6e), el norte de China y Corea del Norte (Figura A6f) y finalmente Asia Central donde abarcó regiones del desierto de Gobi y Taklamakán (Figura A6g). Este resultado sugiere que el aerosol observado pudo tener un origen mineral y concuerda con la clasificación tipo mezcla del evento porque pudo haber un transporte de larga distancia de polvo desértico que llegó a Svalbard luego de ser combinado con otro tipo de aerosoles.

3.2.4 Evento 4 – Julio 24, 25 y 26 de 2020

El evento 4 correspondiente a los días 24, 25 y 26 fue clasificado como un evento de partículas finas y es el único evento que abarca a más de un día. Se observa que durante tres días consecutivos se registraron valores elevados de AE entre 1.8 y 2.0 (Figura 3.2), lo cual respalda su clasificación original como evento dominado por partículas finas. Finalmente el diagrama AOD-AE (Figura 3.1) sugiere que se tiene un evento con una importante carga de partículas finas ya que los puntos de este evento tienen una distribución horizontal entre valores de AOD (440 nm) mayormente concentrados entre 0.2 y 0.45.

Para este evento no se tienen datos desde el 21 al 26 de julio de 2020 con CALIPSO y por lo tanto al no tener un perfil vertical no se realizaron las retrotrayectorias con HYSPLIT. Sin embargo, el estudio de Yttri et al. (2024) proporciona evidencia sobre el origen de los aerosoles para el periodo del 22 al 27 de julio de 2020, lo cual abarca los días del evento 4. El trabajo utilizó el modelo FLEXPART para simular el transporte y la dispersión de partículas hacia atrás en el tiempo (similar al HYSPLIT) e identificó que las masas de aire que llegaron a

la estación provenían principalmente de regiones afectadas por incendios forestales en Siberia. Concretamente identificaron que se trataba de un evento de transporte de larga distancia de humo de incendios, lo cual concuerda con lo observado con Worldview desde finales del mes de junio e inicios del mes de julio sobre anomalías térmicas e incendios en la región de Siberia occidental y oriental (en el **Anexo V** se encuentran todas las imágenes satelitales tomadas con Worldview).

3.2.5 Evento 5 – Agosto 21 de 2021

El evento 5 correspondiente al 21 de agosto de 2021 es el último evento de los cinco identificados con alta turbiedad y con datos de inversión disponibles. Al igual que la mayoría de los anteriores, este se identificó como uno dominado por partículas finas, sin embargo, los valores de AE se encuentran entre 1.1 y 1.4, muy cerca de la zona típica asociada a mezclas. Ese hecho causa que la separación del AOD a distintas longitudes de onda sea menor que eventos anteriores (Figura 3.2). En las series temporales del **Anexo IV** se observa que el promedio presentado por el evento es aproximadamente de 1.3, muy cercano del promedio presentado por el evento 3 (AE promedio de 1.2), mientras que los otros eventos de partículas finas presentaron valores medios aproximados de 2.0, 1.5 y 1.8. En cuanto al AOD, no es un evento de intensidad muy fuerte, existiendo una única nube de puntos entre 0.3 y 0.4 (AOD a 440 nm).

Para identificar la procedencia del aerosol, primeramente se observaron los gráficos de retrodispersión proporcionados por CALIPSO, concretamente la trayectoria del 21 de agosto de 2021 entre las 04:16 y 04:28 UTC, ya que esta pasó por el archipiélago de Svalbard. En estos gráficos se identificó una capa de aerosoles entre 4 y 6 km de altitud, por lo que posteriormente se utilizó el HYSPLIT en modo ensemble para determinar el origen de los aerosoles. En este caso se calcularon 240 horas hacia atrás lo que permitió analizar el transporte desde varios días antes del evento, abarcando el periodo documentado por Tomshin and Solovyev (2022), quienes mencionan que entre el 24 de julio y 12 de agosto de 2021 se registró el récord histórico de número de *hotspots* en Siberia Oriental, concretamente en la región de Yakutia, llegando a triplicar el número total de 49,000 a más de 140,000. Esta cifra contribuyó a establecer un récord histórico de más de 150,000 *hotspots* durante ese año, superando ampliamente a los registros anteriores.

Los resultados del HYSPLIT muestran que las trayectorias retroceden desde la estación Ny-Ålesund hasta la región de Siberia, atravesando el océano Ártico, Groenlandia y el archipiélago Ártico Canadiense, lo que concuerda con lo mencionado por Tomshin and Solovyev (2022) quienes indican que las plumas de aerosoles originadas en la región de Yakutia alcanzaron zonas de Alaska y Canadá. También, las retrotrayectorias coinciden espacialmente con las zonas afectadas por los incendios, como se detectaron mediante el sensor MODIS y observaron en las imágenes satelitales con Worldview de la NASA, en el periodo mencionado por dicho estudio.

3.3 Propiedades Ópticas y Microfísicas de los Eventos

Como los eventos seleccionados fueron aquellos con productos de inversión disponible en la Red AERONET, éstos fueron utilizados para realizar un análisis detallado de las distintas propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles presentes en cada uno de ellos. Dentro de

las propiedades ópticas analizadas se encuentran el Espesor Óptico, el Albedo de Dispersión Simple, el Factor de Asimetría (g) y el Índice de Refracción Complejo tanto su parte real como imaginaria, mientras que en las propiedades microfísicas se incluyen la Distribución de Tamaño de Partículas y la Concentración Total de Volumen. Los resultados de estos productos se muestran entre las Figuras 3.3 a 3.8, donde se comparan en un mismo gráfico los valores de los cinco eventos de la Tabla 3.2 y el análisis individual de cada uno de ellos se desarrolla en las siguientes secciones. Las zonas sombreadas alrededor de las curvas representan la desviación estándar de las medidas, lo que permite visualizar la variabilidad de cada variable.

Para los gráficos que muestran la dependencia espectral (Figuras 3.3-3.6) se seleccionaron las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm que son los canales estándar definidos por la red AERONET en cuanto a sus productos de inversión (Dubovik et al., 2002), estas longitudes además cubren un rango que va desde el espectro visible (440 nm) hasta el infrarrojo (1020 nm) cercano. Otra de las razones por la que AERONET utiliza estas longitudes de onda es porque se encuentran relativamente libres de absorción por gases y esto es especialmente útil porque permite detectar los cambios en los tipos de aerosoles, ya que los aerosoles finos tienden a presentar una mayor variación espectral con respecto a los de tipo grueso (Dubovik et al., 2002).

Se observa que en la Figura 3.8 se han trazado tres líneas de referencia que representan los valores de eficiencia para diferentes tipos de aerosoles; las líneas correspondientes a aerosoles gruesos y mezcla (1.68 y $3.74 \mu\text{m}^2/\mu\text{m}^3$, respectivamente) se basan en ajustes empíricos propuestos por Burgos et al. (2016), mientras que el valor de referencia correspondiente a la pendiente de los aerosoles finos fue tomado de Villar (2020) en donde se propone un valor de $7.8 \mu\text{m}^2/\mu\text{m}^3$ que es representativo de eventos dominados por la quema de biomasa registrado en Ny-Ålesund.

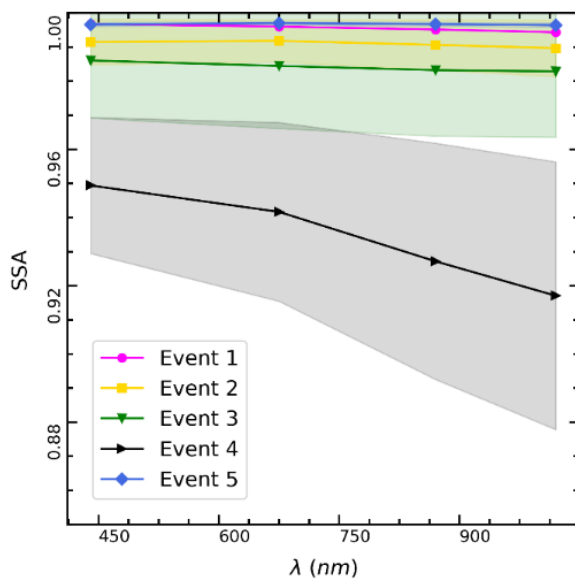


Figura 3.3: SSA para las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm. Las bandas de error representan a la desviación estándar de las medidas.

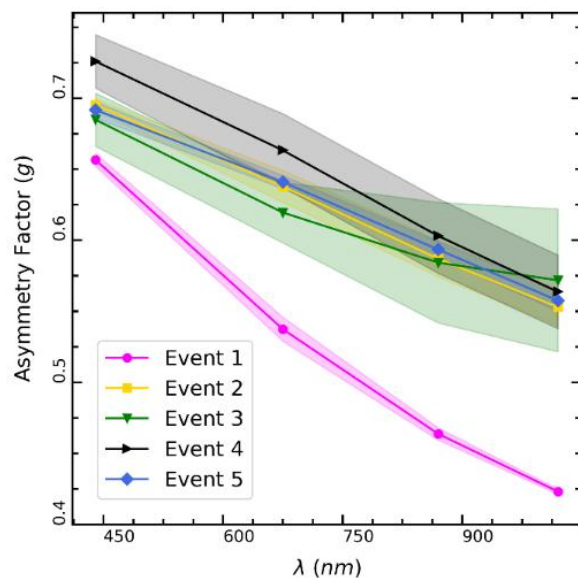


Figura 3.4: Factor de Asimetría (g) para las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm. Las bandas de error representan a la desviación estándar de las medidas.

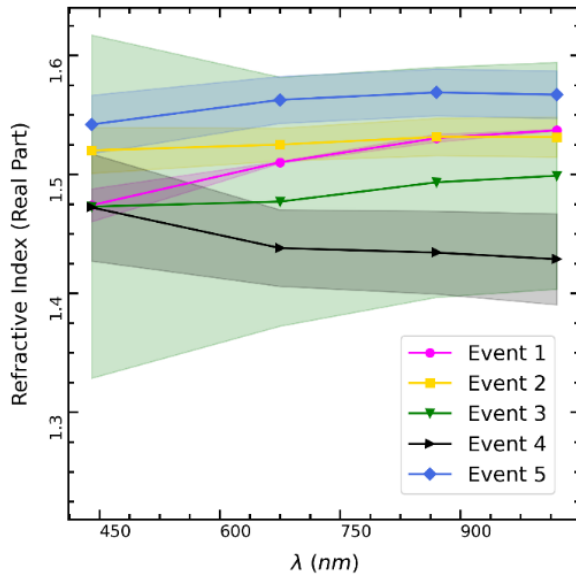


Figura 3.5: Parte real del índice de Refracción para longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm. Las bandas de error representan a la desviación estándar.

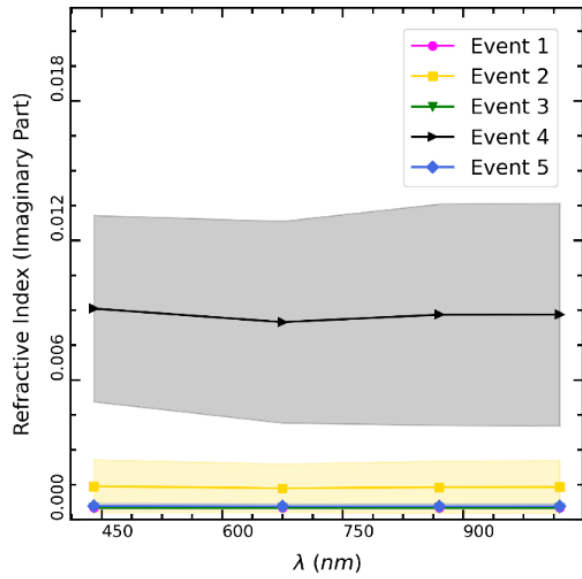


Figura 3.6: Parte imaginaria del índice de Refracción a 440, 675, 870 y 1020 nm. Las bandas de error representan a la desviación estándar de las medidas.

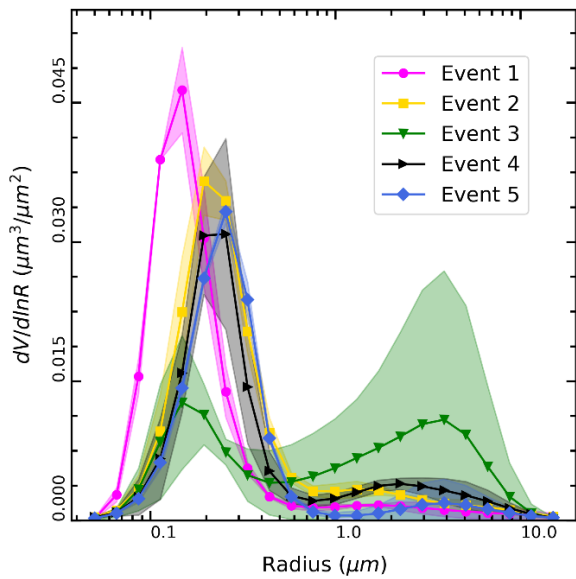


Figura 3.7: Distribución volumétrica de tamaño de partículas en escala logarítmica ($dV/d \ln r$). Las bandas de error representan a la desviación estándar de las medidas.

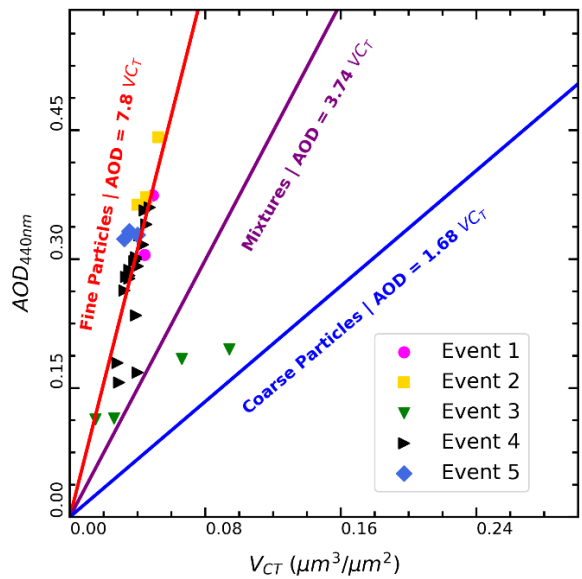


Figura 3.8: AOD_{440nm} y V_{CT} . Las líneas de referencia representan los valores característicos de eficiencia de extinción volumétrica para el tipo de aerosol.

3.3.1 Caracterización del Evento 1

Los resultados de las propiedades ópticas y microfísicas del evento 1 refuerza la idea de que se trata de un evento dominado por partículas finas con baja capacidad de absorción. Para las propiedades ópticas se encontró que el SSA presenta valores elevados (cercanos a 0.99) durante todo el espectro (Figura 3.3); el factor de asimetría presentó una disminución con la longitud de onda (Figura 3.4), claramente diferenciada del resto de eventos; el índice de

refracción real aumentaba con la longitud de onda (Figura 3.5), mientras que la parte imaginaria (Figura 3.6) se mantuvo por debajo de 0.02 en todo el espectro; todo esto indica que se trata de partículas con una baja capacidad de absorción. Para las propiedades microfísicas, en la distribución de tamaños se observa que el evento 1 tiene una de las curvas más estrechas, con un pico alto y bien definido en el modo fino (Figura 3.7), dominando la presencia de partículas con radios entre 0.1 y $0.2 \mu\text{m}$. Es el evento que muestra el menor tamaño de partículas, probablemente relacionado con la evolución de su masa de aire (muy baja en la zona del lago Baikal donde se carga el aerosol hasta que se eleva al llegar al Ártico). Se observa que en la relación del $AOD_{440\text{nm}}$ y V_{CT} , se encuentran muy cerca de la línea de referencia para aerosoles fino (Figura 3.8), cuyo valor fue tomado de estudios experimentales que asociaron este valor a eventos de quema de biomasa (Villar, 2020).

3.3.2 Caracterización del Evento 2

Los resultados de las propiedades ópticas y microfísicas para este evento revelan que efectivamente se trata de un evento con predominancia de partículas finas con baja capacidad de absorción. El SSA se encuentra en la parte alta del gráfico, muy cercano a la unidad; el factor de asimetría disminuye con la longitud de onda, en consonancia con el resto de los eventos (las curvas de los eventos 2, 3, 4 y 5 son muy similares). El índice de refracción real se ubica por encima del 1.5 siendo constante con la longitud de onda, mientras que el índice de refracción imaginario está cercano a cero, lo que refuerza la baja capacidad de absorción de los aerosoles. En cuanto a las propiedades microfísicas, la distribución de tamaños muestra una curva centrada en el modo fino. Finalmente, la relación del $AOD_{440\text{nm}}$ y V_{CT} se ajusta perfectamente con el valor de referencia para aerosoles finos.

3.3.3 Caracterización del Evento 3

Los resultados de las propiedades ópticas y microfísicas confirman aún más de que se trata de un evento mezcla, ya que hay una mayor variabilidad de estas propiedades con respecto a los otros eventos. La incertidumbre crece por el cambio brusco que se observa en las condiciones, unido a que es el evento que presenta también mayor número de puntos con el AOD más bajo (ligeramente superior a 0.15). De los resultados, cabe mencionar que de nuevo se corrobora la existencia de aerosoles poco absorbentes (SSA muy cercano a la unidad y un índice de refracción imaginario nulo). Sí que destaca la presencia de partículas más grandes que en el resto de los eventos, estando dos modos presentes en la atmósfera, con máximos de concentración: en el modo fino de radio entre $0.1 - 0.2 \mu\text{m}$ y en el modo grueso de hasta $5 \mu\text{m}$. Cuando se analiza la dependencia del $AOD_{440\text{nm}}$ y V_{CT} , los puntos de este evento se encuentran en la zona intermedia entre la línea propuesta para partículas gruesas y mezcla de Burgos et al. (2016).

3.3.4 Caracterización del Evento 4

Este evento destaca especialmente por tener los valores más bajos del SSA, ya que se observa una dependencia espectral decreciente desde $SSA=0.95$ a 440 nm hasta $SSA=0.92$ a 1020 nm . Eso indica que el aerosol durante los tres días de este evento sí que poseía un carácter absorbente, probablemente debido a su composición o a un menor tiempo de vuelo para llegar a la estación. Este hecho se corrobora con los valores del índice de refracción imaginario, que claramente se alejan del cero. En lo que respecta a la distribución de tamaños, se observa el máximo entre $0.2 - 0.3 \mu\text{m}$.

En cuanto a la relación del AOD_{440nm} y V_{CT} , los puntos de este evento se alinean perfectamente con el valor de la pendiente de $7.8 \mu m^2 / \mu m^3$ propuesto por Villar (2020). En el trabajo de Yttri et al. (2024) determinaron que el aerosol estuvo compuesto de altas concentraciones de carbono orgánico, carbono negro y levoglucosano (tanto el carbono negro y levoglucosano son trazadores claros de quema de biomasa), lo que explica que los aerosoles de este evento sean más absorbentes.

De forma complementaria, el estudio de Gramlich et al. (2024) ofrece una explicación para las inusuales propiedades observadas en este evento. En este estudio analizaron un total de siete eventos de quema de biomasa registrados entre enero y noviembre de 2020 ocurridos en el Ártico, e identificaron que el evento del 1 al 3 de julio presentaba una composición diferente a lo habitual, con una carga excepcionalmente alta de carbono orgánico (OC) y carbono elemental (EC), registrando hasta un incremento del 90% y 60% respectivamente en comparación con los valores presentados entre 2017 y 2019. Concluyeron que los aerosoles de este evento tenían una menor proporción de sulfato y una mayor presencia de carbono negro, lo que implica una disminución de la capacidad de dispersión, lo que concuerda con lo observado en las propiedades ópticas del evento 4. Por lo tanto, estas diferencias en la composición química permiten entender que pesar de que el evento 4 está clasificado como fino, tiene propiedades ópticas diferentes a las observadas en los eventos 1 y 2.

3.3.5 Caracterización del Evento 5

Finalmente, las propiedades ópticas y microfísicas del evento 5 confirman de que se trata de un evento dominado por partículas finas, manteniendo las mismas características que el resto de los eventos. Los valores de SSA son muy cercanos a la unidad, y el índice de refracción imaginario es nulo. Por lo que se trata de aerosoles no absorbentes. Los valores del índice de refracción real son ligeramente más elevados que el resto de los eventos, en torno a 1.55. El factor de asimetría muestra la misma tendencia decreciente con la longitud de onda que el resto de los eventos (en concreto con el 2, 3 y 4), como ya se ha mencionado anteriormente. La presencia de partículas finas se corrobora con que el máximo de concentración se da con radios en torno a $0.3 \mu m$ y en que el ajuste del AOD_{440nm} y V_{CT} vuelve a coincidir con la pendiente propuesta por Villar (2020).

De forma complementaria, en el trabajo de Popovicheva et al. (2024) identificaron concentraciones récord de carbono negro y *Brown* en el Ártico occidental en agosto de 2021, y confirmaron mediante simulaciones FLEXPART que dichas masas se originaron en Yakutia y recorrieron varios km hasta alcanzar la región ártica. El estudio señala que el 47% del BC medido durante ese periodo tuvo como fuente directa los incendios y que el humo fue transportado a altitudes elevadas debido a que se trata del evento más intenso de la región en las últimas 4 décadas. Por lo tanto, en general el evento 5 es uno dominado por partículas finas de quema de biomasa, pero posiblemente con un aerosol envejecido sobre el Ártico Europeo ya que ha perdido poder de absorción por su transporte menos directo (como se muestra en las retrotrayectorias de la Figura A5 del **Anexo II**) y mayor tiempo de permanencia en la atmósfera.

3.4 Efecto Radiativo del Aerosol durante los Eventos

Con los resultados de las simulaciones realizadas con el LibRadTran (ver sección 2.7.4 y las Ecuaciones 2.5 y 2.6), se realizan estimaciones del ARE (*Aerosol Radiative Effect*) para los distintos eventos. Se clasifican los resultados obtenidos en función del SZA. Por la latitud de Ny-Ålesund, los valores de SZA son más bajos que en latitudes medias, pudiendo establecer tres categorías: $55^\circ < \text{SZA} < 65^\circ$, $65^\circ < \text{SZA} < 75^\circ$ y $75^\circ < \text{SZA} < 85^\circ$. Se representan para cada uno de estos intervalos, la dependencia del ARE_{SW} , obtenido tanto en superficie como en el TOA, en función del valor de AOD (a 440nm) en las Figuras 3.9, 3.10 y 3.11, respectivamente. Como puede verse en todas las figuras, se corrobora la relación lineal entre estas dos magnitudes (Di Biagio et al., 2010).

Se calcula por tanto un ajuste lineal entre ambas magnitudes: $ARE_{SW} = AFE AOD_{440nm}$, donde la pendiente de este ajuste es la magnitud conocida como AFE (*Aerosol Forcing Efficiency*). Se ha decidido a realizar el ajuste lineal sin ordenada en el origen, $y = ax$, para forzar que el ARE sea cero cuando no haya presencia de aerosoles, para estar en concordancia con la realidad. Cabe mencionar que en la Figura 3.9 no aparecen datos del evento 5, al ser el evento más tardío en el año la elevación solar es más baja que en el resto y no presenta puntos de medida en el intervalo $55^\circ < \text{SZA} < 65^\circ$.

3.4.1 Valores Instantáneos del ARE en función del SZA

Analizando la dependencia del ARE_{SW} en función del AOD en la superficie, puede verse en las tres figuras que existe una correlación lineal inversa entre ambas magnitudes, con los valores de los coeficientes de correlación muy próximos a la unidad. La pendiente de los ajustes, el valor del AFE muestra una tendencia con el intervalo de SZA. Para el intervalo con menores ángulos cenitales (Figura 3.9), $AFE = -49.29 \text{ Wm}^{-2} AOD_{unit}^{-1}$, lo que indica que en promedio cada unidad de AOD genera una reducción de la radiación solar en superficie cercana a 50 Wm^{-2} . Este valor aumenta (en valor absoluto) $-53.92 \text{ Wm}^{-2} AOD_{unit}^{-1}$ para el siguiente intervalo (Figura 3.10), mientras que luego decae hasta $-44.32 \text{ Wm}^{-2} AOD_{unit}^{-1}$ (Figura 3.11).

Esta disminución en los valores absolutos de la AFE con el SZA puede entenderse debido a que para valores elevados del SZA, la trayectoria de la radiación solar se alarga a través de la columna atmosférica, lo cual incrementa la posibilidad de interacción con partículas, intensificando la absorción y dispersión, y esta mayor interacción puede traducirse en un mayor efecto de enfriamiento (Boucher et al., 1998). Por el contrario, cuando el sol se encuentra más cerca del horizonte, y la intensidad de la radiación directa disminuye considerablemente, se reduce la cantidad de energía que puede ser afectada por los aerosoles, de ahí ese menor impacto en los SZA más grandes. Los resultados son consistentes por lo reportado en estudios como el de Guan et al. (2010), quienes mencionan que el forzamiento radiativo se incrementa en magnitud con el SZA hasta alcanzar un máximo alrededor de 75° , a partir del cual disminuye. En cuanto a la dispersión entre los cinco eventos, solo es notable una pequeña variabilidad en una nube de cuatro puntos del evento 3 en la categoría intermedia ($65^\circ < \text{SZA} < 75^\circ$, Figura 3.10). Este hecho puede deberse a que el valor de la eficiencia es claramente dependiente del tipo del aerosol (Di Biagio et al., 2010), y este evento es el que presenta unas condiciones más cambiantes entre predominancia de modo fino y grueso.

En lo que respecta a los resultados en el TOA (mismas Figuras 3.9 a 3.11), se observan las mismas características, mostrando los eventos una mayor dispersión que en la superficie. Los valores de AFE calculados en esta altura también muestran la misma evolución y son menores, en valor absoluto, que los obtenidos en la superficie: de un $-23.75 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$ para el intervalo $55^\circ \leq SZA < 65^\circ$, al máximo de $-30.48 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$ para $65^\circ \leq SZA < 75^\circ$ y volviendo a decrecer hasta $-28.83 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$ para $75^\circ \leq SZA < 85^\circ$.

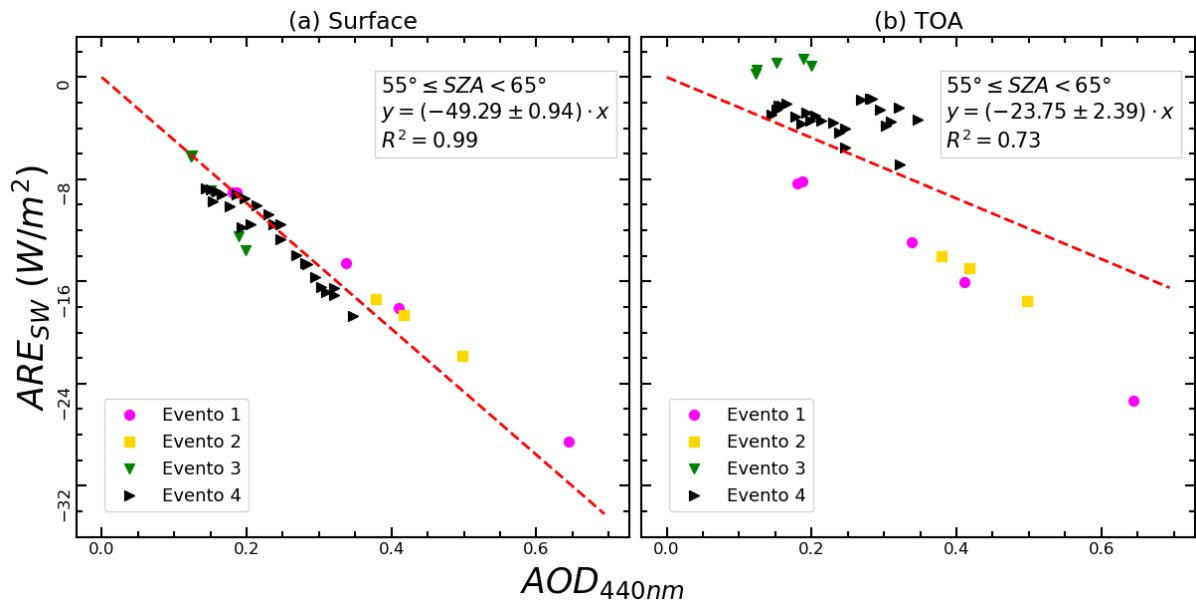


Figura 3.9: Valores instantáneos del ARE en función del $AOD_{440 \text{ nm}}$ para ángulos cenitales solares (SZA) entre 55° y 65° . (a) Se presentan los valores para las simulaciones en superficie y (b) para las simulaciones en el TOA.

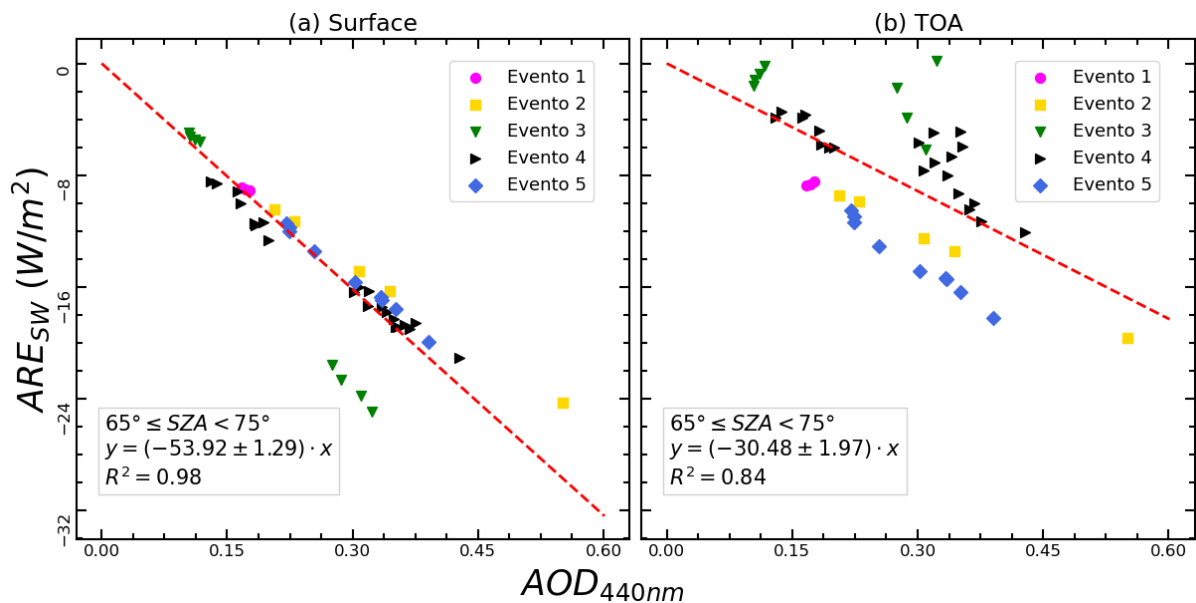


Figura 3.10: Valores instantáneos del ARE en función del $AOD_{440 \text{ nm}}$ para ángulos cenitales solares (SZA) entre 65° y 75° . (a) Se presentan los valores para las simulaciones en superficie y (b) para las simulaciones en el TOA.

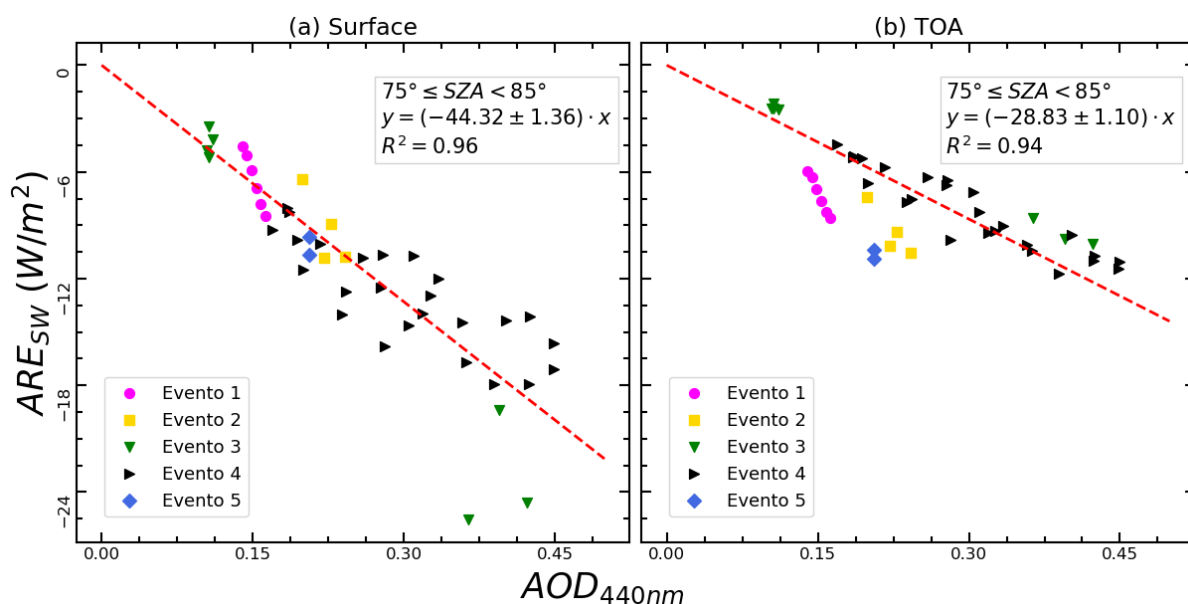


Figura 3.11: Valores instantáneos del ARE en función del $AOD_{440\text{ nm}}$ para ángulos cenitales solares (SZA) entre 75° y 85° . (a) Se presentan los valores para las simulaciones en superficie y (b) para las simulaciones en el TOA.

3.4.2 Promedios Diarios del ARE y AFE en la Superficie

Con los valores instantáneos obtenidos se puede evaluar el promedio diario de ARE para cada día de los eventos analizados, se realiza el promedio considerando las 24h del día (excluyendo aquellas horas que no disponen de datos de AOD). Se compara dicho valor con el valor promedio diario de AOD interpolado (a 440nm) que se obtiene para ese día. Estos resultados se han presentado en la Tabla 3.4. Esta tabla, también presenta los valores promedios que se obtienen de AFE tanto en la superficie como en el TOA.

Tabla 3.4: Promedios diarios de AOD, ARE y AFE. El valor de n representa al número de medidas interpoladas disponibles por día.

Fecha	n	AOD (440 nm)	$ARE_{surface}$ (Wm^{-2})	ARE_{toa} (Wm^{-2})	$AFE_{surface}$ (Wm^{-2}) (AOD_{unit}^{-1})	AFE_{toa} (Wm^{-2}) (AOD_{unit}^{-1})
05/08/2018	14	0.23 ± 0.14	-10.36 ± 6.32	-10.03 ± 5.13	-45.84 ± 6.52	-46.10 ± 5.07
13/08/2018	14	0.30 ± 0.12	-12.85 ± 6.28	-11.41 ± 4.22	-41.89 ± 9.01	-38.92 ± 4.55
03/05/2020	21	0.20 ± 0.11	-11.98 ± 8.61	-2.45 ± 3.45	-55.70 ± 15.00	-11.06 ± 12.01
24/07/2020	22	0.22 ± 0.09	-11.66 ± 2.76	-5.36 ± 2.97	-56.57 ± 7.97	-23.92 ± 7.33
25/07/2020	24	0.32 ± 0.07	-14.56 ± 3.47	-8.08 ± 2.98	-45.94 ± 6.19	-24.41 ± 4.86
26/07/2020	24	0.28 ± 0.06	-14.03 ± 3.64	-4.67 ± 1.76	-50.52 ± 8.82	-17.88 ± 7.75
21/08/2021	11	0.28 ± 0.07	-14.16 ± 3.36	-13.41 ± 2.76	-51.18 ± 1.80	-48.80 ± 2.34

Puede apreciarse como una mayor intensidad de AOD no siempre lleva asociado el mayor efecto radiativo. El evento 2, que presenta la segunda mayor intensidad diaria no tiene asociado el segundo mayor dato de ARE_{SW} . Los máximos de esta variable suceden durante los eventos 4 y 5. La diferencia en el tipo de aerosol, más absorbente en el evento 4, hace que no sea necesaria tanta cantidad de aerosol para lograr la misma pérdida de radiación en superficie.

La eficiencia calculada para cada día muestra valores en torno a $50 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$. Los valores en el TOA decrecen ligeramente tanto en los valores de ARE_{SW} como de AFE. Cuanta más diferencia exista entre los resultados de superficie y TOA más se le puede atribuir a lo que sucede en la columna atmosférica. Esto es, la diferencia entre los dos efectos radiativos tiene que estar relacionado con un efecto de calentamiento causado por los aerosoles presentes en cada día de estudio.

Para resumir el impacto de las condiciones de alta turbiedad en el Ártico Europeo, se presenta en la Figura 3.12 los valores diarios de ARE_{SW} frente a los valores de AOD y en la Figura 3.13 la evolución de ambas magnitudes para los siete días estudiados. Analizando los siete días estudiados, se obtiene un buen comportamiento lineal, concluyéndose que la eficiencia del aerosol durante estos eventos de alta turbiedad resulta ser de $-49 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$.

Los valores del AFE (Figura 3.13) revelan que los eventos 1 y 2 tienen la menor eficiencia de enfriamiento (menos negativas), lo cual se relaciona con la alta concentración de aerosoles finos, como se evidenció en la distribución de tamaños (Figura 3.7) y por sus altos valores de SSA (Figura 3.3) que indican una fuerte capacidad para dispersar la radiación. En cuanto al evento 3, clasificado como mezcla tiene los valores más negativos del AFE, lo que nos dice que tiene la mayor capacidad de enfriamiento, posiblemente por la mezcla de partículas, y SSA menor comparado a los eventos 1, 2 y 5. Durante el evento 4 se observa que hay una variabilidad entre sus promedios diarios: el día 24 tiene un AFE más negativo que el evento 3, mientras que los días 25 y 26 disminuyen a niveles comparados a los eventos 1, 2 y 5.

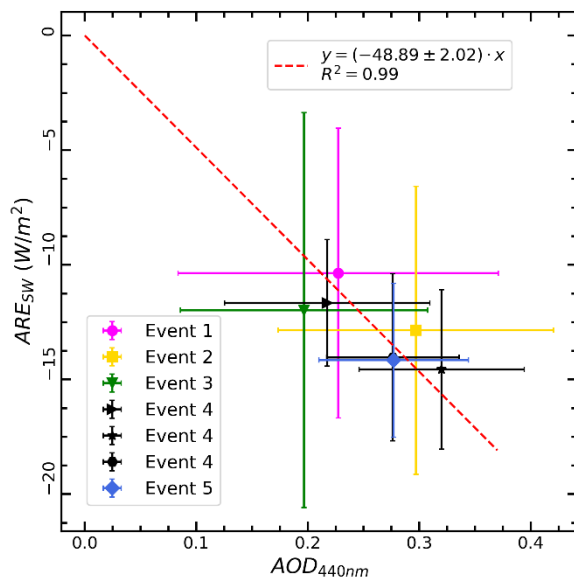


Figura 3.12: Promedios diarios del ARE en función del promedio del $AOD_{440 \text{ nm}}$ para las simulaciones en superficie. Las barras de error representan a la desviación estándar del ARE (barra vertical) y el $AOD_{440 \text{ nm}}$ (barra horizontal).

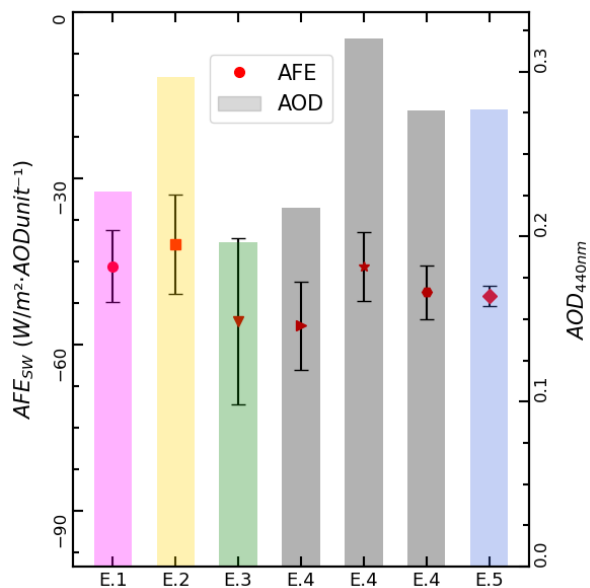


Figura 3.13: Promedios diarios del AFE para las simulaciones en superficie. Las barras representan al promedio del $AOD_{440 \text{ nm}}$, las barras de error de los puntos representan a la desviación estándar del AFE.

Es importante volver a mencionar que el valor obtenido del SSA para este evento (evento 4) fue el menor de todos, lo que explica que sus valores sean más negativos que los eventos 1 y 2. Finalmente, el evento 5 presenta valores cercanos a los eventos 3 y 4, los valores promedios del AE indicaban que era el evento fino de menor intensidad más cercano a la zona de mezcla de aerosoles.

Los resultados obtenidos en este trabajo concuerdan con lo reportado en trabajos como Chen et al. (2023) y Di Biagio et al. (2010) quienes destacan que aerosoles con bajo SSA (más absorbentes) inducen a un mayor efecto de enfriamiento en superficie. Para poner en contexto estos resultados, trabajos como el de Markowicz et al. (2017) realizaron simulaciones para evaluar el forzamiento radiativo de un evento de quema de bosque boreal ocurrido en el periodo del 5 al 15 de julio de 2015, aunque el estudio analizó varias zonas del Ártico, particularmente nos interesa comparar con los resultados obtenidos en Svalbard a nivel de superficie bajo condiciones de cielo despejado y con la presencia de aerosoles de humo. En su estudio utilizaron un valor de AOD a 550 nm de 0.11 y el valor de SSA a 550 nm de 0.94, en cuanto al AOD hay una diferencia notable entre nuestros resultados (entre 0.2 y 0.3) y muy similares para el SSA como puede verse en la Figura 3.3. Considerando esto, obtuvieron un resultado de -13.5 Wm^{-2} del ARE, comparable a nuestros resultados entre -10.04 Wm^{-2} y -14.16 Wm^{-2} , sin embargo, para el AFE existen diferencias notables, ya que se obtiene un valor de $-126 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$, considerablemente más negativo que el obtenido mediante el ajuste ($-48.89 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$), esta diferencia puede explicarse por los distintos valores de AOD utilizados en el cálculo del AFE a través del ajuste lineal.

3.4.3 Promedios Diarios del ARE y AFE en el TOA

Los valores promedios del ARE en la parte superior de la atmósfera (TOA) también presentan una relación lineal negativa con los promedios diarios de $\text{AOD}_{440 \text{ nm}}$ (Figura 3.14). La regresión lineal da una pendiente de $-30.98 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$ (AFE) por tanto, su efecto neto también es de enfriamiento, aunque de menor intensidad que el valor obtenido en la superficie. En cuanto al coeficiente de determinación en este caso se obtuvo un valor de $R^2 = 0.87$, manteniendo un buen comportamiento lineal entre ambas variables.

El AFE (Figura 3.15) presenta los valores más negativos en los eventos clasificados como aerosoles finos y altamente dispersivos (eventos 1, 2 y 5) porque favorece el reflejo de la radiación antes de alcanzar las capas superiores. En contraste el evento 3 y 4 asociado a una mayor capacidad de absorción muestra el AFE menos negativo. En general, estos resultados son coherentes con lo reportado por estudios como el de Di Biagio et al. (2010) quienes argumentan que aerosoles más dispersivos reflejan más la radiación, intensificando el efecto de enfriamiento. En cambio aerosoles más absorbentes reducen este efecto en el TOA (Markowicz et al., 2017).

El estudio de Markowicz et al. (2017) también evaluó el forzamiento radiativo bajo condiciones similares a las de la superficie, pero en este caso centrado en el TOA. Reportaron un valor del ARE de -4.9 Wm^{-2} que se encuentra dentro del rango de lo obtenido en este trabajo que reportamos valores desde -2.45 hasta -13.41 Wm^{-2} . Por su parte, el AFE también reporta un valor de $-46.0 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$ al igual que en la superficie supera en magnitud al calculado mediante el ajuste lineal ($-30.98 \text{ Wm}^{-2} \text{ AOD}_{unit}^{-1}$). Esta diferencia puede atribuirse a los valores de AOD considerados, tal como se explica en la sección anterior.

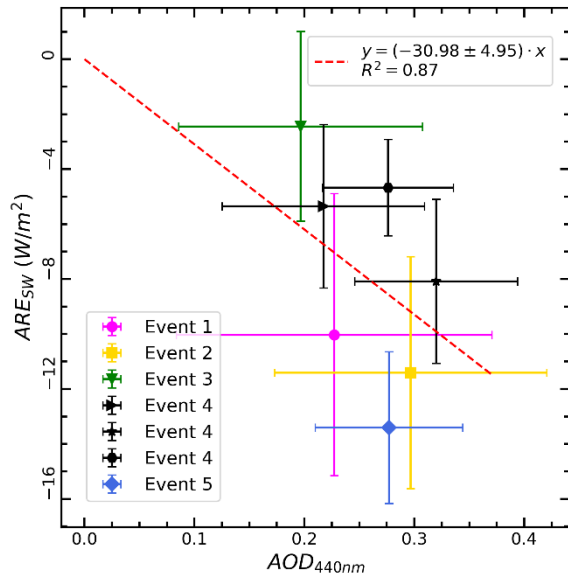


Figura 3.14: Promedios diarios del ARE en función del promedio del $AOD_{440 nm}$ para las simulaciones en el TOA. Las barras de error representan a la desviación estándar del ARE (barra vertical) y el $AOD_{440 nm}$ (barra horizontal).

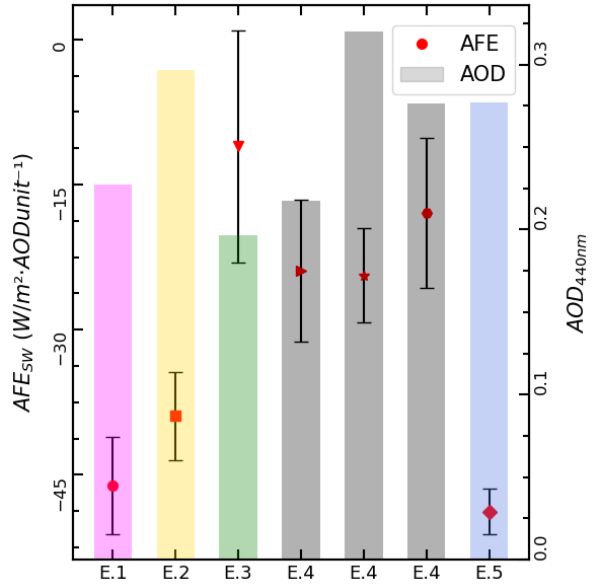


Figura 3.15: Promedios diarios del AFE para las simulaciones en el TOA. Las barras representan al promedio del $AOD_{440 nm}$, las barras de error de los puntos representan a la desviación estándar del AFE.

4. Conclusiones

En este trabajo se logró caracterizar cinco eventos de alta turbiedad atmosférica utilizando datos de la estación de Ny-Ålesund perteneciente a la red AERONET, ubicada en el archipiélago de Svalbard entre los años 2017 y 2024. A continuación se presentan las conclusiones derivadas de este estudio, sintetizando los principales hallazgos y sus implicaciones:

- La metodología basada en la aplicación de percentiles a los componentes finos y gruesos del producto SDA permitió clasificar satisfactoriamente a los días con predominancia de aerosoles finos, gruesos o mezcla. El criterio adicional de aplicar un valor mínimo al AOD total del producto SDA ayuda a identificar a aquellos eventos más intensos.
- El uso de información complementaria que incluye perfiles verticales de CALIPSO para identificar a qué alturas se encuentran los aerosoles, retrotrayectorias en modo ensemble de HYSPLIT que ayudan a entender el origen y estudios anteriores permiten hacer una validación cruzada de los eventos. Además, este análisis resultó extremadamente útil para entender el comportamiento de las propiedades ópticas y microfísicas de cada evento.
- De los cinco eventos finalmente identificados, cuatro fueron causados por partículas finas y el otro por una mezcla de aerosoles finos y gruesos. Los resultados globales señalan que hay una predominancia de días con baja turbiedad, seguido por días con predominancia de partículas finas, especialmente en los meses de verano en el hemisferio norte (junio-agosto), por su parte el evento mezcla destacó por encontrarse en la primavera (mayo).
- El análisis de las propiedades ópticas y microfísicas mediante la información disponible de los productos de inversión permiten realizar una caracterización completa de los eventos. De las propiedades ópticas destaca el Albedo de Dispersión Simple (SSA) mediante el cual se pudo identificar que todos los eventos tenían poca capacidad de absorción, solo obteniendo valores más bajos en torno a 0.94, en el evento 4. Esto también fue comprobado analizando la parte imaginaria del índice de refracción. Por su parte, las propiedades microfísicas revelaron la naturaleza de mezcla del tercer evento, al mostrar una distribución bimodal en la distribución de tamaños, y reafirmaron que cuatro de los eventos identificados tenían mayoritariamente aerosoles finos con máximos de concentración en partículas de radios inferiores a $0.3 \mu m$.
- Mediante las simulaciones realizadas con la librería de transferencia radiativa LibRadTran en tres bandas espectrales, se logró estimar el efecto radiativo de los aerosoles (ARE) y su eficiencia (AFE) de onda corta (SW) para cada uno de los eventos. Las medidas instantáneas y promedios diarios revelan que el efecto neto de los aerosoles tanto en la superficie como en el TOA es de enfriamiento (valores negativos). Los promedios diarios en la superficie resultaron ser mayores que los obtenidos en el TOA, en cuanto a la influencia del SSA se observó que en la superficie aquellos eventos con mayor SSA tiene menor efecto de enfriamiento, mientras que en el TOA esta dependencia es inversa, es decir, a mayor SSA el efecto de enfriamiento es mayor. Finalmente, las medidas instantáneas del ARE y su dependencia con el ángulo cenital solar (SZA) reveló que se alcanzan valores más negativos para ángulos

entre 65° y 75°, seguido por las medidas con SZA entre 55° y 65°, dejando los valores menos negativos a aquellas medidas con ángulos cenitales solares elevados (75° y 85°).

- La eficiencia radiativa de los aerosoles durante los cinco eventos (siete días) se han estimado en -49 Wm^{-2} por unidad de AOD para la superficie y -31 Wm^{-2} por unidad de AOD en el TOA, valores que pueden ser considerados por futuros estudios e incluso modelos con el fin de mejorar las predicciones del flujo radiativo en una zona tan sensible como el Ártico Europeo.

Entre las limitaciones del trabajo se encuentra la poca disponibilidad de los productos de inversión que hace que solo se puedan caracterizar un número limitado de estos eventos, de esta manera solo se caracterizaron 5 eventos (7 días) de los 11 eventos identificados inicialmente (13 días). Por lo tanto, la falta de datos de inversión hizo que se pierda un poco más de la mitad de los eventos de alta turbiedad. Adicionalmente, la cantidad de días con disponibilidad de datos es extremadamente baja, por las condiciones de la zona y el modo de operación del instrumento de medida, esto hace que durante 2017 y 2024 solo en un total aproximado del 18.7% de los días se realizaron medidas.

El desarrollo de este trabajo deja algunos aspectos para mejorar el estudio, en primer lugar, a pesar de que los datos con fotometría lunar no se encuentran completamente validados, al combinar ambos productos y aplicar la misma metodología, se puede aumentar la disponibilidad de días con datos disponibles hasta a un 25.6%. El hándicap de los datos de fotometría lunar es la ausencia de información de productos de inversión que son necesarios para poder realizar las estimaciones del efecto radiativo. No obstante, se podría buscar otra estrategia para obtener información de las propiedades ópticas y microfísicas. También, para reducir la incertidumbre presentada en los productos de inversión, se puede consultar información adicional de instrumentos colocados en superficie, lo cual permitiría aplicar algoritmos de inversión más avanzados, como GRASP (*Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties*) capaces de mejorar la precisión en la estimación de parámetros de aerosoles.

Referencias

- Alexander, P. M., Tedesco, M., Fettweis, X., Van De Wal, R. S. W., Smeets, C. J. P. P., & Van Den Broeke, M. R. (2014). Assessing spatio-temporal variability and trends in modelled and measured Greenland Ice Sheet albedo (2000-2013). *The Cryosphere*, 8, 2293–2312. <https://doi.org/10.5194/tc-8-2293-2014>
- Ångström, A. (1961). Techniques of Determining the Turbidity of the Atmosphere. *Tellus*, 13(2), 214–223. <https://doi.org/10.1111/J.2153-3490.1961.TB00078.X>
- Barreto, Á., 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., & Yela, M. (2016). The new sun-sky-lunar Cimel CE318-T multiband photometer - a comprehensive performance evaluation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 9(2), 631–654. <https://doi.org/10.5194/amt-9-631-2016>
- Barreto, Á., Román, R., Cuevas, E., Berjón, A. J., Almansa, A. F., Toledano, C., González, R., Hernández, Y., Blarel, L., Goloub, P., Guirado, C., & Yela, M. (2017). Assessment of nocturnal aerosol optical depth from lunar photometry at the Izaña high mountain observatory. *Atmospheric Measurement Techniques*, 10(8), 3007–3019. <https://doi.org/10.5194/amt-10-3007-2017>
- Berkoff, T. A., Sorokin, M., Stone, T., Eck, T. F., Hoff, R., Welton, E., & Holben, B. (2011). Nocturnal aerosol optical depth measurements with a small-aperture automated photometer using the moon as a light source. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 28(10), 1297–1306. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-10-05036.1>
- Bodhaine, B. A., Wood, N. B., Dutton, E. G., & Slusser, J. R. (1999). On Rayleigh Optical Depth Calculations. *Atmospheric and Oceanic Technology*, 16.
- Bohren, C. F., & Huffman, D. R. (2008). *Absorption and Scattering of Light by Small Particles* (1. Auflage). Wiley-VCH.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S., Sherwood, S., Stevens, B., Zhang, X., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., ... Midgley, P. (2013). Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.*
- Boucher, O., Schwartz, S. E., Ackerman, T. P., Anderson, T. L., Bergstrom, B., Bonnel, B., Chýlek, P., Dahlback, A., Fouquart, Y., Fu, Q., Halthore, R. N., Haywood, J. M., Iversen, T., Kato, S., Kinne, S., Kirkevåg, A., Knapp, K. R., Lacis, A., Laszlo, I., ... Yang, F. (1998). Intercomparison of models representing direct shortwave radiative forcing by sulfate aerosols. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 103(D14), 16979–16998. <https://doi.org/10.1029/98JD00997>

- Burgos, M. A., Mateos, D., Cachorro, V. E., Toledano, C., & de Frutos, A. M. (2016). Aerosol properties of mineral dust and its mixtures in a regional background of north-central Iberian Peninsula. *Science of The Total Environment*, 572, 1005–1019. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2016.08.001>
- Cachorro, V. E., Antuña-Sanchez, J. C., & De Frutos, Á. M. (2022). SSolar-GOA v1.0: a simple, fast, and accurate Spectral SOLAR radiative transfer model for clear skies. *Geoscientific Model Development*, 15(4), 1689–1712. <https://doi.org/10.5194/gmd-15-1689-2022>
- Chen, A., Zhao, C., Shen, L., & Fan, T. (2023). Influence of aerosol properties and surface albedo on radiative forcing efficiency of key aerosol types using global AERONET data. *Atmospheric Research*, 282, 106519. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2022.106519>
- Di Biagio, C., Di Sarra, A., & Meloni, D. (2010). Large atmospheric shortwave radiative forcing by Mediterranean aerosols derived from simultaneous ground-based and spaceborne observations and dependence on the aerosol type and single scattering albedo. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(10). <https://doi.org/10.1029/2009JD012697>,
- Draxler, R. R., Spring, S., Maryland, U. S. A., & Hess, G. D. (1998). An Overview of the HYSPLIT_4 Modelling System for Trajectories, Dispersion, and Deposition. *Australian Meteorological Magazine*, 47, 295–308.
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., & 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. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<0590:VOAAOP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0590:VOAAOP>2.0.CO;2)
- Dubovik, O., & 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. <https://doi.org/10.1029/2000JD900282>
- Emde, C., Buras-Schnell, R., Kylling, A., Mayer, B., Gasteiger, J., Hamann, U., Kylling, J., Richter, B., Pause, C., Dowling, T., & Bugliaro, L. (2016). The libRadtran software package for radiative transfer calculations (version 2.0.1). *Geosci. Model Dev*, 9, 1647–1672. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1647-2016>
- Forster, P., Storelvmo, T., Armour, K., Collins, W., Dufresne, J., Frame, D., Lunt, D., Mauritsen, T., Palmer, M., Watanabe, M., Wild, M., & Zhang, H. (2021). The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity. In *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, 923–1054. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.009>
- Ghahreman, R., Gong, W., Beagley, S. R., Akingunola, A., Makar, P. A., & Leaitch, W. R. (2021). Modeling Aerosol Effects on Liquid Clouds in the Summertime Arctic. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(24). <https://doi.org/10.1029/2021JD034962>
- 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., & 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. <https://doi.org/10.5194/amt-12-169-2019>
- González, R. (2021). *Desarrollo de nuevos métodos de procesamiento de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico*. <https://doi.org/10.35376/10324/46439>
- Gramlich, Y., Siegel, K., Haslett, S. L., Cremer, R. S., Lunder, C., Kommula, S. M., Buchholz, A., Yttri, K. E., Chen, G., Krejci, R., Zieger, P., Virtanen, A., Riipinen, I., & Mohr, C. (2024). Impact of Biomass Burning on Arctic Aerosol Composition. *ACS Earth & Space Chemistry*, 8(5), 920–936. <https://doi.org/10.1021/acsearthspacechem.3c00187>
- Graßl, S., & Ritter, C. (2019). Properties of Arctic Aerosol Based on Sun Photometer Long-Term Measurements in Ny-Ålesund, Svalbard. *Remote Sensing*, 11(11), 1362. <https://doi.org/10.3390/rs11111362>
- Guan, H., Schmid, B., Bucholtz, A., & Bergstrom, R. (2010). Sensitivity of shortwave radiative flux density, forcing, and heating rate to the aerosol vertical profile. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 115(6). <https://doi.org/10.1029/2009JD012907>,
- Hansen, G., Kouremeti, N., Gilardoni, S., Stebel, K., Evangeliou, N., Ritter, C., Zielinski, T., Herrero, S., Kazadzis, S., Mateos, D., Mazzola, M., Pakszys, P., & Eleftheriadis, K. (2023). *Long-term observations of aerosol optical depth and their relation to in-situ aerosol properties in the Svalbard region (LOAD-RIS)*. <https://doi.org/10.5281/ZENODO.7376140>
- Hansen, J., & Nazarenko, L. (2004). Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(2), 423–428. <https://doi.org/10.1073/pnas.2237157100>
- Herrero, S. (2019). *Caracterización de las propiedades ópticas y microfísicas de tres tipos de aerosoles atmosféricos durante tres eventos de alta turbiedad en Castilla y León*. <https://uvadoc.uva.es/handle/10324/40254>
- Herrero, S. (2021). *Análisis de la presencia de una pluma de aerosol mineral en el Ártico detectada mediante fotometría solar*. <https://uvadoc.uva.es/handle/10324/49602>
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., & Smirnov, A. (1998). AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1–16. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(98\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(98)00031-5)
- Jacob, D. J. (1999). *Introduction to atmospheric chemistry*. Princeton University Press.
- Kasten, F., & Young, A. T. (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28(22), 4735. <https://doi.org/10.1364/AO.28.004735>
- Kohanovsky, A. A. (2008). *Aerosol Optics*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-49909-1>

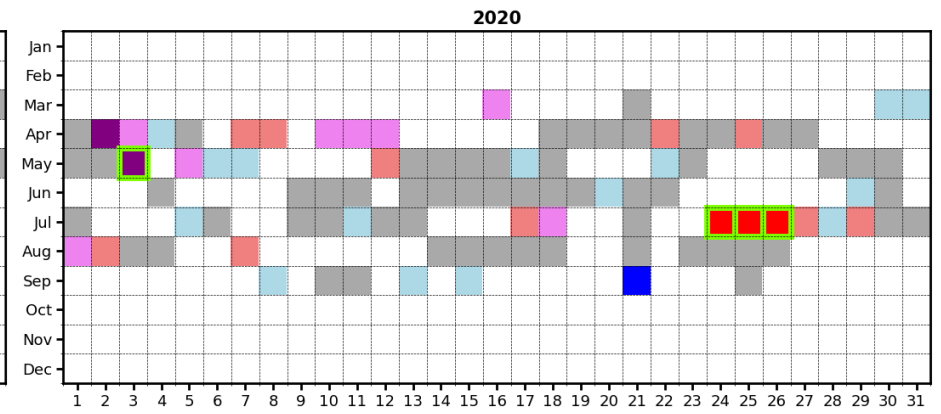
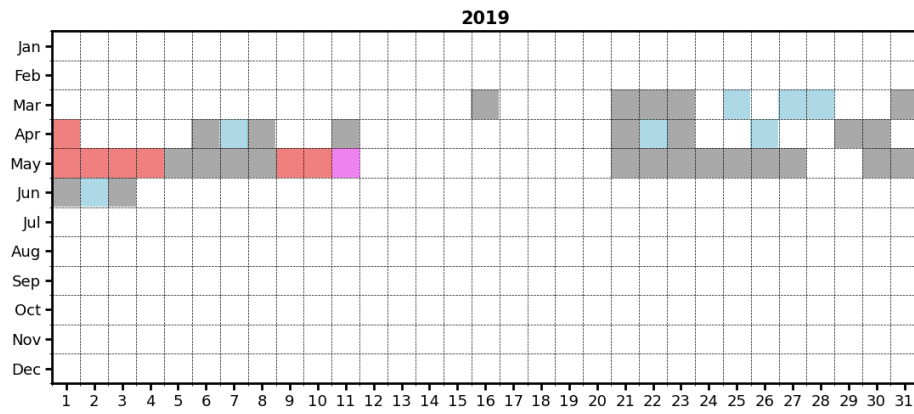
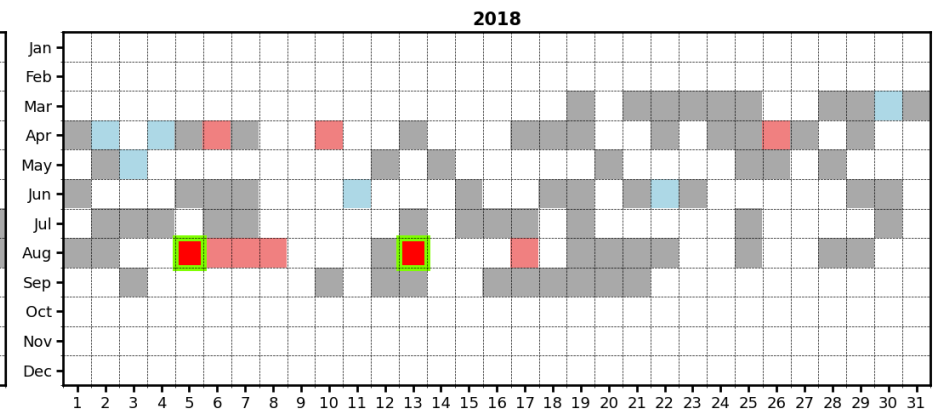
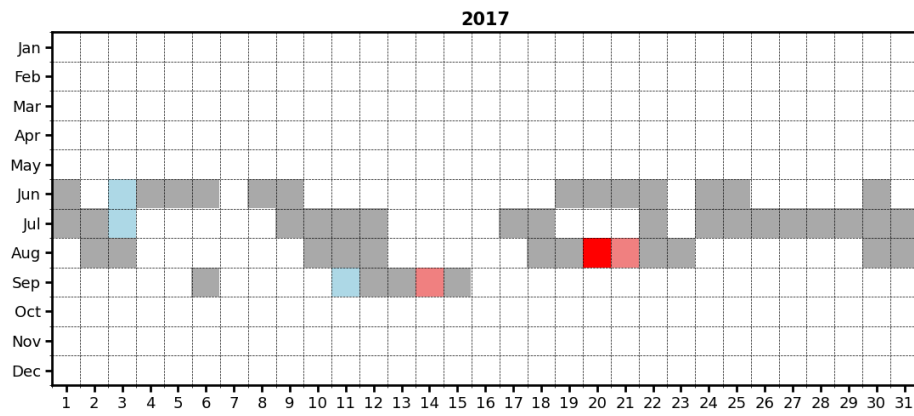
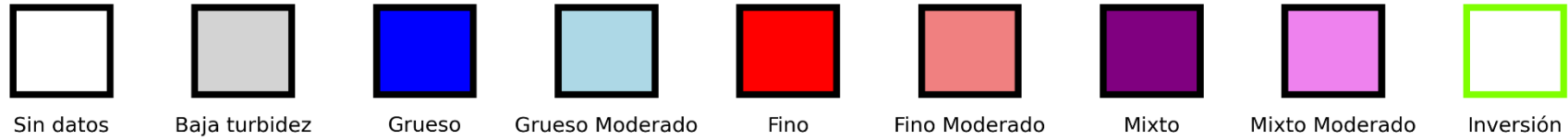
- Konovalov, I. B., Lvova, D. A., Beekmann, M., Jethva, H., Mikhailov, E. F., Paris, J.-D., Belan, B. D., Kozlov, V. S., Ciaïș, P., & Andreae, M. O. (2018). Estimation of black carbon emissions from Siberian fires using satellite observations of absorption and extinction optical depths. *Atmos. Chem. Phys*, *18*, 14889–14924. <https://doi.org/10.5194/acp-18-14889-2018>
- Liou, K.-N. (2002). *An Introduction to Atmospheric Radiation*. <https://shop.elsevier.com/books/an-introduction-to-atmospheric-radiation/liou/978-0-12-451451-5>
- Mallet, M., Dulac, F., Formenti, P., Nabat, P., Sciare, J., Roberts, G., Pelon, J., Ancellet, G., Tanré, D., Parol, F., Denjean, C., Brogniez, G., Di Sarra, A., Alados-Arboledas, L., Arndt, J., Auriol, F., Blarel, L., Bourriane, T., Chazette, P., ... Zapf, P. (2016). Overview of the Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment/Aerosol Direct Radiative Forcing on the Mediterranean Climate (ChArMEx/ADRI-MED) summer 2013 campaign. *Atmos. Chem. Phys*, *16*, 455–504. <https://doi.org/10.5194/acp-16-455-2016>
- Markowicz, K. M., Lisok, J., & Xian, P. (2017). Simulations of the effect of intensive biomass burning in July 2015 on Arctic radiative budget. *Atmospheric Environment*, *171*, 248–260. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2017.10.015>
- Mateos, D., Antón, M., Toledano, C., Cachorro, V. E., Alados-Arboledas, L., Sorribas, M., Costa, M. J., & Baldasano, J. M. (2014). Aerosol radiative effects in the ultraviolet, visible, and near-infrared spectral ranges using long-term aerosol data series over the Iberian Peninsula. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *14*(24), 13497–13514. <https://doi.org/10.5194/acp-14-13497-2014>
- Mateos, D., Cachorro, V. E., Velasco-Merino, C., O'Neill, N. T., Burgos, M. A., Gonzalez, R., Toledano, C., Herreras, M., Calle, A., & de Frutos, A. M. (2020). Comparison of three different methodologies for the identification of high atmospheric turbidity episodes. *Atmospheric Research*, *237*, 104835. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.2019.104835>
- Mayer, B., & Kylling, A. (2005). Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations-description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys*, *5*, 1855–1877. www.atmos-chem-phys.org/acp/5/1855/SRef-ID:1680-7324/acp/2005-5-1855EuropeanGeosciencesUnion
- Mayer, B., Kylling, A., Emde, C., Buras, R., Gasteiger, J., Jakub, F., Hamann, U., & Richter, B. (2025). *Edition for libRadtran version 2.0.6 libRadtran user's guide*.
- O'Neill, N. T., Eck, T. F., Smirnov, A., Holben, B. N., & Thulasiraman, S. (2003). Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D17). <https://doi.org/10.1029/2002JD002975>
- Perovich, D., Meier, W., Tschudi, M., Hendricks, S., Petty, A. A., Divine, D., Farrell, S., Gerland, S., Haas, C., Kaleschke, L., Pavlova, O., Ricker, R., Tian-Kunze, X., Webster, M., & Wood, K. (2020). *Arctic Report Card 2020: Sea Ice*. <https://doi.org/10.25923/N170-9H57>

- Popovicheva, O. B., Chichaeva, M. A., Evangeliou, N., Eckhardt, S., Diapouli, E., & Kasimov, N. S. (2024). Multi-year black carbon observations and modeling close to the largest gas flaring and wildfire regions (Western Siberian Arctic). *EGUsphere*, 1–44. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-3124>
- Prats, N. (2009). *Utilización del fotómetro cimel (aeronet) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la península ibérica* [Universidad de Valladolid]. <https://portaldelaciencia.uva.es/documentos/619ca099a08dbd1b8f9f09ca>
- Quinn, P. K., Shaw, G., Andrews, E., Dutton, E. G., Ruoho-Airola, T., & Gong, S. L. (2007). Arctic haze: Current trends and knowledge gaps. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 59(1), 99–114. <https://doi.org/10.1111/J.1600-0889.2006.00236.X>
- Román, R., González, R., Toledano, C., Barreto, Á., Pérez-Ramírez, D., Benavent-Oltra, J. A., Olmo, F. J., Cachorro, V. E., Alados-Arboledas, L., & de Frutos, Á. M. (2020). Correction of a lunar-irradiance model for aerosol optical depth retrieval and comparison with a star photometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(11), 6293–6310. <https://doi.org/10.5194/amt-13-6293-2020>
- Schuster, G. L., Dubovik, O., & Holben, B. N. (2006). Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 111(D7), 2005JD006328. <https://doi.org/10.1029/2005JD006328>
- Seinfeld, J. H., & Spyros, P. (2016). *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change* (1st ed). John Wiley & Sons, Incorporated.
- Seo, M., Kim, H. C., Seong, N. H., Sim, S., & Han, K. S. (2023). Variability of Surface Radiation Budget over Arctic during Two Recent Decades from Perspective of CERES and ERA5 Data. *Remote Sensing*, 15(3). <https://doi.org/10.3390/RS15030829>
- Shindell, D., Faluvegi, G., Nazarenko, L., Bowman, K., Lamarque, J.-F., Voulgarakis, A., Schmidt, G. A., Pechony, O., & Ruedy, R. (2013). Attribution of historical ozone forcing to anthropogenic emissions. *Nature Climate Change*, 3(6), 567–570. <https://doi.org/10.1038/nclimate1835>
- Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Dubovik, O., & Slutsker, I. (2000). Cloud-Screening and Quality Control Algorithms for the AERONET Database. *Remote Sensing of Environment*, 73(3), 337–349. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(00\)00109-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00109-7)
- Stamnes, K., Thomas, G. E., & Stamnes, J. J. (2017). *Radiative transfer in the atmosphere and ocean* (2nd ed). Cambridge university press.
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., & Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059–2077. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>

- Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P. (2013). Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Szopa, S., Naik, V., Adhikary, B., Artaxo, P., Berntsen, T., Collins, W., Fuzzi, L., Gallardo, A., Kiendler-Scharr, A., Kilmont, Z., Liao, H., Unger, N., & Zanis, P. (2021). *Short-lived Climate Forcers*. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.008>
- 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*. <https://doi.org/10.35376/10324/29641>
- Toledano, C., González, R., Fuertes, D., Cuevas, E., Eck, T. F., Kazadzis, S., Kouremeti, N., Gröbner, J., Goloub, P., Blarel, L., Román, R., Barreto, Á., Berjón, A., Holben, B. N., & Cachorro, V. E. (2018). Assessment of Sun photometer Langley calibration at the high-elevation sites Mauna Loa and Izaña. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(19), 14555–14567. <https://doi.org/10.5194/acp-18-14555-2018>
- Tomasi, C., Kokhanovsky, A. A., Lupi, A., Ritter, C., Smirnov, A., O'Neill, N. T., Stone, R. S., Holben, B. N., Nyeki, S., Wehrli, C., Stohl, A., Mazzola, M., Lanconelli, C., Vitale, V., Stebel, K., Aaltonen, V., De Leeuw, G., Rodriguez, E., Herber, A. B., ... Piketh, S. J. (2015). Aerosol remote sensing in polar regions. *Earth-Science Reviews*, 140, 108–157. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.001>
- Tomshin, O., & Solovyev, V. (2022). Features of the Extreme Fire Season of 2021 in Yakutia (Eastern Siberia) and Heavy Air Pollution Caused by Biomass Burning. *Remote Sensing* 2022, Vol. 14, Page 4980, 14(19), 4980. <https://doi.org/10.3390/RS14194980>
- Torres, B., Dubovik, O., Fuertes, D., Schuster, G., Cachorro, V. E., Lapyonok, T., Goloub, P., Blarel, L., Barreto, A., Mallet, M., Toledano, C., & Tanré, D. (2017). Advanced characterisation of aerosol size properties from measurements of spectral optical depth using the GRASP algorithm. *Atmos. Meas. Tech*, 10, 3743–3781. <https://doi.org/10.5194/amt-10-3743-2017>
- Velasco, C. (2020). *Identificación de tipos de aerosol mediante medidas fotométricas. Aplicación al transporte de aerosol sahariano hasta el Caribe*. <https://doi.org/10.35376/10324/46441>
- Villar, B. (2020). *Transporte de la contaminación hacia el Polo Norte*. <https://uvadoc.uva.es/handle/10324/44456>
- Willeke, K., & Baron, P. A. (2005). *Aerosol measurement: principles, techniques, and applications* (2nd ed). Wiley-Interscience.
- Winker, D. M., Hunt, W. H., & McGill, M. J. (2007). Initial performance assessment of CALIOP. *Geophysical Research Letters*, 34(19). <https://doi.org/10.1029/2007GL030135>,

- Winker, D. M., Pelon, J. R., & McCormick, M. P. (2003). CALIPSO mission: spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. *https://Doi.Org/10.1117/12.466539, 4893*, 1–11. <https://doi.org/10.1117/12.466539>
- Yttri, K. E., Bäcklund, A., Conen, F., Eckhardt, S., Evangeliou, N., Fiebig, M., Kasper-Giebl, A., Gold, A., Gundersen, H., Lund Myhre, C., Platt, S. M., Simpson, D., Surratt, J. D., Szidat, S., Rauber, M., Tørseth, K., Album Ytre-Eide, M., Zhang, Z., & Aas, W. (2024). Composition and sources of carbonaceous aerosol in the European Arctic at Zeppelin Observatory, Svalbard (2017 to 2020). *Atmos. Chem. Phys*, *24*, 2731–2758. <https://doi.org/10.5194/acp-24-2731-2024>
- Zielinski, T., Bolzacchini, E., Cataldi, M., Ferrero, L., Graßl, S., Hansen, G., Mateos, D., Mazzola, M., Neuber, R., Pakszys, P., Posyniak, M., Ritter, C., Severi, M., Sobolewski, P., Traversi, R., & Velasco-Merino, C. (2020). Study of Chemical and Optical Properties of Biomass Burning Aerosols during Long-Range Transport Events toward the Arctic in Summer 2017. *Atmosphere*, *11*(1), 84. <https://doi.org/10.3390/atmos11010084>

Anexo I



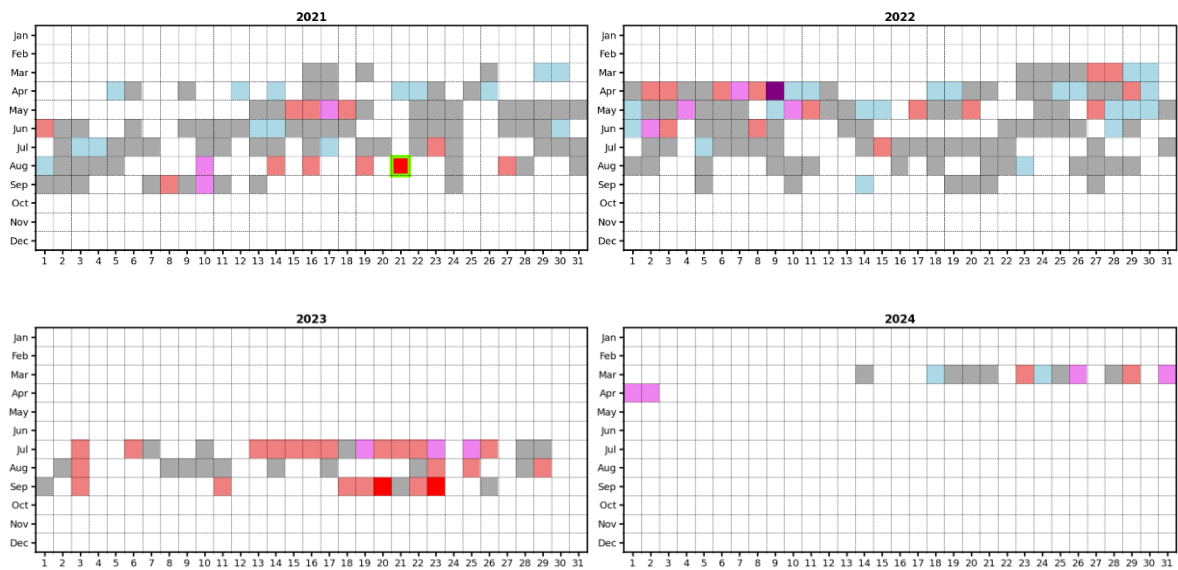
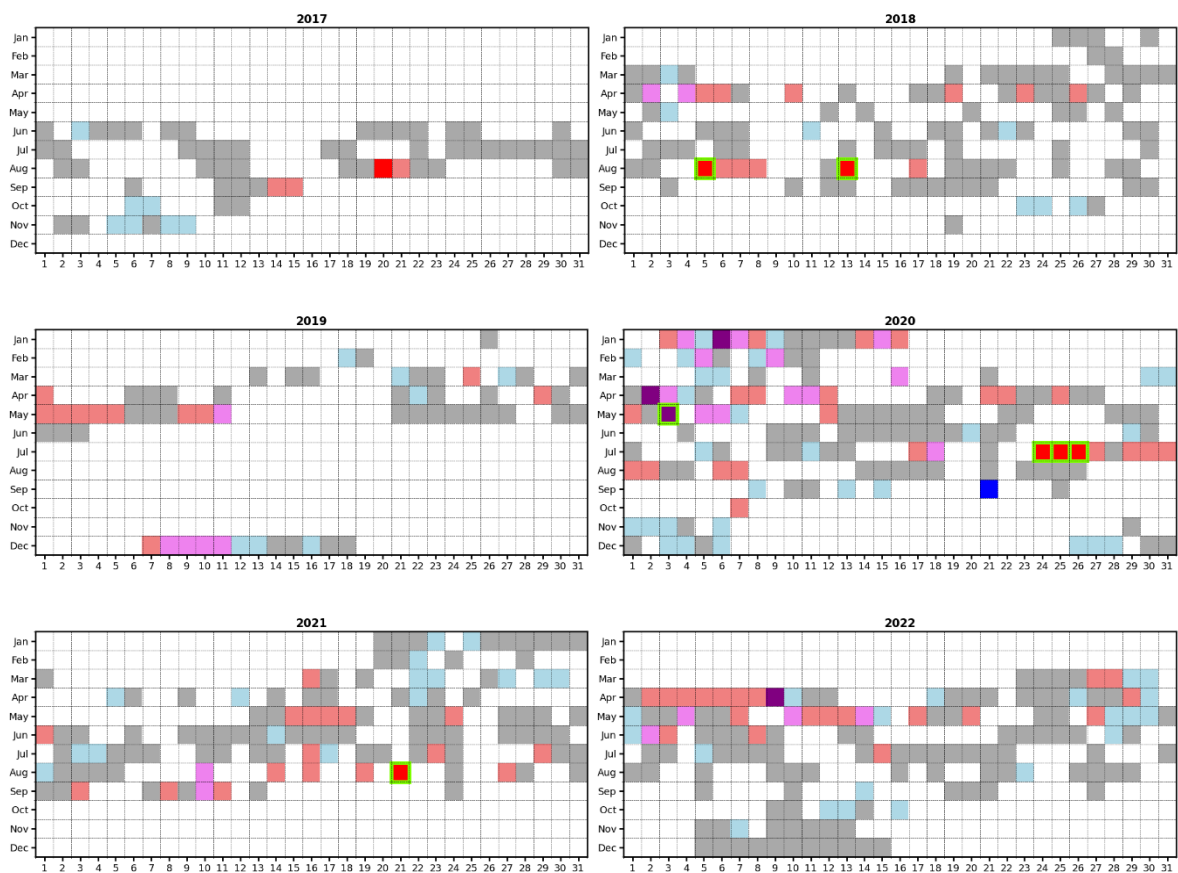


Figura A1: Calendario de los eventos de alta turbiedad obtenidos con la clasificación propuesta por Mateos et al. (2020) observados en la estación de Ny-Ålesund entre 2017 y 2024. Cada celda representa un día del año y está codificada por colores según el tipo de evento registrado, disponibilidad de datos, etc. Los días seleccionados para el análisis fueron aquellos con productos de inversión disponibles y son los que se han marcado con bordes fluorescentes. En resumen esta figura muestra visualmente la Tabla 3.2 y 3.3 de la sección de resultados.



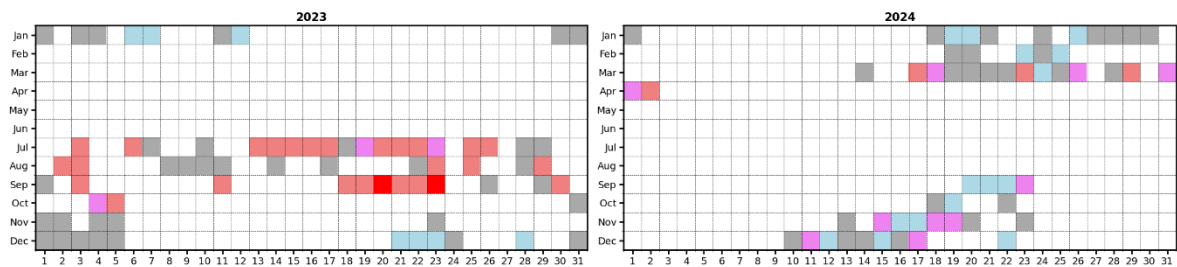


Figura A2: Calendario de los eventos de alta turbiedad obtenidos con la clasificación propuesta por Mateos et al. (2020) combinando datos de fotometría solar y lunar. En resumen esta figura representa visualmente la Tabla A1.

Tabla A1: Resumen global de la serie temporal con datos de fotometría solar y lunar (Ny-Ålesund, 2017-2024).

	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024
Baja Turbiedad	50	83	36	73	80	93	35	27
Fino	1	2	0	3	1	0	2	0
Fino Moderado	3	10	11	22	17	20	25	4
Grueso	0	0	0	2	0	0	0	0
Grueso Moderado	7	7	7	28	16	20	7	15
Mezcla	0	0	0	3	0	1	0	0
Mezcla Moderado	0	2	5	12	2	4	3	10
Sin datos	304	261	306	223	249	227	293	310
Días Disponibles	61	104	59	143	116	138	72	56

Anexo II

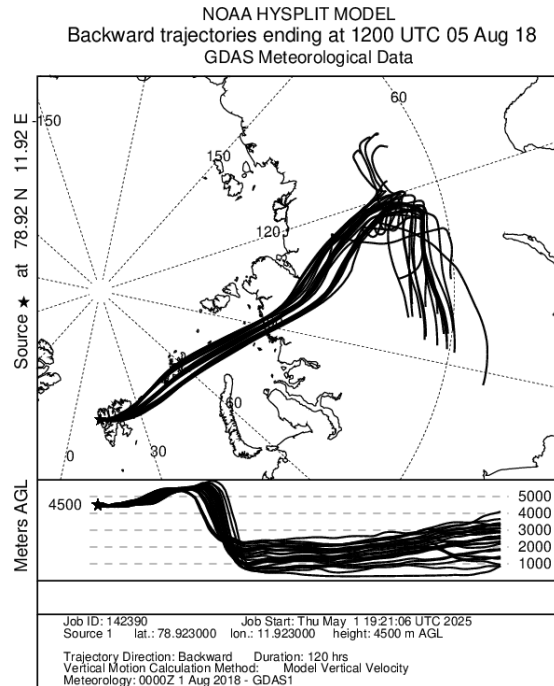


Figura A3: Retrotrayectorias en modo ensemble calculadas para un periodo de 120 horas para el 5 de agosto de 2018 a las 12:00 UTC, con altura de llegada de 4500 m en la estación (Ny-Ålesund).

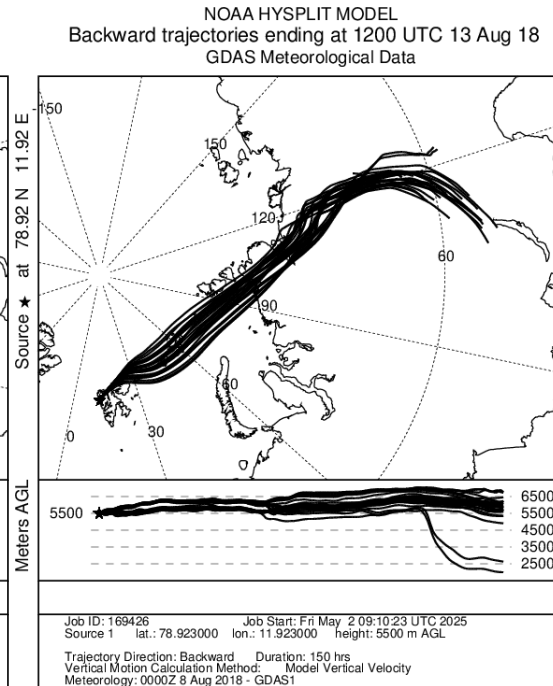


Figura A4: Retrotrayectorias en modo ensemble calculadas para un periodo de 150 horas para el 13 de agosto de 2018 a las 12:00 UTC, con altura de llegada de 5500 m en la estación (Ny-Ålesund).

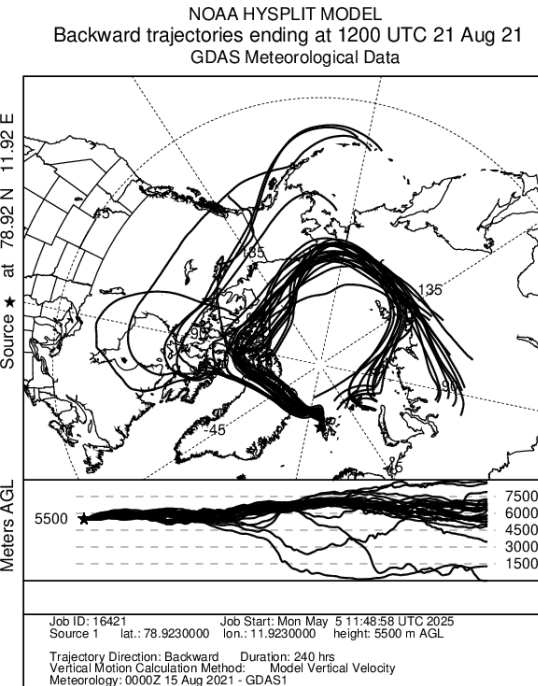


Figura A5: Retrotrayectorias en modo ensemble calculadas para un periodo de 240 horas para el 21 de agosto de 2021 a las 12:00 UTC, con altura de llegada de 5500 m en la estación (Ny-Ålesund).

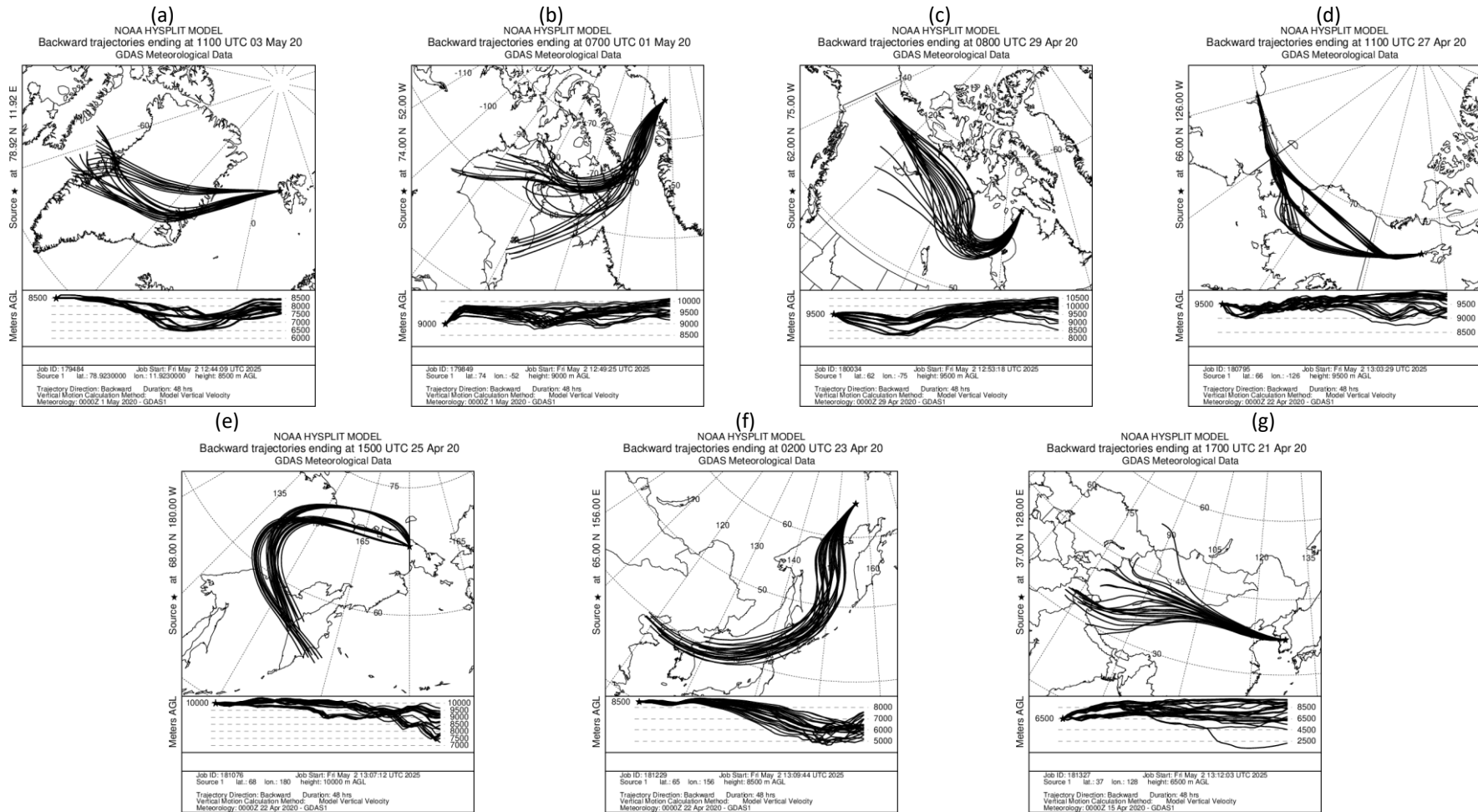


Figura A6: Retro trayectorias en modo ensemble calculadas con HYSPLIT: (a) del 3 al 1 de mayo de 2020, (b) del 1 de mayo al 29 de abril, (c) del 29 al 28 de abril, (d) del 27 al 25 de abril, (e) del 25 al 23 de abril, (f) del 23 al 21 de abril y (g) del 21 al 19 de abril. Figura adaptada de Herrero (2021).

Anexo III

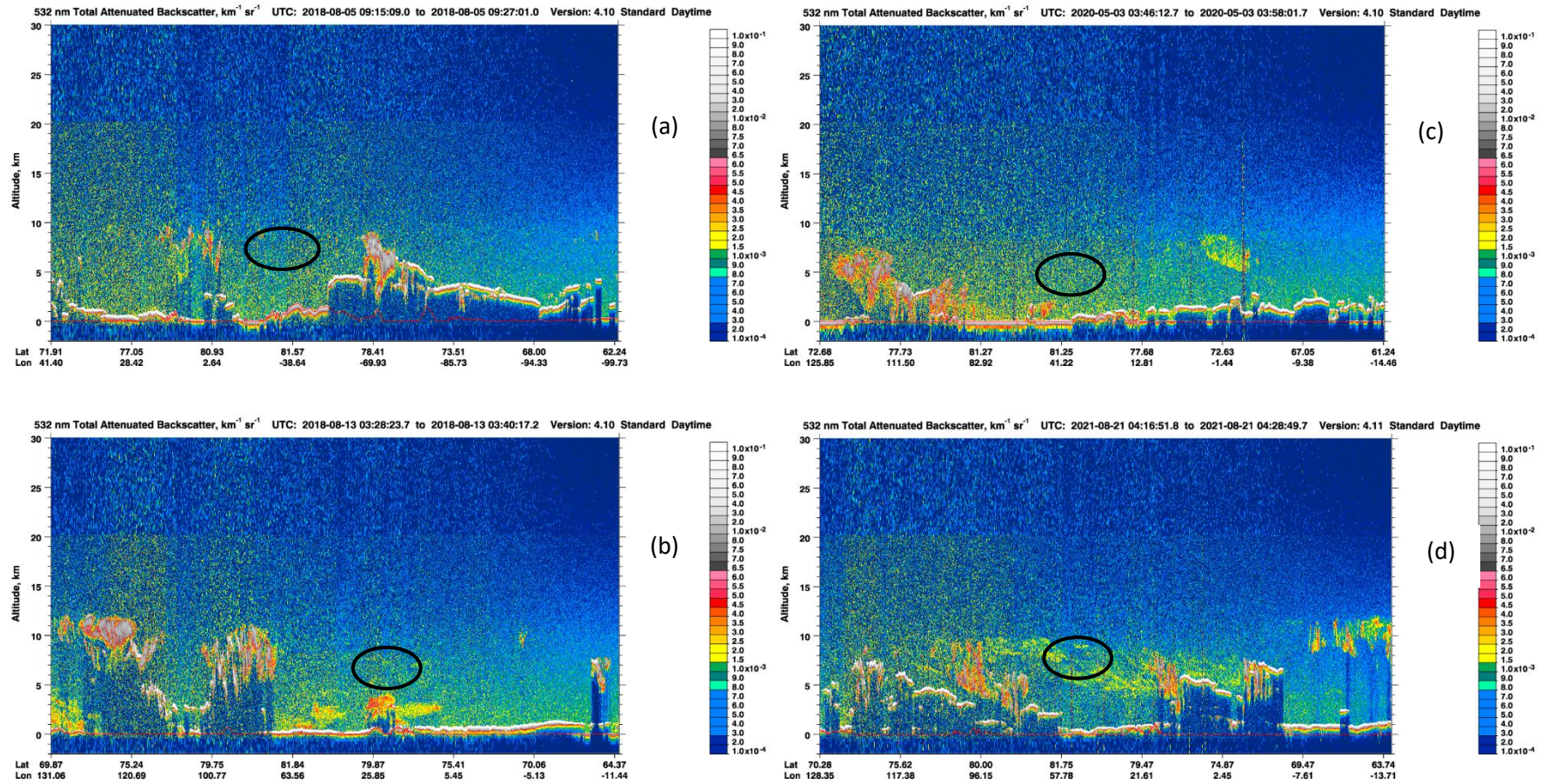


Figura A7: Perfiles de retrodispersión a 532 nm obtenidos de CALIPSO para los eventos seleccionados. (a) 5 de agosto de 2018, (b) 13 de agosto de 2018, (c) 3 de mayo de 2020 y (d) 21 de agosto de 2021. El círculo negro indica la zona de interés por la cercanía a las coordenadas de la estación Ny-Ålesund y la capa de aerosoles detectada.

Anexo IV

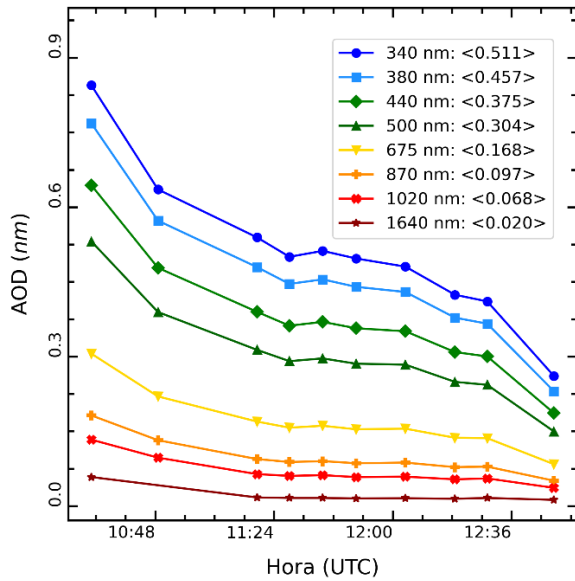


Figura A8: Serie de datos de AOD para el 5 de agosto de 2018. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

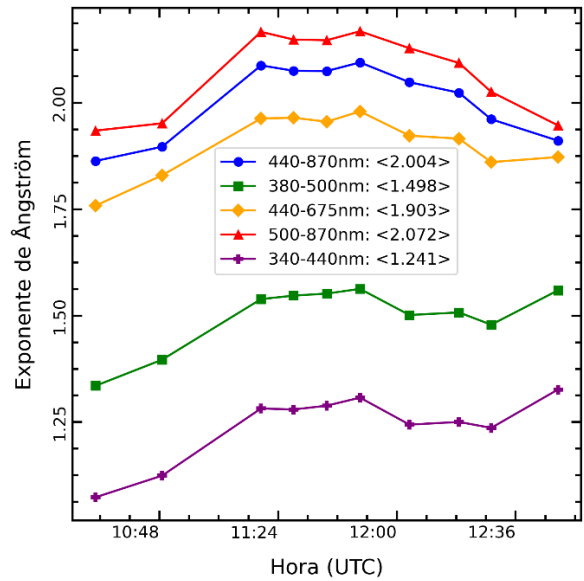


Figura A9: Serie de datos de AE para el 5 de agosto de 2018. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

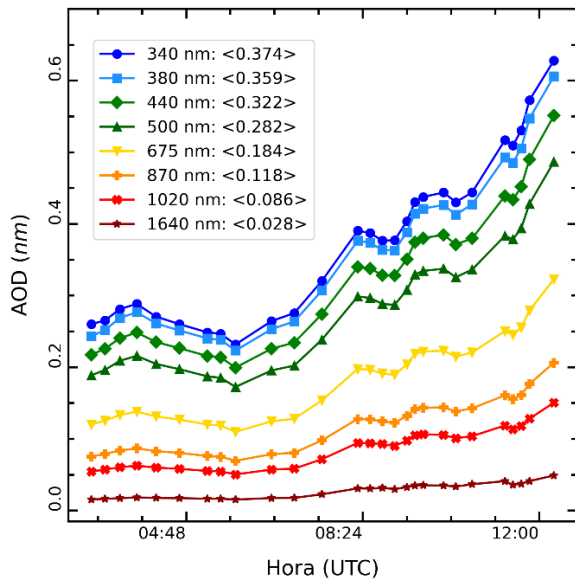


Figura A10: Serie de datos de AOD para el 13 de agosto de 2018. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

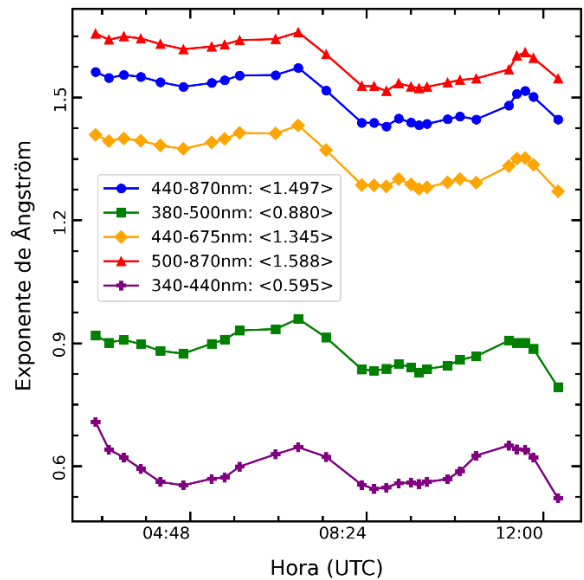


Figura A11: Serie de datos de AE para el 13 de agosto de 2018. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

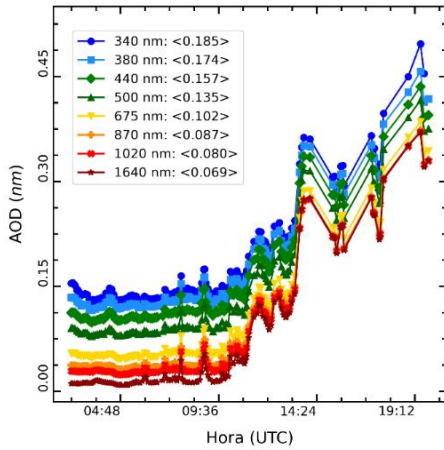


Figura A12: Serie de datos de AOD para el 3 de mayo de 2020. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

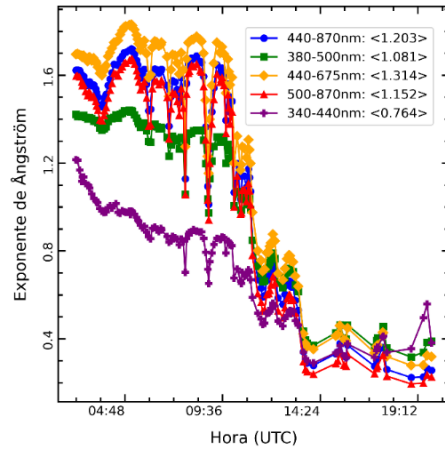


Figura A13: Serie de datos de AE para el 3 de mayo de 2020. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

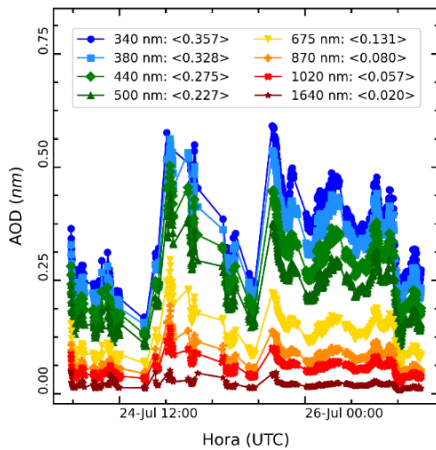


Figura A14: Serie de datos de AOD para el 24, 25 y 26 de julio de 2020. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

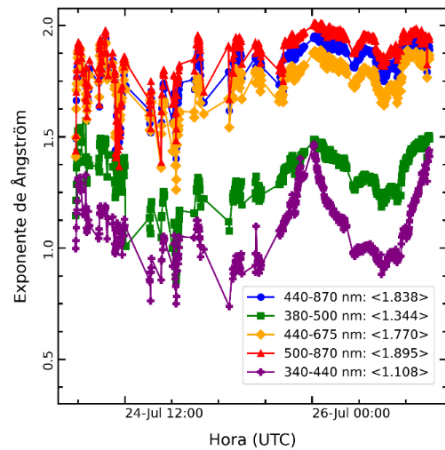


Figura A15: Serie de datos de AE para el 24, 25 y 26 de julio de 2020. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

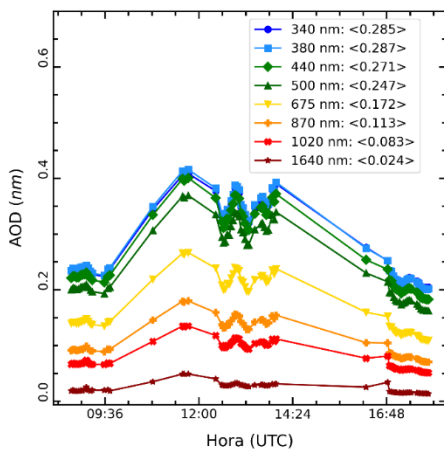


Figura A16: Serie de datos de AOD para el 21 de agosto de 2021. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

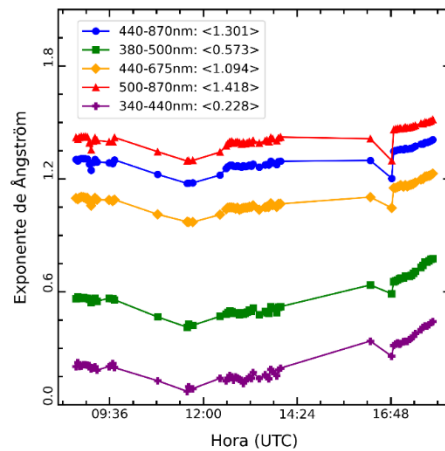


Figura A17: Serie de datos de AE para el 21 de agosto de 2021. Los datos corresponden al producto AOD de nivel 2.0 de la red AERONET.

Anexo V



Figura A18: Mapa de anomalías térmicas e incendios activos en Siberia, al noroeste del lago Baikal, detectados por el sensor Modis de la NASA para el 24 de junio de 2018.

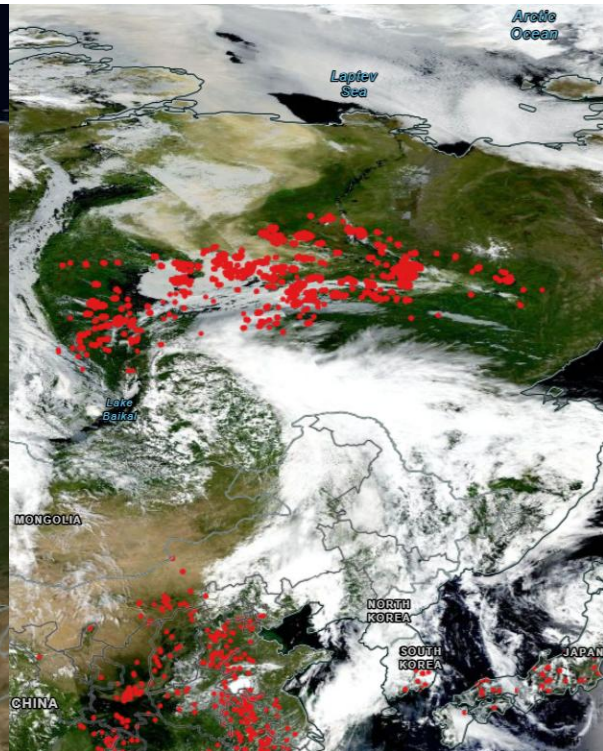


Figura A19: Mapa de anomalías térmicas e incendios activos en Siberia, al noreste del lago Baikal detectados por el sensor Modis de la NASA para el 1 de agosto de 2021.

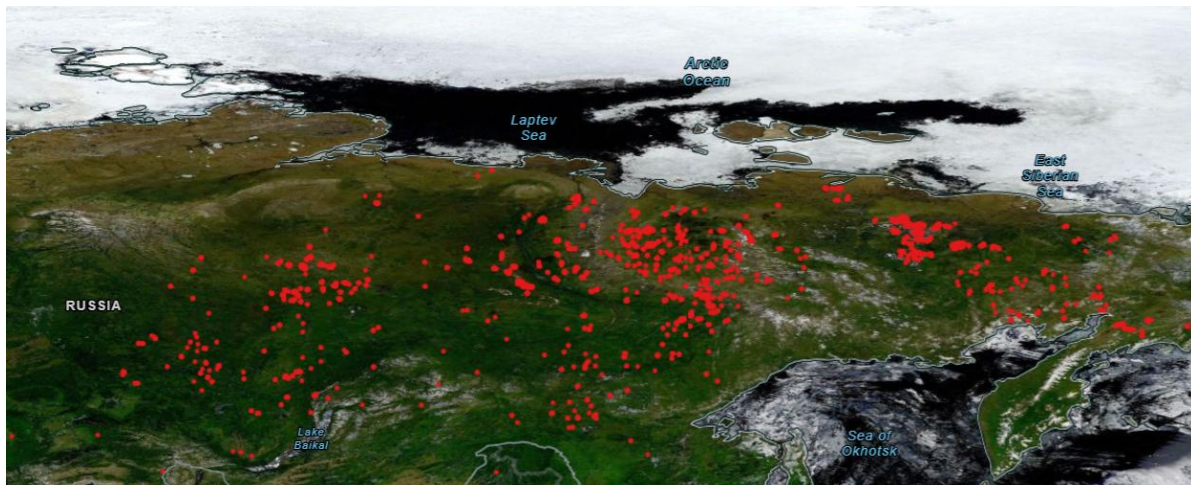


Figura A20: Mapa de anomalías térmicas e incendios activos en Siberia, detectados por el sensor Modis de la NASA para el 1 de julio de 2020.