



Universidad de Valladolid



TRABAJO FIN DE MÁSTER

Máster de Investigación: Máster en Física

Especialidad: Atmósfera y Clima

ANÁLISIS DE LA PRESENCIA DE UNA PLUMA DE AEROSOL MINERAL EN EL ÁRTICO DETECTADA MEDIANTE FOTOMETRÍA SOLAR

Autora: Sara Herrero Anta

Tutores: Roberto Román Díez

David Mateos Villán

Valladolid, 28 de junio del 2021

Índice general

Resumen.....	1
Abstract	2
Capítulo 1: Introducción	3
1.1 El aerosol atmosférico.....	3
1.1.1. Propiedades de los aerosoles.....	4
1.1.2. Clasificación de los aerosoles	9
1.1.3. Medida de los aerosoles.....	12
1.2 El Ártico	13
1.3 Objetivos	16
Capítulo 2: Instrumentación y metodología.....	18
2.1 Estaciones de medida.....	18
2.2 Fotometría solar	18
2.3 LIDAR.....	22
2.3.1 CALIOP.....	24
2.3.2 KARL	26
2.3.3 MPL	26
2.4 Modelos	27
2.4.1 HYSPLIT	27
2.4.2 FLEXPART	28
2.5 Metodología.....	29
Capítulo 3: Resultados	32
3.1 Medidas en superficie	32
3.1.1 Fotometría solar.....	32
3.1.2 Lidar	34
3.2 Medidas de satélite	40
3.3 Modelos e identificación de la fuente de origen	42
3.3.1 Combinación HYSPLIT-CALIOP.....	42
3.3.2 Simulaciones con FLEXPART y el módulo FLEXDUST	53
3.3.3 Información adicional.....	57
Capítulo 4: Discusión y conclusiones.....	59
Referencias	62

Resumen

Los aerosoles atmosféricos son pequeñas partículas, líquidas o sólidas, que se encuentran suspendidas en la atmósfera. Los informes difundidos públicamente por el Panel Intergubernamental del Cambio Climático (IPCC) señalan que, actualmente, los aerosoles constituyen la mayor fuente de incertidumbre en la determinación del cambio climático que está experimentando el planeta Tierra a nivel global. Además, la presencia de aerosoles en zonas polares puede llegar a tener efectos mucho más significativos que en otras partes del planeta debido a la elevada sensibilidad climática que presentan estas zonas.

La importancia del estudio de los aerosoles ha llevado a la creación de extensas redes de monitorización a nivel de superficie terrestre, así como a la puesta en órbita de satélites dedicados principalmente al estudio de sus interacciones con la radiación y los procesos en los que intervienen. Una de estas redes de monitorización es AERONET (AErosol RObotic NETwork), cuyas estaciones se encuentran repartidas por todo el mundo y constituye, con su instrumento estándar de medida el fotómetro CE318 (*Cime/ Electronique SAS*), la mayor red de monitorización de aerosoles. Además, las medidas que AERONET proporciona también son utilizadas para validar otro tipo de instrumentos o modelos cuyo objeto de estudio sean los aerosoles atmosféricos.

Este trabajo se centra en el estudio de aerosoles atmosféricos en el área del círculo polar Ártico y, particularmente, en aquellos de tipo mineral. A lo largo de la investigación se desarrolla inicialmente una visión general del concepto de aerosol y del lugar de estudio, el Ártico, junto con la descripción de la instrumentación utilizada. A continuación, se lleva a cabo un análisis multi-instrumental para caracterizar la intrusión de una pluma de aerosol mineral en la localidad de Ny-Ålesund (Svalbard, Noruega). Dicha intrusión es detectada gracias a un fotómetro CE318-T perteneciente a la red AERONET ubicado en dicho lugar. Finalmente, se realiza un seguimiento utilizando varias metodologías para conocer su origen y las rutas de transporte que han llevado este aerosol hasta el Ártico.

Este análisis ha permitido corroborar la eficacia de la fotometría solar en el estudio de los aerosoles, así como conocer y combinar diversa instrumentación, metodologías y recursos para confirmar y ampliar la información ofrecida por un fotómetro solar.

Abstract

Atmospheric aerosols consist of small solid or liquid particles suspended in the air. Public analysis released by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) point out that, nowadays, atmospheric aerosols are the biggest source of uncertainty in the assessment of Climate Change. Evenmore, the presence of aerosols in polar regions could possibly be more significant due to the extreme sensibility these regions present to external changes.

The relevance of the study of aerosols has led to the implementation of different ground-based remote-sensing networks. In addition, several instruments onboard satellites have been launched in order to study the aerosol's behaviour as to radiation refers, as well as their role within different processes in the atmosphere. One of these ground-based networks is AERONET, which is distributed all across the globe, and stands up, with its standard measurement instrument the CE318 sunphotometer (*Cimel Electronique SAS*), as the principal remote-sensing network on the study of aerosols. The measurements provided by AERONET are used as reference values in the validation of other instruments or modelizations developed for the study of aerosols.

This work focuses on the study of atmospheric aerosols within the Arctic Circle, and, particularly, on those originated naturally with mineral composition. At the beginning of this work, a general introduction to the aerosol concept and the place of study is presented, altogether with a description of the employed instrumentation. Then, a multi-instrumental analysis is carried out in order to characterize the mineral aerosol plume intrusion which takes place in the town of study, Ny-Ålesund (Svalbard, Norway). This intrusion is initially detected thanks to the CE318-T sunphotometer belonging to AERONET placed in that town. Finally, several methodologies have been used in order to assess the origin of the aerosol and the transport paths that it follows on its way to the high Arctic.

This research provided a strong confidence about the effectiveness of sun photometers as instruments dedicated to the study of aerosols. It also shows the success of different instrumentation, methodologies and resources, as well as their combination, in order to support and extend the information provided by sun photometers.

Capítulo 1: Introducción

1.1 El aerosol atmosférico

Los aerosoles se definen como un conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en un medio gaseoso (Willeke and Baron, 1993). Se diferencia según su origen entre aerosoles naturales o antropogénicos. Se entienden por naturales aquellos de origen natural, siendo los más frecuentes los compuestos por cenizas volcánicas, polvo desértico, sal marina, esporas y polen, entre otros. Los aerosoles antropogénicos son los que derivan de la actividad humana, como el humo procedente de sistemas de calefacción, material emitido por la acción del tráfico rodado o partículas emitidas durante procesos industriales. También son aerosoles antropogénicos las partículas generadas en procesos fotoquímicos secundarios a partir de contaminantes precursores (Pöschl, 2005).

Las propiedades físicas, químicas y ópticas de los aerosoles, así como su concentración, varían en tiempo y espacio. El impacto de los aerosoles sobre el cambio climático dependerá por tanto de estas propiedades, y se suele caracterizar a través del forzamiento radiativo. El forzamiento radiativo es una medida del cambio neto en el balance de energía del sistema planetario debido a alguna perturbación impuesta. Suele expresarse en vatios por metro cuadrado (Wm^{-2}) y promediado para un periodo de tiempo concreto, y cuantifica el desequilibrio de energía que tiene lugar cuando dicho cambio impuesto ocurre. Otro parámetro similar es el “Effective Radiative Forcing”, que da cuenta también de los efectos indirectos. Estos parámetros permiten comparar de forma simple la respuesta del cambio climático a diversos factores, especialmente en términos de la temperatura media global. El forzamiento suele presentarse como el valor debido a cambios entre dos fechas concretas, que suelen ser la época preindustrial y la actualidad cuando se habla de cambio climático, aunque también puede darse su evolución temporal (Myhre et al., 2013).

Los aerosoles influyen sobre el forzamiento radiativo del sistema planetario de manera directa mediante la absorción, dispersión y emisión de radiación solar y térmica (Boucher et al., 2013). Los aerosoles actúan como núcleos de condensación en la formación de las nubes, por lo que también producen efectos indirectos en el forzamiento radiativo al ser capaces de alterar algunas propiedades de las nubes como el albedo o el tiempo de vida (Boucher et al., 2013). En este aspecto, pueden favorecer la producción de precipitación o, por el contrario, hacer que se forme un número de pequeñas gotas tan elevado que se inhiba la precipitación (Tomasi et al., 2015). Por todo ello, los aerosoles constituyen una de las mayores fuentes de incertidumbre en la modelización climática (ver Figura 1.1). No obstante, a pesar de su amplio rango de incertidumbre, hay una alta confianza en que los aerosoles han compensado el forzamiento positivo provocado por los gases de efecto invernadero tal y como se puede ver en la Figura 1.1 (Myhre et al., 2013).

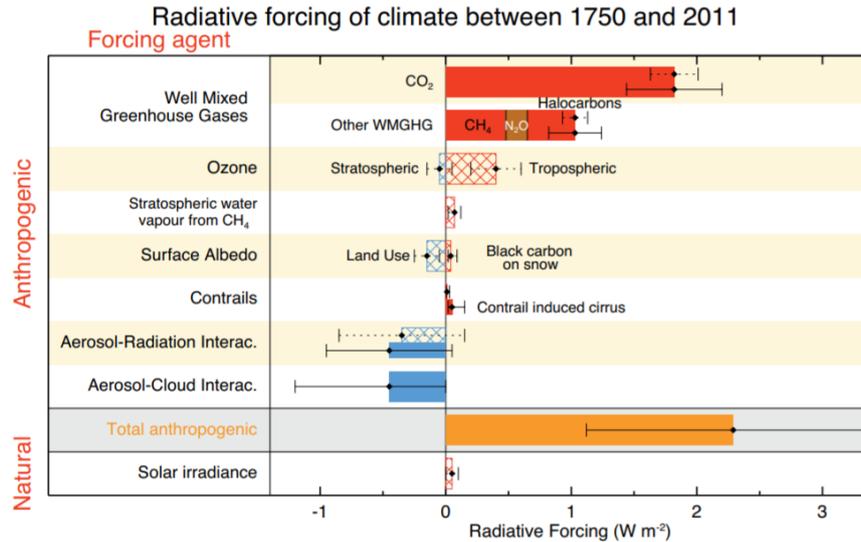


Figura 1.1. Diagrama de barras del Radiative Forcing (rayado) y Efective Radiative Forcing (sólido) para distintos factores en el periodo 1750-2011, junto con su incertidumbre asociada. Tomado de Myhre et al. (2013).

Además de su impacto radiativo, que afecta principalmente al tiempo y el clima, la deposición de los aerosoles afecta a los ecosistemas introduciendo nuevos compuestos, o aumentando la disponibilidad de ellos, que interaccionan con él. También la presencia de aerosoles atmosféricos afecta a la calidad del aire, pudiendo suponer un riesgo para la salud humana y de la vida salvaje, especialmente en el caso de los aerosoles de menor tamaño, pues consiguen llegar a introducirse en zonas profundas del tracto respiratorio (Obregón, 2012).

1.1.1. Propiedades de los aerosoles

Como se ha mencionado previamente, los aerosoles interaccionan con la radiación, y esta interacción viene determinada por sus características físicas, ópticas y químicas. En concreto, las partículas en la atmósfera introducen una discontinuidad en el índice de refracción con respecto al aire que las rodea, y dispersan luz en todas direcciones, aunque no de forma isótropa en general, comportamiento que queda explicado por la teoría de scattering de Mie (Mie, 1908; 1944). Se puede distinguir entre propiedades microfísicas, que son aquellas relativas al tamaño y la forma, y las propiedades ópticas, que caracterizan su interacción con la radiación, presentando un comportamiento espectral ya que suelen depender con la longitud de onda incidente (Toledano, 2005).

A continuación, se exponen algunos de los parámetros más importantes a la hora de estudiar los aerosoles atmosféricos y que han sido utilizados en este trabajo.

- **Espesor óptico de aerosoles**

La ecuación de transferencia radiativa en aproximación de atmósfera plano-paralela para un haz de luz directo proveniente del sol atravesando la atmósfera puede expresarse por medio de la ley de Beer-Bouguer-Lambert (Liou, 2002):

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{-\tau(\lambda)m} \quad (1)$$

donde I es la irradiancia directa medida a nivel de superficie, I_0 es la irradiancia extraterrestre (ver Figura 1.2), τ es el espesor óptico total de la atmósfera (espesor de toda la columna atmosférica) y m es la masa óptica relativa. La masa óptica se define como la razón entre el espesor óptico atmosférico en la vertical y el espesor óptico atmosférico en la dirección del sol respecto al observador, definida por el ángulo cenital solar (θ).

La ecuación (1) expresa la atenuación que sufre la radiación solar al atravesar la atmósfera, despreciando las contribuciones debidas a la radiación emitida por el sistema Tierra-Atmósfera y el scattering, o dispersión, múltiple.

Dentro del modelo de atmósfera plano-paralela, la masa óptica se puede expresar en función del ángulo cenital solar como:

$$m = \sec(\theta) \quad (2)$$

Esta aproximación es válida hasta una elevación solar de 30° . Por debajo de este valor, la curvatura de la Tierra, la refracción en el aire y el scattering múltiple suponen una gran fuente de error. Otras fórmulas empíricas como la de Kasten and Young (1989) proporcionan mayor precisión.

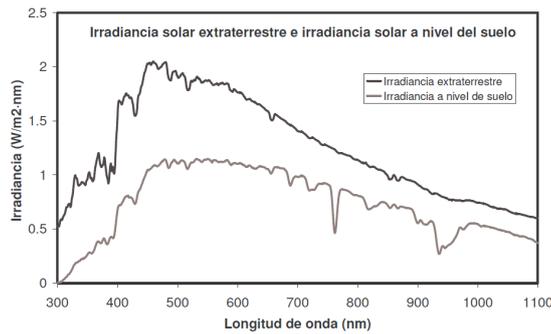


Figura 1.2. Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo (para $\theta=56^\circ$). Tomado de Toledano, 2005.

En la ecuación (1) el espesor óptico, ($\tau(\lambda)$), representa la disminución en intensidad que la radiación sufre al atravesar toda una columna atmosférica. Por tanto, esta magnitud está integrada a toda la columna y surge a partir de:

$$\tau(\lambda) = \int \alpha_{tot} dr \quad (3)$$

donde α_{tot} es el coeficiente de extinción, que tiene unidades de la inversa de la longitud. El coeficiente de extinción es la fracción de radiación perdida por unidad de longitud atravesada en el medio. Por tanto, el espesor óptico constituye la extinción integrada a toda la columna atmosférica. El coeficiente de extinción es la suma de dos procesos: el scattering y la absorción de la radiación.

Esta extinción no se debe únicamente a la interacción de la radiación con los aerosoles, sino también con diversos gases presentes en la atmósfera. Actualmente los algoritmos de procesamiento del AOD utilizan información auxiliar, como la presión local y la cantidad en columna de determinadas especies de gases (González et al., 2020) para poder conocer la contribución no debida a los aerosoles al espesor óptico total. Esta

información permite diferenciar la aportación de los aerosoles al espesor óptico total, AOD ($\tau_a(\lambda)$), sin más que tener en cuenta:

$$\tau(\lambda) = -\frac{1}{m} \ln\left(\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)}\right) \quad (4)$$

$$\tau_a(\lambda) = \tau(\lambda) - \tau_R(\lambda) - \tau_g(\lambda) \quad (5)$$

donde $\tau_R(\lambda)$ representa el espesor óptico de la extinción producida por los gases atmosféricos mediante el scattering molecular de Rayleigh, y $\tau_g(\lambda)$ la extinción debida a la absorción selectiva de estos gases. Cabe mencionar que los valores de AOD se calculan para situaciones de cielo despejado, por tanto, no se considera el espesor óptico de las nubes (González, 2021). El espesor óptico de aerosoles también se podría separar en dos componentes: la extinción por scattering, definido por la teoría de Mie, y la extinción por absorción, con una variación espectral más suave que en el caso de los gases (al menos en el espectro solar).

El espesor óptico de los aerosoles es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. Es un indicador de la turbiedad de la atmósfera, pues está relacionado con el contenido vertical en columna de la cantidad de aerosoles en la atmósfera.

- **Exponente de Ångström**

El exponente de Ångström (AE), junto con el espesor óptico, constituye uno de los principales parámetros en el estudio de los aerosoles. Este parámetro fue propuesto por Ångström (1964) para caracterizar la dependencia espectral del espesor óptico de los aerosoles a través de la siguiente fórmula empírica:

$$\tau_a = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (6)$$

donde λ es la longitud de onda expresada en micras, α es el parámetro alfa o exponente de Ångström y β es una constante que coincide con el espesor óptico de aerosoles correspondiente a $\lambda=1\mu\text{m}$.

Teóricamente el AE puede tomar valores entre 0 y 4, aunque para aerosoles suele encontrarse entre 0 y 2.5. Los valores más bajos están asociados a partículas grandes, que exhiben poca dependencia espectral, mientras que los valores altos corresponden a partículas pequeñas, que presentan una fuerte dependencia espectral, con valores mayores de AOD para las longitudes de onda corta.

El AE se calcula habitualmente en pares de longitudes de onda, denotándolo como $\alpha(\lambda_1/\lambda_2)$. Para ello se utilizan dos valores de AOD a diferentes longitudes de onda (λ_1 y λ_2) y, tras tomar logaritmos en sus expresiones de Ångström (Fórmula 6), su resta permitirá obtener el valor del parámetro alfa:

$$\begin{aligned} \ln \tau_a(\lambda_1) - \ln \tau_a(\lambda_2) &= -\alpha(\lambda_1/\lambda_2)(\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2) \Rightarrow \\ \alpha(\lambda_1/\lambda_2) &= \frac{-\ln(\tau_a(\lambda_1)/\tau_a(\lambda_2))}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (7) \end{aligned}$$

También puede calcularse a partir de 3 o más datos espectrales de AOD mediante un ajuste logarítmico por mínimos cuadrados. Por tanto, un conjunto de observaciones espectrales de AOD permite determinar los parámetros α y β . El resultado será representativo de un rango espectral y se denota con las longitudes inicial y final de ese rango $\alpha(\lambda_1-\lambda_2)$ (Toledano, 2005).

- **Distribución volúmica de tamaños**

La cantidad, o carga, de aerosol atmosférico presente en la columna atmosférica presenta una alta variabilidad de tamaños, incluso para el mismo tipo de aerosol. Una forma de caracterizarla físicamente es a través de su distribución volúmica de tamaños, que da información acerca del volumen de partículas existente para distintos tamaños. El análisis espectral del AOD, aplicando la teoría de Mie, permite obtener información acerca de la distribución de tamaños de las partículas (Toledano, 2005). Existen diversos algoritmos de inversión como el de King et al. (1978) que solo utilizan información del espesor óptico, y otros que utilizan conjuntamente medidas de espesor óptico y radiancias de cielo para calcular la distribución de tamaños (Nakajima et al., 1983; Dubovik and King, 2000).

Aunque lo habitual es trabajar con la distribución de tamaños expresada como el volumen de partículas (V) por unidad de volumen, la cantidad de partículas puede expresarse también en función de la densidad de masa (M) o del número de partículas (N) por unidad de volumen.

Las partículas sólidas pueden ser muy irregulares; no obstante, la mayoría de los modelos utilizados en las últimas décadas suponen que las partículas son esféricas, fundamentándose en que una gran cantidad de partículas de forma irregular tendría un comportamiento promedio similar al que tendrían si fuesen realmente esféricas (Alcántara, 2013). Algunos algoritmos de inversión, como GRASP (Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties) o el de AERONET (AErosol RObotic NETwork), no consideran las partículas esféricas, sino que determinan y tienen en cuenta el porcentaje de partículas esféricas y no esféricas (Dubovik et al., 2006; Dubovik et al., 2016; Sinyuk et al., 2020). Para caracterizar el tamaño del aerosol, se consideran las partículas con un radio (radio de la esfera equivalente en el caso de partículas no esféricas) comprendido en el intervalo $(r, r+dr)$, con lo que el volumen de partículas en ese intervalo será $dV(r)$ y por tanto la *distribución de tamaños en volumen* $v(r)$ queda definida por:

$$v(r) = \frac{dV}{dr} \quad (8)$$

Para medidas en columna de aire, se expresa como el volumen de partículas con radio entre r y $r+dr$ por unidad de superficie, por lo que tendrá unidades de $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$.

En la práctica se observa que la distribución de tamaños no está caracterizada por una única distribución, sino que suele representar la suma de varios tipos, lo cual da lugar a una función multimodal como la representada en la Figura 1.3 (Alcántara, 2013). En

dicha figura se muestra la distribución de tamaños en volumen en escala logarítmica (escala habitual para aerosoles). El rango utilizado para aerosoles va de 0.0005 a 15 μm .

Los modos de estas distribuciones multimodales se suelen clasificar según la US EPA (United States Environmental Protection Agency) (2004) en: modo nucleación ($r < 0.005\mu\text{m}$), modo Aitken ($0.005\mu\text{m} < r < 0.05\mu\text{m}$), modo acumulación ($0.05\mu\text{m} < r < 0.5\mu\text{m}$) y modo de partículas grandes ($r > 0.5\mu\text{m}$).

Desde un punto de vista práctico y debido a la dificultad para discriminar entre los modos mencionados, normalmente se distinguen dos tamaños de aerosoles: partículas finas (de radio inferior a 1 μm), y partículas gruesas (de radio superior a 1 μm). Las finas tienen su origen en procesos de condensación y conversión gas-partícula mientras que las gruesas tienen su origen en procesos de tipo mecánico; por ejemplo, la acción del viento sobre superficies marítimas y terrestres (Obregón, 2012). Los modos fino y grueso, en general, se originan y transforman independientemente, sus partículas son eliminadas de la atmósfera por mecanismos distintos, tienen diferente composición química y propiedades ópticas, y presentan importantes diferencias en su patrón de deposición en el tracto respiratorio. Es por ello por lo que la separación entre partículas finas y gruesas es fundamental en cualquier discusión física, química, experimental o sobre efectos de la salud (Prats, 2009).

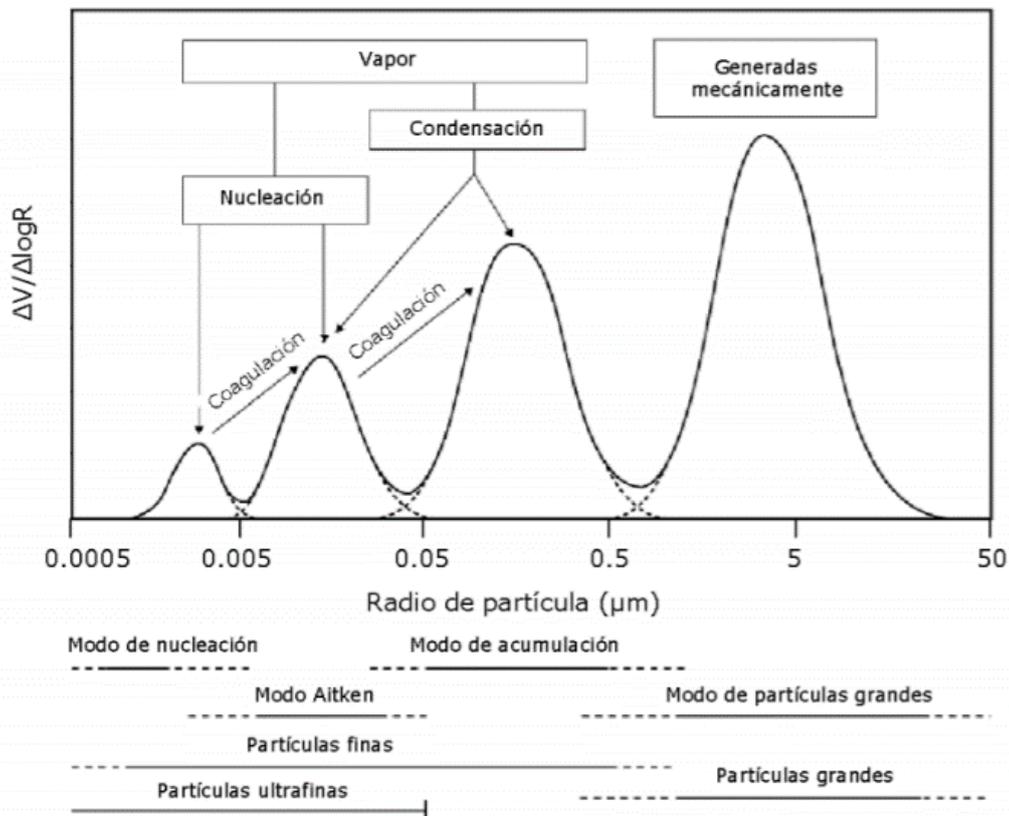


Figura 1.3. Clasificación de las partículas en función del tamaño. Tomada de Alcántara (2013).

- **Otras propiedades**

Junto a estas tres magnitudes principales, se pueden mencionar también:

- Índice de refracción (m). Da cuenta de la desviación que sufre la radiación al atravesar la atmósfera. Consta de parte real e imaginaria y se expresa como:

$$m = n(\lambda) + ik(\lambda) \quad (9)$$

La parte real, n , se corresponde con la desviación que sufre la radiación incidente por la dispersión de los aerosoles. La parte imaginaria, k , corresponde a la desviación que sufre la radiación incidente por la absorción de los aerosoles. Ambas componentes varían con la longitud de onda.

- Albedo de dispersión simple (Single Scattering Albedo; SSA). Este parámetro se define como la fracción de luz dispersada (sufrir scattering) con respecto al total de luz extinguida (sufrir scattering o absorción) al interactuar con las partículas. Cuanto mayor es, menos absorbente es el aerosol. Es decir, para SSA = 1 toda la luz extinguida ha sido dispersada, y la partícula no habría absorbido nada (Prats, 2009). Este parámetro está ligado con la parte imaginaria del índice de refracción y también varía con la longitud de onda.
- Parámetro de asimetría (g). Es un parámetro comúnmente utilizado para describir la función de fase del aerosol, es decir, la cantidad de radiación dispersada en cada dirección de scattering. Así, la función de fase vendrá definida al sustituir el valor de g en la función de fase de Henyey-Greenstein (Henyey and Greenstein, 1941). Si se dispersa más luz en el sentido de incidencia, entonces g será positivo, mientras que si se dispersa más en el sentido opuesto el valor será negativo. El parámetro de asimetría puede tomar valores entre -1 (toda la radiación es dispersada en el sentido opuesto al de incidencia) y 1 (toda la radiación es dispersada en el mismo sentido que el de incidencia). El valor absoluto de g aumenta con el tamaño de la partícula (Prats, 2009).

1.1.2. Clasificación de los aerosoles

A escala global la producción de masa de partículas oscila entre 750-4200 Tg/año, siendo la contribución de las fuentes naturales de un 77-93.5% (Horvath, 1998).

Tabla 1.1 Características radiativas medias de los tipos de aerosoles considerados en el modelo OPAC dadas a 550nm: AOD, el espesor óptico; SSA, el albedo de scattering simple; g , el parámetro de asimetría y AE el exponente alfa calculado en el intervalo espectral (500-800 nm).

	AOD	SSA	g	AE
Continental limpio	0.064	0.972	0.709	1.42
Continental promedio	0.151	0.925	0.703	1.42
Continental contaminado	0.327	0.892	0.698	1.45
Urbano	0.643	0.817	0.689	1.43
Desértico	0.286	0.888	0.729	0.17
Marítimo limpio	0.096	0.997	0.772	0.08
Marítimo contaminado	0.117	0.975	0.756	0.35
Marítimo tropical	0.056	0.998	0.774	0.04
Ártico	0.063	0.887	0.721	0.89
Antártico	0.072	1.000	0.784	0.73

Como se ha mencionado, cada tipo de aerosol posee una composición química y características físicas propias, por lo que los valores de los parámetros mencionados en el apartado anterior serán diferentes según el tipo de aerosol. A partir de estos parámetros se puede dar una clasificación orientada desde un punto de vista climático, pues según las propiedades de cada tipo de aerosol encontrado en la naturaleza, este influirá de un modo determinado en el balance radiativo: aerosol continental, urbano, desértico, marítimo, ártico, etc. Cada uno de estos tipos presenta unos valores o rangos característicos para los diferentes parámetros microfísicos y ópticos. Como ejemplo de clasificación se muestra la Tabla 1.1, que utiliza el modelo OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds) (Hess et al., 1998).

Uno de los procedimientos más visuales para clasificar los aerosoles consiste en utilizar un diagrama de AE frente AOD, y asignar el tipo según la región que ocupen las medidas. De nuevo, se muestra la clasificación de aerosoles siguiendo el modelo OPAC en la Figura 1.4.

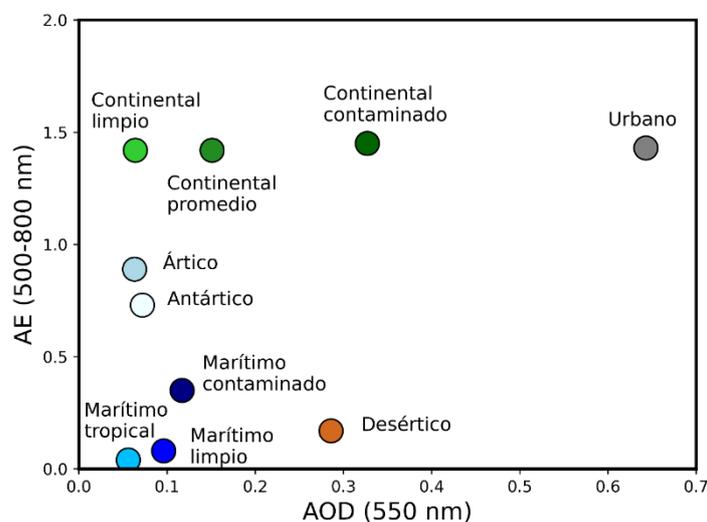


Figura 1.4. Diagrama de dispersión AOD (550nm) frente a alfa (500-800) con los tipos de aerosoles realizado a partir de los valores de referencia dados por el modelo OPAC.

Tras este marco general sobre la clasificación de los tipos de aerosoles, se proporciona a continuación una descripción más detallada del aerosol de tipo desértico, por ser el aerosol en el que se centra este trabajo de investigación.

- **El aerosol desértico**

El aerosol desértico constituye una de las principales fuentes de aerosol natural, y tiene un fuerte impacto en el sistema planetario debido a su amplia distribución global y variabilidad temporal (Goudie and Middleton, 2006; Knippertz and Stuut, 2014; Viana et al., 2014).

Las áreas desérticas, particularmente los desiertos de África y Asia, son la mayor fuente de polvo mineral terrestre. No obstante, existen fuentes en otras áreas. Algunas simulaciones muestran que en torno a un 3% de las emisiones de polvo tienen su origen en zonas a altas latitudes en el Ártico (Zwaaftink et al., 2016). Además, debido a la convección limitada y la eficiencia de eliminación, el polvo que se emite en estas fuentes

se deposita más cerca de la zona de emisión que, por ejemplo, el polvo procedente de África y Asia (Zwaafink et al., 2016).

Los modelos que estudian las posibles fuentes de polvo mineral tienen en cuenta gran diversidad de factores. En primer lugar, la cubierta de suelo, principalmente zonas áridas y semiáridas, aunque considerando también zonas cubiertas parcialmente por vegetación. Otro factor muy importante es la topografía del terreno, pues, como exponen Ginoux et al. (2001) y Zender et al. (2003b), es muy probable que los sedimentos se acumulen en depresiones y, por lo tanto, esas áreas deben considerarse como más favorables para la emisión de polvo que el terreno elevado.

Una vez consideradas las posibles fuentes, debe estudiarse la movilización de polvo. La probabilidad de emisión se estudia a través del umbral de velocidad de fricción, que dependerá del tamaño de la partícula para el caso del arrastre aerodinámico (Shao and Lu, 2020). La emisión también puede ser generada por el impacto de partículas. Por tanto, la velocidad mínima de fricción umbral de todos los tamaños de partículas determina la movilización de polvo de la totalidad de la distribución de tamaños (Zwaafink et al., 2016). Además, se ha de tener en cuenta la humedad del suelo, pues condiciona la emisión de polvo.

Los diferentes procesos de resuspensión pueden llevar las capas de aerosol a elevadas altitudes que pueden ser transportadas largas distancias llegando a lugares remotos; por ejemplo, el aerosol sahariano que alcanza el caribe tras cruzar el Océano Atlántico (Velasco-Merino et al., 2018). Este tipo de aerosol suele ser eliminado de la atmósfera a través de procesos como la sedimentación gravitacional, las turbulencias o la precipitación, y el fenómeno de deposición en plantas, nieve, hielo, glaciares, suelo u océanos produce cambios en la radiación solar reflejada, así como el transporte de nutrientes a ecosistemas lejanos (Prospero, 1999; Prospero et al., 2002; Kaufman et al., 2005; Guirado et al., 2014).

El transporte a otras zonas del planeta de aerosoles en general, y del aerosol desértico en particular, puede provocar consecuencias de diversa índole cuyo impacto puede ser evaluado correctamente si se conocen las propiedades físicas y químicas del aerosol en cuestión. Se puede distinguir entre impactos causados en las zonas fuente, en la atmósfera y en las zonas de deposición del aerosol. En general, el impacto dependerá de la composición química y mineralógica, la fracción de mezcla, la concentración másica, la distribución de tamaños, la morfología y la forma de las partículas (Formenti et al., 2011; Burgos, 2016), y se consigue evaluar con el conocimiento de sus propiedades ópticas y microfísicas.

En general, el aerosol desértico está compuesto por partículas grandes y muy irregulares generadas a partir de procesos mecánicos, como la erosión de rocas minerales por acción del viento. Por tanto, dan lugar a la aparición de un destacado modo grueso en la distribución de tamaños. Al estar formado por partículas grandes, el AOD presentará poca dependencia espectral, por lo que este tipo de aerosol tiene asociado un bajo valor del AE. Asimismo, las demás propiedades también exhiben unos valores típicos, y, según la zona de origen, presentan pequeñas variaciones que permiten diferenciar su origen dentro del aerosol mineral; e.g., desértico sahariano, arábico o asiático (Dubovik et al. 2002; Sorribas et al., 2017; Herrero-Anta, 2019).

Diversos estudios han establecido valores de referencia de AOD y AE esperables para el aerosol desértico (Burgos et al., 2016; Velasco-Merino et al., 2018). No obstante, estos estudios se han llevado a cabo en zonas con una importante presencia de aerosol desértico. Para el estudio del aerosol desértico en el Ártico, como es el caso actual, diversas consideraciones especiales (como el aerosol de fondo promedio y lo remoto de la localización) deberán tenerse en cuenta, como se verá en el apartado de metodología presentado en el Capítulo 2.

1.1.3. Medida de los aerosoles

Los aerosoles atmosféricos pueden ser medidos y estudiados mediante varios métodos. En términos generales se suele distinguir entre las medidas “in situ” y las medidas de teledetección.

Las primeras se basan en el análisis de muestras tomadas directamente de la atmósfera, tanto a nivel del suelo, como a lo largo de la columna atmosférica cuando se usan equipos a bordo de aviones. Estas muestras pueden analizarse en el lugar de medida o ser llevadas al laboratorio para su posterior análisis. Existe diversa instrumentación de este tipo, motivo por el cual, dentro de la comisión europea, existe una legislación para unificar estas medidas y poder comparar la calidad del aire de distintas ciudades (<https://ec.europa.eu/environment/air/quality/legislation/pdf/finalwgreportes.pdf>) (González, 2021).

Por otra parte, las medidas de teledetección analizan la radiación que alcanza un detector tras interaccionar con los componentes de la atmósfera, entre los que se encuentran los aerosoles. Dicho análisis permite obtener información acerca de las propiedades del aerosol. Este tipo de instrumentación es la que emplean, por ejemplo, los satélites para el estudio de la atmósfera y la superficie terrestre, y constituyen las medidas ópticas (Toledano, 2005). Dentro de las medidas ópticas, se puede diferenciar entre medidas de teledetección pasiva y activa.

La instrumentación pasiva analiza una radiación externa, no emitida por él. Este tipo de instrumentación mide la radiación solar o terrestre que alcanza un sensor después de atravesar la atmósfera. Por tanto, suelen proporcionar valores integrados a toda la columna atmosférica. En esta clase, se pueden mencionar los fotómetros solares, estelares, o los radiómetros.

La instrumentación activa analiza una radiación que ha sido emitida previamente por ella. Esto permite obtener datos con resolución vertical, además de en columna tras integrar los valores a todas las capas atmosféricas. Algunos ejemplos de este tipo de instrumentación son: el LIDAR (Light Detection And Ranging), el ceilómetro y el RADAR (Radio Detection And Ranging). Estos instrumentos emiten pulsos de radiación electromagnética y analizan la señal retrodispersada por las partículas y moléculas presentes en la atmósfera, obteniendo resolución vertical gracias al análisis del desfase entre la señal emitida y recibida.

Ambos tipos de instrumentación pueden estar situados en el suelo o ir a bordo de aviones o satélites artificiales, de forma que deberán adaptarse a las características de

su instalación y, en consecuencia, desarrollar sus algoritmos de procesamiento de datos en base a ello. Las medidas en satélite son habitualmente menos precisas que las de superficie, debido a la gran separación entre objetivo e instrumento, la elevada velocidad a la que el satélite escanea la pista de observación y el bajo cociente señal-ruido que se obtiene debido a las limitaciones en la construcción y alimentación que se puede conseguir en estas plataformas. Por ello, es importante tomar medidas en superficie desde distintos lugares de la Tierra, para poder calibrar y validar los productos proporcionados por los satélites (González, 2021). Por lo tanto, las medidas de satélite y en superficie son ambas complementarias y necesarias. La necesidad de llevar un control sobre el proceso de medida, calibración y procesado de datos en las distintas zonas del planeta ha llevado a la creación de diversas redes de monitorización, que utilizan instrumentación estandarizada, como: AERONET (AErosol RObotic NETwork), ESR (European Skynet Radiometers network), EMEP (European Monitoring Evaluation Programme), o EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network to Establish an aerosol climatology).

Con todo esto, queda claro que se puede conseguir un amplio abanico de instrumentos, obteniendo gran diversidad en resolución temporal, espacial, radiométrica y espectral (Calle y Salvador, 2012) y que, por tanto, es la sinergia entre toda la instrumentación lo que permitirá obtener un conocimiento más exacto y completo de los problemas que se quieran abordar científicamente.

En el Capítulo 2 se explicará con mayor detalle el funcionamiento de los instrumentos que han tomado los datos que se van a analizar.

1.2 El Ártico

Las regiones polares son zonas remotas y apartadas de la incesante actividad industrial y turística humana. Es por ello por lo que se consideraban zonas limpias con una atmósfera muy pura. No obstante, ya en el siglo XIX los primeros exploradores observaron la presencia de una neblina que reducía la visibilidad en el Ártico. Una revisión histórica sobre este fenómeno ha sido descrita por Garrett and Verzella (2008). En 1883, Nordenskiöld documentó la presencia de una capa arcillosa sobre la nieve en zonas apartadas del Ártico, resultado de la deposición de las partículas de la neblina, y más tarde, en la década de 1950, algunos pilotos observaron capas del halo (Mitchell, 1957).

El origen de este halo estuvo en debate durante casi un siglo hasta que, en la década de 1970, tras el análisis químico de sus componentes, se sugirió que esta “bruma ártica” o “Arctic Haze” provenía de las emisiones en altas y medias latitudes y era transportado a lo largo de cientos de kilómetros hasta el Ártico (Rahn et al., 1977; Barrie et al., 1981).

La combinación de campañas intensivas y el aumento de la serie temporal de datos a lo largo de los últimos treinta años confirmaron las tempranas conclusiones de que esta bruma tiene un origen antropogénico, y se debe principalmente a las emisiones procedentes de Europa y la antigua unión soviética, y que son transportadas y atrapadas

en las masas de aire ártico durante el invierno y principios de primavera (AMAP Assessment, 2006).

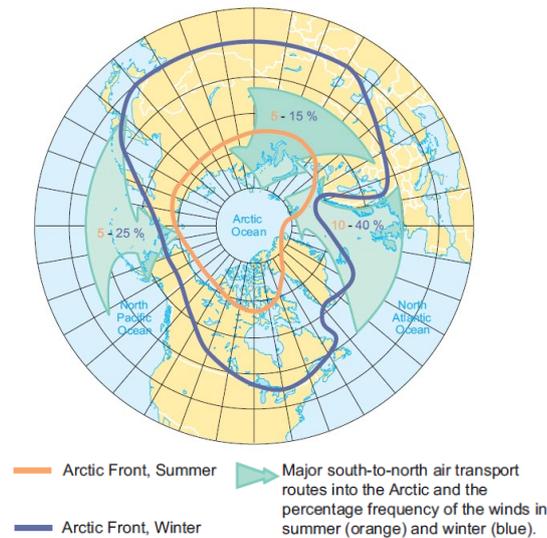


Figura 1.5. Posición media del frente Ártico en invierno y en verano, junto con la frecuencia con la que se produce el transporte hacia el Ártico en las mayores rutas sur-norte existentes, en invierno y en verano (Figura tomada de: AMAP Assessment, 2006).

El Arctic Haze constituye una mezcla de sulfato y materia orgánica particulada, y en menor grado, amonio, nitrato, hollín (Black Carbon, BC) y polvo mineral (Quinn et al., 2002). También es rico en ciertos metales pesados que han permitido la identificación de concretas fuentes industriales emisoras (e.g., Shaw, 1983; Rahn, 1989). Además, tiene un ciclo estacional, presentando un máximo a finales de invierno y principios de la primavera.

Varios mecanismos intervienen en la aparición y estacionalidad del Arctic Haze. Las condiciones meteorológicas y geográficas del Ártico propician la formación de una cúpula de temperatura potencial constante sobre la fría superficie troposférica inferior, aislando la troposfera inferior del Ártico del resto de la atmósfera mediante una barrera de transporte: el frente Ártico. La cúpula polar no es zonalmente simétrica ni estacionalmente constante, y puede extenderse hasta unos 40°N sobre Eurasia en enero, lo que convierte al norte de Eurasia en la principal región de origen de la bruma ártica. En verano, el frente polar sube de latitud y las fuentes de contaminación del aire en latitudes altas se vuelven aún más importantes, en relación con las fuentes más al sur (ver Figura 1.5).

Durante la noche polar, las frías superficies provocan la aparición de una fuerte inversión de temperatura, por lo que la atmósfera se vuelve muy estable, inhibiendo movimientos turbulentos entre capas atmosféricas y, por tanto, evitando la formación de nubes y precipitación, que es el principal mecanismo de eliminación de partículas atmosféricas (Barrie et al., 1981; Shaw, 1981, 1995; Heintzenberg and Larssen, 1983).

Además, los patrones de transporte atmosférico desde medias latitudes al Ártico son más habituales durante el invierno y la primavera (Iversen and Joranger, 1985).

La combinación de estos factores resulta en el transporte de gases precursores y partículas al Ártico y la retención de esta bruma contaminante de 15 a 30 días (Shaw, 1981, 1995). Mediciones realizadas a bordo de aeronaves, así como de lidar, revelaron que la bruma ocurre generalmente en los cinco primeros kilómetros de la atmósfera, con el máximo en torno a los 2km (Leitch et al., 1984; Hoff, 1988; Pacyna and Ottar, 1988; Barrie, 1996). Estas medidas también mostraron que, durante la temporada de bruma ártica, las capas de polución son muy inhomogéneas tanto vertical como horizontalmente (Radke et al., 1984; Brock et al., 1989).

Por su gran potencial de alterar el balance radiativo en el Ártico, afectar a la visibilidad, y ser una fuente de contaminantes para los ecosistemas, el Arctic Haze ha sido un importante tema de estudio. Aunque las concentraciones de aerosoles cerca de la superficie son mucho menores que en otras localizaciones más contaminadas e industrializadas, los ecosistemas en el Ártico son mucho más sensibles a los aerosoles y gases contaminantes. De hecho, el actual cambio climático se ve amplificado en las zonas polares, una característica conocida como 'Polar Amplification', que tiene su máximo efecto en el Ártico. Aunque la retroalimentación producida por el albedo del hielo y la nieve que cubre estas zonas parece tener un papel primordial en esta amplificación, otros mecanismos como los posibles cambios en la circulación oceánica y atmosférica, la cubierta de nubes y la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera, así como el grosor de la capa de hielo, parecen desempeñar un efecto variable que todavía está en estudio (Screen and Simmonds, 2010). Por todo ello, la zona ártica representa un escenario de gran importancia de ser monitoreado y estudiado.

Mientras que algunos componentes del Arctic Haze, como el hollín, han sido muy investigados, otros como el polvo mineral han recibido menor atención. El polvo mineral es transportado tanto desde fuentes muy lejanas como desde fuentes locales. Dicho transporte proporciona algunos nutrientes esenciales para océanos y ecosistemas terrestres, donde de otra forma no existirían de forma natural o serían muy limitados (Moore et al., 2004; Quinn et al., 2007). Aunque se trate de un proceso natural y necesario para el equilibrio de ciertos ecosistemas, la llegada del polvo mineral al Ártico tiene un impacto muy variable y posiblemente negativo si aumenta su concentración, debido a la consecuente reducción de albedo al depositarse sobre la criosfera, así como por su capacidad de actuar como núcleo de formación de nubes.

En el Ártico, la carga de aerosol mineral se ve fuertemente influenciada por el polvo asiático (~38%) y africano (~32%) mientras que las fuentes locales de polvo contribuyen un 27% (Zwaafink et al., 2016). Además, el origen de este aerosol tiene una dependencia estacional, con mayor presencia de polvo procedente de regiones remotas en primavera, cuando es más eficientemente transportado, mientras que la deposición de polvo procedente de fuentes locales tiene su máximo en otoño (Zwaafink et al., 2016).

Aunque el análisis de la composición química de núcleos de hielo, e incluso de la bruma ártica, revela la clara presencia en el Ártico de compuestos minerales procedentes de zonas desérticas de bajas y medias latitudes, la detección de un evento en el que se

observe la entrada de la pluma de aerosol en tiempo cuasi real es mucho más complicado e improbable. Diversos artículos muestran el análisis de eventos de polvo mineral tanto locales (Ranjbar et al., 2021) como de origen remoto (Di Pierro et al., 2011) que tienen lugar en el Ártico. Estos estudios, no obstante, se han llevado a cabo utilizando instrumentación de teledetección a bordo de satélites. La teledetección satelital presenta varios inconvenientes a la hora de medir ciertas magnitudes de los aerosoles en superficies altamente reflectantes (e.g. zonas de cubierta de hielo, nieve o desiertos). Con dichas condiciones superficiales resulta difícil separar y describir explícitamente las contribuciones debidas a la superficie y las debidas a la retrodispersión de los aerosoles a la radiancia medida por el satélite (Mei et al., 2013). Muchos algoritmos de procesamiento del espesor óptico de aerosoles están pensados para las condiciones habituales en latitudes bajas, y, por tanto, no se adaptan a las inusuales condiciones que presenta el Ártico, llevando a clasificaciones erróneas (Ranjbar et al., 2021) o incluso al no procesamiento de datos en ciertas zonas (Levy et al., 2013).

Un instrumento que evitaría los problemas asociados a la teledetección satelital y con un elevado grado de confianza es el fotómetro solar/lunar. Este aparato permite monitorear un lugar concreto, y, por tanto, estudiar la evolución de un evento de aerosol que tenga lugar en dicha ubicación. Proporciona una buena resolución temporal, aunque espacialmente es únicamente válido para la ubicación concreta en que está situado. Este y otros instrumentos, que se explicarán con más detalle en el próximo capítulo, van a permitir detectar y analizar este tipo de eventos.

1.3 Objetivos

Con todo lo expuesto a lo largo de este capítulo, queda presente que los aerosoles tienen un importante efecto sobre el clima terrestre y que el conocimiento que se dispone de ellos es aún limitado. Especialmente escasos son la información y los estudios realizados sobre polvo mineral, tanto de origen local como remoto, que afectan al Ártico. Es esta falta de información lo que motiva la realización del estudio que se presenta en este trabajo. Por ello, el objetivo central es el análisis multi-instrumental del primer evento de aerosol de tipo mineral detectado en el círculo polar Ártico mediante fotometría solar-lunar por el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid.

Los objetivos específicos que se persiguen en este trabajo son:

- Identificar las condiciones de alta turbiedad presentes en el Ártico utilizando datos de fotometría solar y establecer una metodología de determinación de eventos de aerosol a partir de ellos.
- Determinar la presencia de una pluma de aerosol mineral en el Ártico inicialmente detectada mediante fotometría solar y caracterizarla utilizando diversos tipos de instrumentación y recursos: otros instrumentos desde superficie, medidas satelitales, y modelos.

- Establecer el origen y fuente del aerosol detectado, así como la ruta de transporte seguida por las masas de aire que trasladan dicho aerosol hasta el Ártico.
- Comprobar la correlación entre varios tipos de instrumentación dedicada al estudio de aerosoles.

Capítulo 2: Instrumentación y metodología

2.1 Estaciones de medida

La estación principal de medida se encuentra situada en la localidad de Ny-Ålesund (78.92° N, 18.92° E, 18 m s.n.m.) perteneciente al archipiélago de Svalbard, en la región noruega del círculo Ártico. Ny-Ålesund es la localidad más septentrional habitada y, con un clima típico de tundra, alberga la base de investigación Ártica francoalemana AWIPEV (Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, AWI; and Polar Institute Paul Emile Victor, IPEV). Dicha base cuenta con diverso material de instrumentación científica gestionado por más de 10 entidades de distintas nacionalidades que se dedican al estudio de diversas disciplinas entre las que se incluyen: las ciencias atmosféricas, estudios biológicos marinos y terrestres, y estudios sobre la criosfera y el permafrost.



Figura 2.1. Imágenes proporcionadas por google earth: a la izquierda, vista aérea de la posición del archipiélago Svalbard dentro del globo terráqueo; a la derecha, posición dentro del archipiélago de las dos estaciones utilizadas. (<https://earth.google.com/web>)

Desde junio del 2017, el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVA), en colaboración con el AWI, cuenta con un fotómetro solar/lunar instalado en esta localidad (Figura 2.1), y que se encuentra incluido en la red AERONET.

Otra estación de medida, utilizada como apoyo, es Barentsburg (78.27° N, 18.79° E, 179 m s.n.m.), que está situada ligeramente al sur y también recoge medidas de fotometría solar. Dicha estación, ubicada a una distancia de aproximadamente 107 km en línea recta al sur de la estación de Ny-Ålesund, dispone de un fotómetro solar gestionado por el AARI (Russian Arctic and Antarctic Research Institute). En la Figura 2.1 se puede observar la situación del archipiélago de Svalbard en el globo terráqueo, así como la ubicación de ambas estaciones de medida dentro del archipiélago y entre ellas.

2.2 Fotometría solar

Como se ha comentado en la introducción, existen varias redes de monitorización de aerosoles. Una de las más importantes, por su estandarización y cobertura espacial, es AERONET (Holben et al., 1998; <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Esta red fue creada en la década de 1990 por la NASA y el Laboratorio de Óptica Atmosférica (LOA) de la

Universidad de Lille, Francia. El objetivo con el que nació esta red es el estudio, de forma rutinaria y en cualquier punto del planeta, de los aerosoles atmosféricos para poder validar las medidas obtenidas por los satélites. Para poder satisfacer este objetivo, actualmente cuenta con más de 500 estaciones, midiendo de forma rutinaria y periódica, repartidas por todo el planeta como se puede ver en la Figura 2.2 (González, 2021).

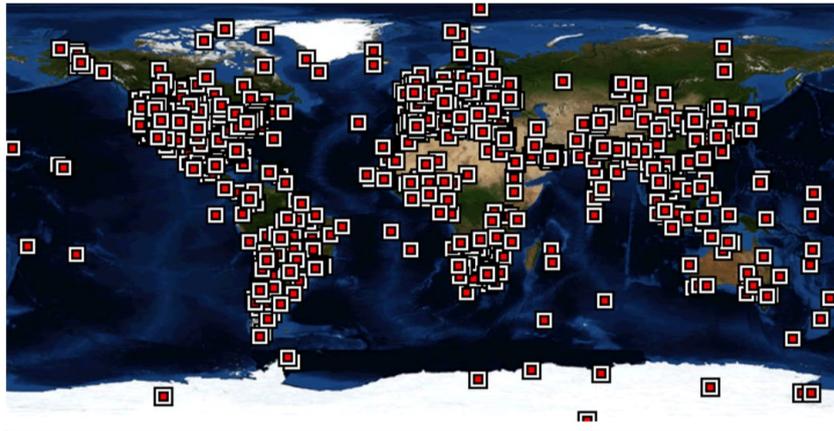


Figura 2.2. Mapamundi donde se encuentran señaladas las distintas estaciones en las que se han tomado medidas (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

El grupo en el que se ha desarrollado este trabajo, el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa), colabora con la red AERONET desde comienzos del 2000, pasando a colaborar en las labores organizativas y de gestión de la red en 2006, y convirtiéndose en uno de los 3 centros oficiales de calibración de la red (González, 2021).

El instrumento estándar de medida de la red AERONET es el fotómetro solar multibanda CE318, fabricado por la empresa *Cimel Electronique SAS*, y toma medidas de irradiancia solar espectral y radiancias de cielo. Además, el último modelo CE318-T (el único que admite actualmente AERONET como nueva incorporación), también toma medidas nocturnas de irradiancia lunar espectral. Dichas medidas se toman para ciertas longitudes de onda gracias a una rueda con filtros interferenciales.

Los fotómetros CE318 constan de una cabeza sensora que almacena toda la óptica necesaria para la medida de radiación, así como sensores de humedad y temperatura. Esta cabeza está unida a un colimador limitador de campo para evitar luz parásita. Además, el fotómetro incluye una caja de control en la que se almacenan diversos parámetros relativos tanto al fotómetro como a la ubicación, y que permite manejar el fotómetro, así como enviar las órdenes para la realización de medidas. El fotómetro está colocado en un robot con dos ejes (azimutal y cenital), que permiten orientar la cabeza en la dirección de la bóveda celeste requerida para la consiguiente medida. En la Figura 2.3 se puede ver un esquema de los componentes del fotómetro CE318.

Los fotómetros CE318 realizan dos tipos de medida: de irradiancia directa al sol (y luna en la última versión) y de radiancia de cielo. Para las medidas de irradiancia, el fotómetro apunta directamente al sol (o luna), y la medida queda registrada en el fotómetro en

forma de ‘cuentas digitales’. Estas son las magnitudes con las que se trabaja en el fotómetro y que, gracias a la previa calibración, permiten calcular los valores de AOD.



Figura 2.3. Componentes de fotómetro CE318. Figura tomada de Velasco-Merino (2020).

Para ello se aplica una ecuación adaptada al fotómetro de la ley de Beer-Bouguer-Lambert (Ecuación (1)):

$$V(\lambda) = V_0(\lambda) \cdot R^{-2} \cdot e^{-\tau(\lambda) \cdot m} \quad (10)$$

Donde V y V_0 son la señal de la irradiancia directa medida por el fotómetro y la de la irradiancia extraterrestre solar a la longitud de onda λ (González, 2021), y R se corresponde con la distancia Tierra-sol en unidades astronómicas. En el caso de las medidas lunares el valor de V en la ecuación (10) será la irradiancia medida en Wm^{-2} (previa calibración), V_0 se obtiene a través de un modelo de irradiancia lunar extraterrestre (Kieffer and Stone, 2005; Barreto et al., 2016, 2019; Román et al., 2020), y R será igual a 1 ya que la distancia Tierra-Sol no es relevante en este caso.

Para las medidas de radiancia de cielo, el fotómetro realiza varias geometrías: almucantar, plano principal e híbrido. Para cada una de las geometrías, el fotómetro hace medidas de radiancia a ciertos ángulos programados. Las diferentes geometrías son: almucantar (ángulo cenital constante e igual al del sol en el momento de la medida, ver Figura 2.4a), plano principal (ángulo azimutal constante e igual al del sol en el momento de la medida, ver Figura 2.4b) e híbrido (mezcla de ambos, ver Figura 2.4c).

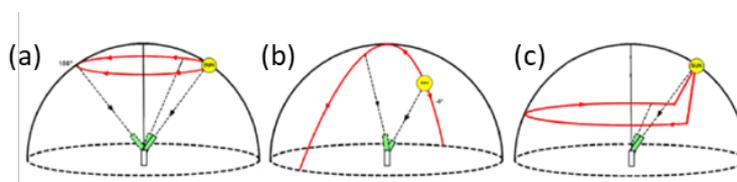


Figura 2.4. Diferentes geometrías del fotómetro CE318 para medir la radiancia de cielo: (a) almucantar, (b) plano principal y (c) híbrido.

El éxito de la implementación de este instrumento radica en su autonomía y portabilidad, pues no requiere la atención permanente de un operario para llevar a cabo las medidas, y además es fácilmente transportable, lo que permite llevar a cabo las calibraciones de forma rutinaria, así como intercambiarlos.

Además del CE318, instrumento estándar de la red AERONET, existen otros tipos de fotómetros. En la estación de Barentsburg operan de forma rutinaria los fotómetros multiespectrales SP-9 y SPM, desarrollados por científicos del IAO en colaboración con la empresa *Sibanalitpribor LLC*. El SP-9 mide la irradiancia directa solar a varias longitudes de onda entre los 300 y los 2200 nm de manera automática, para lo cual incorpora un sensor solar, un sistema automático de seguimiento del sol, un GPS, una pequeña memoria y sensores meteorológicos. La principal diferencia con el CE318 en cuanto a la toma de medidas reside en que, al contrario que este último, que realiza medidas automáticas programadas para cualquier condición de cielo siempre que no haya precipitación, el SP-9 primero utiliza un “detector de sol” para identificar una situación sol despejado y solo cuando esta condición se cumple, procede a la toma las medidas. El SPM es una versión más simplificada y móvil del SP-9. Las bases del funcionamiento y método de recuperación de medidas de ambos dispositivos se pueden consultar con más detalle en Sakerin et al. (2012) y Kabanov and Sakerin (1997).

- **Base de datos principal (Ny-Alesund)**

AERONET proporciona los datos, y los productos derivados, de forma libre y gratuita a todo el público. Su web permite tanto la visualización online de los datos, como descargar en un archivo los productos de interés de la estación deseada para un periodo de tiempo concreto. Estos datos, entre los que se incluyen el AOD, el vapor de agua en columna y diversos parámetros radiativos y microfísicos siempre que las condiciones meteorológicas lo permitan, pueden descargarse en tres niveles de calidad: 1.0, 1.5 y 2. El primero de los niveles, 1.0, corresponde a los datos brutos y el nivel 1.5 incluye un filtrado de nubes, ‘cloud screening’, realizado por un algoritmo que elimina las medidas afectadas por nubosidad (Giles et al., 2019). Ambos son proporcionados en tiempo cuasi-real. Finalmente, se realiza un reajuste de post-calibración de los datos para que pasen al nivel 2 tras calibrar el fotómetro al acabar su etapa de medida, por lo que este nivel puede tardar unos 12 meses en estar disponibles (periodo habitual entre calibraciones de los fotómetros). Además, AERONET ha ido actualizando las versiones que ofrece de su base de datos, encontrándose actualmente en la versión 3, que es la que se ha utilizado en este trabajo (https://aeronet.gsfc.nasa.gov/cgi-bin/webtool_aod_v3). En esta versión, los productos de inversión, como el SSA o la distribución de tamaños, se calculan mediante un algoritmo que combina el AOD y las radiancias de cielo (Sinyuk et al., 2020).

Las medidas utilizadas han sido los valores de AOD a 340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020 y 1060 nm junto con el AE 440-870. Además, se han utilizado dos productos derivados del AOD que ofrece AERONET: el AOD a 500 nm correspondiente al modo fino (AOD_F) y al modo grueso (AOD_C). Estos productos dan los valores de AOD debidos a la carga de aerosol fino y grueso por separado, y se obtienen tras aplicar el algoritmo SDA (Spectral

Deconvolution Algorithm; O'Neill et al., 2005) a los valores de AOD medidos por el fotómetro. Todos los productos que han sido utilizados corresponden al nivel 1.5 de la versión 3. Debido a la necesidad de una post-calibración del instrumento después del periodo de medida, todavía no están disponibles los datos de nivel 2.0 para la estación de Ny-Ålesund.

- **Base de datos de apoyo (Barentsburg)**

Las medidas de fotometría solar de esta estación fueron proporcionadas por el responsable del instrumento, Dmitry Kabanov (IAO V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics), pues este fotómetro solar no pertenece a la red AERONET.

Estas medidas incluían los valores de AOD a 14 longitudes de onda diferentes en el espectro visible y cercano, así como valores del AE en varios intervalos espectrales. Dichas medidas son brutas, sin ningún tipo de post-procesamiento de cloud-screening o de control de calidad de los datos. Para el día 3 de mayo, el Dr. Kabanov facilitó los datos instantáneos y promediados en 15 minutos, mientras que para el 5 de mayo solamente se dispone de los datos promediados en 15 minutos.

2.3 LIDAR

La técnica LIDAR (Light Detection And Ranging) se basa en la técnica RADAR, pero utilizando pulsos de radiación electromagnética en el rango del visible o cercano, en lugar de ondas de radio.

Básicamente el lidar consta de un transmisor y un receptor y, adicionalmente, un GPS en el caso de lidar a bordo de aviones o satélites. En la Figura 2.5 se puede ver el esquema de su configuración. En el transmisor, un láser genera cortos pulsos de luz monocromática. Además, muchos sistemas incorporan un expansor para reducir la divergencia del haz de luz. En el receptor, un telescopio recoge los fotones retrodispersados por la atmósfera. Seguidamente, un sistema óptico de análisis selecciona longitudes de onda específicas o estados de polarización concretos de la luz recibida según la aplicación del lidar. La radiación seleccionada incide finalmente sobre un detector donde, tras pasar por un fotomultiplicador, la señal óptica se convierte en señal eléctrica. La intensidad de la señal medida es almacenada en función del tiempo transcurrido desde la emisión del pulso. Por tanto, la señal medida para un tiempo transcurrido, Δt , se corresponderá con la radiación retrodispersada por la atmósfera a una distancia ΔR del lidar igual a:

$$\Delta R = c \cdot \frac{\Delta t}{2} \quad (11)$$

donde c es la velocidad de la luz y se tiene en cuenta que el haz tiene que realizar el recorrido dos veces: una al llegar hasta el punto donde es retrodispersada, y otra al recorrer el camino de vuelta al receptor.

Las longitudes de onda que utiliza el lidar dependen de la aplicación, y, para la teledetección atmosférica de aerosoles, las utilizadas habitualmente son 1064, 532 y 355 nm, conseguidas mediante los armónicos de la frecuencia del pulso original de 1064

nm (láser Nd-YAG). Diversas características de la configuración del lidar afectan a la medida, como la amplitud y diámetro del detector, la forma y divergencia del haz láser o las propiedades del telescopio.

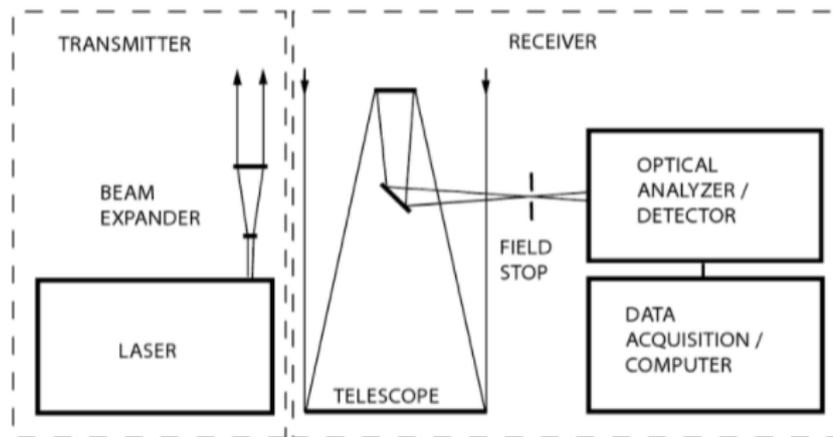


Figura 2.5. Principio de configuración del sistema lidar (Weitkamp, 2006).

La ecuación básica del lidar se puede escribir de forma simplificada como:

$$P(z) = K G(z) \beta(z) T(z) + P_{bg}^0 \quad (12)$$

fórmula que describe la potencia P medida en el sensor procedente de una distancia z , y que se ve influida por varios factores.

Los dos primeros, K y $G(z)$, quedan completamente determinados por la configuración del lidar y son conocidos: K recoge las características del pulso emitido y del receptor mientras que $G(z)$ es el factor geométrico que da cuenta de las características geométricas del montaje del transmisor respecto del receptor. El conjunto de ambos factores conforma lo que se conoce como constante lidar.

Por tanto, la información atmosférica la recogen los dos últimos factores: $\beta(z)$ y $T(z)$. El término $\beta(z)$, conocido como coeficiente de backscatter o retrodispersión, es el principal parámetro atmosférico que determina la intensidad de la señal lidar, y da cuenta de la capacidad de la atmósfera a la distancia z de dispersar la luz en la dirección del lidar. $T(z)$ es el coeficiente de transmisión, relacionado con la extinción, y describe cuánta luz se pierde en el camino desde el lidar hasta el punto z y vuelta y puede tomar valores de 0 a 1. Ambos términos son el objeto de investigación y la principal incógnita a la que se enfrentan los investigadores (Weitkamp, 2006).

Finalmente, se debe tener en cuenta a la componente P_{bg}^0 , que da cuenta de la señal de fondo con la que contribuyen la atmósfera y la electrónica del aparato a la señal medida.

Las magnitudes con las que habitualmente se trabaja en la tecnología lidar son:

- Señal corregida de rango (RCS), que es la señal lidar multiplicada por el cuadrado de la distancia.
- Coeficiente de backscatter.

- Coeficiente de backscatter atenuado: coeficiente de backscatter afectado por la transmisión atmosférica de las capas situadas entre el lidar y el punto donde se produce el backscatter.
- Coeficiente de extinción.
- Razón lidar (Lidar ratio): razón entre el coeficiente de extinción y el de backscatter debidos a las partículas.

A continuación, se presentan varios instrumentos que utilizan la técnica lidar y han sido utilizados en este trabajo para obtención de parámetros atmosféricos de los aerosoles.

2.3.1 CALIOP

El lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) es el principal instrumento a bordo del satélite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), en órbita desde el año 2006, con la misión de estudiar los efectos radiativos globales de los aerosoles y las nubes sobre el clima (Winker et al., 2003).

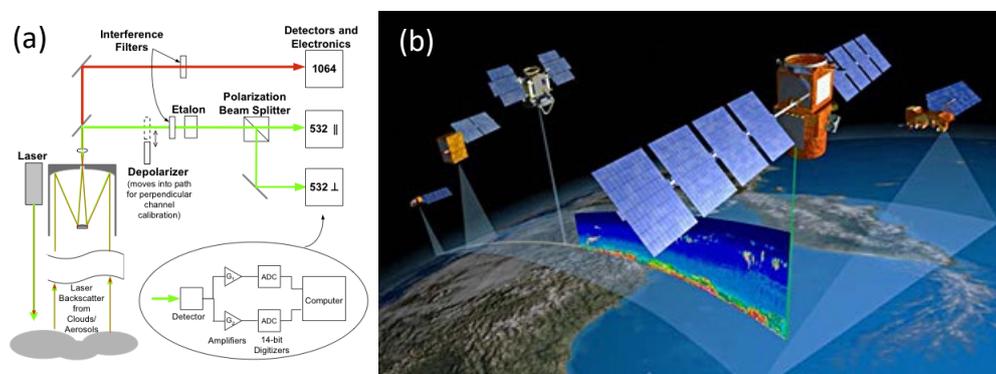


Figura 2.6. (a) Esquema de CALIOP; (b) Imagen ficticia del A-train liderado por CALIPSO, mientras CALIOP realiza un barrido (<https://www-calipso.larc.nasa.gov/>).

El transmisor de CALIOP emite luz láser simultáneamente a 532 nm y 1064 nm, a un ritmo de pulsos de 20.16 Hz. El sistema receptor de CALIOP consta de tres subsistemas que permiten medir la intensidad de luz retrodispersada a 1064 nm, así como la señal en dos componentes ortogonalmente polarizadas (paralela y perpendicular) a 532 nm (ver Figura 2.6a). Ofrece una resolución vertical de 30 a 60 m y horizontal de 333 m.

Además, el satélite orbita en la formación A-Train junto con varios satélites de observación de la Tierra (ver Figura 2.6b), que permiten disponer de información auxiliar casi simultánea con la que complementan las medidas de CALIPSO para el procesamiento de datos (<https://www-calipso.larc.nasa.gov/about/payload.php#CALIOP>).

- **Base de datos**

CALIPSO proporciona 3 niveles de productos, según el nivel de procesamiento efectuado sobre las medidas brutas. Además, dispone de diferentes versiones que han ido actualizando a lo largo de los años al ir mejorando y refinando los algoritmos de procesamiento. Aunque se pueden descargar archivos que almacenan los datos que ofrece, la página web de CALIPSO proporciona varias de sus magnitudes ya representadas gráficamente, mostrando el perfil vertical de dicha magnitud a lo largo de la órbita (track) seguida por el satélite.

Para esta investigación han sido utilizados varios de los productos de dominio público que pueden descargarse y visualizarse directamente en la página web de CALIPSO, en la versión 4.10. (https://www-calipso.larc.nasa.gov/products/lidar/browse_images/std_v4_index.php). Para visualizar y descargar las figuras basta con seleccionar el día deseado y, posteriormente, seleccionar la órbita que atraviesa el lugar de observación de interés.

Los productos que se han utilizado (Hostetler et al., 2006) para esta investigación son:

- Señal total de backscatter atenuado a 532 nm ($B_{532}(z)$), dada por la suma de las componentes perpendicular $B_{532,\perp}(z)$ y paralela $B_{532,\parallel}(z)$ medidas por el sensor.
- Señal total de backscatter atenuado a 1064 nm ($B_{1064}(z)$).
- Razón de color (color ratio, $\chi'(z)$) atenuado, dado por el cociente entre la señal total de backscatter atenuado a 1064 nm y a 532 nm.

$$\chi'(z) = \frac{B_{1064}(z)}{B_{532}(z)} \quad (11)$$

Este parámetro es útil para obtener información acerca del tamaño de las partículas dispersoras de luz. Las partículas pequeñas presentan un coeficiente de backscatter menor a 1064 que a 532 nm, por lo que su color ratio será menor que la unidad para capas de aerosoles, mientras que para capas de nubes tendrá un valor cercano a la unidad, pues su backscatter no presenta apenas dependencia espectral a estas longitudes de onda.

- Razón de depolarización (Depolarization ratio, $\delta_v(z)$) en volumen, que corresponde a el cociente entre la señal de backscatter perpendicular y la paralela a 532 nm.

$$\delta_v(z) = \frac{B_{532,\perp}(z)}{B_{532,\parallel}(z)} \quad (12)$$

Este parámetro es útil para diferenciar entre partículas esféricas y no esféricas. Las partículas no esféricas, como el polvo mineral o los cristales de hielo, cambian el estado de polarización de la luz retrodispersada, mientras que las partículas esféricas como las gotas de agua líquida o aerosol esférico no. Las nubes de hielo generalmente muestran una razón de depolarización entre 0.25 y 0.40 y el aerosol mineral en torno a 0.15 (https://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/calipso_users_guide/browse/index.php). Las nubes de agua líquida muestran un incremento en la razón de polarización a medida que el haz penetra en la nube a pesar de la esfericidad de sus partículas. Esto es debido al múltiple scattering producido, que también cambia el estado de polarización de la nube y contribuye a la señal de vuelta detectada.

- Dos máscaras de características verticales (Vertical feature mask, VFM), que clasifican, mediante su propio algoritmo, las capas detectadas.

La primera de ellas diferencia los tipos de capas encontradas: nube, aerosol, superficie, capa estratosférica..., mientras que la otra máscara clasifica el tipo de aerosol para las capas que han sido previamente clasificadas como aerosol: black

carbon, desértico, continental... Estos algoritmos utilizan valores de referencia esperados para ciertos parámetros, por tanto, la clasificación ofrecida por ellos no debe considerarse determinante a la hora de realizar un estudio.

2.3.2 KARL

El lidar KARL (Koldewey Aerosol Raman Lidar) desarrollado en el AWI es un instrumento con base en tierra situado en la estación Koldewey, Ny-Alesund, y empleado principalmente para la detección de aerosol troposférico y vapor de agua (Ritter et al., 2004, 2008).

El KARL emite pulsos de luz láser simultáneamente a 1064 nm, 532 nm y 355 nm a un ritmo de 50 Hz, y consta de una configuración que permite obtener los perfiles de la luz retrodispersada a dichas longitudes de onda desde aproximadamente 460 m hasta 20 km sobre el nivel del mar. Además, KARL mide la depolarización a 532 y 355 nm. Su resolución máxima vertical es de 7,5 m y la resolución temporal es variable y se establece en 2.5 min para las medidas de aerosoles (Hoffmann et al., 2010). Por ser un lidar Raman, es capaz de medir la señal retrodispersada inelástica, gracias a lo cual permite obtener los perfiles de extinción a 532 y 355 nm y, por tanto, de razón lidar a esas dos longitudes (Ansmann, 1990).

- **Base de datos**

Aunque en este caso no existe una base de datos pública a la que poder acceder para descargar los datos, la estrecha colaboración del GOA-UVa con el AWI hizo posible la recuperación de la información proporcionada por el KARL.

Los datos fueron proporcionados por el responsable, el Dr. Christopher Ritter (AWI Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research), los cuales incluyen:

- Exponente de Ångström 355-532.
- Coeficiente de Backscatter de aerosol a 355, 532 y 1064 nm.
- Color Ratio 1064/355, 1064/532, 532/35.
- Depolarización a 532 y 355 nm.

2.3.3 MPL

Mientras que el lidar KARL opera únicamente con condiciones de cielo despejado y con requerimiento manual, el Micro-Pulse Lidar (MPL) (Spinhirne et al., 1995) trabaja continuamente, día y noche, de manera autónoma. Este instrumento fue desarrollado por en el GSFC de la NASA (NASA Goddard Space Flight Center) a principios de los noventa y, actualmente, se encuentra integrado en la red federada MPLNET (Micro-Pulse Lidar Network), que cuenta con diversas estaciones en todo el mundo, en las que habitualmente también opera AERONET.

El MPL es un sistema lidar compacto y seguro para la vista que utiliza un pulso corto de luz láser a 523 nm (o 532 nm según el modelo) y registra la retrodispersión por la atmósfera de dicha señal en función del tiempo. Está diseñado para medir aerosol y la estructura vertical de nubes, así como la altura de la capa límite de la atmósfera.

- **Base de datos**

Los datos están disponibles en la página web oficial de la red MPLNET, con una resolución temporal de un minuto y 30 m de resolución vertical (<https://mplnet.gsfc.nasa.gov>). No obstante, en este caso, han sido proporcionados de nuevo por su responsable científico, el Dr. Ritter, quien proporcionó los valores de RCS y backscatter a 532 nm de la componente paralela de polarización para las fechas necesarias.

2.4 Modelos

La modelización es una de las herramientas más útiles a la hora de ampliar la limitada información que ofrecen la instrumentación y las series de datos actuales. Las ventajas de los modelos son incontables: permiten realizar predicciones futuras, así como evaluar escenarios pasados en los que apenas hay medidas o completar vacíos de información tanto temporal como espacial. En el Ártico, su papel se vuelve aún más importante debido al difícil acceso que supone, además de las desfavorables condiciones climatológicas y superficiales que presenta para la recuperación medidas. En este trabajo se han utilizado dos modelos de transporte de masas de aire: HYSPLIT y FLEXPART.

2.4.1 HYSPLIT

HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) es un modelo para transporte de masas de aire desarrollado por el Laboratorio de Recursos Atmosféricos (ARL) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) de Estados Unidos (Stein et al., 2016). Se puede utilizar para estimar la trayectoria progresiva o regresiva (retro-trayectoria) de una masa de aire, algo muy útil para interpretar un evento que afecta a la calidad del aire, así como para determinar su origen y dispersión. HYSPLIT es un sistema completo para calcular trayectorias simples de celdas de aire, así como simulaciones complejas de transporte, dispersión, transformación química y deposición. El método de cálculo del modelo es un híbrido entre: el enfoque lagrangiano, que utiliza un marco de referencia que se ajusta al movimiento atmosférico para los cálculos de advección y difusión a medida que las trayectorias o las parcelas aéreas se mueven desde su ubicación inicial; y la metodología euleriana, que utiliza una cuadrícula tridimensional fija como marco de referencia para calcular las concentraciones de contaminantes en el aire.

- **Base de datos**

El modelo se puede ejecutar de forma interactiva en la web a través del sistema ARL READY y permite descargar los datos meteorológicos (<https://www.arl.noaa.gov>). Para este estudio se han hecho los cálculos utilizando el campo meteorológico NCEP (National Centers for Environmental Prediction) GDAS (Global Data Assimilation System) que tiene una resolución temporal de 3 horas y 1°x1° de resolución horizontal. Los parámetros que se han establecido manualmente son: las coordenadas geográficas, el día, la hora y la altitud para las cuales se desea conocer la trayectoria seguida por las masas de aire. En este caso se quería conocer el origen de las masas de aire, por lo que se utilizó la opción backwards que proporciona las retro-trayectorias.

Además, se ha utilizado la opción ensemble de HYSPLIT, la cual da como resultado varias posibles retro-trayectorias que pueden alcanzar la ubicación establecida. Cada trayectoria del ensemble o conjunto se calcula compensando los datos meteorológicos con un factor de celda, lo que resulta en un total de 27 distintas trayectorias (<https://www.ready.noaa.gov/hypub-bin/trajtype.pl>).

Tras ejecutar cada simulación, se ha descargado una imagen donde se observan las 27 retro-trayectorias. También se ha utilizado otro archivo en formato numérico que incluye las coordenadas y altitud, entre otros parámetros, a cada hora de la simulación para cada una de las 27 retro-trayectorias del conjunto.

2.4.2 FLEXPART

El modelo de dispersión FLEXPART (FLEXible PARTicle dispersion model) es un modelo de transporte y dispersión de partículas lagrangiano que permite simular una amplia variedad de procesos de transporte atmosférico, tanto a largo alcance, como a mesoescala (Stohl et al., 1998; 2005). Al igual que HYSPLIT, permite obtener tanto las trayectorias como las retro-trayectorias seguidas por las masas de aire. A diferencia del modelo HYSPLIT, la formulación de este modelo es completamente lagrangiana, lo que significa que siempre se consideran las pequeñas parcelas de aire independientemente. Además, este modelo emplea el campo meteorológico proporcionado por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) con resolución temporal de 3 horas y espacial de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. FLEXPART cuenta con un módulo de emisión de partículas. No obstante, existe un modelo de emisión de polvo desarrollado por Zwaafink et al. (2016) especialmente diseñado para estudiar las fuentes de polvo mineral que afectan al Ártico, llamado FLEXDUST.

- **Base de datos**

El modelo FLEXPART es libre y puede descargarse en su página web para ejecutarlo personalmente. No obstante, para este caso, puesto que el objeto de estudio es la presencia de polvo mineral en el Ártico, parecía evidente que el módulo FLEXDUST aplicado al modelo proporcionaría unos resultados mucho más fiables. Por tanto, la información utilizada fue proporcionada directamente por la Dra. Christine Groot Zwaafink (NILU Norwegian Institute for Air Research) tras contactar con ella.

La Dra. Zwaafink realizó las simulaciones para los días bajo estudio (3 y 5 de mayo del 2020) bajo las siguientes consideraciones:

- Para el módulo de emisión de polvo FLEXDUST: se consideraron las emisiones globales de polvo mineral entre el 17 de abril y el 6 de mayo del 2020, con una resolución espacial de 0.25° y temporal de 3 horas.
- Para la simulación de las retro-trayectorias con FLEXPART: se calcularon las retro-trayectorias a 14 días con coordenadas de origen 11.923° E, 78.923° N y 8250-8750 m de altitud. Para el 3 de mayo se realizó la simulación para las masas de aire que alcanzan dicho sector entre las 12:00 - 15:00 UTC y el 5 de mayo durante todo el día. Las partículas consideradas para la simulación fueron todas aquellas partículas de polvo con un tamaño entre 1 y 1.7 micrómetros.

Tras dichas simulaciones se obtuvieron, para los días 3 y 5 de mayo separadamente:

- Footprint: se trata de una medida del tiempo de residencia en una ubicación concreta de las parcelas de aire que han llegado a la ubicación establecida. Es una forma de ilustrar las trayectorias que sigue el aire que llega al lugar de interés. Este tiempo de residencia se expresa en segundos y, para su representación, se ha graficado su logaritmo en base 10, por lo que para los valores de tiempo con los que se trabaja (desde los microsegundos hasta los cientos de segundos) tomará principalmente valores entre -6 y 3.
- Emission sensitivity: indica las zonas en las que, para las retrotrayectorias calculadas, la masa de aire pasa cerca de la superficie (<500m de altitud) y, por tanto, podría haber recogido material particulado.
- Regiones fuente: muestra la contribución de cada región fuente a la concentración modelada de polvo que habría alcanzado Ny-Ålesund.

2.5 Metodología

A lo largo de este trabajo, se analiza la presencia de aerosol mineral en el Ártico. La detección de episodios de este tipo se ha llevado a cabo siguiendo la metodología propuesta por Mateos et al. (2020), y que consiste en un método automático para la detección de eventos de aerosol atmosférico.

Este método automático de detección de eventos hace uso de los productos AOD_F y AOD_C proporcionados por AERONET, y que se corresponden con los valores de AOD asociados a la carga de aerosol fino y grueso respectivamente.

El método se basa en considerar el percentil 85 (P85), calculado para el conjunto total de datos disponible en una estación concreta, como valor umbral para clasificar los días con un valor superior al P85 como días de evento de aerosol en dicha localización. Por tanto, utilizando el conjunto de valores de AOD_F y AOD_C disponible, se obtendrán dos valores: P85 (AOD_F) y P85 (AOD_C); que serán los umbrales para detectar un evento de aerosol fino, grueso o mezcla en caso de que ambos umbrales se superen. Es decir, los días en que se superan estos umbrales, se corresponderán con días en los que se registra una carga de aerosol en la atmósfera que no es característica del lugar y que, por tanto, indican que una pluma de aerosol (fino, grueso o mezcla) insólito ha penetrado en la atmósfera analizada. Estos valores son, por tanto, representativos de una ubicación concreta.

El conjunto total de medidas disponible en el momento de la clasificación comprendía el periodo desde junio del 2017 hasta septiembre del 2020. Para cada año, el periodo de medida total era inferior a 6 meses, debido a la ausencia de sol durante la noche polar, la falta de medidas los días con condiciones meteorológicas desfavorables y algunos problemas técnicos del instrumento.

Los valores umbral obtenidos con este conjunto de datos en la estación de Ny-Ålesund para cada modo fueron:

- P85 (AOD_F) = 0.074
- P85 (AOD_C) = 0.023

No obstante, la validez de este método fue contrastada frente a otros métodos de clasificación con datos obtenidos en el centro-norte de la Península Ibérica (Mateos et al., 2020), una zona mucho más afectada por el polvo mineral que el Ártico debido a su cercanía a las zonas saharianas y, por tanto, por los episodios de aerosol grueso. El valor del percentil 85 obtenido para el modo grueso en la estación de Ny-Ålesund resulta muy bajo, casi en el límite de la propia incertidumbre de las medidas. Con el objetivo de no clasificar erróneamente algunos días como días afectados por una pluma de aerosol grueso, sobrestimando entonces la cantidad de días que ocurren este tipo de eventos en Ny-Ålesund, se incrementó el umbral del modo grueso del valor del P85 (AOD_C) a un valor de 0.04. Este nuevo umbral asegura así la detección de días que presentan condiciones de alta turbiedad en el modo grueso. No ha sido necesario modificar el valor para el modo fino, pues resulta un valor adecuado para la estación.

Con estos valores umbral, se desarrolló un algoritmo en el lenguaje de programación Python, que analizaba los datos instantáneos de AOD_F y AOD_C de cada día, de forma que, con tres valores consecutivos en el día superando los umbrales establecidos, se consideraba tal día como atípicamente afectado por aerosol fino, grueso o mezcla en caso de que se superaran ambos (Herrero-Anta et al., 2021).

Este método de detección de eventos permitió identificar varios días que presentaban alta turbiedad atmosférica. Finalmente, para el periodo de tiempo analizado (entre junio del 2017 y septiembre del 2020) se obtuvo un total de 276 días con medidas disponibles; 25 de los cuales presentaron una alta turbiedad debido a la presencia de partículas del modo grueso, 40 del fino, y 12 de mezcla de ambos. En la Figura 2.7 se pueden ver los calendarios de clasificación de eventos para todos los años analizados. Además, en la Tabla 2.1 se resumen los resultados obtenidos cada año. Es evidente por tanto que, en esta zona, los eventos de aerosol fino son mucho más habituales, seguramente debidos a la llegada de aerosol procedente de la quema de biomasa de los bosques boreales próximos al círculo polar Ártico. Puesto que en este caso los eventos de interés eran aquellos en los que se presentaba un aumento del aerosol de modo grueso, se analizaron con mayor detalle aquellos días que presentaban una alta presencia de aerosol grueso, visualizando la evolución temporal del AOD los días en que se producían.

Tras examinar varios días en los que se tuvo que despreciar el evento por la presencia de nubes altas o posibles medidas contaminadas por montañas cuando el sol se encontraba aún muy bajo en el cielo de Ny-Ålesund, se llegó a un caso de particular interés en el que la evolución temporal del evento parecía indicar la entrada de una pluma de aerosol grueso: los días 3 y 5 de mayo de 2020. Con el objetivo de examinar en profundidad este singular evento, se siguió una metodología de análisis que abarca la utilización de diversos instrumentos de medida de aerosoles en suelo y a bordo de satélite, así como dos modelos diferentes de transporte de masas de aire para realizar el seguimiento del transporte del aerosol.

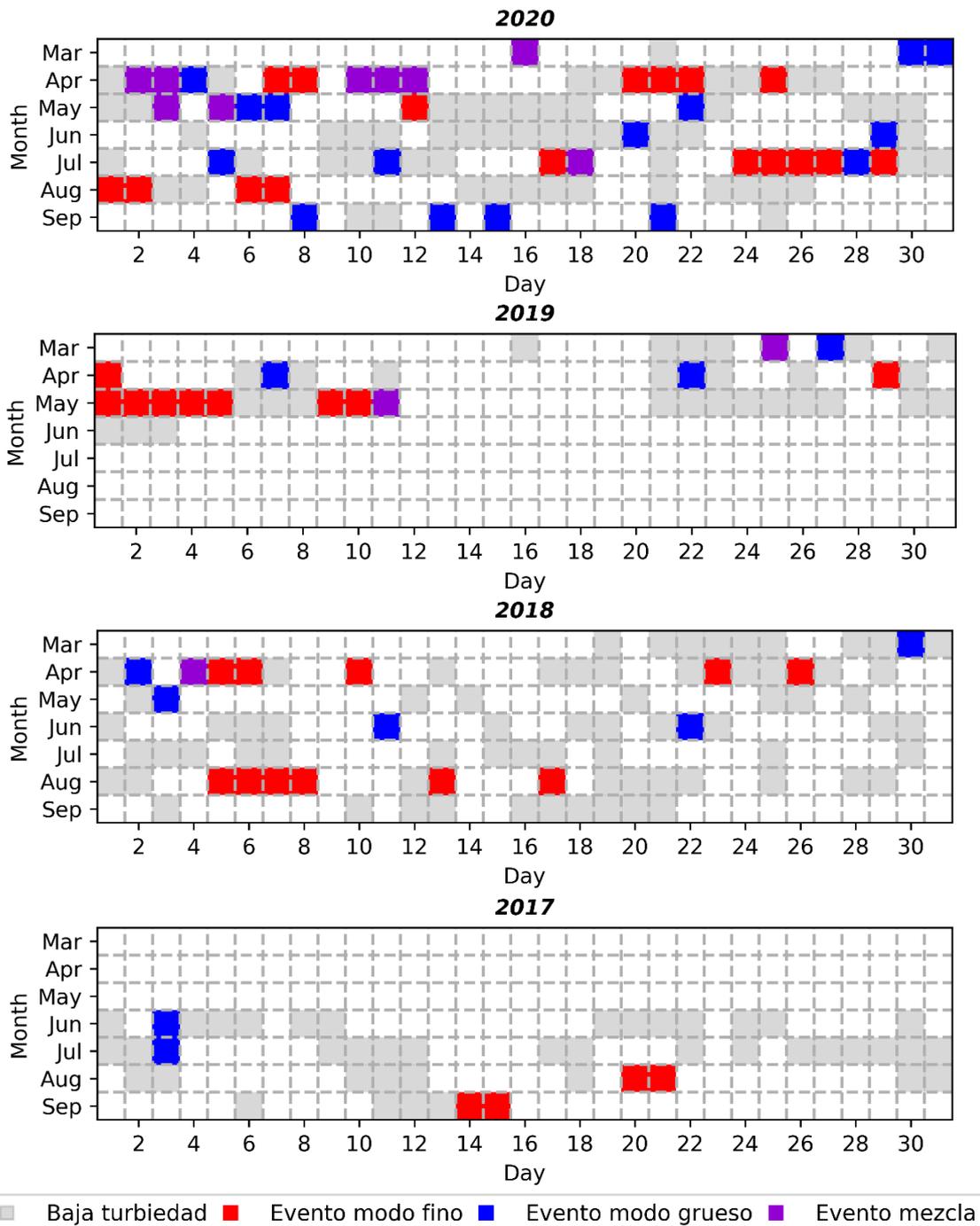


Figura 2.7. Calendarios de clasificación de los eventos obtenidos con la metodología propuesta. Se distingue entre días con baja turbiedad (gris) y días con alta turbiedad debido a la presencia de aerosoles en modo fino (rojo), grueso (azul) y mezcla (morado). Los días en blanco representan días en los que no se dispone medidas.

Tabla 2.1. Resumen, por año analizado, de: días con medidas disponibles, días que presentan evento de aerosol de modo fino, de modo grueso y de mezcla de ambos.

	2017	2018	2019	2020
Días disponibles	47	87	42	100
Evento modo fino	4	11	9	17
Evento modo grueso	2	5	3	15
Evento mezcla	0	1	2	9

Capítulo 3: Resultados

La metodología utilizada para la detección de eventos en la localidad de Ny-Ålesund determinó que los días 3 y 5 de mayo del 2020 presentaban una inusual carga tanto de aerosol fino como grueso en la columna atmosférica. Se ha observado que la presencia de este último tipo de aerosol es poco habitual en la zona, por lo que su inhabitual aparición motivó la realización un exhaustivo análisis del evento, que se muestra a lo largo del capítulo.

3.1 Medidas en superficie

3.1.1 Fotometría solar

El fotómetro CE318-T registró un importante aumento en la carga de aerosol en columna los días 3 y 5 de mayo de 2020 en la estación de Ny-Ålesund. La evolución temporal del AOD medido a distintas longitudes de onda, junto con el Exponente de Ångström 440-870, se puede observar en la Figura 3.1 para esos días a estudio. Esta figura muestra un aumento progresivo y continuo del AOD (típico en la entrada de una pluma de aerosol) para todas las longitudes de onda a partir de las 11:00 UTC del día 3 de mayo (ver Figura 3.1a). Este aumento de AOD se produce para todas las longitudes de onda de forma similar, lo que provoca que, como se puede visualizar también en el lateral derecho de la Figura 3.1a, tenga asociado un AE bajo. El AE va disminuyendo a medida que aumenta el AOD, indicando por tanto la aparición de partículas gruesas.

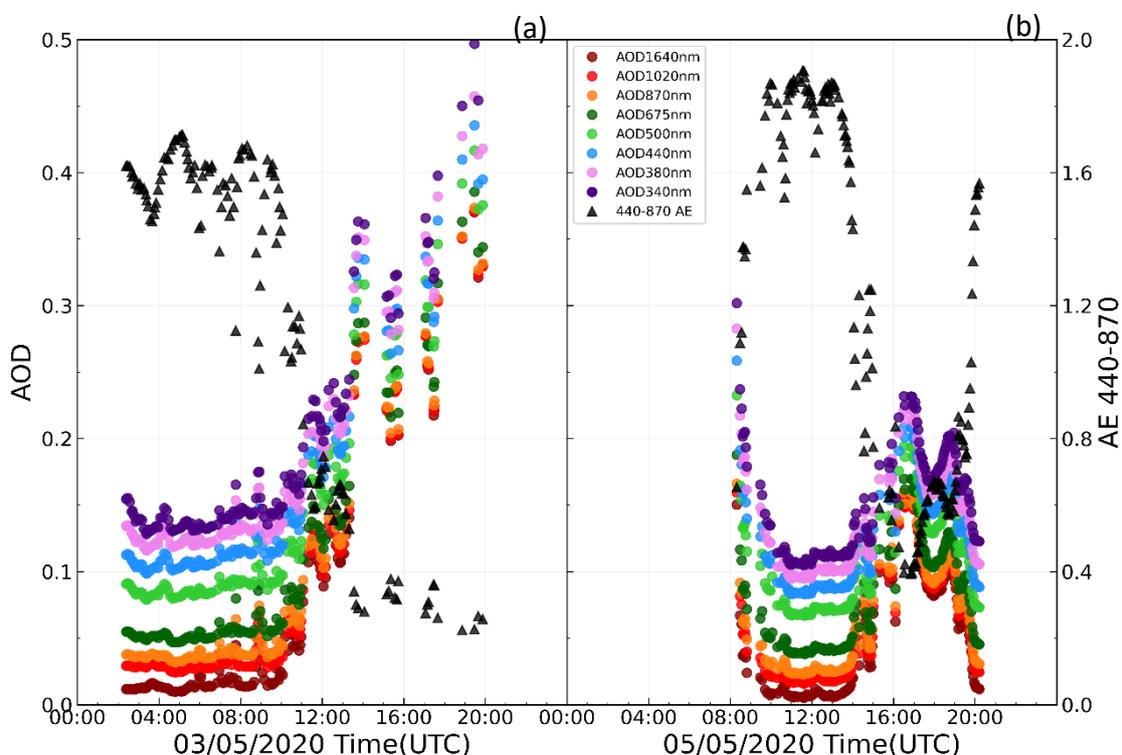


Figura 3.1. Evolución temporal de AOD y AE a lo largo de los días 3 y 5 de mayo del 2020.

El día 5 de mayo se puede observar de nuevo (ver Figura 3.1b) un comportamiento similar, aunque con menor intensidad, especialmente a partir de las 14:00 UTC. La

elevada carga de aerosol se mantiene durante un corto periodo de tiempo, y ya en torno a las 17:00 UTC comienza a decrecer progresivamente hasta que, a las 20:00 UTC, vuelve a unos niveles de AOD habituales para la zona.

Durante el día 4 de mayo, la presencia de nubes imposibilitó la obtención de medidas de AOD por parte del fotómetro. Además, cabe mencionar la ausencia de productos de inversión fiables en estas fechas, debido probablemente a la presencia de nubes en algunas partes del cielo. Estos productos habrían permitido caracterizar mejor el aerosol a través de sus propiedades ópticas y microfísicas. Esta falta de información dificultó la determinación del tipo de aerosol presente en la atmósfera utilizando únicamente este instrumento.

Además de las medidas de fotometría de la estación de Ny-Ålesund, se dispone de medidas de la estación de Barentsburg. La comparación de los resultados obtenidos los días 3 y 5 de mayo en ambas estaciones se muestra en las Figuras 3.2 y 3.3 respectivamente. En la parte superior de dichas figuras, se representa conjuntamente la evolución de los valores de AOD registrados en Ny-Ålesund para dos longitudes de onda representativas, 340 y 1020 nm, y los valores de AOD registrados en Barentsburg para 340 y 1037 nm, que son los filtros más próximos a los ofrecidos por el fotómetro de Ny-Ålesund. En la parte inferior de las figuras se representa también la evolución del valor del Exponente de Ångström 440-870 nm.

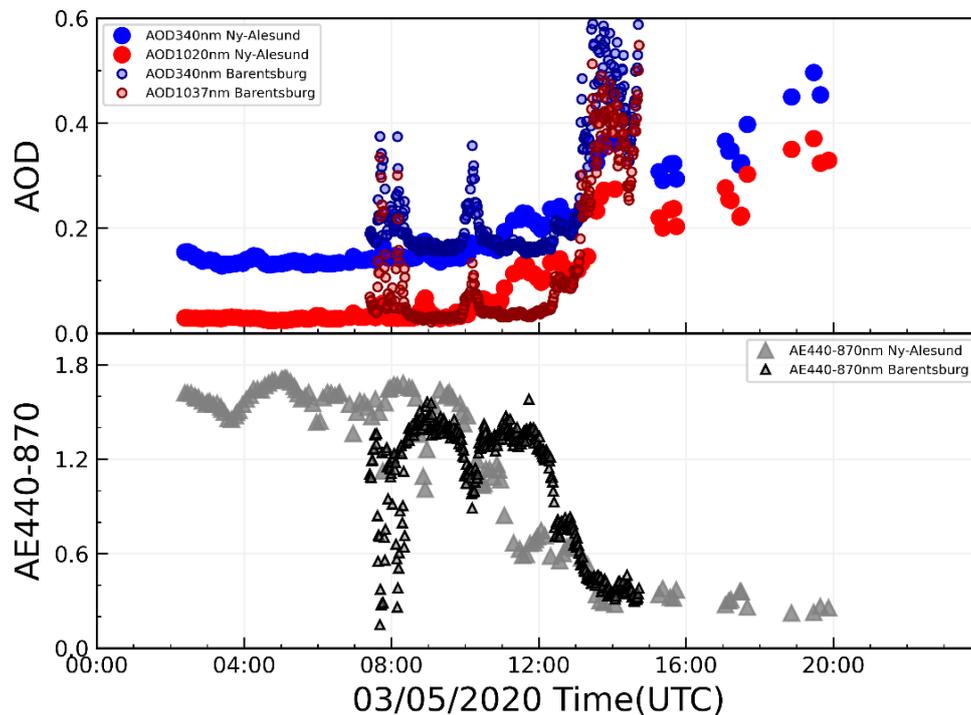


Figura 3.2. Evolución del AOD y AE obtenidos por fotometría solar en dos estaciones del archipiélago de Svalbard el día 3 de mayo del 2020.

Se puede observar que, durante el día 3 (ver Figura 3.2), ambas estaciones registran unos valores y evolución de los datos análogos, con un desfase horario de aproximadamente dos horas. Este comportamiento tan similar, con pequeñas subidas y

bajadas registradas en ambas estaciones y con el mismo desfase temporal, teniendo en cuenta que se encuentran separadas más de 100 km en línea recta, proporciona un elevado grado de confianza de que realmente se está midiendo la entrada de una pluma de aerosol, que se produce con 2 horas de antelación en Barentsburg. Además, el acompañamiento de este aumento de AOD con valores bajos de AE, indica, como ya se ha mencionado en varias ocasiones, que esta pluma contiene partículas gruesas.

En la Figura 3.3 se representa la evolución de los datos el día 5 de mayo. La perceptible dispersión de los datos de Barentsburg indica que, probablemente, están contaminados por nubes la mayor parte del día, y dificulta la comparación de los resultados entre ambas estaciones. El único periodo que parece fiable es a primera hora, cuando se observan valores altos de AOD que van decreciendo a lo largo de una hora, esta caída en AOD es simultánea con un aumento en el AE desde 0.6 a 1.2. Todo ello indicando que se ha podido recuperar la situación de aerosol típica de la zona. Los datos en Ny-Ålesund sufren una caída similar, pero, de nuevo, dos horas después. En este caso, las condiciones de cielo despejado en Ny-Ålesund permiten ver cómo se recuperan durante 5 horas las condiciones típicas en aerosol. Pero, a partir de las 16:00 UTC, ocurre una nueva subida en los valores de AOD, asociada a una caída en el AE. En la última hora con datos, las 20:00 UTC, parece que se vuelven a recuperar los valores habituales de aerosol en esta zona.

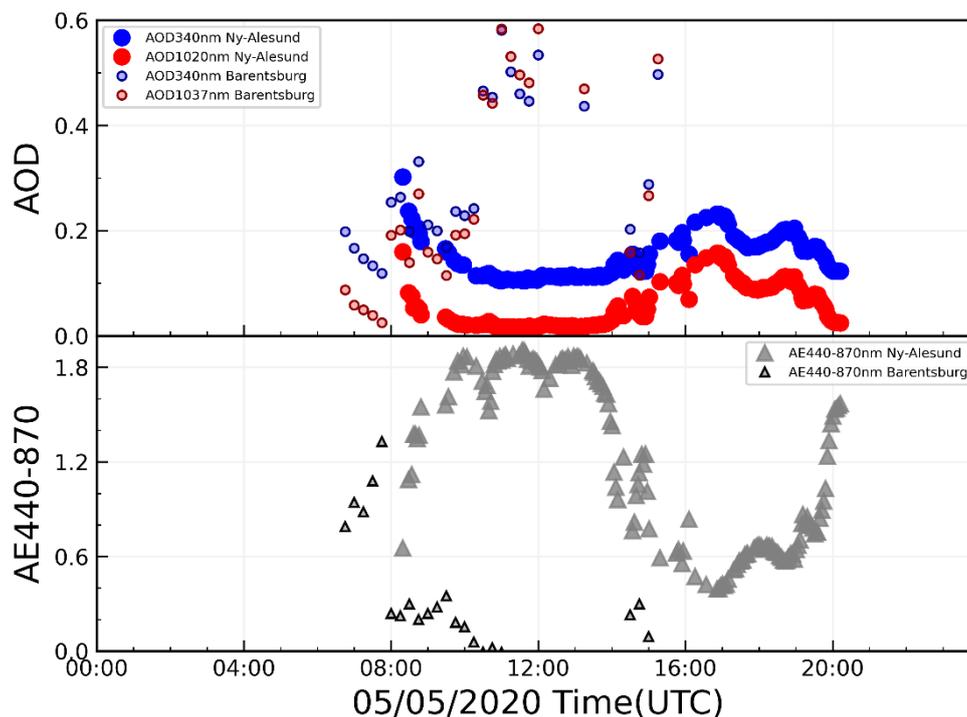


Figura 3.3. Evolución del AOD y AE obtenidos por fotometría solar en dos estaciones del archipiélago de Svalbard el día 5 de mayo del 2020.

3.1.2 Lidar

Las medidas de fotometría solar tomadas en superficie recién expuestas parecen indicar la entrada de partículas gruesas el día 3 de mayo de 2020 sobre Ny-Ålesund. Para

corroborar esta hipótesis y conocer a qué altura se encontraban estas partículas, se han utilizado medidas de instrumentación lidar establecida en tierra.

El primer resultado que se muestra corresponde a las medidas tomadas por el MPL. La ventaja que ofrece este instrumento es, como se comenta en la introducción, que opera de manera automática durante todo el día. Por tanto, proporciona información sobre lo que ocurre a lo largo de todo el día en el cielo de Ny-Ålesund. Presenta, no obstante, una menor resolución vertical respecto KARL, además de una distorsión de los valores de las capas más bajas debido a un problema no corregido de solapamiento incompleto (“overlap”, problema asociado a la geometría lidar). Por tanto, no se deben tener en cuenta los valores por debajo de, aproximadamente, 3 km.

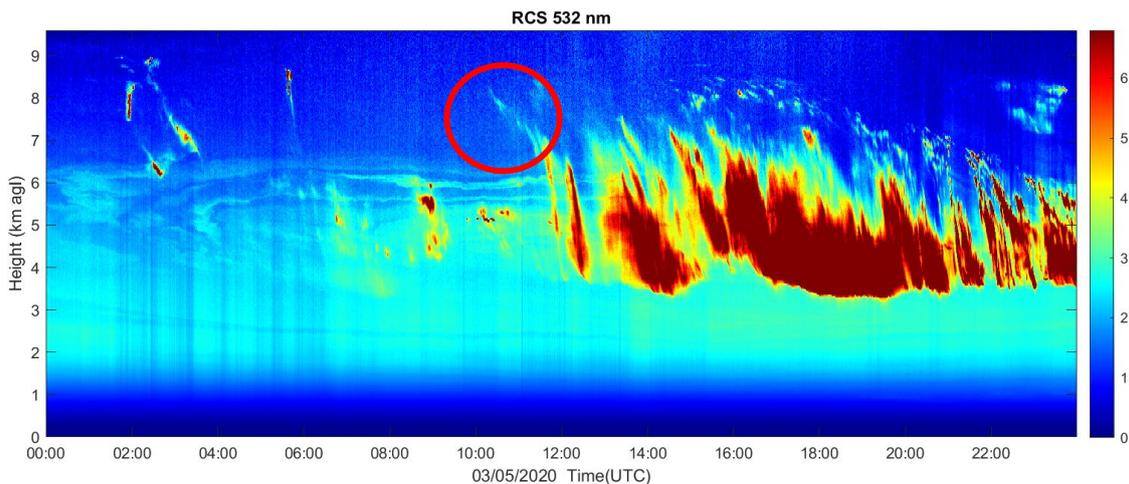


Figura 3.4. Señal corregida de rango (RCS, en unidades arbitrarias) de la componente de polarización paralela a 532 nm obtenida con el instrumento MPL en Ny- Ålesund el día 3 de mayo del 2020, en función de la altura y el tiempo.

En la Figura 3.4 se puede ver la evolución de la señal RCS del MPL el día 3 de mayo. Se observa cómo, a primeras horas del día, el cielo está prácticamente despejado, aunque se aprecian algunas plumas finas de aerosol en torno a los 5 - 8 km. A partir de las 12:00 UTC comienzan a desarrollarse nubes con cierto espesor, lo que probablemente es la causa de la inexistencia de productos de inversión en los datos proporcionados por el fotómetro CE318-T. Mientras que parece existir una cierta homogeneidad atmosférica en estas primeras horas de la mañana en las que no hay nubes, sobre las 10:00 UTC una fina capa aparece en torno a los 7-8 km de altura (ver zona señalada en Figura 3.4 con un círculo rojo), lo cual coincidiría con el momento en que el fotómetro comienza a detectar un aumento en la carga de aerosol en columna. Puesto que el MPL se encuentra establecido en superficie, será en los primeros kilómetros de atmósfera donde obtendrá mejores resultados (obviando los tres primeros kilómetros desde el suelo, donde los datos son inservibles en este caso) y a medida que aumenta la altitud tendrá menor relación señal-ruido. Esto provoca que, a partir de la aparición de nubes, apenas puedan distinguirse capas finas de aerosol que lleguen por encima de estas.

La evolución de la señal RCS del MPL para el día 5 se muestra en la Figura 3.5. En este caso la presencia de nubes en el cielo de Ny-Ålesund (señal saturada) es más acusada a

lo largo de todo el día, lo que impide la visualización clara de una pluma de aerosol tenue. En el intervalo que va de las 08:00 UTC hasta las 16:00 UTC el cielo se encuentra prácticamente despejado, y es a esta última hora, donde de nuevo se puede observar la aparición de una tenue señal en torno a los 8km (ver Figura 3.5). Aunque aparecen manchas de fuerte intensidad también, podrían deberse a la formación de pequeñas nubes en el interior de la masa de aire, por la capacidad de los aerosoles atmosféricos de tipo mineral de actuar como núcleos de condensación para la formación de nubes.

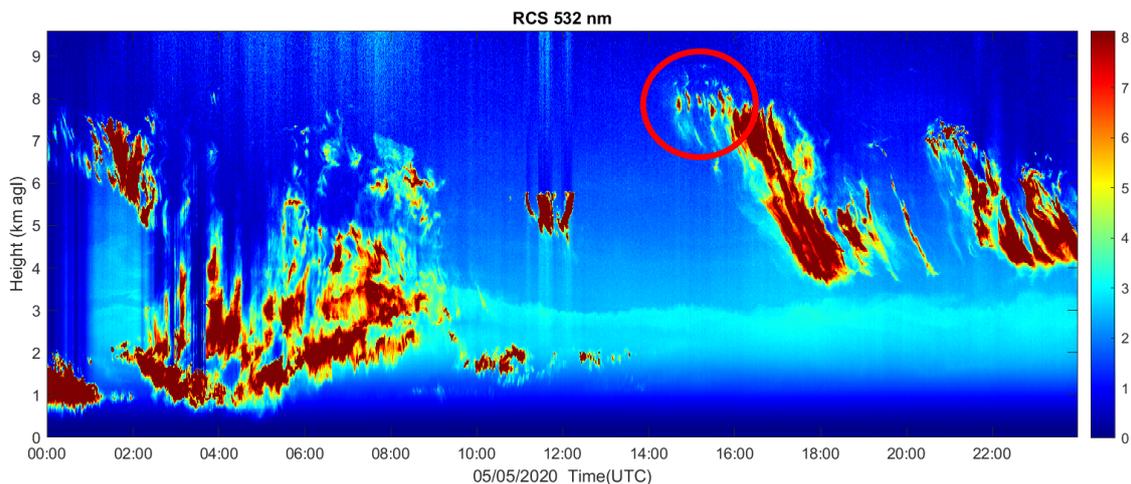


Figura 3.5. Señal corregida de rango (RCS, en unidades arbitrarias) de la componente de polarización paralela a 532 nm obtenida con el instrumento MPL en Ny-Ålesund el día 5 de mayo del 2020, en función de la altura y el tiempo.

Los resultados obtenidos parecen indicar que la intrusión de partículas gruesas observada con el fotómetro pudo ocurrir a una altura de unos 8 km. Para ver con más precisión lo que sucedió a estas alturas, se muestran a continuación los resultados obtenidos mediante el KARL. El rango temporal del que se disponen medidas en este caso es menor, pero presenta una mejor respuesta señal-ruido y mayor resolución vertical. El Koldewey Aerosol Raman Lidar estuvo funcionando el día 3 de mayo del 2020 hasta las 11:00 UTC. En la Figura 3.6 se puede observar la evolución del perfil vertical de varios de los parámetros que se han podido obtener a través de sus medidas para ese día. Dichos perfiles muestran cómo, sobre las 10:00 UTC, una masa de aire que alberga partículas penetra en el cielo de Ny-Ålesund en torno a los 8 km de altitud, lo cual presenta un razonable acuerdo con el MPL y con la evolución del AOD dicho día (ver Figura 3.1a), en la que el aumento de AOD comenzaba sobre esa hora.

En la zona identificada como posible capa de polvo, el backscatter a 532 y 1064 nm (ver Figuras 3.6a y 3.6b respectivamente) son muy similares, dando un valor alto de color ratio (ver Figura 3.6d), en torno a 0.7-0.8, pero ligeramente menor que en las zonas identificadas como nube (zonas de saturación). Esto podría indicar la presencia de partículas gruesas, pero no tan gruesas como para ser nubes. De la representación de la depolarización a 532 nm (ver Figura 3.6c) se puede inferir que las partículas presentes en dicha masa de aire son irregulares, pues presentan cierta polarización, algo característico del polvo mineral. Además, se cuenta con otro parámetro llamado Ångström Exponent β 355-532 nm (ver Figura 3.6f), que sería un parámetro similar al

Exponente de Ångström proporcionado por AERONET, pero proporcionado por medidas lidar. Como se comentó en la introducción, este parámetro es representativo del intervalo de longitudes de onda en el que se expresa, y, por tanto, no es directamente comparable con el AE dado por AERONET. Sin embargo, proporciona igualmente información acerca del tamaño de la partícula y, en este caso, se puede ver que la masa de aire analizada presentaba valores bajos de este parámetro, entre 0.5 y 1, indicando por tanto la presencia de partículas relativamente grandes.

Para el día 5 de mayo del 2020 se dispone de medidas del KARL entre las 12:30 y las 16:00 UTC. La evolución del AOD de este día (ver Figura 3.1b), mostraba un aumento significativo de los valores de AOD para todas las longitudes de onda entre las 14:00 y las 20:00 UTC. Dicho aumento también presenta concordancia con los datos obtenidos mediante KARL y que se muestran en la Figura 3.7. La explicación que se ha desarrollado previamente para la masa de aire que entró el día 3 de mayo sobre las 10:00 UTC a una altura de 8 km se puede aplicar a la masa de aire que se adentra este día en el cielo de Ny-Ålesund en torno a las 14:00 UTC y, de nuevo, a unos 8 km de altitud, pues ambas presentan unas propiedades similares. En este caso, sin embargo, parece que las partículas favorecen la formación de pequeñas nubes que quedan representadas en los perfiles del lidar por las manchas de saturación rojas.

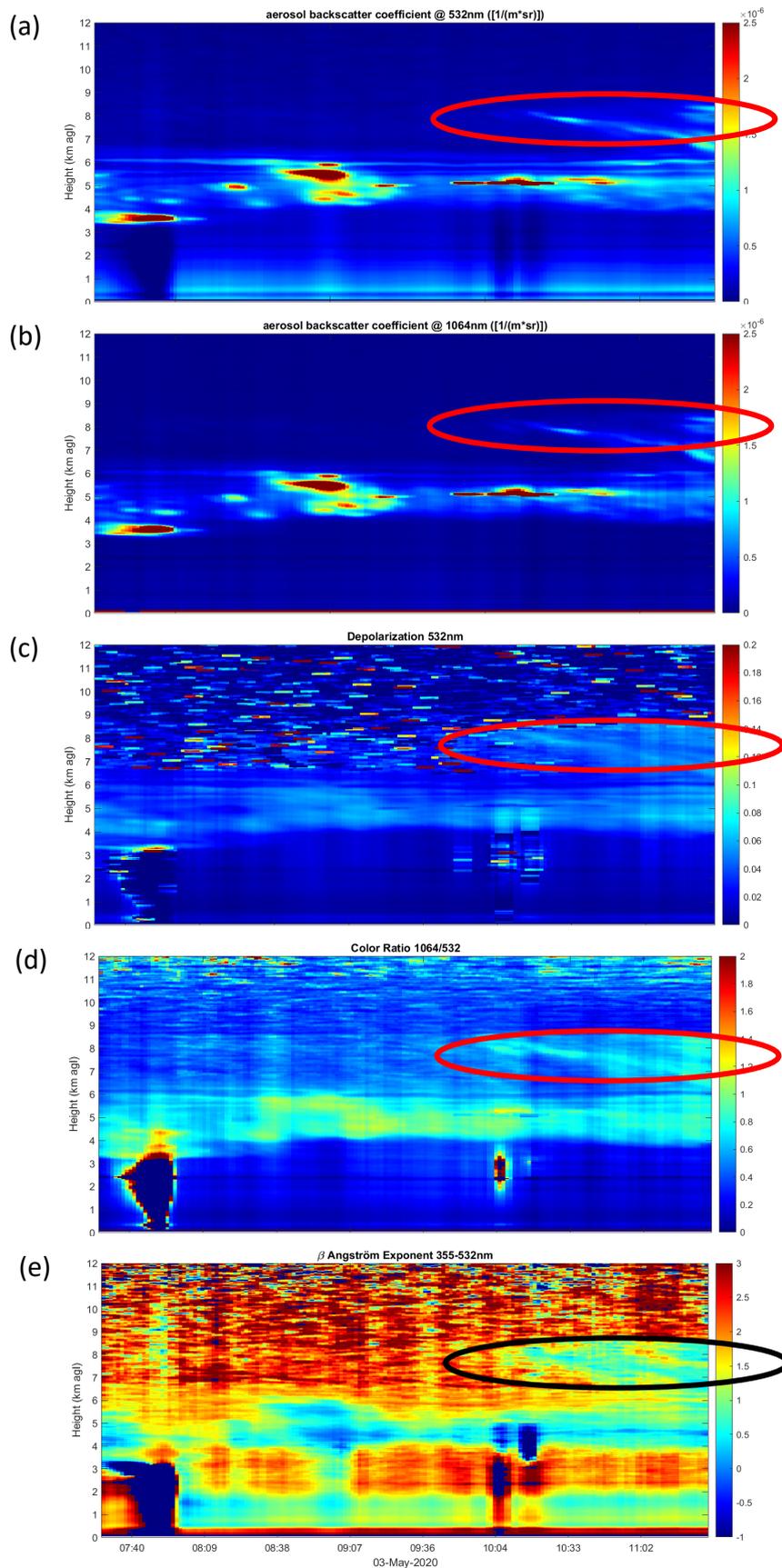


Figura 3.6. Perfiles de KARL para el día 3 de mayo del 2020 en función del tiempo de: (a) backscatter de aerosoles a 532 nm; (b) backscatter de aerosoles a 1064 nm; (c) cociente de depolarización a 532 nm; y (e) Exponente de Ångström de backscatter en 355-532 nm.

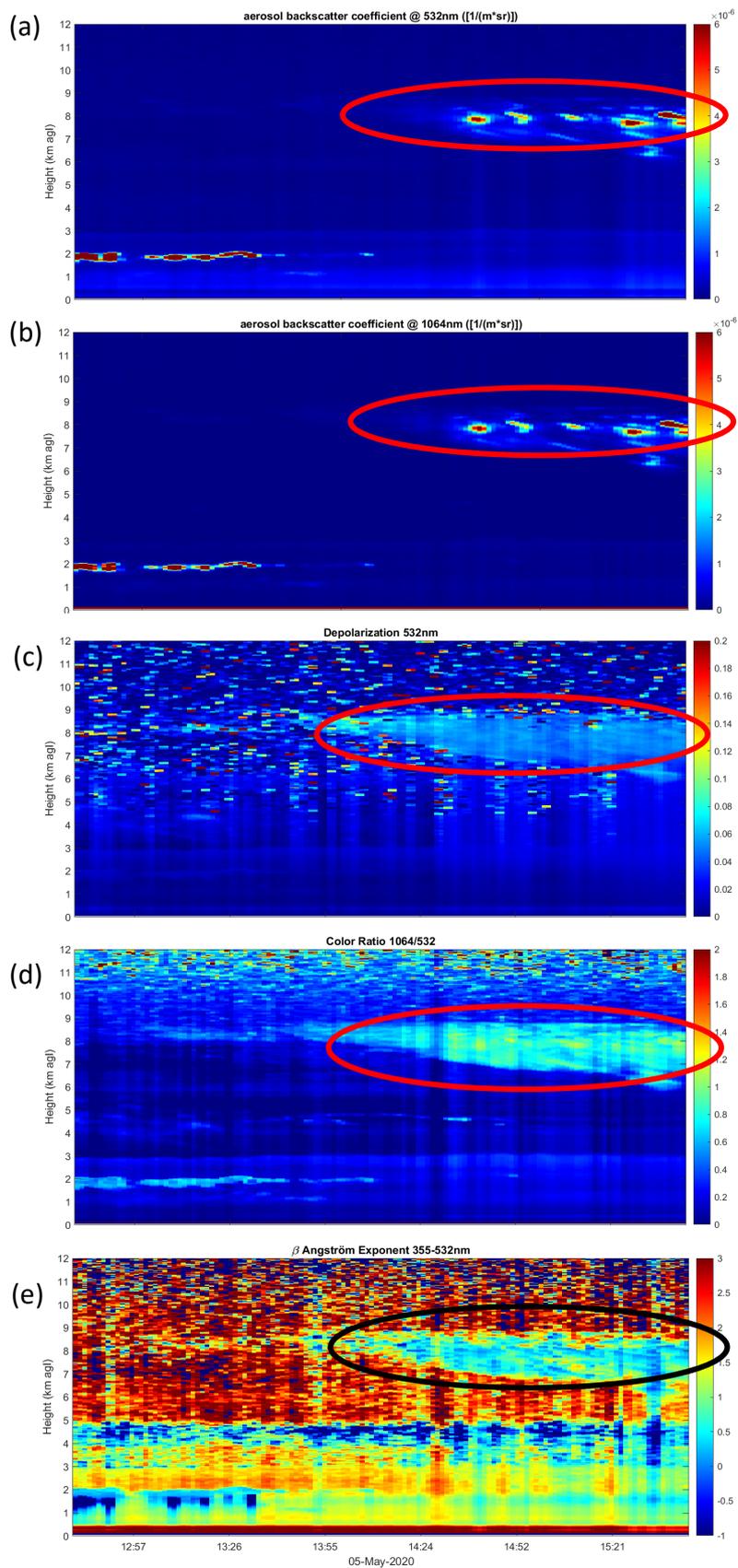


Figura 3.7. Perfiles de KARL para el día 5 de mayo del 2020 en función del tiempo de: (a) backscatter de aerosoles a 532 nm; (b) backscatter de aerosoles a 1064 nm; (c) cociente de depolarización a 532 nm; y (e) Exponente de Ångström de backscatter en 355-532 nm.

3.2 Medidas de satélite

Además de las medidas tomadas por instrumentación establecida en tierra, se han utilizado medidas de instrumentación a bordo de satélites para comparar los resultados. A continuación, se presentan los resultados obtenidos por CALIOP uno de los días del evento.

El 3 de mayo del 2020 el satélite CALIPSO sobrevoló el archipiélago de Svalbard por su costa suroccidental en torno a las 10:30 UTC, hora a la que aproximadamente comienza a registrarse un incremento en el AOD en las dos estaciones presentadas en el apartado anterior. En la Figura 3.8, se representan los perfiles verticales de varias de las variables que proporciona CALIPSO en su página web. Este recorrido pasa muy cerca de la zona de estudio, que en los perfiles mencionados coincide aproximadamente con la zona de coordenadas 77.79° N y 12.71°E.

En esta zona se puede observar cómo aparece, en torno a los 8 km sobre el nivel del mar, una pequeña zona que presenta una señal de backscatter atenuado a 532 nm de fuerte intensidad (ver Figura 3.8a). Esta fuerte intensidad sigue apareciendo para 1064nm (ver Figura 3.8b), aunque ligeramente más tenue, lo que da pistas de que se trata de partículas gruesas, pero no nubes. Al ser una zona tan pequeña, es difícil discernir los valores de las demás variables, sin embargo, el cociente de depolarización parece presentar en la zona varios puntos de valores 0.1 y 0.2 (ver Figura 3.8c), valores típicos de aerosol desértico (ver apartado 2.3.1). Para el color ratio (ver Figura 3.8d), se observan valores menores de 1, algo común en aerosol desértico, aunque se hace difícil diferenciarlo de las nubes. Las máscaras de clasificación de CALIPSO clasifican esta zona como aerosol (y no nube) en la clasificación de tipo de capa presente en la atmósfera (ver Figura 3.8e), y como polvo desértico en la subclasificación de aerosoles (ver Figura 3.8f).

Durante el 5 de mayo, lamentablemente, no hay ningún recorrido de CALIPSO cercano a la zona de interés en las horas a las que se registra de nuevo la entrada de la pluma de aerosol analizada. No obstante, los resultados obtenidos con CALIPSO parecen confirmar la hipótesis de que el día 3 de mayo llegaron partículas gruesas, posiblemente polvo desértico, al Ártico a una altura próxima a los 8 km.

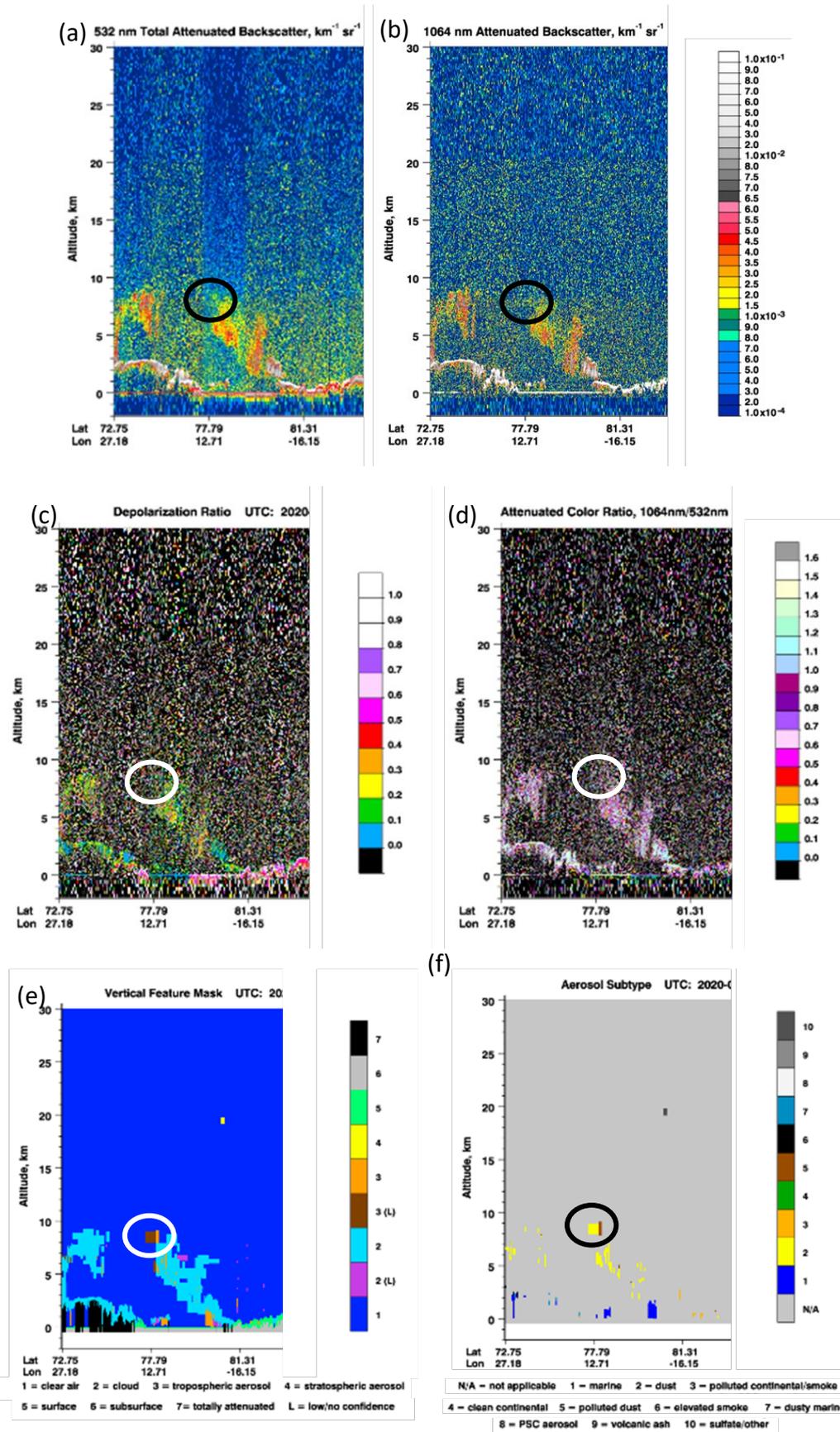


Figura 3.8. Perfiles de CALIOP de: (a) Backscatter total atenuado a 532 nm, (b) Backscatter atenuado a 1064 nm, (c) Razón de depolarización a 532 nm, (d) Razón de color atenuada, (e) máscara de clasificación vertical y (f) máscara de clasificación de tipo de aerosol.

3.3 Modelos e identificación de la fuente de origen

Una vez comprobado con diferentes instrumentos de teledetección, tanto establecidos en tierra como a bordo de satélites, que los días 3 y 5 de mayo se produce la entrada de una masa de aire que parece transportar aerosol mineral a unos 8 km, se han utilizado dos modelos de transporte de masas de aire para tratar de establecer el origen de esta masa de aire y determinar el camino que sigue hasta llegar a Ny-Ålesund.

3.3.1 Combinación HYSPLIT-CALIOP

En primer lugar, para conocer el origen del aerosol observado, se ha establecido una metodología que combina los resultados obtenidos mediante el modelo de transporte de masas de aire HYSPLIT con las medidas proporcionadas por CALIPSO. Para ello, se ejecutó HYSPLIT en la opción retro-trayectorias a 48 horas desde las coordenadas y altitud en la que CALIPSO había registrado la capa de aerosol. Utilizando el archivo de datos numéricos resultante de la simulación de HYSPLIT, se calculó el promedio de las coordenadas y altitudes en las que acababan las 27 retro-trayectorias calculadas, de forma que se obtienen una ubicación (coordenadas y altitud) y hora aproximadas en las que buscar la capa de aerosol con CALIPSO. Una vez ubicada la capa de aerosol con CALIPSO en una zona cercana a aquella donde se esperaba encontrar, se repite el procedimiento, otras 48 horas más hacia atrás desde la ubicación y hora a la que se ha encontrado la capa con CALIPSO. Este proceso fue repetido hasta llegar a una zona de posible emisión de aerosol, donde las masas de aire estuviesen a menor altitud y pudieran haber recogido el aerosol.

La primera simulación se realiza para las masas de aire que llegan el día 3 de mayo a las 11:00 UTC a Ny-Ålesund, y, por tanto, HYSPLIT proporciona el camino seguido por las retro-trayectorias hasta el 1 de mayo a las 11:00 UTC, cuando, como se puede ver en la Figura 3.9a, las masas de aire están sobre la costa oeste de Groenlandia. Tras realizar el promedio de las coordenadas en las que acaban dichas retro-trayectorias, se obtienen las siguientes coordenadas: 70° N, 52° W y 8000 m, ubicación en la que se busca un resultado de CALIPSO en torno a las 11:00 UTC del 1 de mayo. Una órbita de CALIPSO pasa a las 07:00 UTC de dicho día cerca de dichas coordenadas. En la Figura 3.10 se pueden observar los perfiles de CALIOP de backscatter atenuado a 532 y 1064 nm (ver Figura 3.10a y Figura 3.10b) junto con la máscara de clasificación del tipo de capa (ver Figura 3.10c). En dichas figuras se puede observar que, cerca de los 74°N, 52°W y 9000m de altitud, aparece una capa similar a la detectada en Ny-Ålesund. La capa de polvo se detecta encima de nubes, lo cual explica el hecho de que no se haya podido medir la pluma de aerosol en otras estaciones de la red AERONET que se encontraban por la zona.

Una vez identificada la ubicación de la pluma de polvo el día 1 de mayo, se vuelve a realizar una simulación de HYSPLIT, esta vez para las masas de aire presentes el 1 de mayo a las 07:00 UTC a 74° N, 52° W y 9000 m de altitud. Al realizar la segunda simulación (ver Figura 3.9b), se observa cómo las masas de aire continúan desplazándose hacia el oeste, y dejan Groenlandia para llegar al norte de Canadá, dando

como resultado la siguiente ubicación en la que buscar la pluma de aerosol en CALIPSO el 29 de abril a las 07:00 UTC: 65° N, 85° W y 9500 m. La órbita más aproximada de CALIPSO dicho día permite identificar la capa de polvo a 65° N, 75° W, y 9500 m, a las 08:00 UTC; como se puede ver en la Figura 3.11. De nuevo la pluma de polvo se detecta por encima de nubes y a una elevada altitud aún.

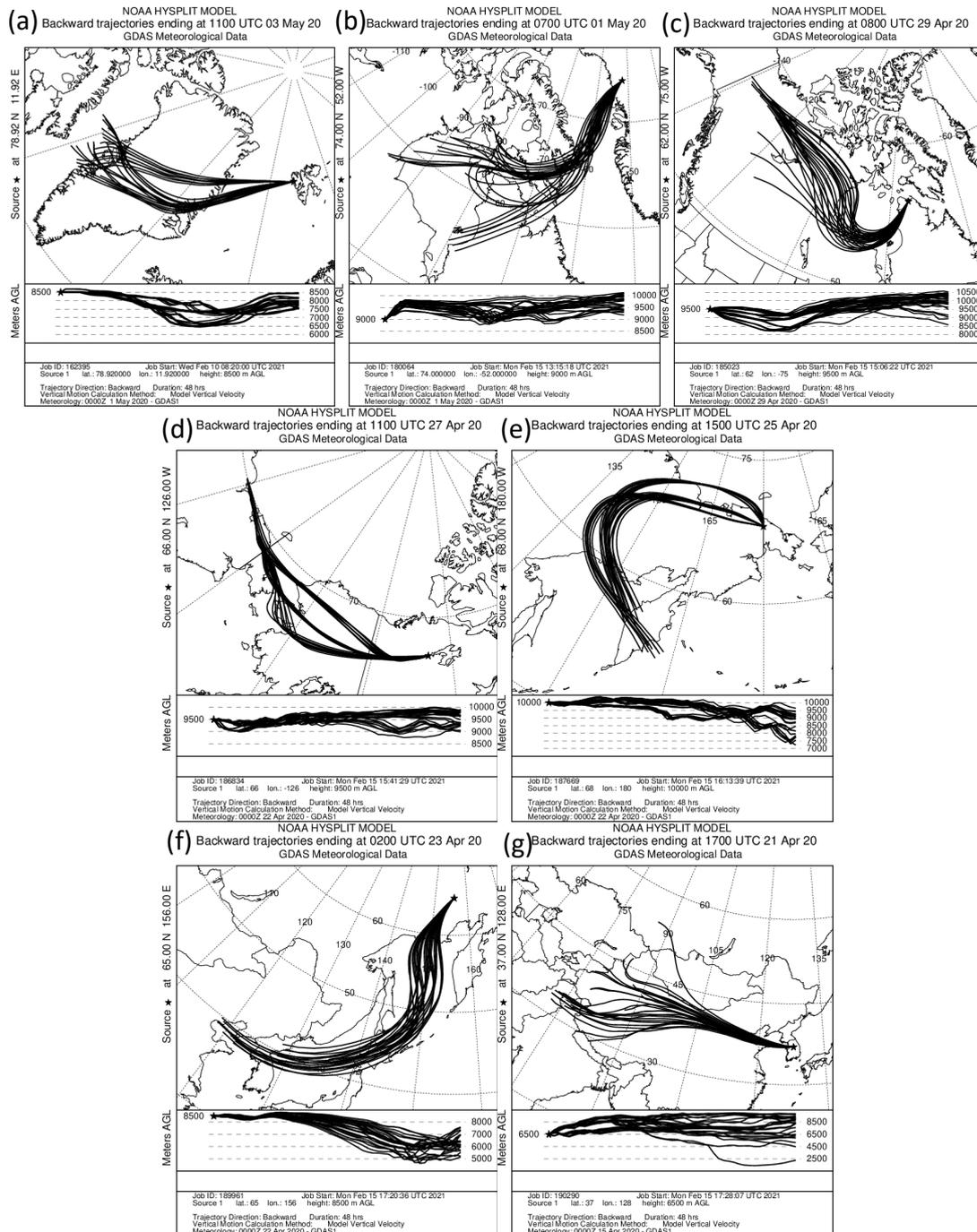


Figura 3.9. Simulaciones obtenidas mediante HYSPLIT con el modo ensemble: (a) Del 3 al 1 de mayo 2020, (b) del 1 de mayo al 29 de abril 2020, (c) del 29 al 27 de abril 2020, (d) del 27 al 25 de abril 2020, (e) del 25 al 23 de abril 2020, (f) del 23 al 21 de abril 2020 y (g) del 21 al 19 de abril 2020.

Tras la tercera simulación de HYSPLIT resulta que la masa de aire el 27 de abril a las 08:00 UTC de abril se debería encontrar a 68° N, 130° W y 10000 m de altitud. En la Figura 3.9c

se puede observar cómo las masas de aire, durante estas 48 horas, atraviesan prácticamente toda la superficie de Canadá desplazándose hacia el oeste, y prácticamente alcanzando el territorio de Alaska en su frontera con Canadá. CALIPSO por su parte permite identificar una pluma de polvo a 66° N, 126° W y 10000 m a las 11:00 UTC (ver Figura 3.12), lo cual supone una ubicación muy cercana a la esperada, y, por tanto, se considera dicha ubicación para realizar la siguiente simulación.

La cuarta simulación de HYSPLIT proporciona la siguiente ubicación en la que deberían encontrarse las masas de aire el día 25 de abril a las 11:00 UTC: 70° N, 170° W y 10000 m. La Figura 3.9d muestra cómo en esta simulación las masas de aire atraviesan el antimeridiano, pasando de estar en occidente y muy septentrionales, para alcanzar la parte más oriental del territorio ruso también a elevada latitud. Mediante CALIPSO se detecta la capa esperada en: 68° N, 180° W y 10000 m a las 15:00 UTC (ver Figura 3.13).

Hasta este punto (aproximadamente 192 horas atrás desde la detección del evento en Ny-Ålesund) las retro-trayectorias se habían desplazado hacia el oeste, manteniéndose alrededor de los 70° N de latitud y a una elevada altitud. A partir de las 192 horas de simulación, las masas de aire comienzan a descender tanto en latitud como en altitud.

En la quinta simulación de HYSPLIT se aprecia ya este comportamiento. En la Figura 3.9e se observa cómo las masas de aire realizan una amplia curva, bajando lentamente de latitud en el territorio ruso y descendiendo en altura. En esta parte los resultados de HYSPLIT indican que las masas de aire deben encontrarse a 54° N, 155° E y 8000 m el 23 de abril a las 15:00 UTC, y CALIPSO las detecta a las 02:00 UTC a 65° N, 156° E y 8500 m (ver Figura 3.14).

En la sexta simulación este comportamiento se mantiene. Tras ejecutar HYSPLIT, la masa de aire se espera encontrar el 21 de abril a las 02:00 UTC a 40° N, 129° E y 6500 m. La Figura 3.9f muestra cómo las masas de aire se desplazan hacia el sur, atravesando el norte de Japón, para después moverse al oeste y adentrarse ligeramente en China. CALIPSO por su parte detecta una capa de polvo a 37° N, 128° E y 6500 m de altitud, sobre Corea del Sur, a las 17:00 UTC del 21 de abril (ver Figura 3.15). De nuevo se observa una fuerte concordancia entre lo que se espera encontrar y lo que realmente se observa.

La séptima y última simulación realizada se muestra en la Figura 3.9g. En dicha figura se puede ver cómo las masas de aire se desplazan casi completamente en dirección oeste, adentrándose en China, y llegando a alcanzar territorios de Mongolia, Kazajstán y Pakistán. Los resultados de HYSPLIT señalan que las masas de aire se encuentran el 19 de abril a las 17:00 UTC en torno a 41° N, 103° E y los 6500-7000 m de altitud. Al buscar resultados de CALIPSO ese día se observa (ver Figura 3.16), que entre 37° - 40° N y 98.5° - 99.5° E, a las 20:00 UTC, hay una fuerte presencia de aerosol de tipo desértico que abarca los primeros 6km de atmósfera y llega incluso a los 10 km de altura. Las masas de aire modelizadas se encuentran a una altura de unos 6.5-7 km de altitud, por tanto, muy probablemente recogieron aerosol desértico en esta zona, trasportándolo después a lo largo de las trayectorias mostradas hasta Ny-Ålesund. Además, las zonas donde

acaban las retro-trayectorias se corresponden con superficies cubiertas por dos de los desiertos más grandes del mundo y que suponen las mayores fuentes de polvo mineral en Asia (Tegen and Schepanski, 2009): El desierto del Gobi y el desierto de Taklamakán, por lo que no puede descartarse que el aerosol provenga de dichas fuentes. A partir de este punto, las diferentes trayectorias de masas de aire calculadas por HYSPLIT comienzan a presentar una fuerte divergencia, motivo por cual se finalizó la simulación de retro-trayectorias. Se considera por tanto que muy probablemente sea en esta zona: 37° - 40° N y 98.5° - 99.5° E donde se recoge mayormente el aerosol que alcanza Ny-Ålesund el 3 de mayo. Aún así, es probable que la carga de aerosol atmosférico tenga además contribuciones de otras zonas que hayan alcanzado con anterioridad esta fuente de posible emisión, o que la masa de aire haya recogido previamente o posteriormente otras partículas a lo largo de su recorrido.

Este procedimiento solamente ha sido utilizado para determinar la trayectoria seguida por las masas que alcanzan Ny-Ålesund el 3 de mayo del 2020 a las 11:00 UTC, y se asume que debería ser la misma que la seguida por las masas de aire que llegan el día 5 de mayo Ny-Ålesund al tratarse también de polvo.

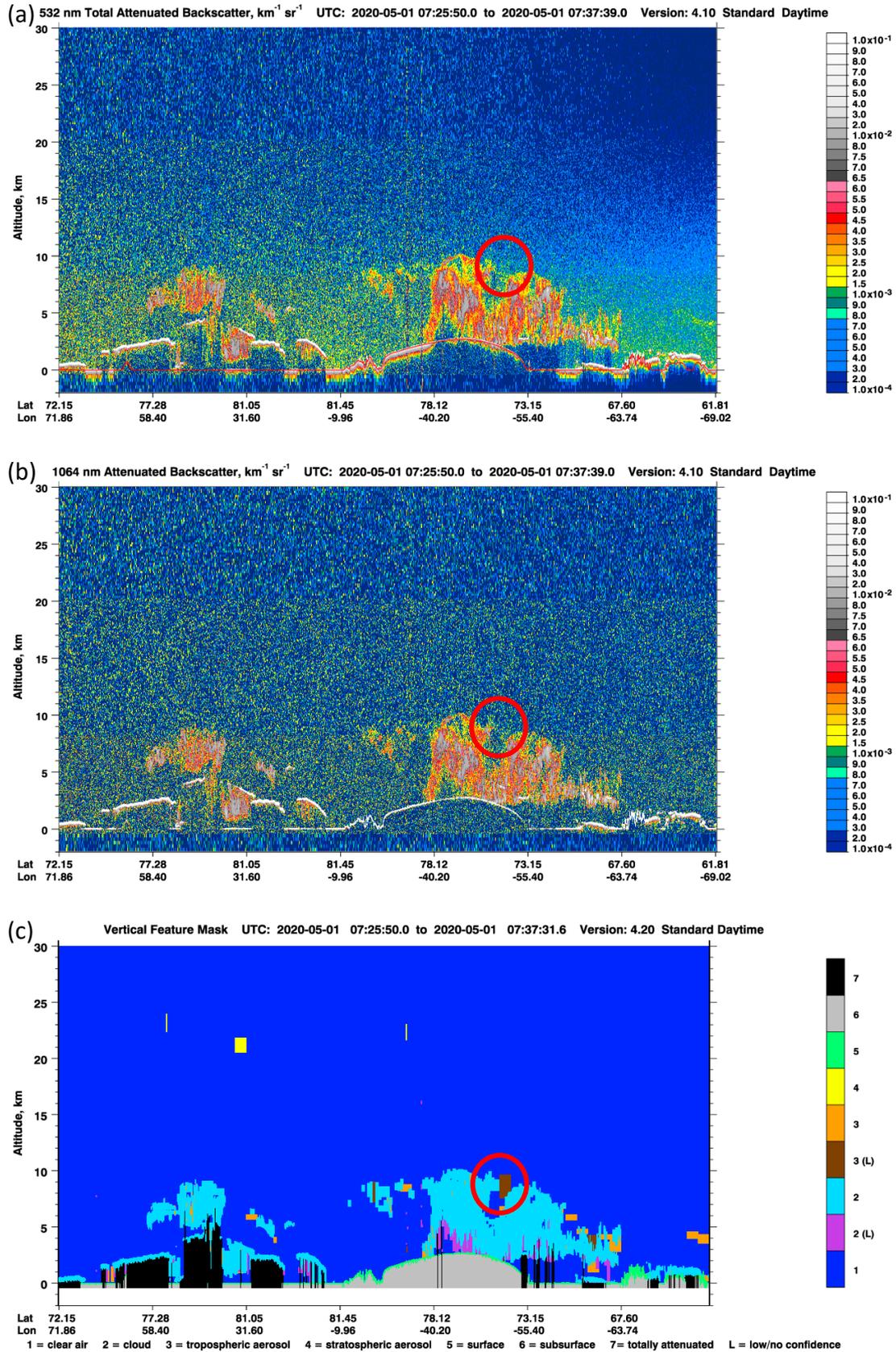


Figura 3.10. Primera simulación y resultados de CALIOP el 1 de mayo 2020: (a), (b) y (c) perfiles de backscatter total atenuado a 532 nm, backscatter total atenuado a 1064 nm y la máscara de clasificación de CALIPSO respectivamente.

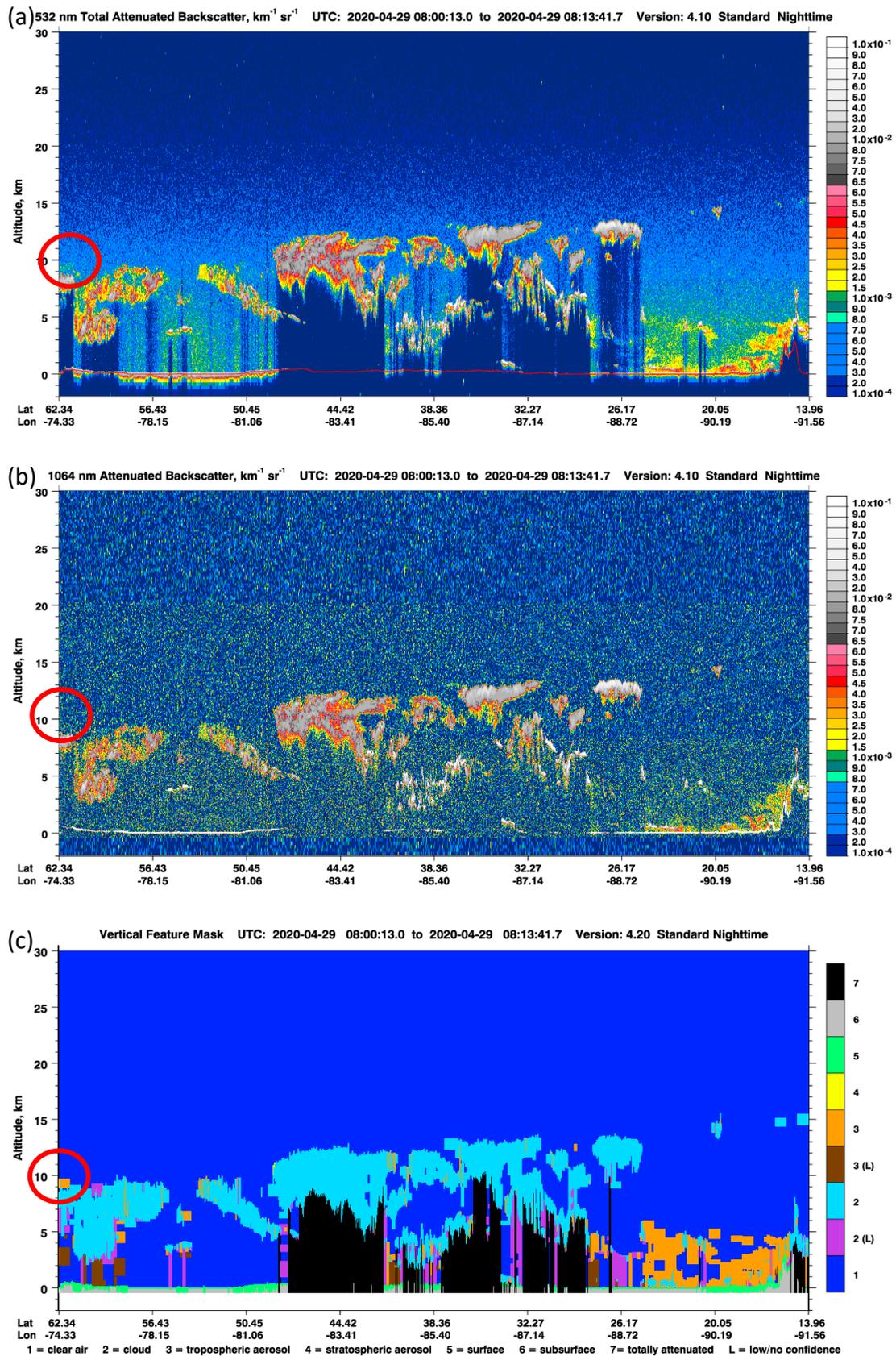


Figura 3.11. Segunda simulación y resultados de CALIOP el 29 de abril 2020: (a), (b) y (c) perfiles de backscatter total atenuado a 532 nm, backscatter total atenuado a 1064 nm y la máscara de clasificación de CALIPSO respectivamente.

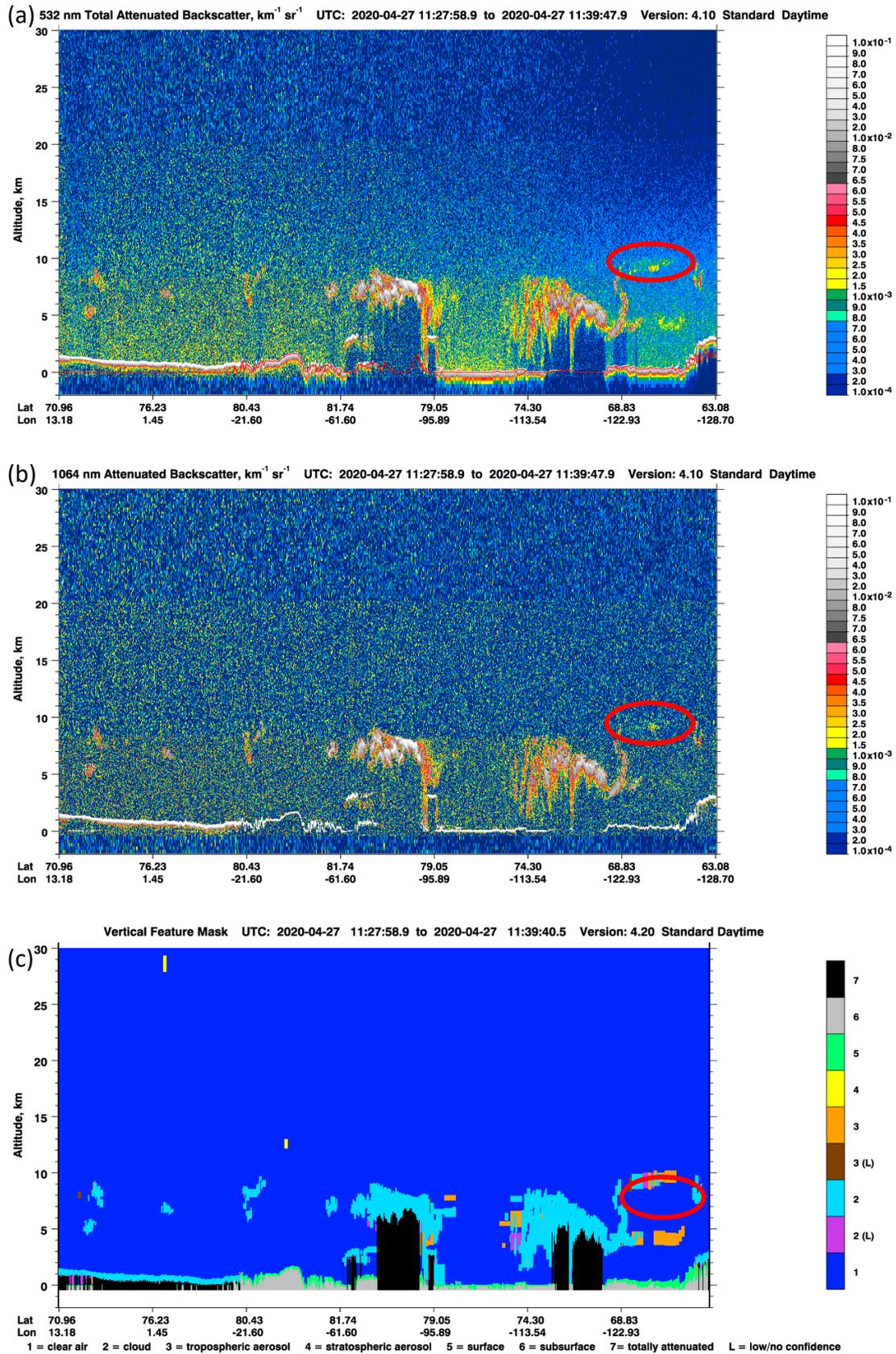


Figura 3.12. Tercera simulación y resultados de CALIOP el 27 de abril 2020: (a), (b) y (c) perfiles de backscatter total atenuado a 532 nm, backscatter total atenuado a 1064 nm y la máscara de clasificación de CALIPSO respectivamente.

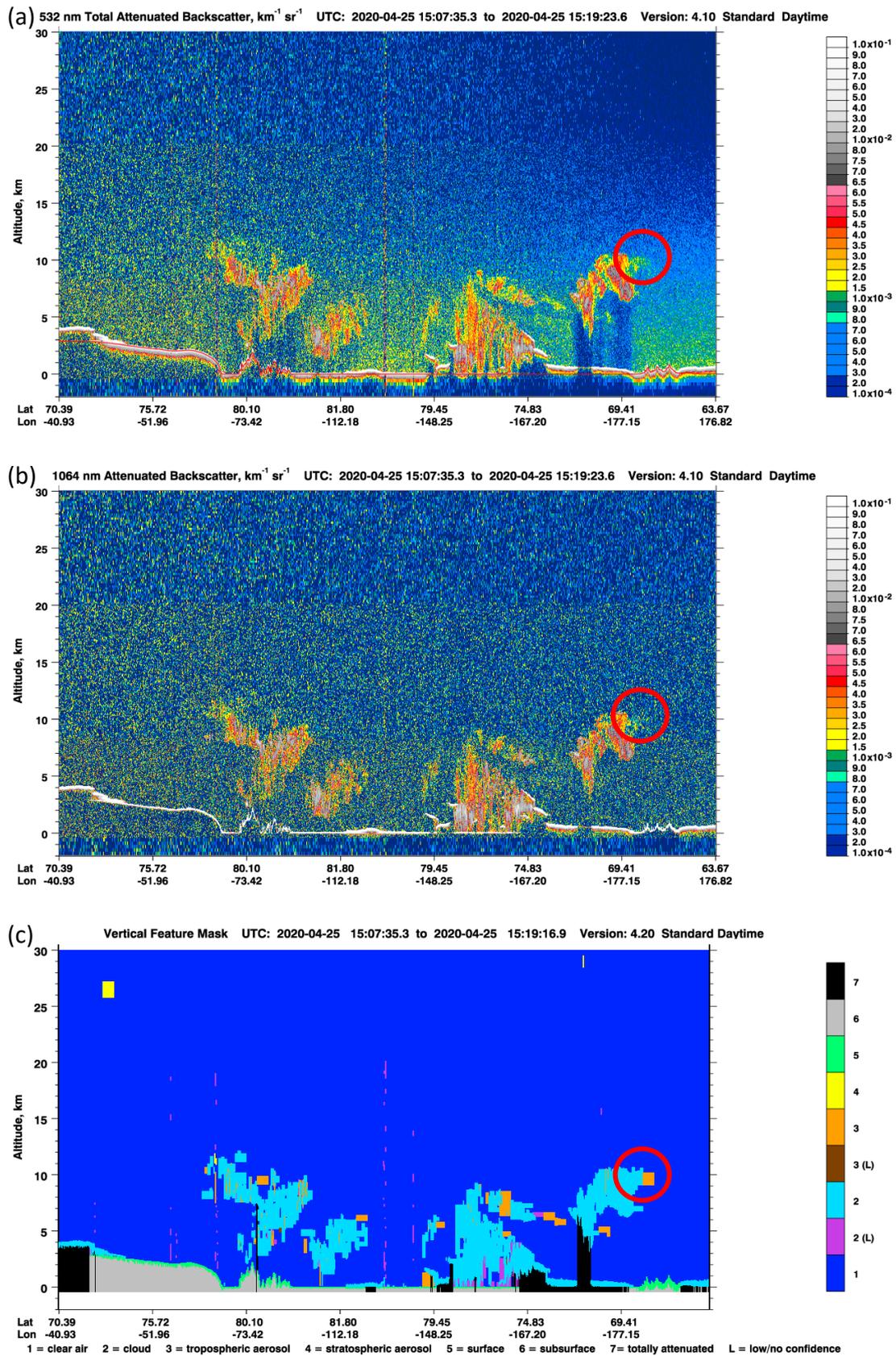


Figura 3.13. Cuarta simulación y resultados de CALIOP el 25 de abril 2020: (a), (b) y (c) perfiles de backscatter total atenuado a 532 nm, backscatter total atenuado a 1064 nm y la máscara de clasificación de CALIPSO respectivamente.

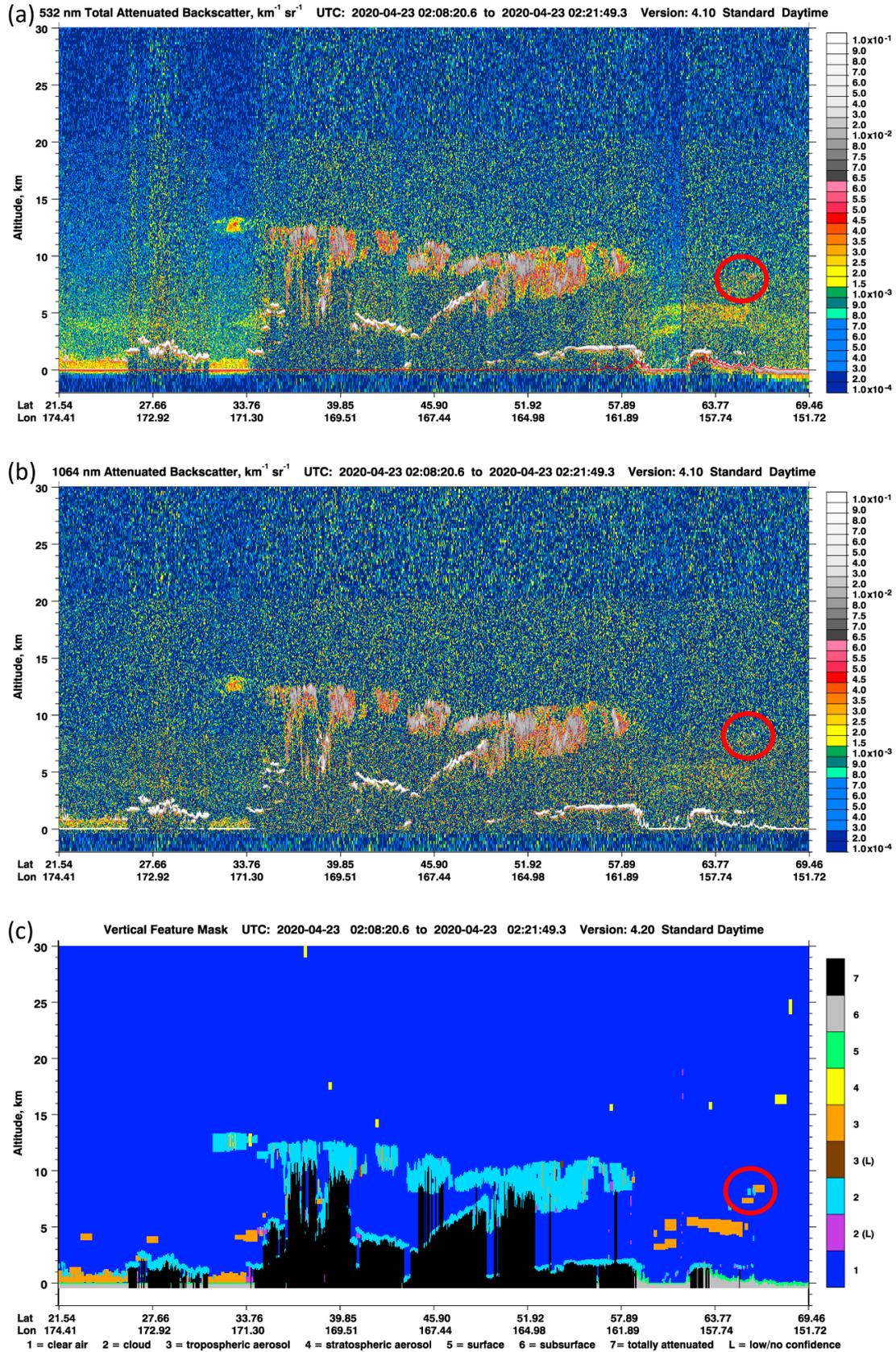


Figura 3.14. Quinta simulación y resultados de CALIOP el 23 de abril 2020: (a), (b) y c) perfiles de backscatter total atenuado a 532 nm, backscatter total atenuado a 1064 nm y la máscara de clasificación de CALIPSO respectivamente.

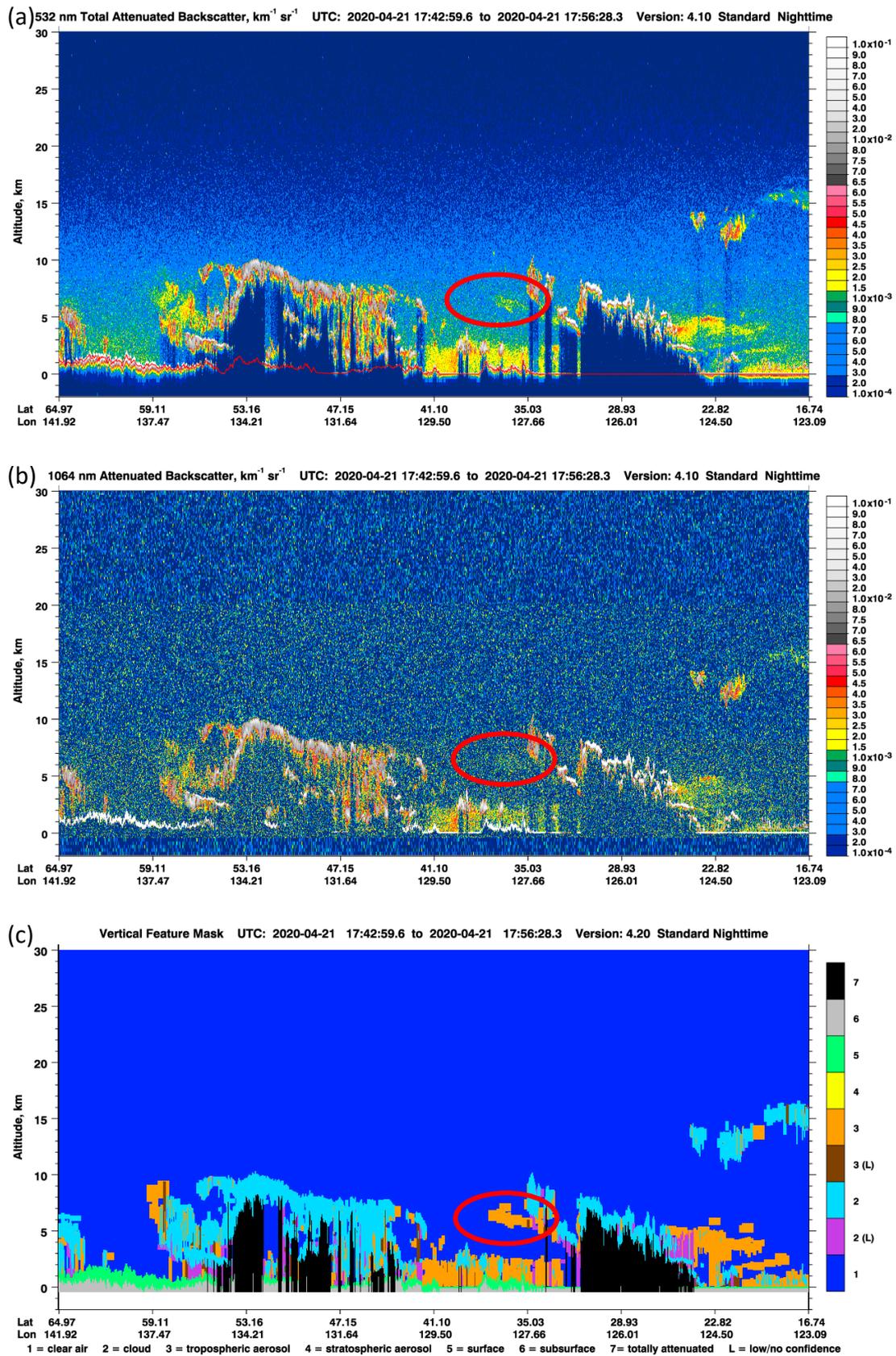


Figura 3.15. Sexta simulación y resultados de CALIOP el 21 de abril 2020: (a), (b) y (c) perfiles de backscatter total atenuado a 532 nm, backscatter total atenuado a 1064 nm y la máscara de clasificación de CALIPSO respectivamente.

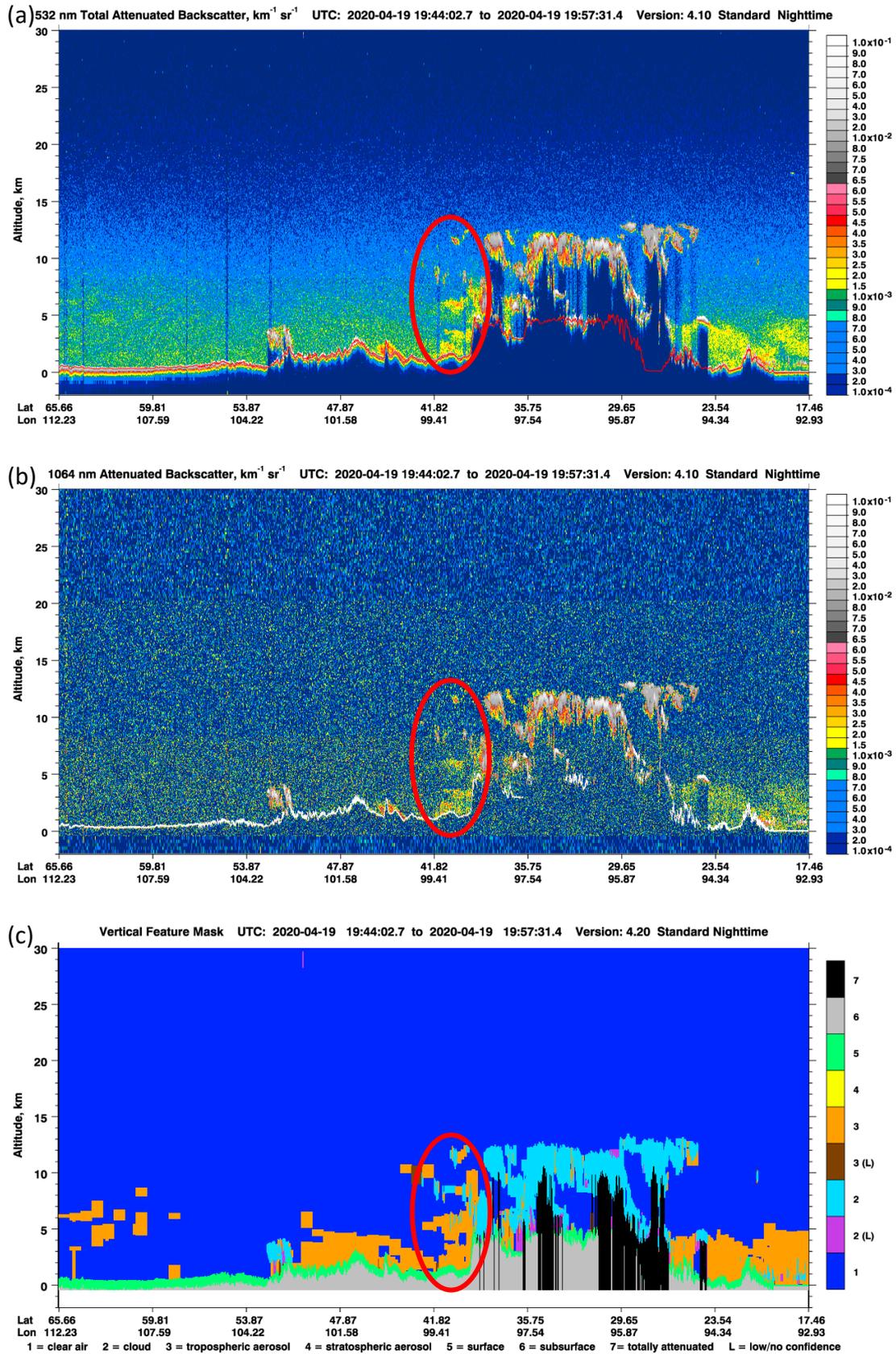


Figura 3.16. Séptima simulación y resultados de CALIOP el 19 de abril 2020: (a), (b) y (c) perfiles de backscatter total atenuado a 532 nm, backscatter total atenuado a 1064 nm y la máscara de clasificación de CALIPSO respectivamente.

3.3.2 Simulaciones con FLEXPART y el módulo FLEXDUST

Además de la metodología que combina el modelo HYSPLIT con CALIPSO para determinar el origen del aerosol, se hizo uso de los resultados proporcionados por el modelo FLEXPART utilizado con el módulo FLEXDUST para corroborar el movimiento seguido por las masas de aire y el origen del aerosol. Los resultados proporcionados por este modelo se muestran a continuación para los días 3 y 5 de mayo en las Figuras 3.17 y 3.18 respectivamente.

Para el día 3 de mayo, el footprint (ver Figura 3.17a) muestra un comportamiento similar al obtenido mediante la metodología anterior que combinaba los resultados de HYSPLIT y CALIPSO. Como se ha mencionado, este parámetro una forma de representar las trayectorias seguidas por las partículas que alcanzan Ny-Ålesund, de modo que los colores más rojizos simbolizan las trayectorias más plausibles. Los resultados son más precisos al principio de la simulación, donde es evidente la trayectoria seguida por las partículas, y va perdiendo confianza a medida que aumenta el tiempo de simulación. Estas trayectorias simuladas con FLEXPART proporcionan unos resultados similares a los obtenidos con la metodología anterior. Estos resultados también muestran cómo las masas de aire se desplazan hacia el sur – oeste al principio de la simulación, hasta cruzar la isla de Groenlandia, y atravesando toda Norteamérica en torno a los 70° N de latitud. Tras alcanzar el territorio ruso, las retro-yectorias son menos claras, pero de nuevo, parecen mostrar un comportamiento similar al encontrado anteriormente, con las trayectorias desplazándose hacia el sur a partir de este punto hasta que, cuando alcanzan Japón, comienzan a desplazarse de nuevo hacia el oeste, penetrando en el continente asiático por Asia central. La sensibilidad de emisión (Emission sensitivity) (ver Figura 3.17b), que muestra las zonas donde se podría haber recogido el material particulado, señala varias zonas; entre las que se incluye la zona centro asiática donde se detectó mediante CALIPSO una fuerte columna de aerosol desértico el día que las masas de aire pasaban por esa zona. Finalmente, el estudio de las fuentes de emisión (Emission within footprint, Figura 3.17c) proporcionó los resultados que se incluyen en la Tabla 3.1, y que señalan que la mayor contribución a la cantidad total de partículas de polvo observadas en Ny-Ålesund es debida a la zona africana (12°-30°E) con un 52%, seguido por un 20% de la zona asiática occidental (30°-49°E) y un 17% de la zona de Asia centro-oriental (49°-80°E). No obstante, es probable que, debido al transporte, las partículas de mayor tamaño, y que por tanto contribuyen en mayor medida a la turbiedad atmosférica, sean las originadas más cerca del lugar de destino, pues al experimentar un menor transporte, tendrán un menor envejecimiento.

Tabla 3.1. Porcentaje de contribución al polvo detectado en Ny-Ålesund el 3 de mayo por longitud geográfica.

Región fuente	<12W	12W-30E	30E-49E	49E-80E	80E-115E	>115E
% de polvo en Ny-Ålesund	<1%	52%	20%	17%	10%	<1%

Para el día 5 de mayo, el footprint (ver Figura 3.18a) muestra un comportamiento similar al del día anterior, como cabía esperar cuando se realizó el seguimiento de las masas de aire mediante la metodología HYSPLIT - CALIPSO. La sensibilidad de emisión (ver Figura

3.18b) en este caso muestra una mayor cobertura espacial, indicando que, para este día, las masas de aire han podido recoger material que contribuya a la turbiedad observada en Ny-Ålesund en mayor cantidad de territorios. No obstante, y como muestra la Figura 3.18c en el Emission within footprint, las fuentes que contribuyen al polvo mineral detectado vuelven a ser de nuevo las zonas desérticas de África y Asia. La contribución de las fuentes de emisión para este día, recogidas en la Tabla 3.2, señalan que para este día la mayor contribución se debe a fuentes de la zona de Asia centro-oriental (49°-80°E) con un 32%, muy igualada con la contribución de la zona africana (12°-30°E) que representa un 30%, y seguidas ambas por una contribución del 22% debida a la parte de la zona asiática occidental (30°-49°E).

Tabla 3.2. Porcentaje de contribución al polvo detectado en Ny-Ålesund el 3 de mayo por longitud geográfica.

Región fuente	<12W	12W-30E	30E-49E	49E-80E	80E-115E	>115E
% de polvo en Ny-Ålesund	3%	30%	22%	13%	32%	<1%

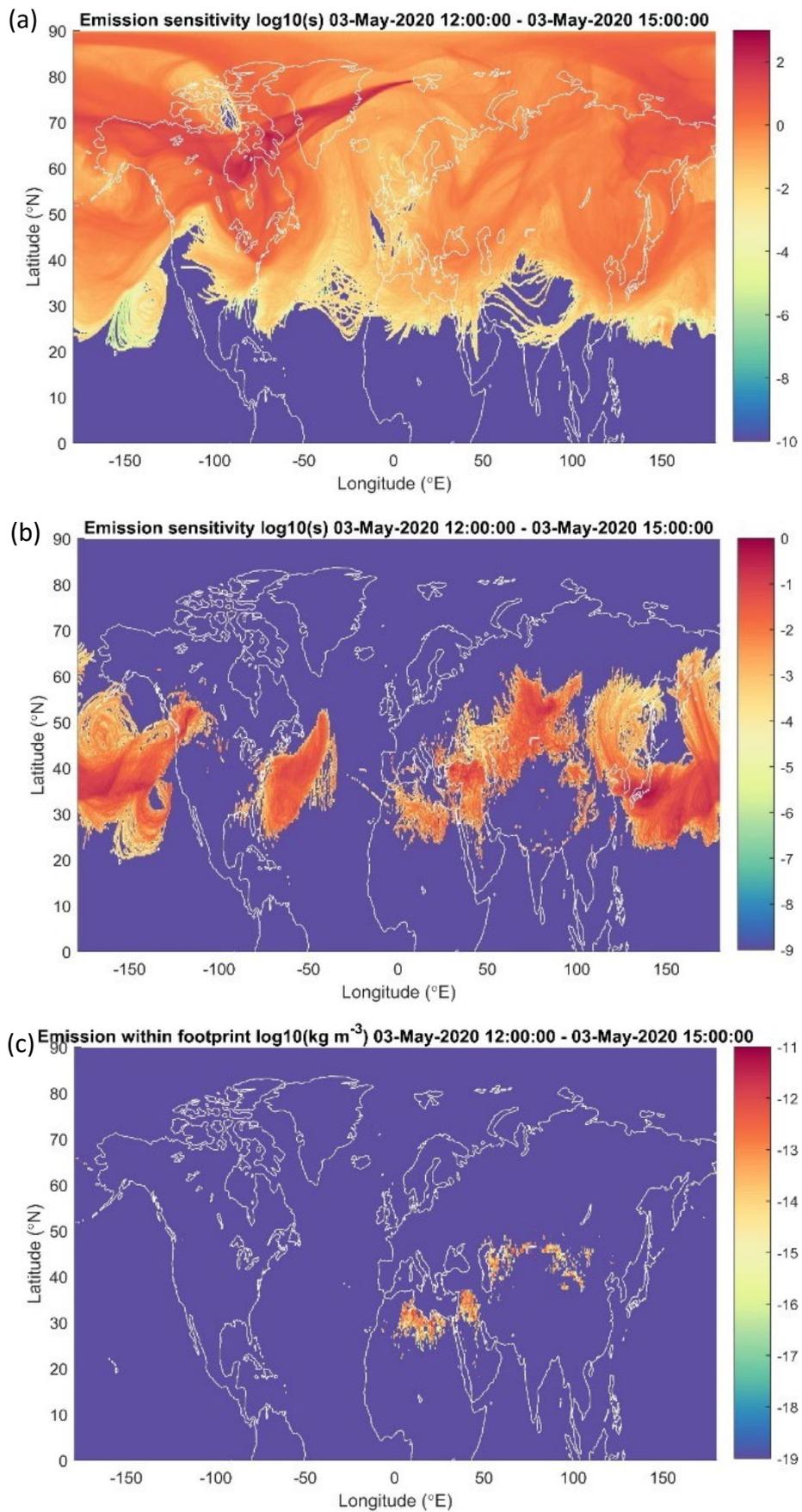


Figura 3.17. Resultados del modelo FLEXPART con el módulo FLEXDUST para el día 3 de mayo del 2020: (a) footprint, (b) sensibilidad de emisión y (c) regiones fuente.

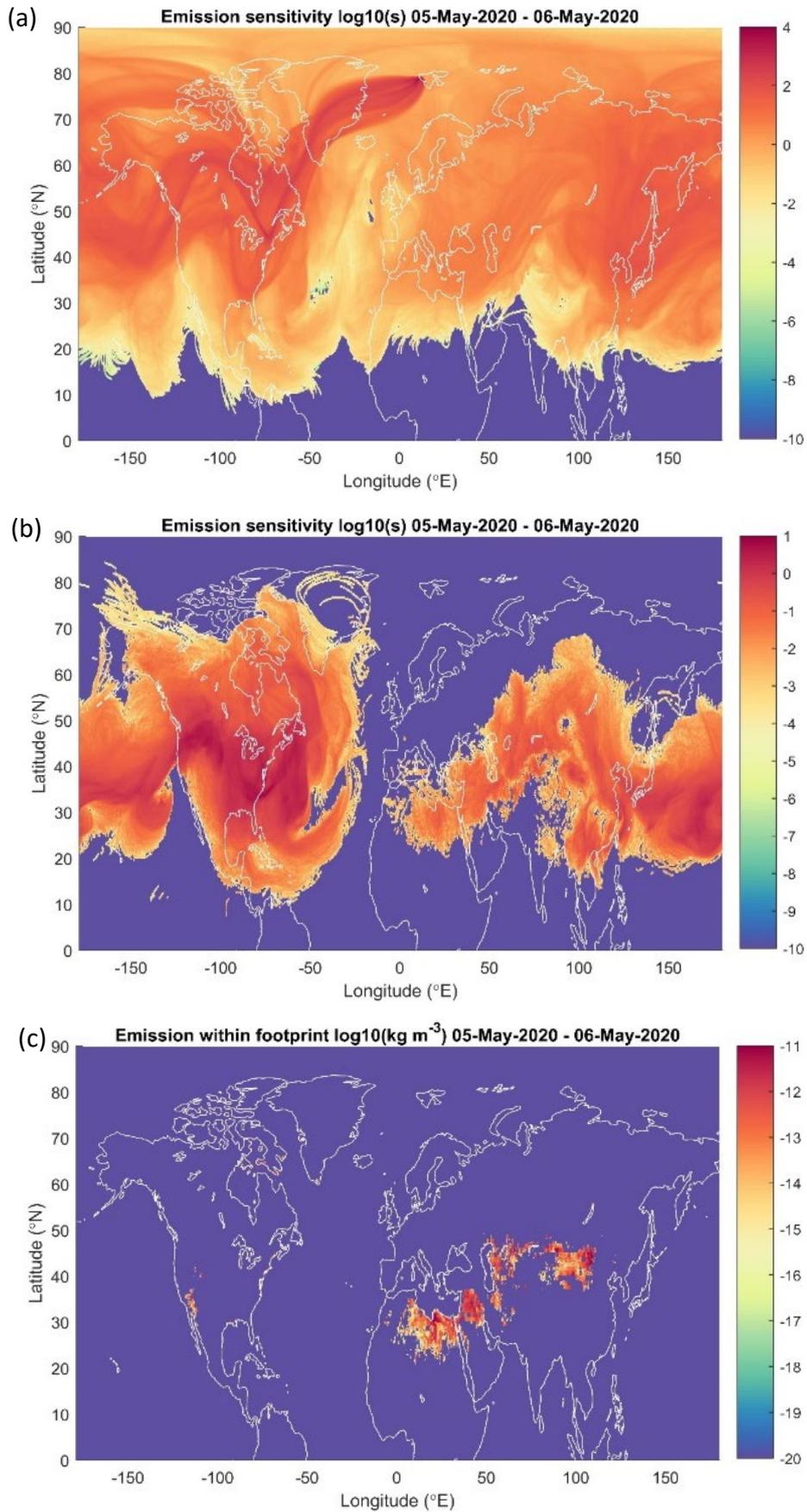


Figura 3.18. Resultados del modelo FLEXPART con el módulo FLEXDUST para el día 5 de mayo del 2020: (a) footprint, (b) sensibilidad de emisión y (c) regiones fuente.

3.3.3 Información adicional

Adicionalmente a estos resultados obtenidos por varios tipos de instrumentación y modelos, se presentan a continuación los perfiles de temperatura y humedad relativa de la atmósfera sobre Ny-Ålesund obtenidos mediante sondeos, y que pueden ayudar a interpretar los resultados obtenidos en los apartados anteriores.

El primer resultado que se muestra corresponde al perfil de temperatura para varios días próximos al evento. Esto resultados quedan representados en la Figura 3.19 y muestran que un evidente cambio en la temperatura del aire que se encuentra a mayor altitud, a partir de los 8-9km. Mientras que el perfil de temperatura apenas varía para los 5 días en los 8 primeros kilómetros de atmósfera, a partir de los 8 km de altitud, la temperatura se va incrementando a lo largo de los días. Puesto que tanto las retro-trayectorias de las masas de aire simuladas con HYSPLIT como las simuladas con FLEXPART parecen indicar que el aire proviene de zonas de latitudes bajas (probablemente africanas o asiáticas), estos resultados vendrían a señalar que, efectivamente, a esas alturas una masa de aire más cálida está penetrando en el cielo de Ny-Ålesund.

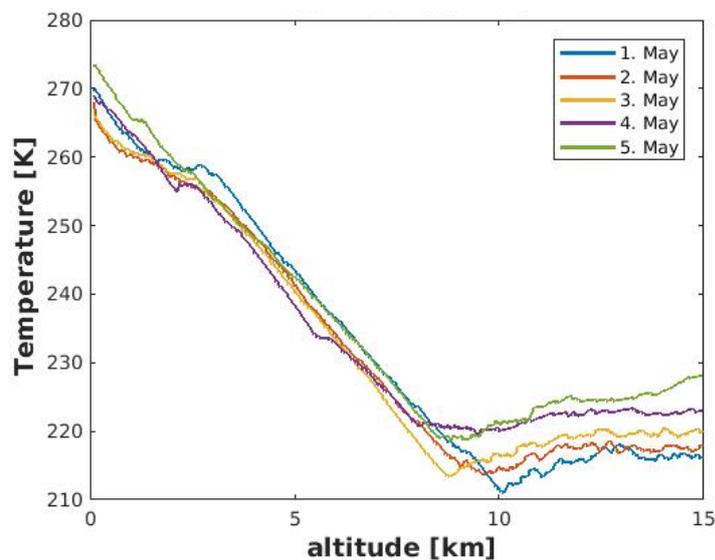


Figura 3.19. Sondeos verticales de temperatura realizados a las 12:00 UTC en la localidad de Ny-Ålesund entre el 1-5 de mayo (Christopher Ritter, AWI).

Adicionalmente, se presenta también el perfil de humedad relativa presente en la atmósfera el día 3 de mayo del 2020 sobre tierra y sobre hielo. Dichos perfiles se pueden visualizar en la Figura 3.20, y muestran cómo a partir de los 9 km de altitud se produce una acusada disminución en la humedad relativa respecto a las capas inferiores.

Esto podría estar indicando que en esta parte superior de la atmósfera hay una masa de aire muy diferente a las inferiores, pues presenta una humedad relativa muy baja, y podría estar indicando de nuevo la intrusión de masas de aire con un origen en el que existen unas condiciones muy diferentes. Este comportamiento en la brusca disminución de la humedad relativa en el intervalo en el que penetra una masa de aire desértico se ha podido ver con anterioridad (e.g., Groß et al., 2015).

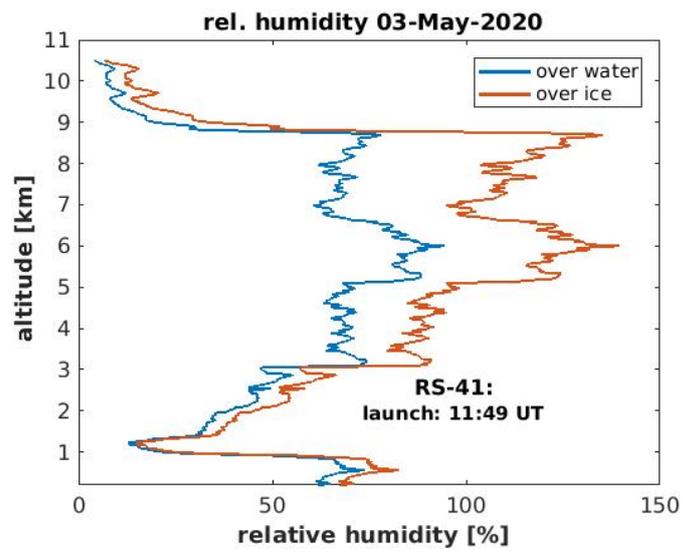


Figura 3.20. Sondeos verticales de humedad relativa a las 11:49 UTC en la localidad de Ny-Ålesund el 3 de mayo (Christopher Ritter, AWI).

Capítulo 4: Discusión y conclusiones

El presente trabajo marcaba como objetivo principal la caracterización y el análisis de un evento de polvo mineral mediante diferentes tipos de instrumentación, metodologías y modelos. A lo largo de los resultados expuestos se ha visto como, partiendo únicamente de dos días en los que se detectó un inusual nivel de turbiedad atmosférica mediante fotometría solar, se ha llegado a identificar y caracterizar la intrusión en el Ártico de una pluma de aerosol desértico, así como a establecer su origen.

La fotometría solar por sí sola permite estudiar la presencia de aerosol atmosférico en la atmósfera e incluso las propiedades de dicho aerosol si se dan unas condiciones meteorológicas óptimas. Sin embargo, como ocurre en la situación analizada, estas condiciones muchas veces no se cumplen y es por ello que, como se ha visto en el desarrollo de este trabajo, el apoyo entre instrumentos es fundamental.

La tecnología lidar se ha manifestado como una importante aliada en la detección e identificación de los aerosoles atmosféricos, tanto en instrumentos situados en tierra como en los incorporados en satélites. Aunque los situados en tierra han demostrado ser más precisos (KARL) que los que orbitan la Tierra (CALIOP), ambos presentan una buena concordancia en los resultados ofrecidos, pues los dos han sido capaces de identificar la pluma de aerosol a la misma altitud y con unas propiedades similares, aunque con mucha mayor resolución en el caso del KARL. No obstante, se observa de nuevo la riqueza que proporciona la utilización de diversos instrumentos, incluso dentro aquellos con el mismo principio de funcionamiento. Mientras que el MPL ha permitido obtener una visión general de lo que ocurre en la atmósfera durante todo el día, el KARL ha proporcionado una buena resolución vertical para estudiar las propiedades de la pluma de aerosol, y ha sido CALIOP el que ha permitido seguir su recorrido a lo largo de la atmósfera terrestre.

Además de los datos obtenidos gracias a los diferentes instrumentos, también se ha podido comprobar la buena correlación entre las medidas ofrecidas por los instrumentos y los resultados proporcionados por los modelos, así como entre dos modelos de transporte de masas de aire. Las simulaciones realizadas con el modelo HYSPLIT mostraron un resultado acorde a lo que se había medido realmente mediante la instrumentación lidar. Así mismo, se pudo comprobar como dos modelos de transporte de masas de aire, con una formulación intrínseca muy diferente, arrojaban los mismos resultados para las retro-trayectorias de masas de aire calculadas. Estos modelos de transporte de masas de aire han permitido identificar no solo el origen de las masas de aire, sino también la posible trayectoria que siguieron y en qué medida cada fuente de aerosol mineral contribuye a la turbiedad detectada en Ny-Ålesund.

Aunque la correlación entre toda la instrumentación y metodología es palpable, debe tenerse en cuenta que toda la instrumentación utilizada presenta un cierto margen de error en las medidas (el AOD dado por los fotómetros o el backscatter proporcionado por los lidar). También los algoritmos de procesamiento deben utilizarse con cuidado, especialmente los de clasificación, pues pueden llegar a realizar clasificaciones erróneas

al contar con un número limitado de variables para analizar (las máscaras de clasificación de CALIPSO). Además, los modelos también presentan cierta incertidumbre en los resultados (HYSPLIT y FLEXPART). Con todo ello, parece bastante probable que lo que se detectó en Ny-Ålesund los días del evento analizado fue polvo mineral procedente de desiertos de Asia o África, o incluso una mezcla de ambos.

A pesar de ser un hecho conocido y contrastado que existe un importante transporte de aerosol mineral de origen remoto hasta el Ártico, no se tiene constancia de que se haya publicado la detección de un evento de este tipo utilizando únicamente fotometría solar. En este trabajo se consigue exponer, de una forma novedosa y singular, el análisis de una pluma de polvo desértico en una zona de difícil acceso y características particulares como es el Ártico. Aunque el análisis realizado tras la detección del evento ha requerido del uso de instrumentación a bordo de satélites, como ya se ha hecho en otras ocasiones, ha sido la presencia del fotómetro CE318-T, operando de manera autónoma y continua en una estación Ártica, lo que ha permitido identificar el evento mediante una sencilla metodología de detección de eventos. Esto evidencia la capacidad, ya explotada a menores latitudes, de detectar eventos de diversos tipos mediante la instrumentación de la red AERONET, así como de la metodología automática utilizada para la detección del evento.

Finalmente, cabe mencionar que gran parte del análisis que se desarrolla a lo largo de este Trabajo de Fin de Máster ha sido posible gracias a la colaboración internacional con científicos pertenecientes a varias organizaciones: el Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research (Alemania), el Norwegian Institute for Air Research (Noruega) y el V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics (Rusia). Lo cual es otro tipo de multi interacción imprescindible en el camino hacia el conocimiento científico general.

Conclusiones

Con todo lo expuesto, este trabajo concluye que a principios de mayo de 2020 tuvo lugar una intrusión de polvo desértico sobre el Ártico, y cuyo origen se encontraba, con mayor probabilidad, en los desiertos del Sahara, el Gobi o ambos.

A continuación, se enumeran las principales conclusiones obtenidas:

- Se ha detectado un evento de polvo mineral en la zona del Ártico europeo analizando los datos de superficie de dos estaciones cercanas en la isla de Svalbard, Ny-Ålesund y Barentsburg, los días 3 y 5 de mayo de 2020.
- Los valores del espesor óptico de aerosoles (a 550 nm) llegaron a superar el 0.2, mostrando un mayor aporte del modo grueso. Las condiciones nubosas durante esos días imposibilitaron la caracterización del aerosol a través de las propiedades ópticas y microfísicas obtenidas a partir de fotometría solar, debido a la ausencia de productos de inversión.
- Se ha detectado que dicha pluma de aerosol llegó a la estación de Ny-Ålesund a una altura de aproximadamente 8 km sobre la superficie terrestre.
- Se ha identificado como posible fuente de origen del aerosol a los desiertos de la zona tropical del planeta.

- Se ha caracterizado la trayectoria seguida por la pluma de aerosol, corroborando el transporte a largo plazo de partículas de polvo mineral hasta la zona ártica.

Líneas futuras

El trabajo presentado abre la puerta a una nueva forma de estudio de los aerosoles atmosféricos de tipo mineral en el Ártico a partir de la fotometría. Aunque en este trabajo solo se ha trabajado con datos solares, las medidas lunares proporcionadas por las nuevas versiones de del fotómetro CE318 están comenzando a incorporarse de manera provisional en la red AERONET. Estas medidas, que darán mayor cobertura temporal y serán objeto de estudio a lo largo de los próximos años, permitirán analizar eventos de aerosol también durante la noche polar. El evento analizado en este trabajo es solo uno de varios de los que han sido clasificados como eventos de alta turbiedad en la estación de Ny-Ålesund. Tras la utilización de la metodología aplicada en este estudio, se dispone de un inventario de casi 90 eventos de alta turbiedad en la estación de Ny-Ålesund en el periodo analizado (2017 - 2020). Por tanto, quedan aún episodios por analizar que ayuden a establecer una climatología de aerosoles y comparar los eventos extremos que tienen lugar en el Ártico, así como analizar eventos en otras localidades para verificar la utilidad de la metodología de clasificación de eventos para distintas zonas de planeta.

Referencias

Alcántara, A. (2013): *Caracterización de las propiedades radiativas y microfísicas del aerosol atmosférico en la campaña Veleta 2002*, Tesis Doctoral, Universidad de Granada.

AMAP Assessment 2006 (2006): *Acidifying Pollutants, Arctic Haze, and Acidification in the Arctic*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway.

Ansmann, A., Riebesell, M. and Weitkamp, C. (1990): *Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar*, Opt. Lett. 15, 746-748 <https://www.osapublishing.org/ol/abstract.cfm?URI=ol-15-13-746>.

Ångström, A. (1964): *The parameters of atmospheric turbidity*, Tellus, 16, 64-76.

Barreto, A., Cuevas, E., Granados-Muñoz, M.-J., Alados-Arboledas, L., Romero, P. M., Gröbner, J., Kouremeti, N., Almansa, A. F., Stone, T., Toledano, C., Román, R., Sorokin, M., Holben, B., Canini, M. and Yela, M. (2016): *The new sun-sky-lunar Cimel CE318-T multiband photometer – a comprehensive performance evaluation*, Atmos. Meas. Tech., 9, 631–654, doi:10.5194/amt-9-631-2016.

Barreto, A., Román, R., Cuevas, E., Pérez-Ramírez, D., Berjón, A.J., Kouremeti, N., Kazadzis, S., Gröbner, J., Mazzola, M., Toledano, C., Benavent-Oltra, J.A., Doppler, L., Juryšek, J., Almansa, A.F., Victori, S., Maupin, F., Guirado-Fuentes, C., González, R., Vitale, V., Goloub, P., Blarel, L., Alados-Arboledas, L., Woolliams, E., Taylor, S., Antuña, J.C. and Yela, M. (2019): *Evaluation of night-time aerosols measurements and lunar irradiance models in the frame of the first multi-instrument nocturnal intercomparison campaign*, Atmospheric Environment, Volume 202, 190-211, doi:10.1016/j.atmosenv.2019.01.006.

Barrie, L.A., Hoff, R.M. and Daggupaty, S.M. (1981): *The influence of mid-latitude pollution sources on haze in the Canadian Arctic*, Atmos. Environ., 15 (8), 1407-1419, doi:10.1016/0004-6981(81)90347-4.

Barrie, L.A. (1996): *Occurrence and trends of pollution in the Arctic troposphere*. In: E.W. Wolff and R.C. Bales (eds.), Chemical Exchange between the Atmosphere and Polar Snow, pp. 93-130. NATO ASI Series 1: Global Environmental Change 43.

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S.K., Sherwood, S., Stevens B. and Zhang, X.Y. (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, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Brock, C.A., Radke, L.F., Lyons, J.H. and Hobbs, P.V. (1989): *Arctic hazes in summer over Greenland and the North American Arctic*, I, Incidence and origins, Journal of Atmospheric Chemistry, 9:129- 148.

Burgos, M.A. (2016): *Estudio de las propiedades en columna y superficie del aerosol atmosférico en la zona centro-norte de la Península Ibérica: énfasis en aerosol desértico*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.

Calle, A. and Salvador, P. (2012): *Revisando el concepto de resolución en teledetección*, Revista de Teledetección 37, 74-79.

Di Pierro, M., Jaeglé, L. and Anderson, T. L. (2011): *Satellite observations of aerosol transport from East Asia to the Arctic: three case studies*, Atmos. Chem. Phys., 11, 2225–2243, doi:10.5194/acp-11-2225-2011.

Dubovik, O. and King, M.D. (2000): *A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements*, J. Geophys. Res., 105, 20673-20696.

Dubovik, O., Holben, B.N., Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., King, M.D., Tanre, D. and Slutsker, I. (2002): *Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations*, J. Atm. Sci., 59, 590-608.

Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Munoz, O., Veihelmann, B., van der Zander, Sorokin, M. and Slutsker I. (2006): *Application of light scattering by spheroids for accounting for particle nonsphericity in remote sensing of desert dust*, J. Geophys. Res., 111, doi:10.1029/2005JD006619.

Dubovik, O., Ducos, F. and Fuertes, D. (2021): *The GRASP Package. An overview. Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties*, <http://www.grasp-open.com/doc/docgrasp.pdf>.

Formenti, P., Schütz, L., Balkanski, Y., Desboeufs, K., Ebert, M. and Kandler, K. (2011): *Recent Progress in understanding physical and chemical properties of mineral dust*, Atmos. Chem. Phys., 11, 8231-8256.

Garrett, T.J. and Verzella, L.L. (2018): *Looking back: an evolving history of Arctic aerosols*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 89, 299-302, doi: 10.1175/BAMS-89-3-299.

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., Korokin, S. V. and Lyapustin, A. I. (2019): *Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements*, Atmos. Meas. Tech., 12, 169–209, doi:10.5194/amt-12-169-2019, 2019.

Giles, D. and Holben, B.N. (2019): *Inversion Product Description, Version 3 Inversion Products*. <https://aeronet.gsfc.nasa.gov>.

Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J. M., Holben, B., Dubovik, O., and Lin, S. J. (2001): *Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model*, J. Geophys. Res., 106, 20,255–20,273, doi:10.1029/2000JD000053.

González, R., Toledano, C., Román, R., Fuertes, D., Berjón, A., Mateos, D., Guirado-Fuentes, C., Velasco-Merino, C., Antuña-Sánchez, J. C., Calle, A., Cachorro, V. E., and de Frutos, Á. M. (2020): *Daytime and nighttime aerosol optical depth implementation in CÆLIS*, Geosci. Instrum. Method. Data Syst., 9, 417–433, doi:10.5194/gi-9-417-2020.

González, R. (2021): *Desarrollo de nuevos métodos de procesado de datos de redes fotométricas para el análisis de propiedades del aerosol atmosférico*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.

Goudie, A.S. and Middleton, N.J. (2006): *Desert Dust in the Global System*, Springer.

Guirado, C., Cuevas, E., Cachorro, V. E., Toledano, C., AlonsoPérez, S., Bustos, J. J., Basart, S., Romero, P. M., Camino, C., Mimouni, M., Zeudmi, L., Goloub, P., Baldasano, J. M., and de Frutos, A. M. (2014): *Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset*, Atmos. Chem. Phys., 14, 11753– 11773, doi:10.5194/acp-14-11753-2014.

Groß, S., Freudenthaler, V., Schepanski, K., Toledano, C., Schäfler, A., Ansmann, A., and Weinzierl, B. (2015): *Optical properties of long-range transported Saharan dust over Barbados as measured by dual-wavelength depolarization Raman lidar measurements*, Atmos. Chem. Phys., 15, 11067–11080, doi:10.5194/acp-15-11067-2015.

Heintzenberg, J. and Larssen, S. (1983): *SO₂ and SO₄ in the Arctic. Interpretation of observations at three Norwegian Arctic-subarctic stations*, Tellus, 35B:255-265.

Heney, L.G. and Greenstein J.L. (1941), *Diffuse radiation in the galaxy* AstroPhys. J. 93 70-83.

Herrero-Anta, 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*, Trabajo de Fin de Grado, Universidad de Valladolid.

Herrero-Anta, S., Mateos, D., Toledano, C., Román, R., González, R. and Ritter, C. (2021): *Inventory of aerosol episodes in Ny-Ålesund (Svalbard) in the period 2017-2020 by sun photometry*, J.C. EGU21, European Geosciences Union (EGU) Online.

Hess, M., Koepke, P., and Schult, I. (1998): *Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC*. Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 831-844.

Hoff, R.M. (1988): *Vertical structure of Arctic haze observed by Lidar*. Journal of Applied Meteorology, 27:125-139.

Hoffmann, A., Ritter, C., Stock, M., Maturilli, M., Eckhardt, S., Herber, A., and Neuber, R. (2010): *Lidar measurements of the Kasatochi aerosol plume in August and September 2008 in Ny-Ålesund, Spitsbergen*, J. Geophys. Res., 115, D00L12, doi:10.1029/2009JD013039.

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. and Smirnov, A. (1998):

AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. Remote Sens. Environ., 66, 1–16. 14, 30, 41, 50, 59, 62, 64, 86, 88.

Horvath, H. (1998): *Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance*. John Wiley & Sons.

Hostetler, C. A., Liu, Z., Reagan, J., Vaughan, M., Osborn, M., Hunt, W. H., Powell, K. A. and Trepte, C. (2006): *CALIOP Algorithm Theoretical Basis Document, Calibration and Level 1 Data Products*, PC-SCI-201, NASA Langley Res. Cent., Hampton, Va.

Iversen, T. and Joranger, E. (1985): *Arctic air pollution and large scale atmospheric flows*, Atmospheric Environment, 19:2099-2108.

Kasten, F. and Young, A.T. (1989): *Revised optical air mass tables and approximation formula*, Appl. Opt. 28, 4735–4738.

Kaufman Y.J., Tanré D. and Boucher, O. (2002): *A satellite view of aerosols in the climate system*, Nature, 419 (2002), 215-223.

Kabanov, D. M. and Sakerin, S. M. (1997): *Some problems in determining optical thickness of the atmosphere due to extinction by aerosol in the near IR*, Atmospheric and oceanic optics, V. 10, No. 08, 540-545.

Kieffer, H. H., and Stone, T. C. (2005): *The spectral irradiance of the Moon*, The Astronomical Journal, 129(6), 2887.

King, M.V., Byrne, D.M., Herman, B.M. and Reagan, J.A. (1978): *Aerosol size distribution obtained by inversion of spectral optical depth measurements*, J. Atmos. Sci., 35, 2153-2167.

Knippertz, P. and Stuut, J. (2014): *Mineral Dust: A Key Player in the Earth System*, Springer.

Leaitch, W.R., Hoff, R.M., Melnichuk, S. and Hogan, A. (1984): *Some physical and chemical properties of the Arctic winter aerosol in northeastern Canada*, Journal of Climate and Applied Meteorology, 23:916-928.

Levy, R. C., Mattoo, S., Munchak, L. A., Remer, L. A., Sayer, A. M., Patadia, F. and Hsu, N. C. (2013): *The Collection 6 MODIS aerosol products over land and ocean*, Atmos. Meas. Tech., 6, 2989–3034, doi:10.5194/amt-6-2989-2013, 2013.

Liou, K. N. (2002): *An Introduction to Atmospheric Radiation*, University of California, USA.

Mateos, D., Cachorro, V.E., Velasco-Merino, C., O'Neill, N.T., Burgos, M.A., Gonzalez, R., Toledano, C., Herreras, M., Calle, A. and de Frutos, A.M. (2020): *Comparison of three different methodologies for the identification of high atmospheric turbidity episodes*, Atmospheric Research, Volume 237, 104835, doi:10.1016/j.atmosres.2019.104835.

Mei, L., Xue, Y., de Leeuw, G., von Hoyningen-Huene, W., Kokhanovsky, A.A., Istomina, L., Guang, J. and Burrows, J.P. (2013): *Aerosol optical depth retrieval in the Arctic region using MODIS data over snow*, Remote Sensing of Environment, Volume 128, 234-245, doi:10.1016/j.rse.2012.10.009.

Mie, G. (1908): *Beigrade zur optik truber medien, speziell kolloidaler metallosungen*, Ann. Phys. (Leipzig) 25, 377–455.

Mie, G. (1944): *Tratado de Electricidad y Magnetismo (Traducción de la 2ª edición alemana)*, Ed. Manuel Marín, Barcelona, 1944.

Mitchell, J.M. (1957): *Visual range in the polar regions with particular reference to the Alaskan Arctic*, J. Atmos. Terr. Phys. Spec. Suppl., 195-211.

Moore, K.F., Sherman, D.E., Reilly, J.E., Hannigan, M.P., Lee, T. and Collett, J.L. (2004): *Drop size-dependent chemical composition of clouds and fogs. Part II: Relevance to interpreting the aerosol/trace gas/fog system*, Atmospheric Environment, Volume 38, Issue 10, 1403-1415, doi:10.1016/j.atmosenv.2003.12.014.

Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T. and Zhang, H. (2013): *Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. 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, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Nakajima, T., Tanaka, M. and Yamauchi, T. (1983): *Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data*, Appl. Opt., 22, 2951-2959.

Nordenskiöld, A.E. (1883): *Nordenskiöld on the inland ice of Greenland*, Science, 2, 732-739.

Obregón, M.A. (2012): *Estudio de los aerosoles en columna sobre Cáceres a partir de medidas radiométricas*, Tesis Doctoral, Universidad de Extremadura.

O'Neill, N. T., Smirnov, A., Holben, B. and Thulasiraman, S. (2005): *Spectral Deconvolution algorithm: Technical memo*.

Pacyna, J.M. and Ottar, B. (1988): *Vertical distribution of aerosols in the Norwegian Arctic*, Atmospheric Environment, 22:2213-2223.

Pöschl, U. (2005): *Atmospheric aerosols: composition, transformation, climate and health effects*, Angewandte Chemie International Edition, 44(46), 7520-7540.

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*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.

Prospero, J. M. (1999): *Long-term measurements of the transport of African mineral dust to the southeastern United States: Implications for regional air quality*, J. Geophys. Res., 104(D13), 15917–15927.

Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E. and Gill, T. E. (2002): *Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product*, Rev. Geophys., 40(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.

Quinn, P.K., Miller, T.L., Bates, T.S., Ogren, J.A., Andrews, E. and Shaw, G.E. (2002): *A 3-year record of simultaneously measured aerosol chemical and optical properties at Barrow, Alaska*, J. Geophys. Res., 107, doi:10.1029/2001JD001248.

Quinn, P. K., Ogren, J. A., Andrews, E. and Shaw, G.E. (2004): *Results from simultaneously measured aerosol chemical and optical properties at Barrow, Alaska*, CMDL Summary Rep. 27, 161–163, NOAA Clim. Monit. and Diagn. Lab., Boulder, Colo.

Radke, F.S., Lyons, J.H., Hegg, D.A., Hobbs P.V. and Bailey, I.H. (1984): *Airborne observations of arctic aerosols, I: Characteristics of arctic haze*, Geophysical Research Letters, 11:393-396.

Rahn, K.A., Borys, R.D. and Shaw, G.E. (1977): *Asian source of Arctic haze bands*, Nature, 268, 713-715, doi:10.1038/268713a0.

Rahn, K.A. (1989): *Proceedings of the International Symposium on Arctic Air Chemistry*, Atmospheric Environment, 23:2345-2347.

Ranjbar, K., O'Neill, N.T., Ivanescu, L., King, J. and Hayes, P.L. (2021): *Remote sensing of a high-Arctic, local dust event over Lake Hazen (Ellesmere Island, Nunavut, Canada)*, Atmospheric Environment, Volume 246, 118102, doi:10.1016/j.atmosenv.2020.118102.

Ritter, C., Kirsche, A. and Neuber, R. (2004): *Tropospheric aerosol characterized by a Raman lidar over Spitsbergen*, in Reviewed and Revised Papers Presented at the 22nd International Laser Radar Conference (ILRC 2004), Matera, Italy, vol. 1, 459–462, ESA Publ. Div., Noordwijk, Netherlands.

Ritter, C., Hoffmann, A., Osterloh, L. and Böckmann, C. (2008): *Estimation of the liquid water content of a low level arctic winter cloud*, in Reviewed and Revised Papers Presented at the 24th International Laser Radar Conference: Boulder, Colorado, vol. 1, pp. 597–582, Int. Laser Radar Conf., Boulder, Colo.

Román, R., González, R., Toledano, C., Barreto, Á., Pérez-Ramírez, D., Benavent-Oltra, J. A., Olmo, F. J., Cachorro, V. E., Alados-Arboledas, L., and de Frutos, Á. M. (2020): *Correction of a lunar-irradiance model for aerosol optical depth retrieval and comparison with a star photometer*, Atmos. Meas. Tech., 13, 6293–6310, doi:10.5194/amt-13-6293-2020.

- Sakerin, S.M., Kabanov, D.M., Rostov, A.P. Turchinovich, S. A. and Knyazev, V. V. (2013): *Sun photometers for measuring spectral air transparency in stationary and mobile conditions*, Atmos Ocean Opt 26, 352–356, doi:10.1134/S102485601304012X.
- Screen, J. and Simmonds, I. (2010): *The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification*, Nature 464, 1334–1337, doi:10.1038/nature09051
- Shaw, G.E. (1981): *Eddy diffusion transport of Arctic pollution from the mid-latitudes: a preliminary model*. Atmospheric Environment, 15:1483-1490
- Shaw, G.E. (1995): *The arctic haze phenomenon*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 76 (12), 2403-2413, doi:10.1175/1520-0477(1995)076<2403:TAHP>2.0.CO;2.
- Shaw, G.E. (1983): *Evidence for a central Eurasian source area of Arctic Haze in Alaska*, Nature, 299:815-818.
- Shao, Y. and Lu, H. (2000): *A simple expression for wind erosion threshold friction velocity*, J. Geophys. Res., 105, 22,437–22,443, doi:10.1029/2000JD900304.
- Sinyuk, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Giles, D. M., Slutsker, I., Korkin, S., Schafer, J. S., Smirnov, A., Sorokin, M. and Lyapustin, A. (2020): *The AERONET Version 3 aerosol retrieval algorithm, associated uncertainties and comparisons to Version 2*, Atmos. Meas. Tech., 13, 3375–3411, doi:10.5194/amt-13-3375-2020.
- Sorribas, M., Adame, J.A., Andrews, E. and Yela, M. (2017): *An anomalous African dust event and its impact on aerosol radiative forcing on the Southwest Atlantic coast of Europe in February 2016*, Science of the Total Environment 583, 269–279.
- Spinhirne, J. D. (1993): *Micro pulse lidar*, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 31(1), 48-55.
- Stein, A.F., Draxler, R.R., Rolph, G.D., Stunder, B.J.B., Cohen, M.D. and Ngan, F. (2016): *NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System*. Bull. Am. Meteorol. Soc., 96, 2059–2077
- Stohl, A., Hittenberger, M. and Wotawa, G. (1998): *Validation of the Lagrangian particle dispersion model FLEXPART against large-scale tracer experiment data*, Atmos. Environ., 32(24), 4245–4264, doi:10.1016/S1352-2310(98)00184-8.
- Stohl, A., Forster, C., Frank, A., Seibert, P. and Wotawa, G. (2005): *Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2*, Atmos. Chem. Phys., 5(9), 2461–2474.
- Tegen, I. and Schepanski, K. (2009): *The global distribution of mineral dust*, In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (Vol. 7, No. 1, p. 012001).
- Toledano, C. (2005): *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de las propiedades ópticas y masas de aire en la estación "El Arenosillo" de la red AERONET*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.

Tomasi, C., Kokhanovsky, A. A., Lupi, A., Ritter, C., Smirnov, A., O'Neill, N. T., Stone, R. S., Holben, B. N., and Nyeki, S., (2015): *Aerosol remote sensing in polar regions*, Earth Sci. Rev., 140, 108– 157, doi:10.1016/j.earscirev.2014.11.001.

Velasco-Merino, C., Mateos, D., Toledano, C., Prospero, J. M., Molinie, J., Euphrasie-Clotilde, L., González, R., Cachorro, V. E., Calle, A. and de Frutos, A. M. (2018): *Impact of long-range transport over the Atlantic Ocean on Saharan dust optical and microphysical properties*, Atmos. Chem. Phys. Discuss., <https://doi.org/10.5194/acp-2017-1089>.

Velasco-Merino, C. (2020): *Identificación de tipos de aerosol mediante medidas fotométricas. Aplicación al transporte de aerosol sahariano hasta el Caribe*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid.

Viana, M., Pey, J., Querol, X., Alastuey, A., de Leeuw, F. and Lükewille, A. (2014): *Natural sources of atmospheric aerosols influencing air quality across Europe*, Science of The Total Environment, Volume 472, 825-833, doi: 10.1016/j.scitotenv.2013.11.140.

Weitkamp, C. (2006): *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, Springer Science & Business.

Willeke, K., and Baron (1993): *Aerosol Measurement. Principles. Techniques and Applications*, P.A. Editors, John Wiley & Sons.

Winker, D.M., Pelon, J.R. and McCormick, M.P.: *The CALIPSO mission: spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds*, Proc. SPIE 4893, Lidar Remote Sensing for Industry and Environment Monitoring III, doi: 10.1117/12.466539.

Zender, C. S., Newman, D. and Torres, O. (2003b): *Spatial heterogeneity in aeolian erodibility: Uniform, topographic, geomorphic, and hydrologic hypotheses*, J. Geophys. Res., 108(D17), 4543, doi:10.1029/2002JD003039.

Zwaaftink, C. D., Grythe, H., Skov, H. and Stohl, A. (2016): *Substantial contribution of northern high-latitude sources to mineral dust in the Arctic*, J. Geophys. Res. Atmos. 121, 13678–13697.