



---

**Universidad de Valladolid**

Facultad de Ciencias

## **TRABAJO FIN DE GRADO**

Grado en Física

**Caracterización de las propiedades ópticas y microfísicas de tres tipos de aerosoles atmosféricos durante tres eventos de alta turbiedad en Castilla y León**

*Autor: Sara Herrero Anta*

*Tutores:*

*David Mateos Villán*

*Cristian Velasco Merino*

# Índice

RESUMEN.....	1
ABSTRACT .....	2
1 El aerosol atmosférico.....	3
1.1 Introducción.....	3
1.2 Propiedades de los aerosoles .....	3
1.3 Tipos de aerosol.....	8
1.4 Objetivos y metodología.....	10
2 Instrumentación y recursos de información.....	11
2.1 La red AERONET.....	11
2.2 Fotómetro CIMEL CE-318.....	12
2.3 Modelo HYSPLIT.....	14
2.4 Imágenes por satélites.....	16
2.5 Noticias .....	16
2.6 Estaciones de medida .....	16
3 Caracterización de un evento desértico .....	18
3.1 Evolución temporal.....	18
3.2 Propiedades ópticas y microfísicas del evento desértico.....	20
3.3 Información auxiliar .....	24
4 Caracterización de un incendio: quema de biomasa .....	26
4.1 Evolución temporal.....	26
4.2 Propiedades ópticas y microfísicas del evento de quema de biomasa .....	27
4.3 Información auxiliar .....	30
5 Caracterización de un evento volcánico .....	34
5.1 Evolución temporal.....	34
5.2 Propiedades ópticas y microfísicas del evento de erupción volcánica.....	35
5.3 Información auxiliar .....	38
6 Conclusiones.....	42
7 Referencias.....	44



## RESUMEN

Los aerosoles atmosféricos juegan un papel muy importante en el clima terrestre. Hasta hace poco, los aerosoles han sido uno de los mayores desconocidos dentro de la valoración del impacto climático, debido a la falta de información detallada sobre sus propiedades. Además, los aerosoles pueden ser transportados a diferentes zonas del planeta llegando provocar consecuencias de diversa índole, cuyo impacto podría ser evaluado si se conocen las propiedades físicas y químicas del aerosol en cuestión.

La implementación de diferentes redes de seguimiento de aerosoles alrededor del mundo ha permitido disminuir la incertidumbre en torno a estas partículas y ha llevado a la elaboración de diferentes estudios que permiten clasificarlos en subgrupos atendiendo a diversas características.

Una de estas redes es AERONET (AErosol RObotic NETwork), que utiliza como instrumento principal un fotómetro para realizar una toma de datos desde la superficie terrestre a lo largo de todo el globo terráqueo.

Partiendo del conjunto de datos que almacena AERONET, vamos a proceder a caracterizar las propiedades, tanto ópticas como microfísicas, de varios tipos de aerosol detectado en la zona centro de la comunidad de Castilla y León.

En el presente trabajo, vamos a analizar tres eventos de alta turbiedad atmosférica registrados en Castilla y León para los que averiguaremos el tipo de aerosol detectado apoyándonos en estudios previos realizados para las diferentes clases de aerosol, las medidas durante el evento y utilizando información adicional como modelos de trayectoria de las masas de aire e imágenes obtenidas por satélite. Se presentará un estudio detallado de las propiedades más relevantes de cada tipo de aerosol.

## ABSTRACT

Atmospheric aerosols play a very important role in the global climate. Aerosols present yet a large uncertainty in the climate impact assessment, due to the lack of information about their properties. In addition, aerosols can be transported to far areas where they can cause a large set of effects. These effects could be evaluated if the physical and chemical properties of the aerosol were well known.

The creation of different global monitoring networks has allowed the reduction on the uncertainty about these particles and has led to the development of different studies that classifies them into subgroups according to their properties.

One of these networks is AERONET (AErosol RObotic NETwork), which uses as its main instrument a photometer to perform data collection worldwide.

Based on AERONET's data set, we will proceed to characterize the properties, both optical and microphysics, of various types of aerosol detected in the central area of the Castilla y León region.

In the present study, we analyze three events of high atmospheric turbidity. We will be able to discern the aerosol type based on previous studies which include key properties for different types, using additional information such as air mass trajectories, and satellite images. A comprehensive study of the key aerosol properties is also presented for each type.

# 1 El aerosol atmosférico

## 1.1 Introducción

Los aerosoles se pueden definir como un conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en un medio gaseoso el tiempo suficiente como para permitir su observación y medida (*Willeke and Baron, 1993*).

Según su origen, se diferencia entre aerosoles naturales o antropogénicos. Se entiende por naturales aquellos que están compuestos principalmente por cenizas volcánicas, polvo desértico, sal marina, esporas, polen... Mientras que los antropogénicos son los que derivan de la actividad humana, como humo de chimeneas, tráfico rodado o partículas emitidas durante procesos industriales. También son aerosoles antropogénicos las partículas producidas secundariamente de manera fotoquímica a partir de contaminantes gaseosos (*Toledano, 2005*).

Debido a su interacción directa (con la radiación solar) e indirecta (pudiendo producir cambios sobre las propiedades microfísicas y ópticas de las nubes), juegan un papel fundamental en el clima terrestre. El efecto final producido (*radiative forcing*) será de enfriamiento o calentamiento, y dependerá de varios factores como, por ejemplo, la composición química, la proporción entre el número de partículas y su tamaño, o la altura a la que se encuentren. Por ello, se hace necesario su estudio y caracterización, pues no solo participan en el balance de energía del sistema Tierra-Atmósfera, sino que también intervienen en el ciclo de carbono, agua, ecosistemas terrestres y marinos, calidad del aire o salud humana (*Toledano, 2005*). La falta de información referente a los aerosoles ha provocado un aumento en el estudio de los mismos. En este trabajo se utilizarán varios de estos estudios como punto de partida a la hora de caracterizar los diferentes episodios.

## 1.2 Propiedades de los aerosoles

Vamos a diferenciar entre propiedades microfísicas y ópticas.

### - **Microfísicas**

Las partículas atmosféricas se caracterizan por su forma, tamaño, composición química y contenido total, lo cual determina sus características radiativas (*Lenoble, 1993*). En cuanto a la forma, a pesar de que las partículas sólidas pueden ser muy irregulares, 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*). Así, el tamaño de un aerosol monodisperso (compuesto por partículas del mismo tamaño) está completamente caracterizado por el radio de la partícula.

### Concentración en volumen (VC)

Para caracterizar de un modo simple un conjunto de partículas suspendidas en el seno de un fluido, se utiliza comúnmente la densidad de número de partículas (N) por unidad de volumen. Para medidas en columna de aire, se expresa por unidad de superficie ya que debemos establecer una dependencia con la altura (altura (m) por unidad de volumen ( $m^{-3}$ ) = por unidad superficie ( $m^{-2}$ )).

Puesto que N depende del tamaño de la partícula, se utilizan las *distribuciones de tamaño*, considerando las partículas esféricas, con un radio entre r y r+dr. Esto nos da la **distribución de tamaño de número de partículas**:

$$n(r) = \frac{dN}{dr} \quad (1.1)$$

También se puede expresar la **distribución de tamaño en volumen**, sin más que tener en cuenta:

$$v(r) = \frac{4}{3}\pi r^3 n(r) \quad (1.2)$$

Integrando a todos los radios obtenemos el volumen total de partículas por unidad de volumen VC (por unidad de superficie en las medidas columnares) (Prats, 2009).

### Distribución de tamaños

Nos da el número de partículas que tenemos en cada intervalo de tamaño. Es la base para derivar propiedades ópticas de los aerosoles a partir de la teoría de scattering. Las partículas en la atmósfera presentan un tamaño que va desde las milésimas de micra hasta 100  $\mu\text{m}$  (Toledano, 2005).

Según Seinfeld & Pandis (1998), a las partículas de radio aproximadamente inferior a 0.5 $\mu\text{m}$  se les denomina finas, y a las de radio superior gruesas. Además, como se puede observar en la Figura I-1, se ha dividido el modo fino en ultrafino (formado por el modo nucleación ( $r < 0.005 \mu\text{m}$ ) y Aitken ( $0.005 \mu\text{m} < r < 0.05 \mu\text{m}$ )) y modo acumulación ( $0.05 \mu\text{m} < r < 0.5 \mu\text{m}$ ) (Prats, 2009).

La distribución de tamaños depende de la fuente y transporte de las partículas atmosféricas, y es altamente variable incluso para el mismo tipo de aerosol. Recoger partículas y medir sus distribuciones de tamaño no es nada trivial y todas las técnicas miden partículas solamente en un rango limitado y además perturban (aunque sea mínimamente) la población real de partículas. A pesar de todo, el análisis de repetidas observaciones ha mostrado que las distribuciones de tamaños medidas en la atmósfera siguen ciertas reglas, por lo que se utilizan modelos para representarlas. La aproximación más común es representar dichas distribuciones por una expresión matemática con ciertos parámetros ajustables obtenidos de las observaciones. En la práctica se observa que la distribución de tamaños no está caracterizada por una única distribución, sino que representa la suma de varios tipos, lo cual da lugar a la función multimodal representada en la Figura I-1 (Alcántara, 2013). En dicha figura se muestra la distribución de tamaño en volumen en escala logarítmica, que representa el volumen de aerosol en una columna de aire de sección transversal unidad con radios entre r y r+dlnr. El rango utilizado para aerosoles va de 0.0005 a 15 $\mu\text{m}$ .

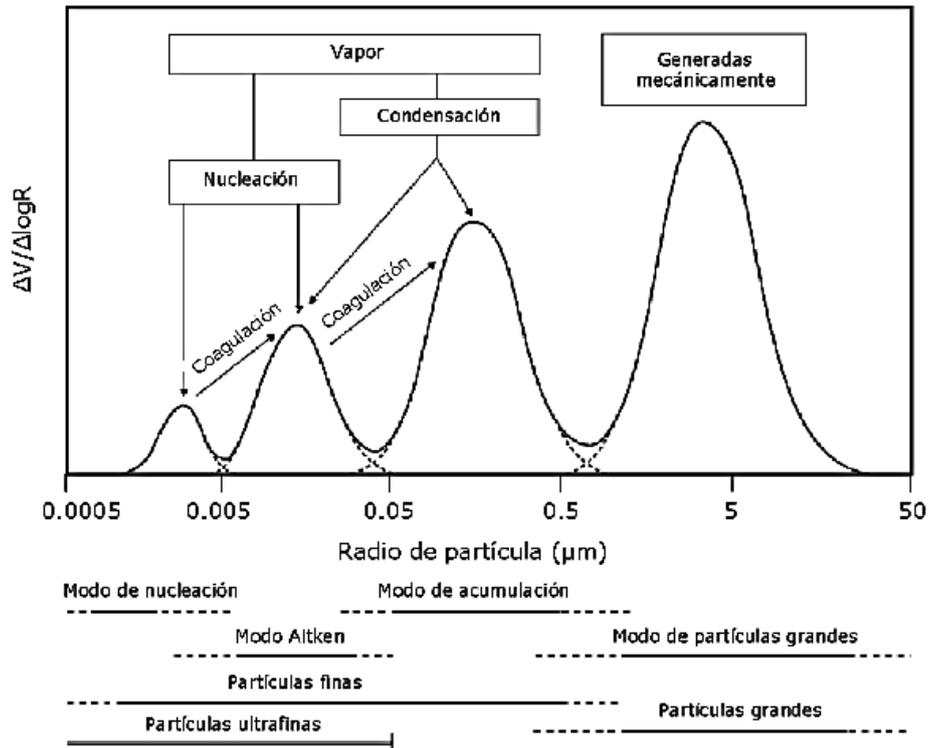


Figura I-1. Clasificación de las partículas en función del tamaño. Figura adaptada de US EPA (2004) (Alcántara, 2013).

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).

#### Fracción de concentración en volumen

Podemos distinguir entre fracción de volumen en modo fino y grueso. Este parámetro se define como la concentración en volumen de partículas en modo fino (grueso respectivamente) entre la concentración en volumen total de partículas.

$$\text{Fine mode fraction} = \frac{VC_F}{VC_T} \text{ (Modo fino)} \quad (1.3)$$

$$\text{Coarse mode fraction} = \frac{VC_C}{VC_T} \text{ (Modo grueso)} \quad (1.4)$$

#### Esfericidad

Este parámetro da, en tanto por uno, la relación entre ejes de una partícula, entendida como un esferoide (una esfera es un esferoide con una razón entre ejes o esfericidad  $\varepsilon=1$ ). Hay una extensa literatura sobre este parámetro en la que se relaciona la esfericidad con el scattering de la luz solar extraterrestre (Prats, 2009; Velasco, 2015).

## - Ópticas

Cuando la radiación solar penetra en la atmósfera tienen lugar procesos de absorción y dispersión (scattering) debido a la presencia de diferentes componentes suspendidos en ella, tales como las partículas de aerosol y los gases que conforman la atmósfera en sus respectivas proporciones. Esto provoca que la radiación que nos llega a la superficie conste de dos componentes, una directa y otra difusa, cuya suma se denomina radiación global. La primera sigue la dirección del sol, y su atenuación se produce en esa dirección solamente, mientras que la difusa procede del mecanismo de scattering mencionado y llega desde todas las direcciones del espacio (Prats, 2009). El efecto de los aerosoles sobre la radiación incidente depende de la región espectral y está íntimamente relacionado con las características del aerosol (Toledano, 2005).

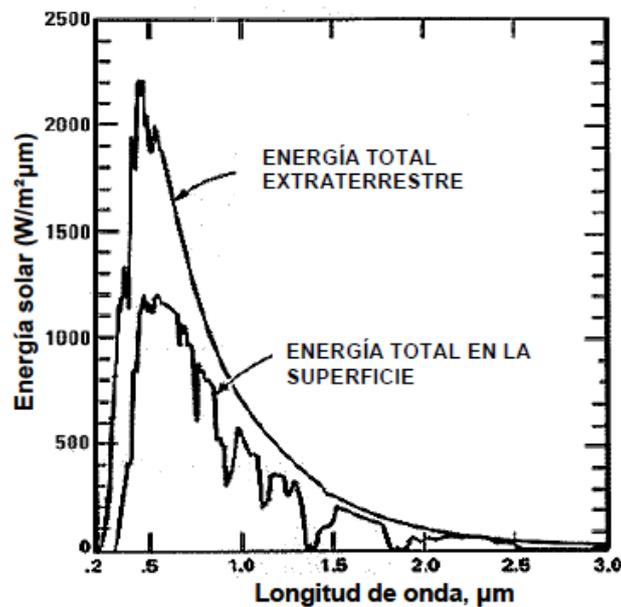


Figura I-2. Energía solar extraterrestre y a nivel del suelo (Prats, 2009).

### Espesor óptico de los aerosoles (Aerosol Optical Depth, AOD)

El espesor óptico de los aerosoles es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. A partir de sus valores se puede utilizar diversos algoritmos de inversión que nos darán, entre otros productos, la distribución de tamaños de los aerosoles (Toledano, 2005).

Si consideramos la atmósfera como una capa plana, la absorción que produce viene dada por la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I = I_0 e^{-\tau m} \quad (1.5)$$

Donde  $I$  se corresponde con la irradiancia medida a nivel del suelo,  $I_0$  con la extraterrestre,  $\tau$  es el espesor óptico total de la atmósfera (toda la columna), y  $m$  es la masa óptica. La masa óptica, que se define como la razón entre el espesor óptico en la vertical y el espesor óptico en una dirección determinada, se expresa a partir de fórmulas empíricas (como la de Kasten y Young) en función del ángulo cenital solar ( $\theta$ ):

$$m = 1/(\cos\theta + 0.50572(1.46468 - \theta)^{-1.6364}) \quad (1.6)$$

Por tanto, a partir de la ecuación (1.5), y considerando la ecuación (1.6), se deduce que el espesor óptico total de la atmósfera es:

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln\left(\frac{I}{I_0}\right) \quad (1.7)$$

Finalmente, el espesor óptico de los aerosoles ( $\tau_a$ ) será el resultado de restarle al espesor óptico total las contribuciones debidas al scattering por moléculas (Rayleigh) ( $\tau_R$ ) y las absorciones por parte de los diferentes gases atmosféricos ( $\tau_g$ ):

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g \quad (1.8)$$

#### Parámetro alfa de Ångström (Ångström Exponent, AE)

En realidad, el espesor óptico posee una dependencia espectral ( $\tau=\tau(\lambda)$ ). Para describir esta dependencia espectral se utiliza un parámetro debido a Ångström, el cual propuso la siguiente expresión, válida en un cierto rango espectral:

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

donde se denomina a  $\alpha$  parámetro alfa de Ångström, siendo  $\beta$  el AOD a  $\lambda=1\mu\text{m}$ . Estos dos parámetros, llamados de turbiedad (por ser indicadores del contenido vertical de la cantidad de aerosoles), están relacionados con el tamaño y la cantidad, respectivamente, del aerosol atmosférico (Ångström, 1964). Es, por tanto, imprescindible analizar la forma espectral del espesor óptico de los aerosoles para caracterizarlo mediante este tipo de medidas ópticas.

Para obtener el parámetro alfa, se utilizan los datos medidos de AOD a diferentes longitudes de onda (Toledano, 2005). Partiremos de dos valores de AOD a diferentes longitudes de onda denotadas por ( $\lambda_1/\lambda_2$ ). Para ambas longitudes de onda se ha de cumplir la expresión de Ångström (1.9). Una vez tomados logaritmos en ambas expresiones, su resta nos permitirá obtener el valor del parámetro alfa:

$$\begin{aligned} \ln \tau_a(\lambda_1) - \ln \tau_a(\lambda_2) &= -\alpha(\lambda_1/\lambda_2)(\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2) \Rightarrow \\ \alpha(\lambda_1/\lambda_2) &= \frac{-\ln(\tau_a(\lambda_1)/\tau_a(\lambda_2))}{\ln(\lambda_1/\lambda_2)} \quad (1.10) \end{aligned}$$

El parámetro alfa da valores entre 0 y 2.5 si hablamos de aerosol atmosférico, con tendencia a los valores mayores para situaciones dominadas por el aerosol submicrométrico y tendiendo a 0 cuando hay dominancia de partículas gruesas. No obstante, puede llegar a alcanzar valores límite de 4 para el caso de scattering por moléculas (scattering Rayleigh) (Prats, 2009).

#### Albedo de scattering simple (SSA o $\omega$ )

Este parámetro se define como la fracción de luz dispersada con respecto al total de luz extinguida al interactuar con las partículas. Cuanto mayor es, menor es la absorción producida por los aerosoles. Es decir, para  $\omega = 1$  toda la luz extinguida ha sido dispersada, y la partícula no habría absorbido nada (Prats, 2009). Este parámetro tiene una fuerte dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente.

#### Parámetro de asimetría ( $g$ )

Es un parámetro comúnmente utilizado para describir la dirección de scattering de la radiancia. Será positivo si se dispersa más hacia delante y negativo si se dispersa más hacia atrás. Su valor absoluto aumenta con el tamaño de la partícula (Prats, 2009).

### Índice de refracción ( $n_R$ )

La presencia de aerosoles en la atmósfera produce un cambio en la dirección de la radiación al atravesarlos. Este cambio suele describirse en física con el llamado índice de refracción, y dependerá tanto de las características de aerosol como de la longitud de onda incidente. En esta situación se define de la siguiente manera:

$$n_R(\lambda) = n(\lambda) + ik(\lambda) \quad (1.11)$$

Como se puede observar, consta de parte real y parte imaginaria.

La primera corresponde a la desviación que sufre la radiación incidente por la dispersión de los aerosoles. Esta parte tiene una fuerte dependencia espectral y con el tamaño de la partícula.

La segunda corresponde a la desviación que sufre la radiación incidente por la absorción de los aerosoles. También tiene dependencia espectral.

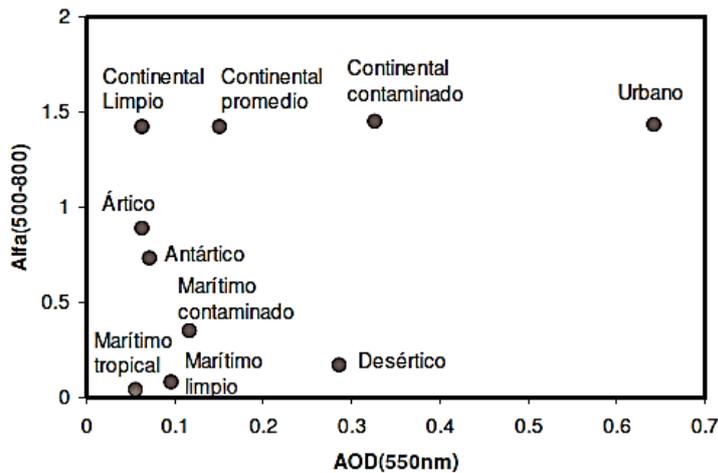
### 1.3 Tipos de aerosol

Como se ha mencionado en la introducción de este capítulo, cada tipo de aerosol posee una composición química y características físicas propias, lo cual permite obtener distintos valores para los parámetros mencionados en el apartado anterior. A partir de ellos, podemos dar una clasificación orientada desde un punto de vista climático, pues según las propiedades ópticas 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. A cada uno de estos tipos se le asigna unos valores o rangos esperables para los diferentes parámetros microfísicos y ópticos en los diferentes modelos de aerosoles en la atmósfera. Como ejemplo de clasificación se muestra la Tabla I, que utiliza el modelo OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds) (*Hess et al., 1998*).

	$\tau$	$\omega$	$g$	$\alpha_{350-500}$	$\alpha_{500-800}$
Continental limpio	0.064	0.972	0.709	1.10	1.42
Continental promedio	0.151	0.925	0.703	1.11	1.42
Continental contaminado	0.327	0.892	0.698	1.13	1.45
Urbano	0.643	0.817	0.689	1.14	1.43
Desértico	0.286	0.888	0.729	0.20	0.17
Marítimo limpio	0.096	0.997	0.772	0.12	0.08
Marítimo contaminado	0.117	0.975	0.756	0.41	0.35
Marítimo tropical	0.056	0.998	0.774	0.07	0.04
Artico	0.063	0.887	0.721	0.85	0.89
Antártico	0.072	1.000	0.784	0.34	0.73

**Tabla I.** Características radiativas medias de los tipos de aerosoles considerados en el modelo OPAC dadas en 550nm:  $\tau$  es el espesor óptico,  $\omega$  el albedo de scattering simple,  $g$  el parámetro de asimetría y  $\alpha$  el exponente alfa calculado en intervalos espectrales (350-500 nm) y (500-800 nm).

Uno de los procedimientos más visuales para la clasificación de tipos de aerosol consiste en utilizar la dispersión entre AOD y alfa, y asignarlos según la región que ocupen las medidas. De nuevo se muestra la clasificación de aerosoles siguiendo el modelo OPAC (Figura I-3).



**Figura I-3.** Diagrama de dispersión AOD (550nm) frente a alfa (500-800) con los tipos de aerosoles dados por el modelo OPAC (Toledano 2005).

A continuación, haremos un breve resumen de los principales tipos de aerosol:

- **Aerosol marítimo**

Es uno de los más importantes a nivel climatológico, pues dos tercios de la superficie terrestre están cubiertos por agua. Su composición incluye sustancias solubles en agua en un 99.96% y partículas salinas en un 0.04%. Presenta valores típicos de AOD menores de 0.1 y valores de alfa menores que 0.5.

- **Aerosol continental**

Está compuesto principalmente por polvo y sustancias solubles en agua. En el caso de aerosol rural de fondo, también incluirá partículas minerales. Si por el contrario nos encontramos en una zona cercana a industrias o fuentes de contaminación, tendremos aerosol continental contaminado.

En este tipo el AOD se encuentra por debajo de 0.1 (en condiciones de fondo) y el alfa por encima de 1.3.

- **Aerosol producido por la combustión de biomasa**

En este caso las características de los aerosoles van a depender del combustible que da lugar a las partículas, la edad del aerosol y la humedad.

Este proceso genera gran cantidad de partículas finas, lo que da lugar a unos valores de AOD muy altos (en valores similares al aerosol desértico) pero con una fuerte dependencia espectral y un coeficiente de Ångström muy alto, debido a la extinción por partículas finas.

- **Aerosol urbano/industrial**

Es el tipo de aerosol que se identifica con el aerosol de origen antropogénico. Su impacto en cada región dependerá de la meteorología del lugar, según esta favorezca su aumento, eliminación o transporte. Generalmente presentan un AOD y alfa altos.

- **Aerosol ártico**

Se origina en las plataformas continentales del norte de Europa y Asia, así como en los océanos que las circundan. Están compuestas principalmente por partículas marinas y

minerales. Tienden a presentar unos valores bajos de AOD y altos de alfa ( $>0.5$ ). No obstante, en esta zona se produce un fenómeno conocido como 'Artic Haze', el cual que provoca intrusiones procedentes de Europa y Rusia, aumentando los valores de AOD (mayor turbiedad).

#### - **Aerosol desértico**

Este aerosol se compone de partículas minerales de diferentes tamaños (aunque principalmente gruesas), lo que produce una gran variabilidad en sus propiedades microfísicas y ópticas. Debido a su tamaño, predominantemente grande, presenta unos valores muy bajos de alfa, mientras que el AOD será elevado llegando hasta 1.0 en algunas ocasiones.

En secciones posteriores se verán con detalle el resto de parámetros microfísicos y ópticos para los tipos de aerosol que se van a caracterizar.

#### 1.4 Objetivos y metodología

En el presente Trabajo de Fin de Grado se van a estudiar tres eventos de alta turbiedad atmosférica en la zona centro de la Comunidad Autónoma de Castilla y León (España) en los que se registraron intrusiones de aerosol atmosférico, alterando las medidas habituales de dicha zona.

Para determinar y caracterizar cada uno de estos eventos dispondremos de un conjunto de datos de diferentes parámetros ópticos y microfísicos representativos de la carga y tamaño del aerosol en columna. Estos datos son proporcionados por la red AERONET (AErosol RObotic NETwork), un sistema de teledetección pasiva que utiliza fotómetros solares como principal instrumento.

Una vez establecido el episodio basándonos en los datos dados por el fotómetro, nos ayudaremos de información auxiliar para confirmar que se trata del evento esperado. En este aspecto, vamos a recurrir a la visualización de las retro-trayectorias de las masas de aire, obtenidas a través del modelo HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model), que indican el camino que han recorrido hasta llegar al lugar seleccionado. Como información adicional también se consultarán las imágenes proporcionadas por satélites gracias al sensor MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer). Por último, vamos a acudir a información disponible en internet, con el objetivo de encontrar noticias relacionadas con eventos con los que estamos trabajando.

El lugar en el que vamos a realizar el estudio se encuentra en el centro de la Comunidad de Castilla y León, en la ciudad de Valladolid. Esto se debe a que el Grupo de Óptica Atmosférica (GOA), perteneciente a la Universidad de Valladolid (UVA), dispone de una estación de medida de la red AERONET. Los tres eventos que se van a analizar fueron registrados un periodo de años del 2014 al 2017.

Puesto que el mismo grupo realiza inventarios de los diferentes tipos de eventos que se producen, partiremos de 3 casos concretos en los que conocemos el tipo de evento se registró, a saber, volcánico (2014), desértico (2016) y propio de un incendio (2017). A partir de esta información trataremos de justificar cada tipo de evento con los recursos mencionados.

## 2 Instrumentación y recursos de información

Varias metodologías e instrumentos han sido desarrollados en los últimos años con el objetivo de obtener información a escala tanto global como regional de las partículas atmosféricas, evaluar su variabilidad temporal o informar sobre las posibles fuentes de aerosol e identificar los procesos de transporte que los escenarios meteorológicos sinópticos propician. La teledetección activa o pasiva, con sensores a bordo de satélites o medidas de diferentes instrumentos en la superficie (como radiómetros, LIDAR, etc.), se utiliza junto con la ayuda de modelos para extraer la máxima información posible. A su vez, las llamadas mediciones “in-situ” de material particulado (bien a nivel de superficie o en plataformas aéreas), parte de las cuales se basan en extraer muestras que serán analizadas en el laboratorio, sirven para obtener, generalmente, su composición química. Las técnicas de teledetección estudian la extinción (a través de los procesos de absorción y dispersión) que provoca la interacción de los aerosoles con la radiación solar-terrestre y por tanto será función de la longitud de onda de ésta y de las características o propiedades del aerosol presente en la atmósfera (Burgos, 2016). A lo largo de todo el proceso de caracterización, vamos a trabajar con datos de la red AERONET, que realiza mediciones desde la superficie a largo de toda la columna atmosférica a través de fotómetros Cimel.

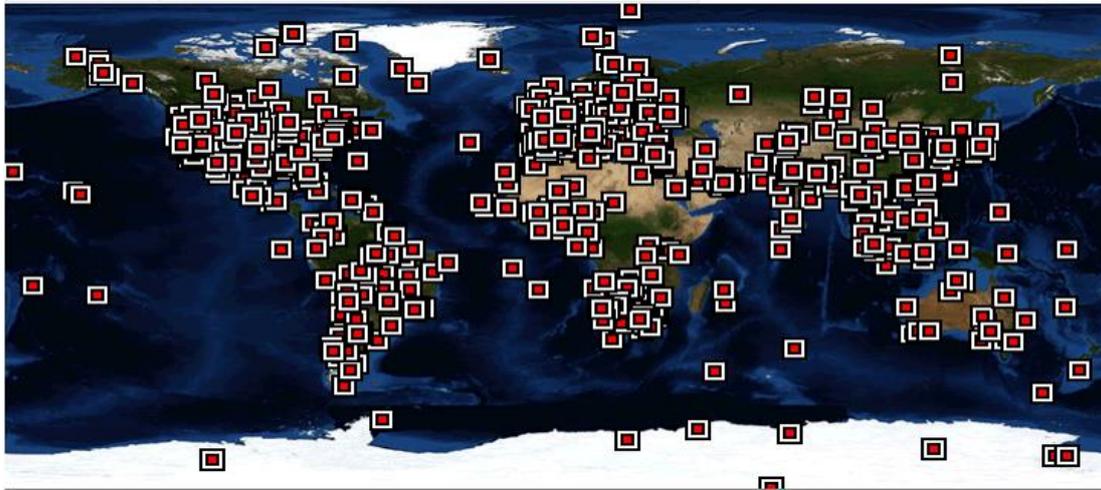
### 2.1 La red AERONET

El proyecto AERONET (AErosol RObotic NETwork) es una federación de redes de detección remota de aerosoles en tierra establecidas por la NASA (National Aeronautics and Space Administration, norteamericana) y PHOTONS (PHOTométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalization Satellitaire; Univ. De Lille 1, CNES (Centre National d'Etudes Spatiales)) - CNRS (Institut National des Sciences de l'Univers du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique)), francesas) y está ampliamente expandido por otras redes y colaboradores de diversos ámbitos. Durante más de 25 años, el proyecto ha proporcionado una base de datos continua y de dominio público, fácilmente accesible, de propiedades ópticas, microfísicas y radiativas de aerosol para la investigación y caracterización de aerosoles, validación de recuperaciones satelitales y sinergia con otras bases de datos. La red impone la estandarización de instrumentos, calibración, procesamiento y distribución. Actualmente el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid es uno de los centros de calibración de fotómetros, encargándose de muchos de los localizados en Europa.

La colaboración de AERONET proporciona observaciones distribuidas globalmente (ver Figura II-1) de profundidad óptica de aerosol espectral (AOD), vapor de agua y productos de inversión. Los datos de AOD se calculan para tres niveles de calidad: Nivel 1.0 (medidas brutas), Nivel 1.5 (con filtro de nube mediante un algoritmo automático desarrollado por la red (cloud-screening)) y Nivel 2.0 (calidad asegurada). Las inversiones y otros productos dependientes de AOD se derivan de estos niveles y pueden implementar controles de calidad adicionales.

Los algoritmos de procesamiento han evolucionado de la Versión 1.0 a la Versión 2.0 y ahora a la Versión 3.0. Las bases de datos de la Versión 3 están disponibles en los sitios web de AERONET y PHOTONS. El sitio web de AERONET también proporciona noticias relacionadas con AERONET, una descripción de las actividades operativas y de

investigación, enlaces relacionados con Ciencias de la Tierra y un directorio de personal de AERONET (<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>, último acceso: 5/09/19).



**Figura II-1.** ubicación de las estaciones de medida de la red AERONET (5/09/19)  
(<https://aeronet.gsfc.nasa.gov>, último acceso: 5/09/19).

## 2.2 Fotómetro CIMEL CE-318

El fotómetro Cimel-318 es el instrumento estándar de la red AERONET. En todas las estaciones el proceso de medida es el mismo y los datos producidos se transmiten vía satélite o internet. Se trata de un fotómetro automático y portátil, diseñado para medir la irradiancia solar y la radiancia del cielo en ciertas longitudes de onda con el objetivo de obtener las diferentes propiedades ópticas (radiativas) y microfísicas de los aerosoles, comenzando por su espesor óptico (AOD).

Concretamente, el fotómetro utilizado es el *Cimel Electronique-318* fabricado en Francia por la firma Cimel (*Toledano, 2005*). Su funcionalidad en este tipo de red se debe a varios factores. En primer lugar, al hecho de que sea automático y autónomo, ya que dispone de una placa solar de la que se abastece y ha sido diseñado para soportar la intemperie. Además, opera de forma que puede separar los datos útiles de los inservibles (afectados por la nubosidad, por ejemplo). También se encarga de recoger datos de su calibrado.

### - Características

Este instrumento dispone de dos detectores de silicio, uno para la medida directa al sol (irradiancia solar) y otro para la medida de la radiancia del cielo, instalados dentro de la cabeza sensora, que está convenientemente sellada y resacada para prevenir daños en los componentes. Además de los detectores, en el interior de la cabeza hay un sensor de temperatura, que permite medir la temperatura para una posterior corrección en el filtro de 1020nm, y una rueda con 8 filtros interferenciales, que se mueven con un motor paso a paso. A la cabeza se acoplan dos tubos limitadores de campo de 33 cm. El sistema final tiene un FOV (Field Of View, campo de iluminación media) de 1.2° para ambos tubos. La cabeza del sensor se monta de tal forma que la óptica se proteja de la lluvia y de la entrada de partículas extrañas en el sistema en la posición no activa (PARK). El final del tubo limitador de campo para la medida directa al sol está protegido por una ventana de cuarzo, permitiendo la observación con un detector UV con la suficiente relación señal-ruido para observaciones espectrales desde 340nm hasta 1020nm. El colimador para la medida del cielo tiene el mismo

campo de iluminación media, pero una apertura aproximadamente 10 veces mayor obtenida con la ayuda de lentes para conseguir un mejor rango dinámico en la medida de la radiancia del cielo (almucántar y plano principal).

El robot seguidor, en el que está montada la cabeza con los tubos limitadores, tiene dos motores de transmisión directa que dirigen la cabeza del sensor en los ángulos de azimut y cenital con una exactitud de  $0.05^\circ$ . Un microprocesador calcula la posición del sol basándose en coordenadas del tiempo y de localización, y dirige la cabeza del sensor hacia el sol con una precisión de  $1^\circ$ , después de lo cual un detector de cuatro cuadrantes apunta al sol con una precisión de  $0.1^\circ$  precisamente en el instante previo a una medida programada. Después de completar una medida de rutina, el instrumento vuelve a una posición de reposo, esperando la siguiente secuencia de medida. Un sensor de humedad expuesto a la precipitación cancelará cualquier secuencia de medida en caso de activarse, y dejará el instrumento en posición de reposo (PARK), con los tubos mirando hacia abajo para evitar que el agua afecte a las lentes (Figura II-2). El robot seguidor tiene un tamaño de 40cm y un peso de 15kg. La caja de control, las baterías y el transmisor se instalan en una caja estanca de 30x62x46cm, lo que supone un peso de otros 22kg.

Con el paso de los años, la casa Cimel ha ido mejorando sus fotómetros. Han pasado de ser analógicos a digitales. Además, durante 2005 se implementó un nuevo canal en el infrarrojo, en la longitud de onda de 1640nm. Por último, en la actualidad se están añadiendo a la red fotómetros que son capaces de medir la irradiancia que refleja la luna.



Figura II-2. Fotómetro Cimel-318 tomando una medida (izq.) y en posición PARK (drcha.).

#### - Toma de medidas

El fotómetro puede realizar observaciones desde 340 hasta 1640 nm.

La medida básica *directa al sol* se compone de tres observaciones espectrales (tripleto) tomadas con un intervalo de 30 segundos. El motivo para tomar las medidas basándose en tripletes es que la variación temporal de las nubes es típicamente mayor que la de los aerosoles y se manifestaría en una variación observable entre las tres medidas del tripleto, lo que sirve para eliminar las medidas afectadas por nubosidad. La triple observación se hace durante las secuencias de calibrado Langley de la mañana y la tarde, y a intervalos de 15 minutos durante el centro del día. La secuencia Langley consiste en medidas realizadas a masas ópticas fijas, entre  $m=7$  y  $m=2$ . Cada noche el fotómetro calcula las horas para las medidas del día siguiente. Las medidas entre la

masa óptica 2 de la mañana y la de la tarde se realizan a intervalos regulares de 15 minutos en torno al mediodía solar local, y por tanto sus horas están calculadas a partir de la hora solar verdadera (*true solar time, TST*). Además del reloj en hora GMT, el fotómetro tiene un reloj en TST con el que gobierna las medidas de la secuencia automática. Esta secuencia con un Langley cada mañana y cada tarde es la que permite el seguimiento de la calibración.

Las secuencias de medidas básicas del *cielo* son el almucántar y el plano principal. Llamamos almucántar a una serie de medidas tomadas con un ángulo cenital constante, y ángulos de acimut específicos en relación con la posición del sol. Durante la secuencia de medida para uno de los canales de aerosoles, el instrumento hace una medida del sol, comienza el barrido de la aureola a través del disco solar y continúa 180° grados de acimut primero hacia la derecha y tras centrarse de nuevo en el sol, repite hacia la izquierda. La secuencia de plano principal opera de la misma forma, pero en el plano principal del sol (ángulo azimutal constante), y barriendo distintos ángulos de elevación desde 6° por debajo del sol hasta 150°. Esto se repite también para cada uno de los filtros de aerosoles (*Velasco, 2015*). Nosotros vamos a manejar las medidas dadas por el modo almucántar.

#### - **Salidas de datos**

Los datos se almacenan en primer lugar en la memoria del fotómetro, desde el cual se envían, bien vía satélite a la estación receptora terrestre apropiada o bien vía internet realizando las descargas a un ordenador utilizando el software ASTP-win proporcionado por la casa CIMEL. Esta descarga al PC puede hacerse de manera manual o de manera programada, siempre con una frecuencia diaria debido a que la memoria interna del fotómetro solo puede almacenar, aproximadamente, las medidas de un día y medio. Tanto por satélite como por internet también se envían informes relativos a los problemas que pueda estar sufriendo el fotómetro y que impidan su correcto funcionamiento (fallos en la cabeza, en el robot, en las baterías, temperatura, humedad, etc.).

Tanto en la página web de AERONET como en la página web gestionada por el GOA ([www.caelis.uva.es](http://www.caelis.uva.es)) se pueden consultar los informes de las transmisiones en tiempo quasi-real, tanto de los datos generados, como de las alarmas de posibles fallos en los aparatos.

### 2.3 Modelo HYSPLIT

El Modelo Híbrido Lagrangiano de Trayectoria Integrada de Partícula Única (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory – HYSPLIT) para modelar el transporte de masas de aire es un servicio del Laboratorio de Recursos Atmosféricos (Air Resources Laboratory – ARL) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (National Atmospheric and Oceanic Administration – NOAA) de Estados Unidos. Se puede utilizar para estimar la trayectoria progresiva o regresiva de una masa de aire, algo muy útil para interpretar un evento que afecta a la calidad del aire. El análisis de trayectorias regresivas ayuda a determinar los orígenes y fuentes de los contaminantes, mientras que el análisis de trayectorias progresivas ayuda a determinar la dispersión de los contaminantes.

HYSPLIT es un sistema completo para calcular trayectorias simples de paquetes de aire, así como simulaciones complejas de transporte, dispersión, transformación química y

deposición. HYSPLIT es uno de los modelos de transporte y dispersión atmosférica más utilizados en la comunidad de ciencias atmosféricas. Una aplicación común es el análisis de trayectoria posterior para determinar el origen de las masas de aire y establecer relaciones fuente-receptor. Este modelo también se ha utilizado en una variedad de simulaciones que describen el transporte atmosférico, la dispersión y la deposición de contaminantes y materiales peligrosos.

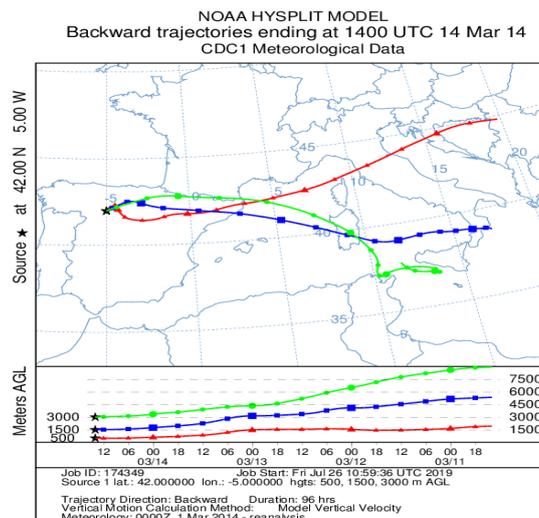
El método de cálculo del modelo es un híbrido entre el enfoque lagrangiano, que utiliza un marco de referencia que se ajusta al movimiento atmosférico para los cálculos de advección y difusión a medida que las trayectorias o las parcelas aéreas se mueven desde su ubicación inicial, y la metodología euleriana, que utiliza una cuadrícula tridimensional fija como marco de referencia para calcular las concentraciones de contaminantes en el aire. HYSPLIT ha evolucionado durante más de 30 años, desde la estimación de trayectorias únicas simplificadas basadas en observaciones de radiosondas hasta un sistema que tiene en cuenta múltiples contaminantes interactuantes transportados, dispersados y depositados de escalas locales a globales. 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>, último acceso 06/09/19).

**- Estructura del modelo HYSPLIT**

Su estructura se basa en una biblioteca modular con los principales programas para cada aplicación principal: trayectorias y concentraciones en el aire. En nuestro caso se ha utilizado el modelo de trayectorias.

Los datos meteorológicos que se utilizan de entrada para obtener un cálculo preciso de las trayectorias están habitualmente organizados en cuadrículas de latitud y longitud y son necesarios en intervalos de tiempo regulares. Los datos de entrada son interpolados a una subcuadrícula interna centrada para reducir los requisitos de memoria y aumentar la velocidad de cálculo. Los cálculos se pueden realizar de forma secuencial o simultáneamente en varias redes meteorológicas.

Este modelo permite calcular la trayectoria de una masa de aire tanto hacia atrás (retro-trayectoria), como hacia adelante en el tiempo (Velasco, 2015).



**Figura II-3.** Ejemplo retro-trayectoria obtenida para Valladolid.

## 2.4 Imágenes por satélites

Podemos visualizar las imágenes recogidas por varios satélites utilizando la herramienta Worldview de EOSDIS (Earth Observing System Data and Information System) de la NASA. Esta aplicación online permite navegar de forma interactiva por más de 900 capas de imágenes satelitales globales de resolución completa y luego descargar los datos subyacentes. Muchas de las capas de imágenes se actualizan diariamente y están disponibles dentro de las tres horas posteriores a la observación, esencialmente mostrando toda la Tierra como se ve "en este momento". Esto admite áreas de aplicación de tiempo crítico, como la gestión de incendios forestales, mediciones de calidad del aire y monitoreo de inundaciones. Además, se pueden ver los peligros y eventos naturales en el momento actual en el apartado "eventos", que revela una lista de eventos naturales, incluidos incendios forestales, tormentas tropicales y erupciones volcánicas. La imagen producida por Worldview también da información sobre la nubosidad presente en los días del evento. Esta nubosidad se reflejará en las medidas de AOD. Al comparar las medidas del nivel 1.0 (medidas brutas) y 2.0 (de máxima calidad, con 'cloud-screening') se observará la diferencia en los datos debido en parte a esta nubosidad (<https://worldview.earthdata.nasa.gov>, último acceso 08/09/19).

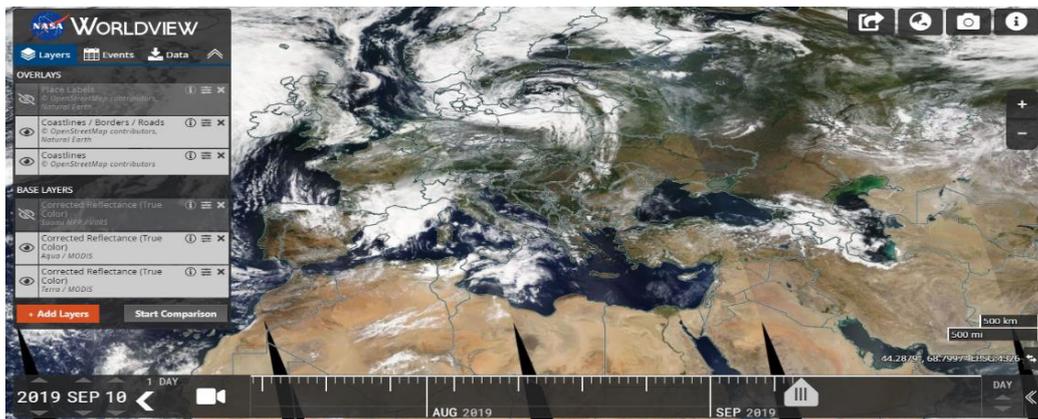


Figura II-4. Vista de la aplicación online Worldview.

## 2.5 Noticias

Como último recurso a la hora de verificar el evento, podemos acudir a periódicos y páginas que ofrecen noticias online. Algunos eventos fuertes son reportados por los informativos, como grandes incendios o erupciones volcánicas, por lo que dichas noticias quedan registradas en internet y podemos acceder a ellas.

## 2.6 Estaciones de medida

La estación principal de medida utilizada en el trabajo se sitúa en Valladolid (41.664N, 4.706W), en la comunidad de Castilla y León. Está gestionada por el Grupo Óptica Atmosférica (GOA) de la Universidad de Valladolid (Uva). A pesar de estar situada dentro de una ciudad con varias industrias, se puede considerar un escenario apropiado para el estudio de intrusiones de aerosol ya que la región de Castilla y León constituye en general un ambiente limpio debido a su baja industrialización y densidad de población.

Debido a las condiciones que se deben cumplir a la hora de tomar medidas (sin lluvia, buena calibración, en horas de luz...), es probable que haya días en los que no

dispongamos de un registro de datos. Esto ocurre para el intervalo de fechas en las que estudiamos el evento volcánico. Ante esta situación, la estación de Valladolid se ha sustituido por la de Palencia (41.989N, 4.516W), que representa un escenario similar debido a su proximidad con esta, situada a tan solo 50 km dirección norte.

En el estudio del evento del incendio y el volcán se ha realizado un seguimiento de su trayectoria. Por tanto, se han utilizado otras estaciones de apoyo en las que se haya podido registrar el mismo tipo de aerosol. En este aspecto se han utilizado la estación de Zaragoza (41.633N, 0.882W) para el incendio y el evento volcánico y para este último también se han utilizado la de Barcelona (41.389N, 2.112E) y la del Etna en Italia (37.614 N, 15.019E).

### 3 Caracterización de un evento desértico

Durante el mes de febrero de 2016 se registró un importante evento desértico. Este tipo de acontecimiento es habitual en la Península Ibérica debido a su proximidad al continente africano, una zona árida del planeta donde se originan gran cantidad de partículas crustales (de corteza terrestre) de polvo.

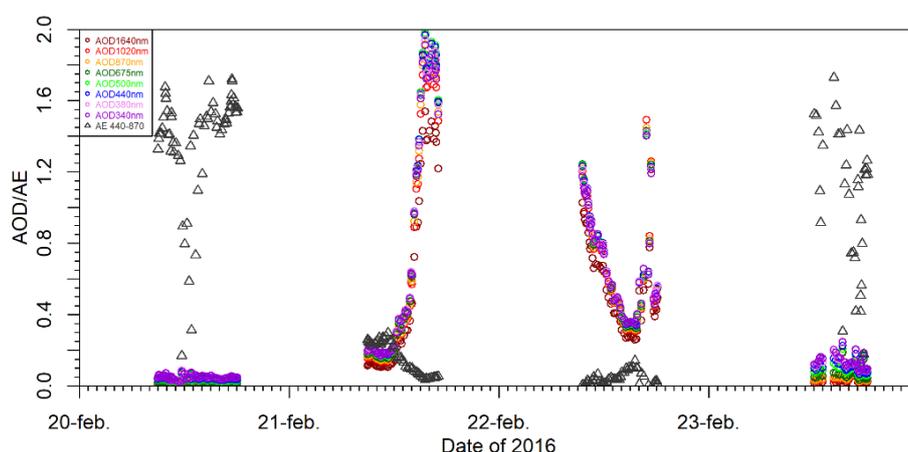
En el hemisferio norte, los desiertos de Sahara y Sahel son las principales fuentes de polvo desértico, emitiendo más de 200 Tg por año a través de diferentes procesos de resuspensión que dan como resultado capas de aerosol a grandes altitudes que pueden ser transportadas largas distancias a través del Océano Atlántico, llegando tanto a Europa como al continente americano (*Burgos, 2016*).

#### 3.1 Evolución temporal

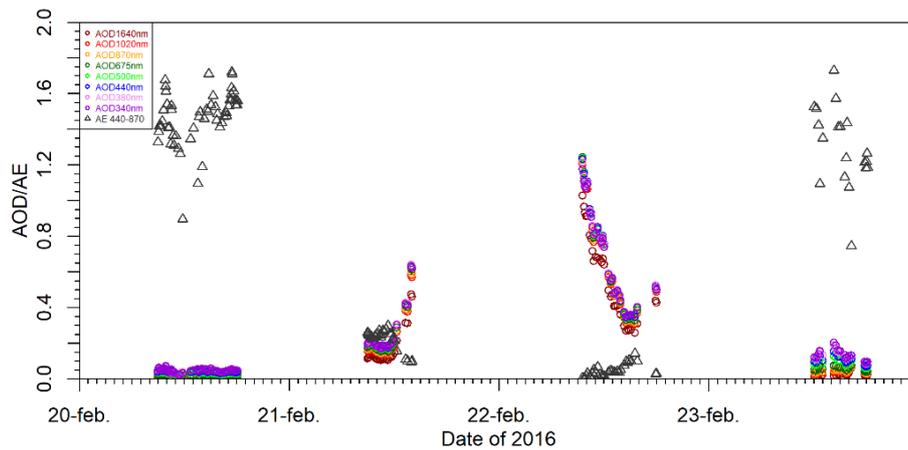
Para obtener una primera impresión del tipo de evento registrado el primer paso es realizar un gráfico de dispersión para los datos de AOD a diferentes longitudes de onda junto al AE a lo largo de los días del evento.

A modo de comparación entre los datos que se registran en el nivel 1.0 (medidas brutas) y los que se registran tras realizar el 'cloud screening' y asegurar la calidad de los datos en el nivel 2.0 se presenta a continuación la evolución temporal mencionada para ambos conjuntos de datos. Este es el único momento en el que se van a presentar datos del nivel 1.0. En lo que sigue sólo se utilizará el nivel 2.0 de calidad asegurada a no ser que no se hubiesen registrado datos para ese nivel, en cuyo caso se utilizará un nivel inferior, siendo avisado previamente.

A la vista de las Figuras III-1 y III-2 queda patente el trabajo que se realiza al pasar de las medidas brutas a las de calidad garantizada, ya que se eliminan gran cantidad de datos que podrían confundirse. En dicho evento, se ve como es difícil discernir entre nubosidad y un evento fuerte de aerosol.



**Figura III-1.** AOD y AE en función de la hora a la que son registrados para el nivel 1.0 (todos los datos).



**Figura III-2.** AOD y AE en función de la hora a la que son registrados para el nivel 2.0.

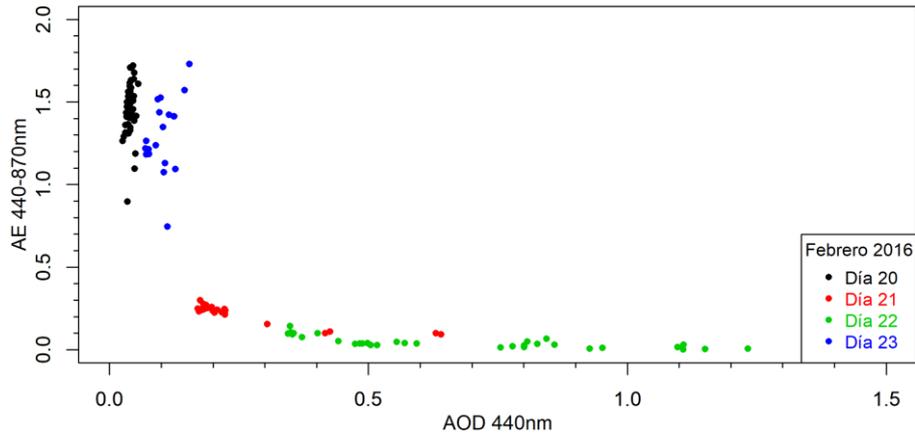
Partiendo ahora de los datos de calidad garantizada (Figura III-2), observamos cómo los días 21 y 22 de febrero destacan. Mientras que los días 20 y 23 presentan un AOD muy bajo, el 21 de febrero comienzan a aumentar estos valores, señalado un aumento de la turbiedad. Esta turbiedad llega a valores máximos a primera hora de la mañana del 22, y a lo largo del día va disminuyendo hasta al día siguiente, donde la situación ha remitido. En cuanto al AE, los días 20 y 23 se registran valores en torno a 1.5 y sin embargo durante los días 21 y 22 de febrero se registran valores del parámetro alfa muy bajos durante toda la jornada, menores de 0.4 y llegando a ser prácticamente nulos en algunos momentos.

Para identificar un evento de polvo desértico vamos a utilizar los mismos valores de referencia que *Velasco-Merino et al. (2018)*:  $AOD \geq 0.2$  y  $AE \leq 0.6$ . Según este criterio, podríamos considerar que a partir de las 13:00h del día 21 de febrero se detecta, efectivamente, una intrusión de polvo desértico que tiene su máxima intensidad a primeras horas del día 22 (la primera medida es a las 8am, pero puede ser que el pico suceda antes) y se prolonga durante todo ese día. Puesto que aparecen valores de  $AOD > 0.5$  se trata de un evento desértico extremo (*Burgos et al, 2016*).

- AOD Y AE

Aunque el espesor óptico de los aerosoles proporciona información sobre la cantidad de aerosol y el exponente de Ångström sobre su tamaño, es la conjunción de ambos lo que posibilita una buena interpretación de las observaciones.

En vista a las regiones que ocupan los datos de cada día en el diagrama de dispersión de AE frente a AOD (Figura III-3), podemos clasificar, utilizando la Figura I-3 que presentamos en el capítulo 1, el tipo de aerosol predominante cada día. Los días 20 y 21 corresponderían con aerosol continental limpio y continental promedio respectivamente, mientras que el 21 y el 22 se corresponden con la zona de aerosol desértico, especialmente el último de ellos.



**Figura III-3.** Dispersión de los datos de AE (440/870) frente AOD a 440 nm.

Puesto que hemos identificado este episodio como desértico, vamos a analizar ahora el resto de parámetros ópticos y microfísicos. En lo sucesivo trabajaremos exclusivamente con los datos del día 22, ya que muestra un carácter desértico más fuerte durante todo el día y dispone de suficientes productos de inversión. Además, utilizaremos los valores de referencia obtenidos por *Dubovik et al. (2002)* en la estación de Cabo Verde, ubicación que se ve directamente afectada por polvo desértico procedente de los desiertos del Sahara y Sahel.

### 3.2 Propiedades ópticas y microfísicas del evento desértico

#### - Single Scattering Albedo

La dependencia espectral del SSA para el evento desértico se muestra en la Figura III-4. Las partículas de polvo formadas por diferentes combinaciones de arcilla, cuarzo y hematita exhiben una fuerte absorción en la región de longitud de onda azul (440 nm), con menor absorción en las longitudes de onda visibles e infrarrojas cercanas (es decir, el SSA aumenta con la longitud de onda) (*Sokolik and Toon 1999*). Este es el comportamiento que reflejan nuestros datos, con un menor valor del SSA a longitud de onda corta (440nm) con valores entre 0.88 y 0.90, y una variación prácticamente nula en el resto de longitudes de onda siendo el SSA muy cercano a la unidad desde los 670 nm.

Los valores de referencia son:

$$SSA(440/670/870/1020) \rightarrow (0.93/0.98/0.99/0.99 \pm 0.01)$$

Aunque para 440nm obtenemos un valor ligeramente menor, el resto se ajustan a lo esperado y el resultado general reproduce la tendencia descrita.

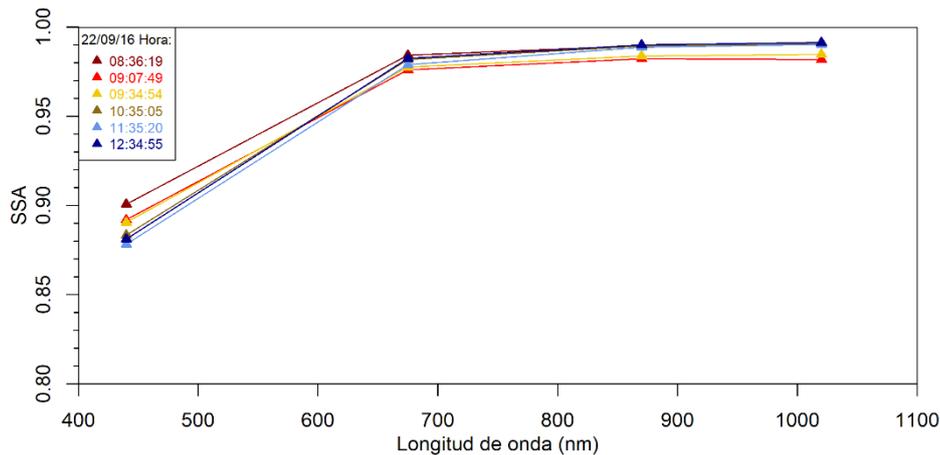


Figura III-4. SSA a longitudes de onda de 440,675,870 y 1020 nm.

- Índice de refracción,  $n+ik$

Como hemos comentado al principio, este parámetro relaciona sus partes real e imaginaria con la dispersión y absorción respectivamente. Por lo tanto, su parte imaginaria está fuertemente relacionada con el SSA. En la Figura III-5 se muestra la dependencia espectral de ambas partes para las 6 medidas en las que podemos realizar la inversión de este parámetro.

Para la parte real ( $n$ ), *Dubovik et al. (2002)* dan un valor medio de referencia en torno a:  $n = 1.48 \pm 0.05$

Para la parte imaginaria ( $k$ ), ofrece una dependencia espectral:

$$k(440/670/870/1020) \rightarrow (0.0025/0.0007/0.0006/0.0006 \pm 0.001)$$

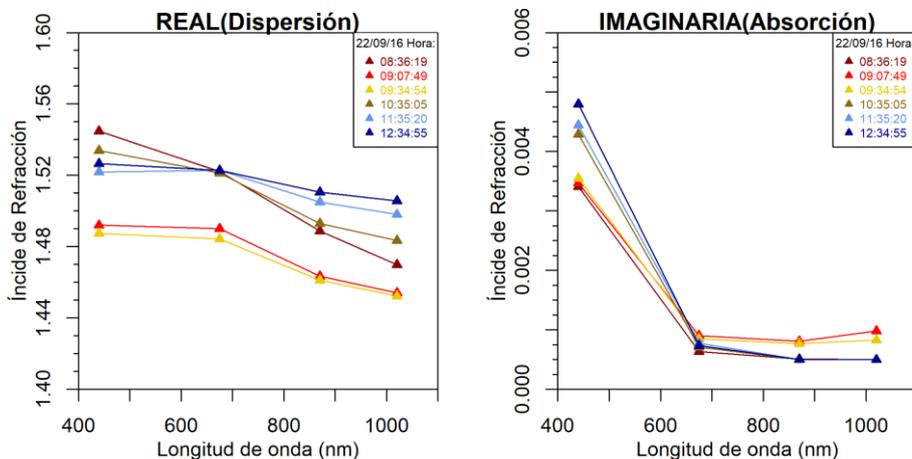


Figura III-5. A la izq. la parte real del índice de refracción y a la drcha. la imaginaria, ambas para 440,675,870 y 1020 nm.

Como puede verse en la Figura III-5, el valor de la parte real se acerca mucho al dado de referencia, siendo ligeramente superior para la longitud de onda más corta: por encima de 1.52 a 440 nm. Hay una ligera dependencia espectral, aunque ésta se enmascara dentro del propio error de las medidas. La parte imaginaria muestra una dependencia espectral acorde al SSA: un valor muy alto para 440 nm entre 0.003 y 0.005 y valores prácticamente nulos para el resto de longitudes de onda. Volviendo a corroborar la dependencia espectral asumida como referencia.

- Factor de asimetría, g

Datos de referencia:

$$g(440/670/870/1020) \rightarrow (0.73/0.71/0.71/0.71 \pm 0.04)$$

De nuevo, en la vista de la Figura III-6, obtenemos valores superiores a lo esperado, pero que aun así representan la tendencia típica del factor de asimetría para polvo desértico.

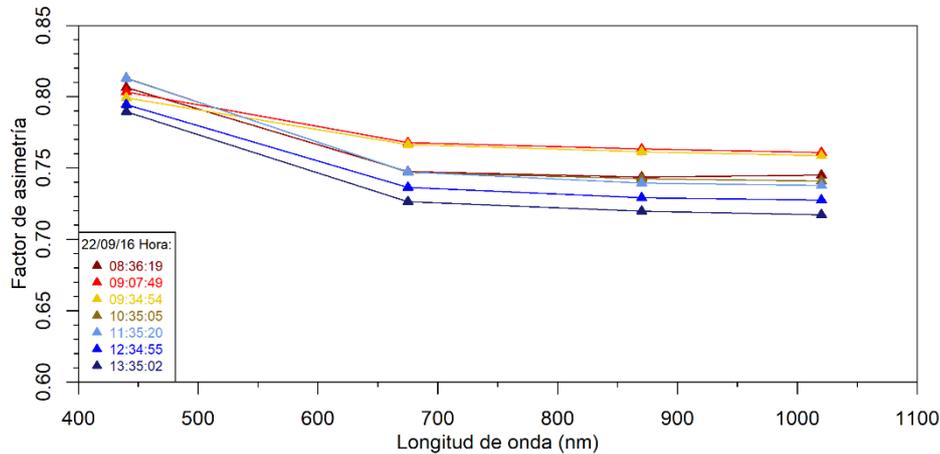


Figura III-6. Factor de asimetría (g) a 440,675,870 y 1020 nm.

- Distribución volúmica de tamaños

Como ya hemos comentado, el polvo desértico está compuesto principalmente por partículas gruesas, que es lo que provoca un bajo exponente alfa. El modo grueso comprende aquellas partículas con radio mayor a  $0.5\mu\text{m}$ , por lo que esperamos encontrar la mayor concentración de partículas a partir de ese valor.

Es muy frecuente utilizar una escala logarítmica a la hora de representar la distribución de tamaños. En esta situación, *Dubovik et al. (2002)* afirman que la distribución de tamaños del polvo desértico es siempre bimodal, dominando las partículas grandes.

En la Figura III-7 podemos ver cómo las partículas se concentran en torno a un valor del radio de  $2-3\mu\text{m}$ , que corresponde a partículas gruesas. Además, se observa que la concentración es mayor a primeras horas de la mañana, lo que se corresponde con una mayor turbiedad, resultado análogo al resultado obtenido con el AOD en su variación temporal.

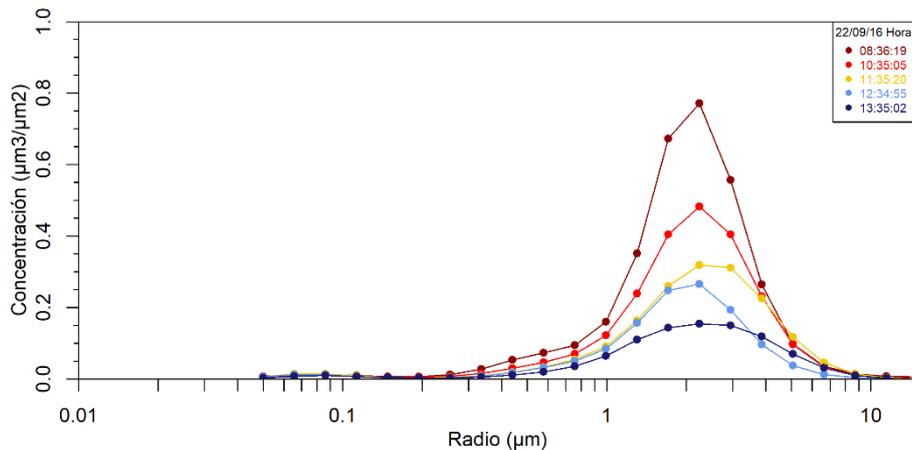


Figura III-7. Distribución de tamaños en escala logarítmica (dV/dlnr).

En su estudio, *Dubovik et al. (2002)* obtienen los valores medios de tamaño de los dos modos observados, el fino y el grueso, que dan los siguientes resultados respectivamente:

$$r_{V_f} = 0.12 \pm 0.03 \mu m$$

$$r_{V_c} = 1.90 \pm 0.03 \mu m$$

Podemos comprobar que, en nuestros resultados, el tamaño medio para el modo fino se encuentra alrededor de  $0.085 \mu m$ , valor en el rango esperado, mientras que para el modo grueso se encuentra aproximadamente en  $2.2 \mu m$ , que es un poco mayor de lo previsto.

- Relación entre AOD y la concentración en volumen

Hasta ahora se han estudiado varios de los parámetros característicos de los aerosoles y su dependencia con la longitud de onda en el caso de las propiedades ópticas. No obstante, podemos extraer gran cantidad de información al examinar distintas relaciones entre estos parámetros o variables.

En concreto, de la relación entre el AOD y la concentración volúmica (VC), se puede definir el factor de eficiencia de extinción (columnar volume efficiency factor,  $E_V$ ). Este factor toma valores entre  $1.7$  y  $3.7 \mu m^2/\mu m^3$  para el polvo desértico dependiendo de la fracción  $VC_F/VC_T$  considerada y tiene un valor promedio de  $2.1 \pm 0.06 \mu m^2/\mu m^3$  (*Burgos et al., 2016*). A continuación, presentamos los valores obtenidos por *Burgos et al. (2016)* para tres intervalos de  $VC_F/VC_T$  que muestran la relación lineal ( $y = bx$ ) que existe entre ambos parámetros (AOD vs  $VC_T$ ):

- Situación dominada por el **modo grueso**:  $VC_F/VC_T \leq 0.2 \rightarrow b = 1.68 \mu m^2/\mu m^3$
- Situación con relevancia del **modo fino**:  $VC_F/VC_T \geq 0.45 \rightarrow b = 2.49 \mu m^2/\mu m^3$
- Situación **intermedia**:  $0.2 \leq VC_F/VC_T \leq 0.45 \rightarrow b = 3.74 \mu m^2/\mu m^3$

Los resultados obtenidos en los apartados previos son representativos de un episodio desértico, sin embargo, estos valores han sido comparados con los obtenidos para la isla de Chipre, ubicación representativa de mezcla de aerosol desértico de distintas áreas. Las diferencias señaladas para los distintos parámetros nos hacen pensar que la intrusión registrada pueda proceder de otra zona distinta de la costa oeste del Sahara. Esto se comprueba en el apartado siguiente al estudiar las retro-trayectorias. Por todo esto hemos incluido una nueva relación lineal entre estas magnitudes, representativa de un evento desértico de polvo arábigo con predominancia de partículas gruesas.

- Aerosol **arábigo**:  $b = 1.36 \mu m^2/\mu m^3$

Dicho valor ha sido obtenido por el Grupo de Óptica Atmosférica en estudios en desarrollo.

La Figura III-8 muestra los datos correspondientes a los días 21 y 22. Tras ver el ajuste de los puntos de cada día, se puede decir que el día 21 se produce una intrusión caracterizada por polvo sahariano, pues los puntos se sitúan justo sobre la recta dada como referencia. Mientras que los datos del día 22 caen por debajo de la línea del Sahariano e incluso que la de la recta del arábigo. En estudios recientes, *Sorribas et al. (2017)* han demostrado que el origen de este evento radica en la zona centro-este del Sáhara. Por lo que la composición de las partículas minerales que llegaron el día 22 es totalmente distinta a la del día 21. Esto puede deberse a una mezcla de componentes

o a que la zona centro-este presente una composición química notablemente distinta a la de la costa oeste. Dicho efecto ha de seguir estudiándose en futuros trabajos.

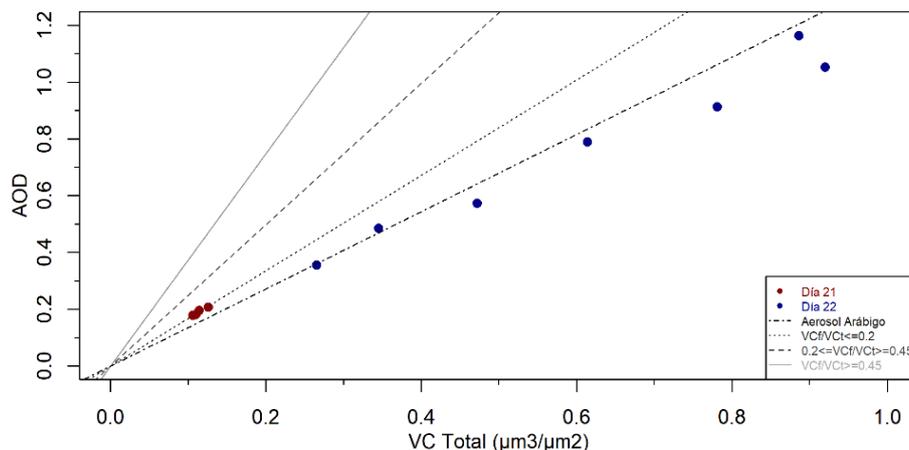


Figura III-8. AOD vs VC<sub>T</sub>.

### 3.3 Información auxiliar

#### - Retro-trayectorias

Un vistazo a las retro-trayectorias obtenidas en los días 21 y 22 nos confirma lo esperado. Se puede ver en la primera imagen (Figura III-9 izq.) que el día 21 el polvo desértico que nos llega lo hace desde la zona sahariana a gran altura, ya que las masas de aire a 500 metros no vienen de esa zona. Los resultados que hemos ido exponiendo, concuerdan con el hecho de que el día 22 (Figura III-9 drcha.) penetre en la península una masa de aire a baja altura de procedencia del centro-este del Sáhara, con lo que concuerda con lo expuesto en el apartado anterior.

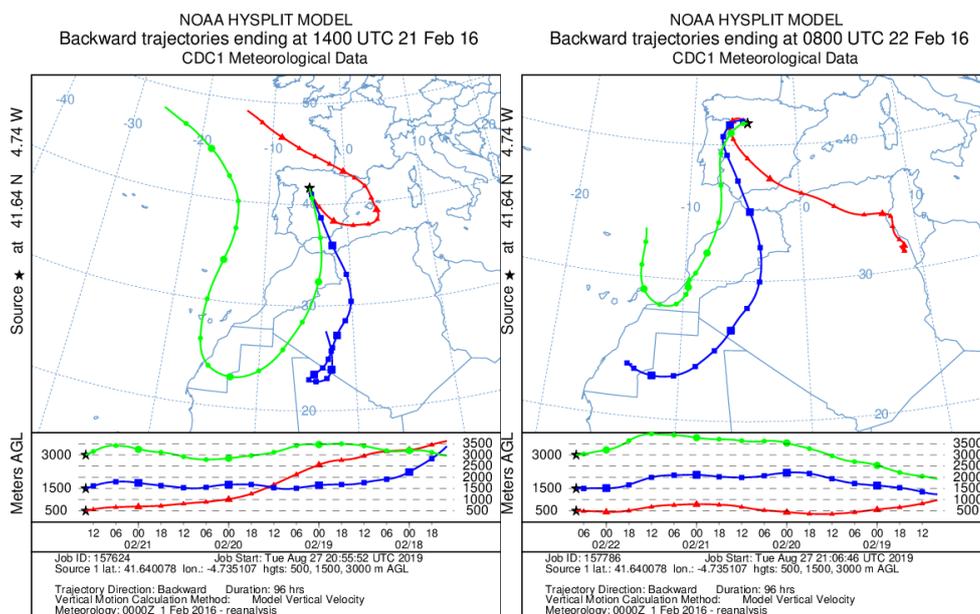


Figura III-9. Retro-trayectorias obtenidas a través del modelo HYSPLIT, a la izquierda el día 21 (14:00 UTC) y a la derecha el día 22 (08:00 UTC).

- Imágenes por satélite

La visión de este tipo de eventos desde imágenes recogidas por satélites es realmente impresionante. Los episodios desérticos extremos se observan con gran claridad en muchos casos. En la Figura III-10 comprobamos el desarrollo de este corto, pero intenso, episodio desértico. El día 20 muestra un cielo claro en la península, que se encuentra rodeada de nubosidad por el norte y el oeste. El día 21 se ve cómo penetra la nube de polvo por la zona oeste de la península. El día 22 gran parte del territorio está cubierto por la nube de polvo. Sin embargo, se aprecia que la nube ya no penetra por el oeste. Finalmente, la nube de polvo desaparece el día 23, dejando el territorio peninsular por el este.

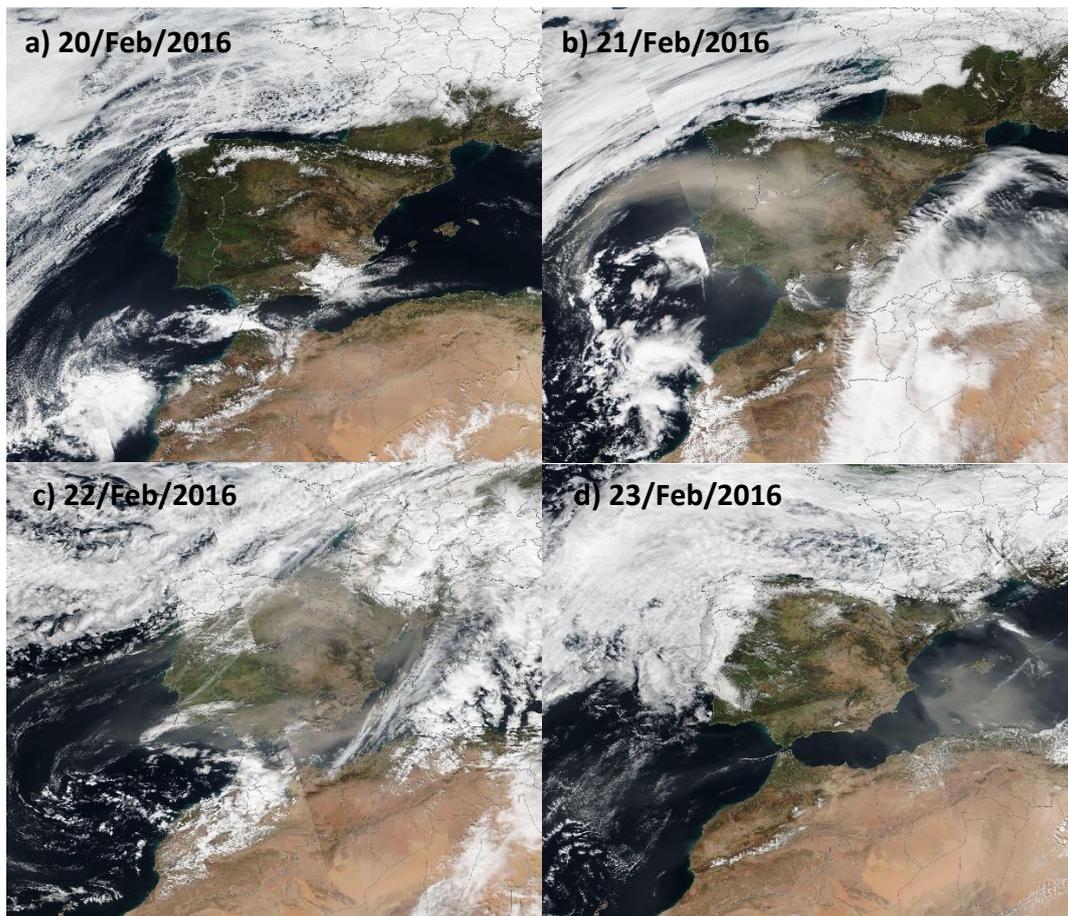


Figura III-10. Fotos obtenidas de la aplicación Worldview del 20 al 23 de febrero de 2016.

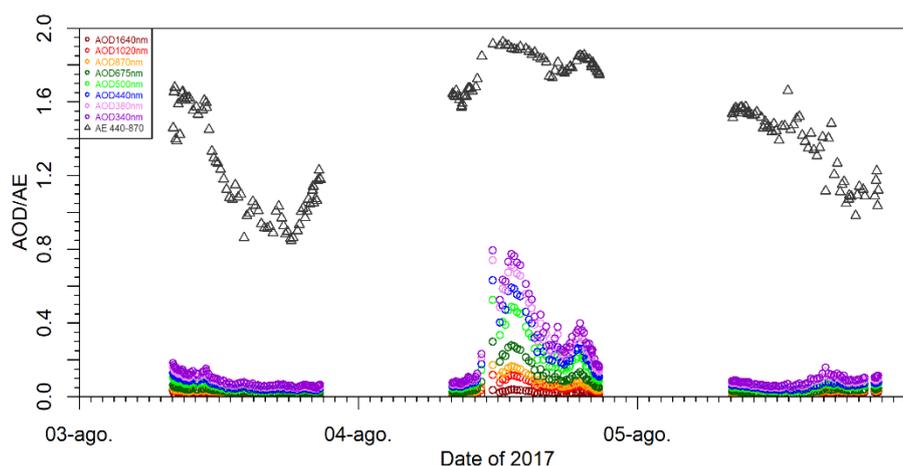
## 4 Caracterización de un incendio: quema de biomasa

En los primeros días del mes de agosto del 2017 se registró una alta turbiedad en Valladolid que llegó a notarse cerca de la superficie. El aerosol medido se registró como típico de la combustión de biomasa. Durante la época estival los incendios son frecuentes, por lo que no es extraño que el día 3 de agosto una masa de aire trasportase cenizas procedentes de algún fuego peninsular hasta la ciudad de Valladolid.

Como ya se ha comentado, las características de este tipo de aerosol dependen de diversas variables, como el tipo de combustible, la edad del aerosol, la temperatura ambiente, la intensidad del fuego o la humedad. Para comparar los resultados obtenidos en nuestra estación, nos vamos a basar de nuevo en el artículo de *Dubovik et al. (2002)*. En él trabaja con cuatro tipos distintos de combustible biológico: de selva amazónica, sabana tropical, bosque boreal y sabana africana. Nosotros hemos trabajado con los valores de referencia que obtiene para el bosque boreal, que será el que más se asemeje si, como comprobaremos posteriormente, el incendio se ha producido en la zona norte de la península.

### 4.1 Evolución temporal

La evolución temporal (Figura IV-1) muestra claramente una situación de alta turbiedad el día 4 de agosto. El evento comienza a primera hora de la mañana y aumenta bruscamente durante un par de horas, hasta llegar a su máxima intensidad en torno a las 13:00 UTC. Esta situación va remitiendo a lo largo de la tarde, y el día 5 se ha reestablecido ya una situación normal. El evento registra unos valores de AE altos (entre 1.6 y 2.0) y un AOD con fuerte dependencia espectral, características típicas de partículas finas, que son las que componen principalmente el aerosol procedente de la quema de biomasa (*Velasco, 2015*).



**Figura IV-1.** AOD y AE en función de la hora a la que son registrados para el nivel 2.0.

Los valores de referencia elegidos (correspondientes a la quema de bosque boreal) dicen que AOD (440nm) debe ser elevado (>0.3) mientras que el AE debería estar entre 1-2, y ambas predicciones se cumplen.

- AOD y AE

Si comparamos la dependencia entre AE y AOD que hemos obtenido (Figura IV-2) con el diagrama de dispersión de referencia de la Figura I-3, resulta que los días 3 y 5 se clasifican como continental limpio, mientras que el día 4 corresponde a continental contaminado. En esta clasificación no se ha catalogado el aerosol procedente de quema de biomasa, por tanto, de las categorías que registra, la más similar a la que se está estudiando sería la mencionada.

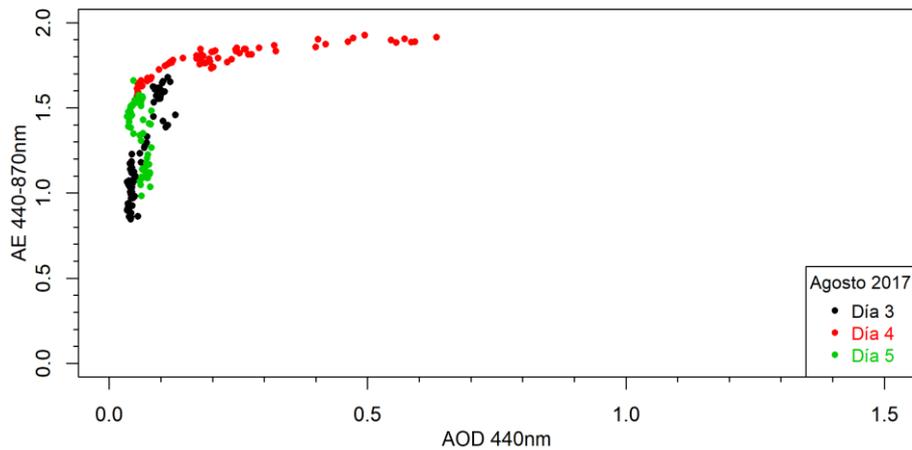


Figura IV-2. Dispersión de los datos de AE (440/870) frente AOD a 440 nm.

En esta dispersión de datos se puede volver a comprobar más fácilmente (ya que ahora únicamente se presenta el valor de AOD (440nm)) que se cumplen los rangos establecidos para AOD (440 nm) y AE.

4.2 Propiedades ópticas y microfísicas del evento de quema de biomasa

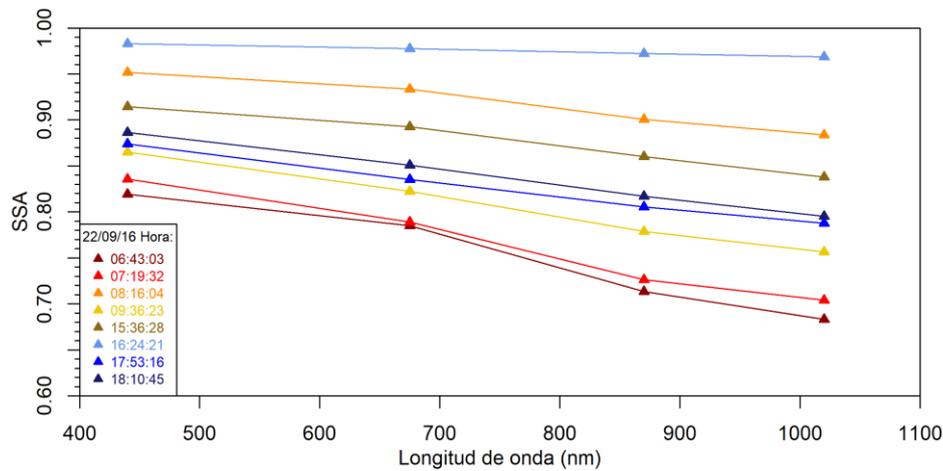
- Single Scattering Albedo

Debido a la ausencia de datos de máxima calidad para este parámetro, nos hemos visto forzados a utilizar los datos del nivel 1.5. Los datos (Figura IV-3), a pesar de no ser del todo fiables, son útiles para presentar una estimación de las medidas registradas de este parámetro y compararlas con sus valores de referencia (siempre siguiendo *Dubovik et al., 2002*). Estos son:

$$SSA (440/670/870/1020) \rightarrow (0.94/0.935/0.92/0.91 \pm 0.21)$$

A pesar de que nuestras medidas varían significativamente para cada hora (Figura IV-3), todas ellas representan la misma tendencia, con menor absorción a longitudes de onda cortas, y aumentando ligeramente (menor SSA) al aumentar la longitud de onda.

Podemos interpretar esta variación en la intensidad de los valores recogidos a cada hora si lo relacionamos con la intensidad del fuego. *Radke et al., (1991)* presentaron mediciones del SSA en función del tiempo después del inicio de dos pequeños incendios forestales en América del Norte. Lo que mostraron fue un rápido aumento de SSA a medida que los incendios progresaban desde una combustión intensa (SSA inicial, 0.7) a una combustión predominantemente latente con los valores de SSA estabilizándose en 0.92 aproximadamente 60 minutos después de la ignición. Esto podría explicar, en parte, por qué se obtiene esta variedad en los valores del SSA, que pasan de valores de 0.7 hasta casi 1.0.



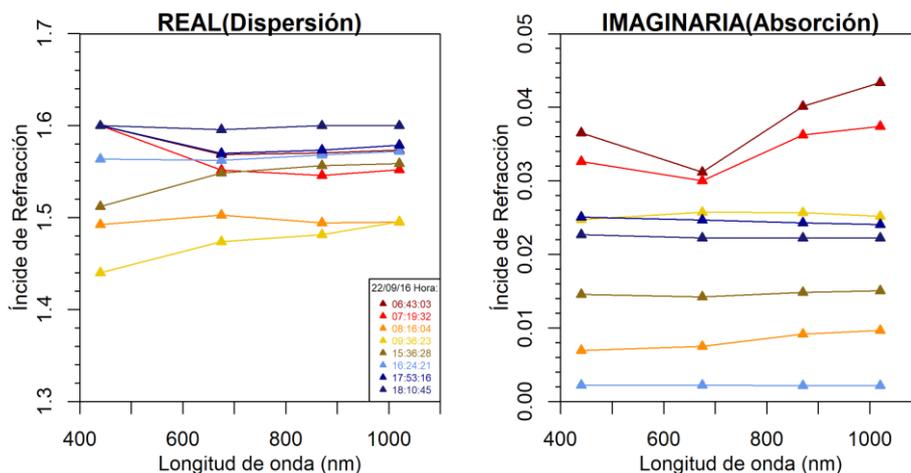
**Figura IV-3.** SSA a longitudes de onda de 440,675,870 y 1020 nm.

- Índice de refracción,  $n+ik$

Para este parámetro tampoco se dispone de los valores del nivel 2.0, por lo que se presentan en la Figura IV-4 los datos obtenidos para el nivel 1.5.

Para la parte real ( $n$ ), *Dubovik et al. (2002)* dan un valor medio:  $n = 1.5 \pm 0.04$ .

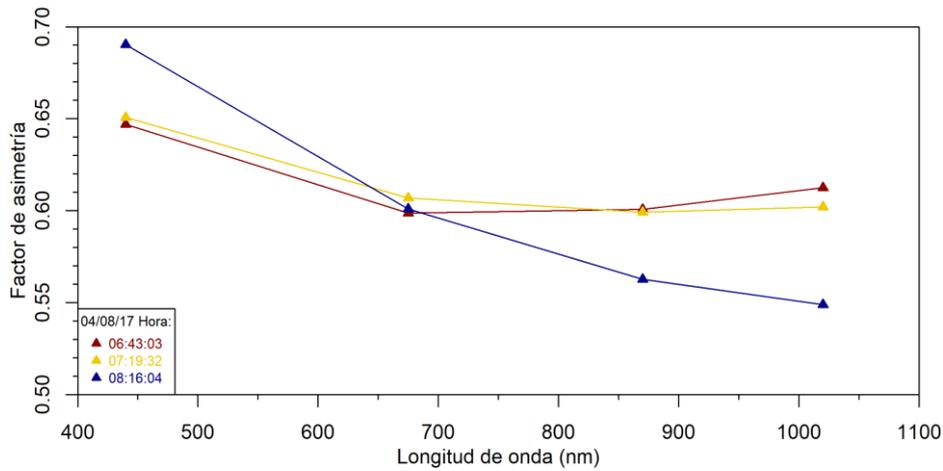
Para la parte imaginaria ( $k$ ), tampoco ofrece dependencia espectral, sino un valor medio:  $k = 0.0094 \pm 0.003$ .



**Figura IV-4.** a la izq. la parte real del índice de refracción y a la drcha. la imaginaria, ambas para 440,675,870 y 1020 nm.

Los valores obtenidos para la parte real del índice de refracción se encuentran en torno a 1.56, sin observarse una dependencia espectral clara. La variación del SSA mencionada anteriormente se asocia con la variabilidad del índice  $k$  mostrada. Sus valores oscilan entre 0 y 0.04, con una ligera dependencia espectral en algunas de las medidas. Dichos resultados no se consideran fiables para sacar conclusiones.

- Factor de asimetría, g



**Figura IV-5.** Factor de asimetría (g) a 440,675,870 y 1020 nm.

Datos de referencia:

$$g(440/670/870/1020) \rightarrow (0.69/0.61/0.55/0.53 \pm 0.06)$$

En este caso los datos obtenidos se ajustan bastante a lo previsto, especialmente la medida de las 08:16:04, que describe el patrón perfectamente. Además, debemos de tener en cuenta que el evento comienza ese mismo día, por lo que las primeras medidas de la mañana todavía no son del todo representativas de las cenizas de un incendio. Recordemos que estamos volviendo a trabajar con los datos de calidad asegurada, lo cual se ve reflejado en unos mejores resultados.

- Distribución volúmica de tamaños

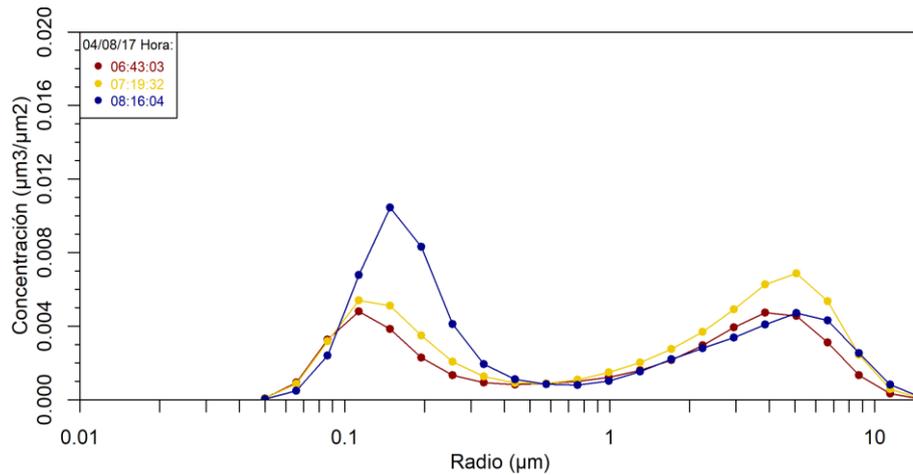
La distribución de tamaños de partículas para todo el humo de todas las regiones investigadas por *Dubovik et al. (2002)* estuvo dominada por el modo de acumulación ( $0.05 \mu\text{m} < r < 0.5 \mu\text{m}$ ). En la Figura IV-6 se observa con claridad que nuestra distribución del tamaño de partículas aparece un pico en la concentración de volumen exactamente en el rango de acumulación, por lo que nos encontramos ante una distribución dominada por partículas finas. También aparece el modo grueso, aunque con menor importancia. Aunque la predominancia de partículas finas es evidente, ha podido producirse un transporte de partículas más gruesas. La situación los días previos a este evento es de una muy baja turbiedad con lo que no han ocurrido fenómenos de mezcla de capas de aerosol.

Los valores que ofrece *Dubovik et al. (2002)* para este caso son:

$$r_{V_f} = 0.16 \pm 0.01 \mu\text{m} \text{ y } C_{V_f} = 0.08 \pm 0.04 \text{ m}^3/\text{m}^{-2}$$

$$r_{V_c} = 3.35 \pm 0.23 \mu\text{m} \text{ y } C_{V_c} = 0.02 \pm 0.03 \text{ m}^3/\text{m}^{-2}$$

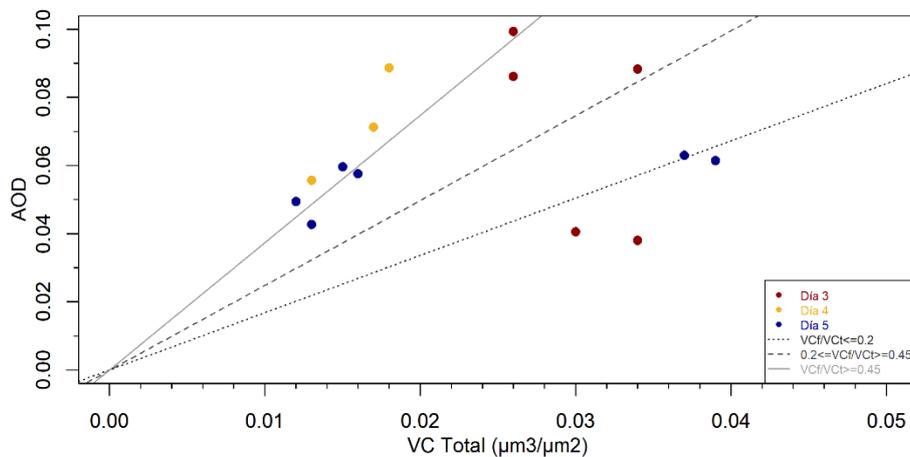
En la Figura IV-6 comprobamos que, en nuestros resultados, el tamaño medio para el modo fino se encuentra alrededor de  $0.15 \mu\text{m}$  (acorde con el esperado), mientras que para el modo grueso se encuentra aproximadamente en  $4 \mu\text{m}$ , que es algo mayor de lo previsto. El resultado se ajusta bastante a lo esperado, teniendo en cuenta que un evento como un incendio registrado en la Península Ibérica es muy variable y además con una influencia local. Las concentraciones para cada modo también se ajustan al valor esperado, especialmente las correspondientes a la medida de las 08:16:04, que es la más representativa del evento.



**Figura IV-6.** Distribución de tamaños en escala logarítmica (dV/dlnr).

- Relación entre AOD y la concentración en volumen

La Figura IV-7 muestra la relación entre el AOD y la  $VC_T$  para poder estudiar la  $E_V$  (eficiencia). En este caso las tres medidas disponibles el día 4 de agosto se sitúan cerca de la línea de referencia para los casos dominados por partículas finas ( $VC_F/VC_T \geq 0.45$ ). Con una estadística mayor de puntos se podría ver si para los casos de quema de biomasa se registra una mayor eficiencia que el valor dado de referencia:  $3.74 \mu\text{m}^2/\mu\text{m}^3$ . El resto de días, al tener una baja carga de aerosol, presentan una mayor incertidumbre en los resultados.

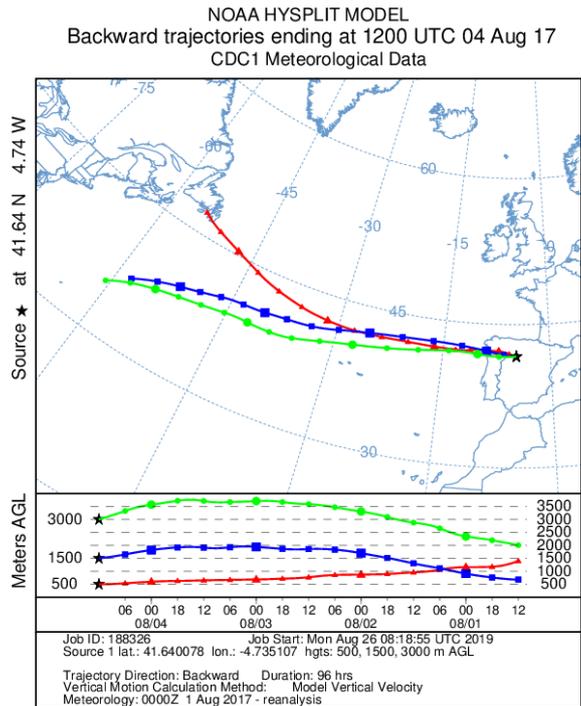


**Figura IV-7.** AOD vs  $VC_T$ .

#### 4.3 Información auxiliar

- Retro-trayectorias

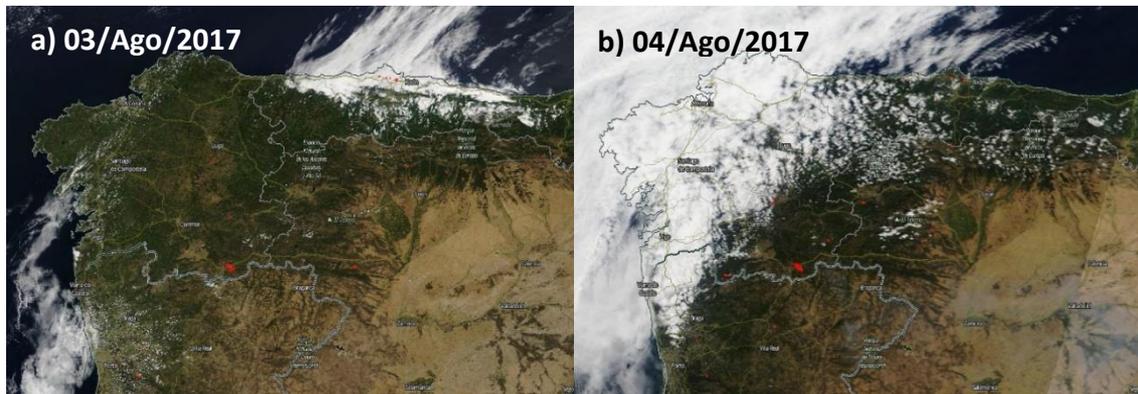
El uso de las retro-trayectorias nos indica (Figura IV-8), que las masas de aire que llegan a Valladolid el día 4 de agosto del 2017 a las 12:00 UTC lo hacen desde el oeste a las tres alturas consideradas (500, 1500 y 3000 m). Esto nos sugiere que seguramente el aerosol provenga de incendios en la zona de Galicia.



**Figura IV-8.** Retro-trayectorias obtenidas a través del modelo HYSPLIT el día 4 (12:00 UTC).

- Imágenes por satélite

Para detectar incendios y anomalías térmicas, la aplicación Worldview que estamos utilizando dispone de un filtro. Tras seleccionarlo y conseguir la imagen relativa a los días 3 y 4 de agosto, observamos (Figura IV-10) que efectivamente esos días se registran varios focos de incendios al sur de la provincia orensana, en el límite con Portugal.



**Figura IV-9.** Fotos obtenidas de la aplicación Worldview el 3 y 4 de agosto de 2017.

- Noticias relacionadas

Tras el análisis realizado de las características ópticas y microfísicas del aerosol y el apoyo del modelo HYSPLIT y el sensor MODIS, queda claro que el aerosol registrado procede de un incendio en Galicia en los mismos días. Este tipo de eventos suelen notificarse en informativos y periódicos digitales, por lo que hemos realizado una pequeña búsqueda.

En la Figura IV-10 podemos un ver un titular de EL PAIS haciendo referencia a dicho incendio, ocurrido en Verín, ciudad que se encuentra en el punto donde aparece el incendio en la imagen de Worldview.

([https://elpais.com/ccaa/2017/08/03/galicia/1501797487\\_975172.html](https://elpais.com/ccaa/2017/08/03/galicia/1501797487_975172.html), último acceso: 10/09/19).



Figura IV-10. Noticia en el periódico digital EL PAIS.

También encontramos otra noticia (Figura IV-11) perteneciente a Faro de Vigo, donde confirman que el fuego comenzó a las 16:30h del día 3 de agosto y llegó al nivel 2 de alerta.

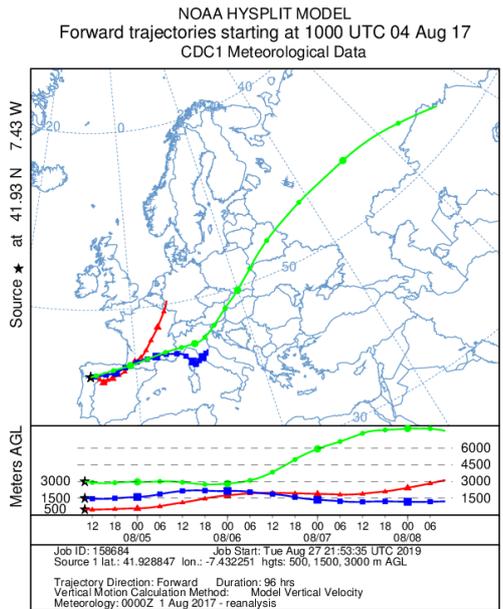
(<https://www.farodevigo.es/portada-ourense/2017/08/04/incendio-verin-calcina-1200-hectareas/1728080.html>, último acceso: 10/09/19).



Figura IV-11. Noticia en el periódico digital Faro de Vigo.

- Seguimiento del evento

Puesto que conocemos el origen del fuego, podemos utilizar el modelo HYSPLIT para visualizar la propagación de las cenizas del incendio. La trayectoria que siguen las partículas que a las 10:00 UTC (hora de alta intensidad del incendio) estaban sobre Verín se presenta en la Figura IV-12. El camino que siguen pasa por Valladolid (donde las hemos caracterizado) y avanzan atravesando la zona norte de la Península Ibérica. Tras consultar las estaciones de medida disponibles en la red AERONET, observamos que cerca de la trayectoria se encuentra la estación de Zaragoza.

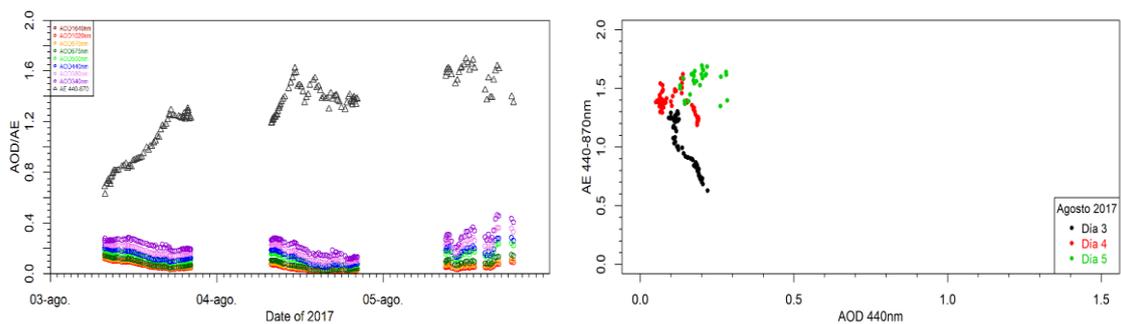


**Figura IV-12.** Predicción de trayectorias obtenidas a través del modelo HYSPLIT el día 4 (10:00 UTC).

Para el seguimiento no vamos a realizar una caracterización completa del aerosol, sino que simplemente evaluaremos los valores de AOD y AE registrados en los días del evento.

Se presentan en la Figura IV-13 la evolución temporal (izquierda) y el diagrama de AE frente AOD (derecha).

La evolución temporal del día 5 de agosto presenta una mayor dependencia espectral, y valores de AOD y AE ligeramente más altos que los días anteriores. Además, los datos del día 5 entran en el rango utilizado para clasificar aerosol debido a quema de biomasa ( $0.1 \leq \text{AOD}(440) \leq 2.0$ ,  $1.0 \leq \text{AE} \leq 2.3$ ). Por tanto, es consistente que se esté registrando en Zaragoza día 5 el mismo aerosol que se registró en Valladolid el día 4. La intensidad del evento en Zaragoza es algo menor que sobre Valladolid, hecho razonable pues la distancia es mucho mayor.



**Figura IV-13.** Izq. la evolución temporal de AOD y AE, drcha. dispersión de AE (440/870) frente AOD (440).

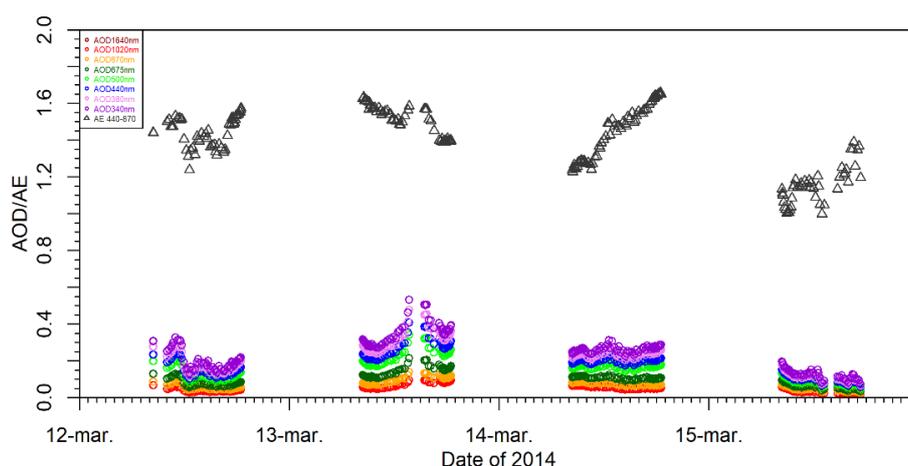
## 5 Caracterización de un evento volcánico

Situado en la costa este de Sicilia, Italia, se encuentra el Etna. Se trata del volcán activo más grande de Europa, y tiene una importante actividad volcánica, registrando numerosas erupciones en los últimos años. En general, las erupciones volcánicas inyectan gran cantidad de material particulado a la atmósfera, que pueden alcanzar una gran altitud.

Durante el mes de marzo del 2014, se registró en Castilla y León un tipo de aerosol con características de tefra. Debido a la escasez de este tipo de eventos (especialmente si lo comparamos con los dos estudiados anteriormente, que ocurren a diario) hay poca bibliografía con la que podamos cotejar nuestros resultados. Para caracterizar este evento vamos a basarnos en los resultados obtenidos por *Toledano et al. (2012)* al estudiar la ceniza volcánica que llegó a la Península Ibérica tras la erupción del volcán Eyjafjallajökull, en Islandia. *Toledano et al. (2012)* estudian las características del aerosol en varias estaciones los días que la presencia de ceniza está asegurada y da los valores medios obtenidos en cada estación para diversos parámetros. Para realizar la comparación daremos el rango en que se encuentran los valores que obtiene de cada parámetro así como el valor medio teniendo en cuenta todas las estaciones. Recordemos que, para este evento, debido a la ausencia de datos en la estación de Valladolid, hemos utilizado las medidas de la estación de Palencia.

### 5.1 Evolución temporal

La evolución temporal del AOD y el AE del 12 al 15 de marzo de 2014 en Palencia se muestra en la Figura V-1. Aunque la diferencia de unos días a otros no es tan acusada como en los anteriores eventos, observamos que el día 13 aumentan los valores de AOD y también lo hace su dependencia espectral. Esta tendencia se mantiene el día 14, aunque de forma más leve. El comportamiento del día 12 es similar que el del 14, y durante los tres días aparecen valores altos del AE, en torno a 1.4 y llegando hasta 1.6. En términos generales podemos decir que estos días aumenta la carga de aerosol y que está dominada por la presencia de partículas finas.



**Figura V-1.** AOD y AE en función de la hora a la que son registrados para el nivel 2.0.

- AOD y AE

Al utilizar la clasificación de la Figura I-3, el aerosol medido (Figura V-2) los días 13 y 14 se encuentra entre el continental promedio y el contaminado. El día 12 sería continental promedio y el 15 tiende a continental limpio.

Para el espesor óptico a 440nm, *Toledano et al. (2012)* obtienen valores que se encuentran entre 0.17 y 0.31, con un valor medio de 0.236. En nuestro caso obtenemos valores que se encuentran (considerando los días 13 y 14) principalmente entre 0.17 y 0.3, con algunos valores que sobrepasan el límite superior hasta llegar a 0.4. Para el exponente alfa, *Toledano et al. (2012)* obtienen valores entre 0.7 y 1.58, con un valor medio de 1.154. En nuestro caso tenemos valores que se encuentran (considerando los días 13 y 14) entre 1.2 y 1.7. En vista a ambas comparaciones, obtenemos resultados superiores en las dos características, pero muchos de nuestros valores entran en el rango esperado.

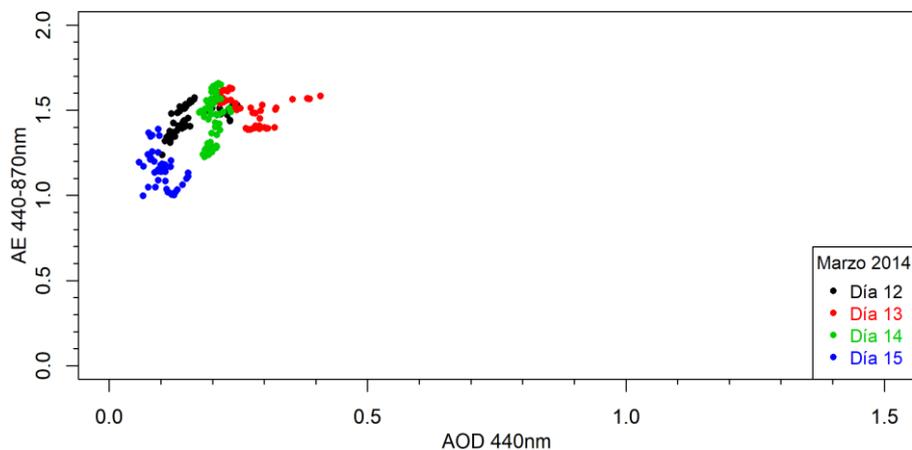


Figura V-2. Dispersión de los datos de AE (440/870) frente AOD a 440 nm.

5.2 Propiedades ópticas y microfísicas del evento de erupción volcánica

- Single Scattering Albedo

Puesto que no disponemos de datos en el nivel de máxima calidad, vamos a utilizar los correspondientes al nivel 1.5. *Toledano et al. (2012)* solo presentan valores de SSA a 440nm y 1020nm, los cuales asumiremos de referencia:

$0.92 \leq \text{SSA} (440) \leq 0.98$ , valor medio: 0.96

$0.89 \leq \text{SSA} (1020) \leq 0.97$ , valor medio: 0.94

En la Figura V-3 podemos ver que para 440nm los valores se encuentran prácticamente dentro de lo esperado, entre 0.91 y 0.97. Para 1020 nm los datos están más dispersos, y tenemos valores en un rango de 0.85 a 0.96, pero la mayoría de los datos se encuentran dentro del rango que obtienen *Toledano et al. (2012)* para el volcán islandés.

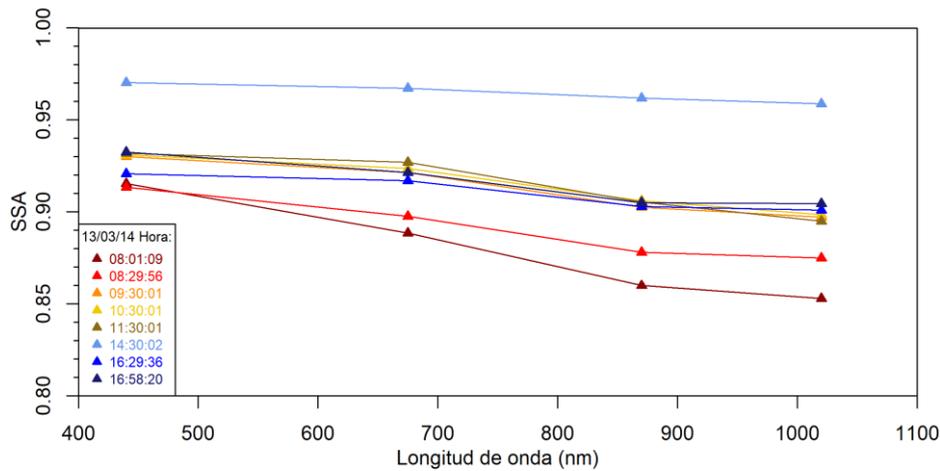


Figura V-3. SSA a longitudes de onda de 440,675,870 y 1020 nm.

- Índice de refracción,  $n+ik$

Toledano et al. (2012) dan los valores de las partes real ( $n$ ) e imaginaria ( $k$ ) para 440nm:

$1.38 \leq n \leq 1.54$ , valor medio: 1.46

$0.002 \leq k \leq 0.008$ , valor medio: 0.004

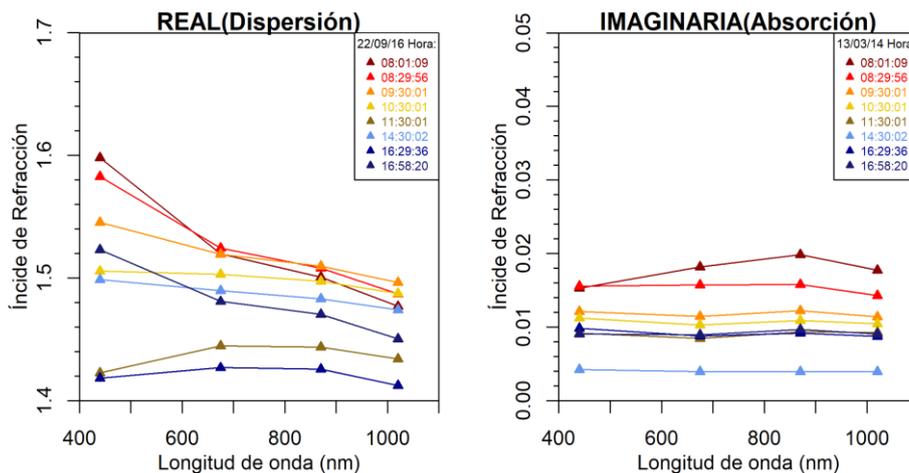


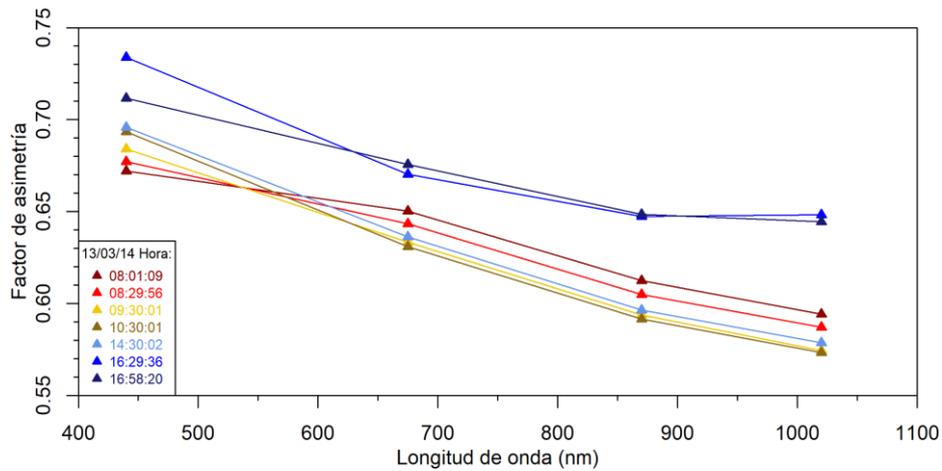
Figura V-4. A la izq. la parte real del índice de refracción y a la drcha. la imaginaria, ambas para 440,675,870 y 1020 nm.

Los resultados para el evento analizado se recogen en la Figura V-4. De nuevo volvemos a utilizar los valores del nivel 1.5 de AERONET. Aunque la parte real del índice de refracción se encuentra dentro del rango considerado, los valores de la parte imaginaria ni siquiera llegan a valores de 0.002. Debemos tener en cuenta que dichos datos no tienen calidad garantizada.

- Factor de asimetría,  $g$

Toledano et al. (2012) no consideran este parámetro, con lo que no podemos compararlo con un valor de referencia. La Figura V-5 muestra la dependencia con la longitud de onda de nuestros datos. En ella se observa un comportamiento típico cuando hay dominancia de partículas finas como es la pronunciada disminución del

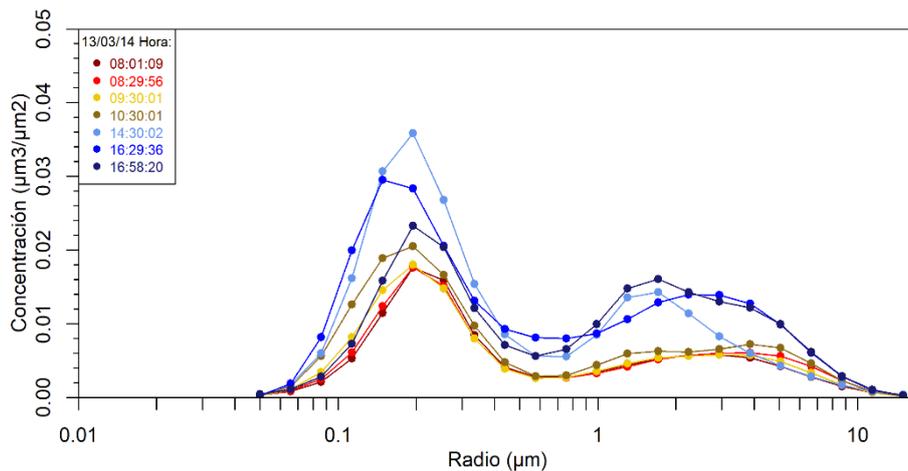
parámetro de asimetría a valores relativamente bajos al aumentar la longitud de onda (*Dubovik et al., 2002*).



**FiguraV-5.** Factor de asimetría (g) a 440,675,870 y 1020 nm.

- Distribución volúmica de tamaños

En el estudio de *Toledano et al. (2012)*, la llegada de cenizas volcánicas produjo, en general, un aumento de las concentraciones en los modos fino y grueso bastante uniforme en ambos modos. Sin embargo, en algunos casos el predominio del modo grueso fue evidente mientras que en otros la distribución del tamaño cambió básicamente solo en el modo fino, sin mostrar un aumento de la concentración del modo grueso. Por tanto, la distribución de tamaños para aerosol volcánico es muy variable. En nuestro caso podemos ver, Figura V-6, que predomina el modo fino, de acuerdo con los resultados obtenidos para el resto de los parámetros estudiados. Aunque existe una pequeña contribución del modo grueso, la contribución del modo fino a la carga total del aerosol es claramente superior.



**Figura V-6.** Distribución de tamaños en escala logarítmica (dV/dlnr).

- Relación entre AOD y la concentración en volumen

La relación en el AOD y la  $VC_T$  se recoge en la Figura V-7 para poder estudiar la eficiencia en volumen. Los datos registrados se sitúan con una  $E_V$  superior a la dada de referencia por *Burgos et al. (2016)* de  $3.74 \mu\text{m}^2/\mu\text{m}^3$  para aquellos casos dominados por partículas finas. De hecho, si realiza un ajuste con los datos experimentales, se obtiene una eficiencia de  $5.5 \mu\text{m}^2/\mu\text{m}^3$ .

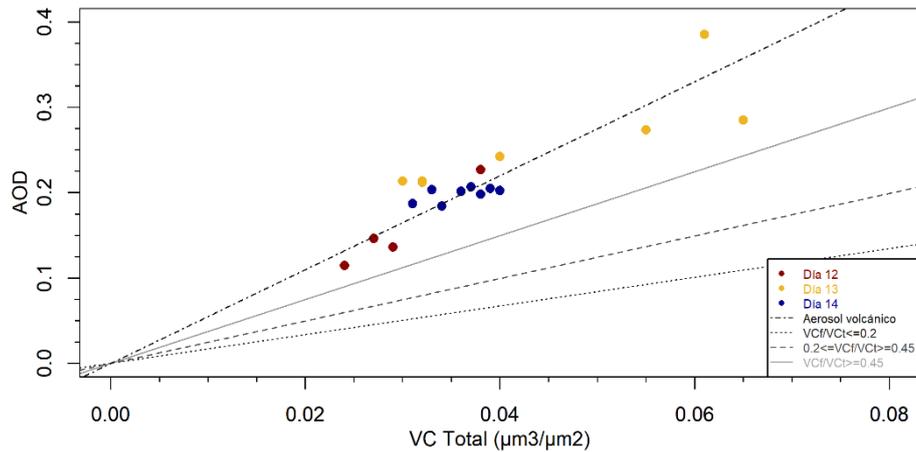


Figura V-7. AOD vs  $VC_T$ .

### 5.3 Información auxiliar

- Retro-trayectorias

Las retro-trayectorias resultantes del modelo HYSPLIT (Figura V-8) muestran claramente cómo la masa de aire que llega al centro de Castilla y León el 14 de marzo a las 14:00 UTC proviene de la isla de Sicilia, especialmente las correspondientes a las capas altas, que son las más importantes al estudiar polvo procedente de erupciones volcánicas.

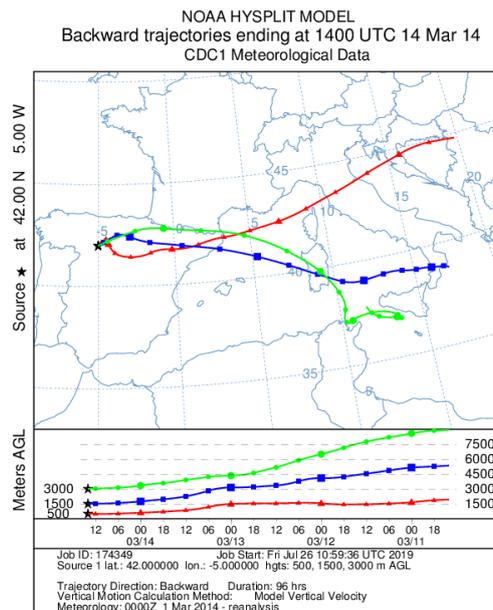
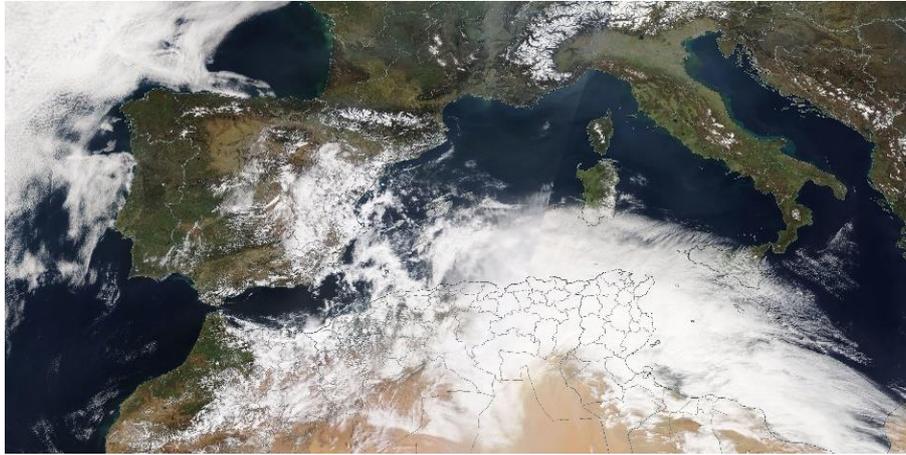


Figura V-8: Retro-trayectorias obtenidas a través del modelo HYSPLIT el día 14 (14:00 UTC).

- Imágenes por satélite

En este caso este tipo de imagen ofrece poca información ya que la nubosidad impidió ver la nube de ceniza más claramente. No obstante, representa una buena forma de rastrear la información de en qué zonas pudo ser medible por un fotómetro solar.

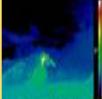


**Figura V-9.** Imagen satelital del satélite MODIS el día 13 de marzo de 2014.

- Noticias relacionadas

Las grandes erupciones volcánicas siempre son reportadas por los sistemas informativos, pues muchas veces afectan directamente a los ciudadanos. Para estas fechas no hay grandes titulares sobre actividad volcánica del Etna, por lo que, si se produjo, tuvo que ser pequeña. La web *Volcano Discovery* informa de la actividad de volcanes alrededor del mundo. En esta página descubrimos que desde finales de febrero hasta finales de marzo el volcán tuvo una suave actividad, con ligeras emisiones de lava y ceniza.

(<https://www.volcanodiscovery.com>, último acceso: 12/09/19).

<p><b>Actualización de volcán Etna: emisiones de ceniza pequeña de Bocca Nuova</b></p>  <p>lunes, mar 10, 2014 Derrame de lava débil y estromboliana esporádicas explosiones desde el cráter de nuevo SE continúan con pequeños cambios, el cráter de Bocca Nuova ha comenzado a producir emisiones de ceniza pequeña ocasionales de temperatura elevada a veces (lo que sugiere la presencia de magma cerca de la superficie). <a href="#">[Leer más]</a></p>	<p><b>Actualización de volcán Etna:</b></p>  <p>sábado, mar 08, 2014 Derrame de lava débil de la ventilación en la base del cráter SE nueva oriental, así como esporádicas explosiones pequeñas desde su cráter de cumbre continuar sin variaciones significativas en los últimos días. <a href="#">[Leer más]</a></p>
<p><b>Actualización de volcán Etna: Continuando con flujos de lava de Nanosegundos</b></p>  <p>domingo, mar 02, 2014 No hay cambios significativos han ocurrido en el volcán. Lava continúa fluyendo desde los orificios de ventilación en el flanco oriental del cráter SE nuevo y produce flujos superpuestos, típicamente unos 100 m de largo, cerca del borde y en la cuesta superior en el Valle del Bove. Una pequeña oleada de derrame de lava ocurrió en las últimas horas y puede verse al final de los siguientes intervalos: ... <a href="#">[Leer más]</a></p>	

**Figura V-10.** Actualizaciones de la actividad del Etna en Volcano Discovery.

- Seguimiento del evento

Vamos a hacer un pequeño seguimiento de la trayectoria que siguieron las cenizas volcánicas hasta llegar a la estación de Palencia en la que las registramos.

Las únicas estaciones (red AERONET) en su trayectoria (Figura V-8) que disponen de datos para esas fechas son: Zaragoza, Barcelona y el Etna.

- Etna

Vamos a comenzar con los valores que se registraron en el mismo Etna alrededor de las fechas del evento, y que deberían ser representativas de este aerosol volcánico.

En la evolución temporal (Figura V-11 izq.) podríamos destacar especialmente los días 11, 12 y 13 como episodios de aerosol volcánico, ya que registran un aumento del AOD con dependencia espectral y unos valores de AE altos. Los días 14 y 15 también representan episodios de alta turbiedad, pero aparecen valores muy bajos de AE, por tanto, ocurrió una intrusión de polvo desértico en la isla durante esos días. En la dispersión de AE frente AOD (figura V-11 drcha.) vemos que para los días 11, 12 y 13 el AOD se encuentra entre 0.2 - 0.4, mientras que el AE entre 1.1 - 2.0.

Para poder comparar, los rangos obtenidos en los datos de Palencia fueron:

$$0.17 \leq \text{AOD} \leq 0.4$$

$$1.2 \leq \text{AE} \leq 1.7$$

Como vemos hay buena relación entre los datos medidos en ambas estaciones. Además, hemos de tener en cuenta que el aerosol de fondo típico de cada estación es muy distinto, siendo Palencia una ubicación continental y Sicilia fundamentalmente marítima con una gran influencia del norte de África.

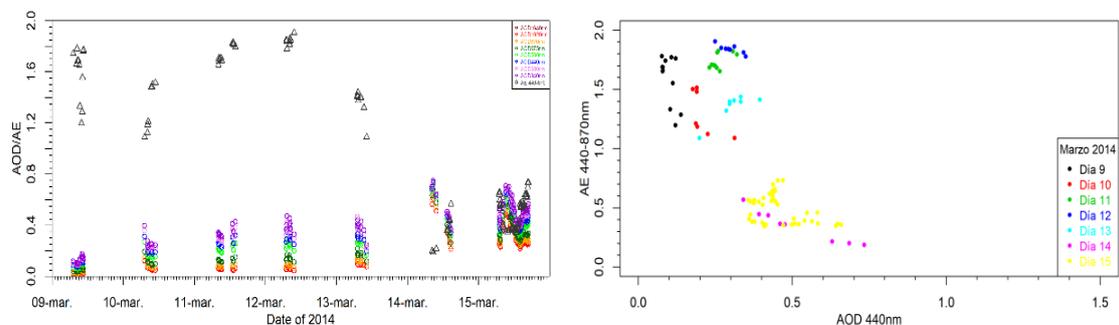


Figura V-11. Izq. la evolución temporal de AOD y AE, drcha. dispersión de AE(440/870) frente AOD (440).

- Barcelona

Para esta estación solo se dispone de los datos correspondientes a los días 12 y 13, pero podemos ver (Figura V-12) cómo estos días aparecen valores altos de AOD y AE.

La dispersión entre AE y AOD muestra que estos dos días se registran valores de AOD entre 0.17-0.40 y AE entre 1.1 y 1.7, por lo que de nuevo tenemos una buena coincidencia con los valores que estamos obteniendo para aerosol volcánico.

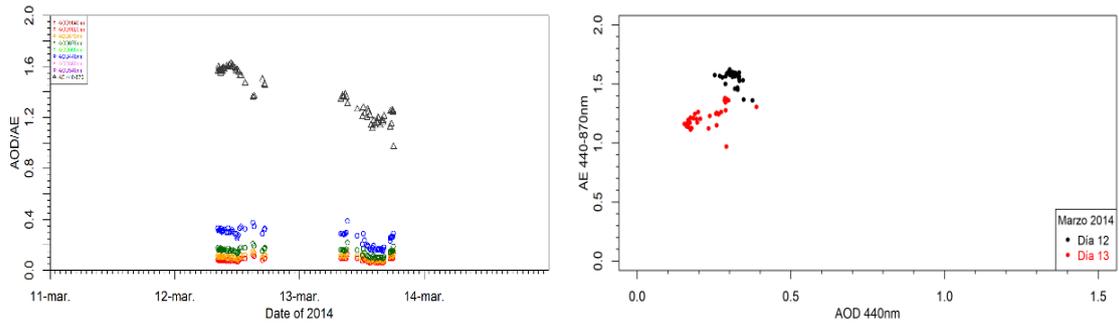


Figura V-12. Izq. la evolución temporal de AOD y AE, drcha. dispersión de AE(440/870) frente AOD (440).

- Zaragoza (lev10)

En la estación de Zaragoza solamente disponen del nivel 1.0 para los días del evento, y como podemos ver en la evolución temporal (Figura V-13 izq.), los valores de los días 11 y 14 no son fiables, probablemente por la falta de filtrado de nubes. Basándonos en los días 12 y 13 vemos que aparece un aumento del AOD con dependencia espectral junto con un aumento del AE. Los valores registrados para el AOD están entre 0.2-0.45 y el AE entre 1.2 y 1.7. Aunque el AOD presenta valores un poco mayores, la coincidencia sigue siendo buena, además debemos de tener en cuenta que Zaragoza es la quinta ciudad más grande de España por lo que su aerosol de fondo es urbano, con valores altos de AOD.

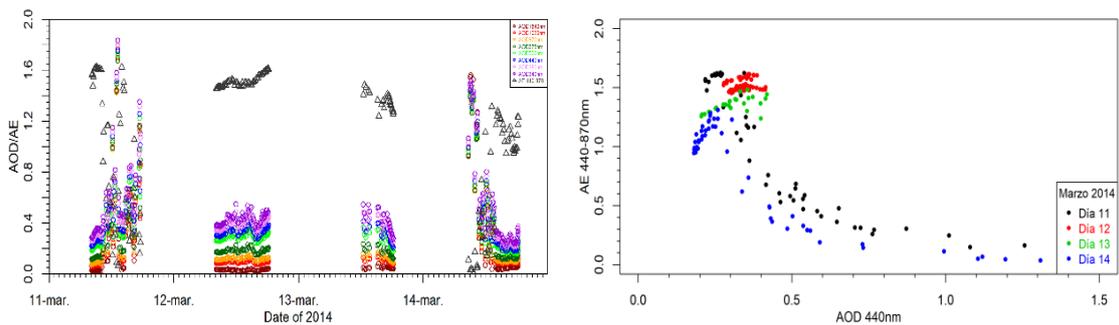


Figura V-13. Izq. la evolución temporal de AOD y AE, drcha. dispersión de AE(440/870) frente AOD (440).

## 6 Discusión y conclusiones

El estudio de los aerosoles es muy amplio y variado. Mientras que en este Trabajo de Fin de Grado se ha tratado de dar una descripción completa de varios tipos de aerosol utilizando medidas proporcionadas por fotómetros establecidos en tierra, existen más tipos de medidas a partir de las cuales es posible caracterizar el aerosol (por ejemplo, mediciones realizadas por satélites o mediciones “in situ” a nivel de superficie).

El principal inconveniente que presenta un fotómetro solar es que la información que proporciona corresponde a toda la columna atmosférica, y no puede separar los aerosoles que puedan estar ocurriendo en distintas alturas. Aun así, resulta un mecanismo muy útil en la caracterización de aerosoles. Gracias a los algoritmos de inversión implementados por la red mundial AERONET, con medidas columnares podemos obtener información en hasta nueve canales de parámetros como: espesor óptico, albedo de dispersión simple, índice de refracción, entre otros.

Partiendo de unas fechas donde ocurrieron una serie de eventos de alta turbiedad en la zona de Castilla y León, se ha podido establecer el tipo de aerosol sin más que analizar la carga de aerosol y la dependencia espectral que éste presenta. Sin embargo, poder garantizar la presencia de un tipo de aerosol, y así poder estudiar posteriormente sus propiedades, implica todo un proceso que incluye el estudio de ciclos anuales, condiciones sinópticas y mapas de presión entre otros.

Para la caracterización de los tres tipos de aerosol con los que hemos trabajado se ha partido de valores de referencia que no son absolutos, pues tanto la zona de estudio como zona de origen de la turbiedad influirán en las propiedades encontradas en cada caso.

De los tres tipos analizados: aerosol desértico, de quema de biomasa y volcánico, el aerosol desértico es el que mayor coincidencia presenta con los valores de referencia, ya que los datos de referencia fueron tomados en sitios privilegiados muy cerca de la fuente, el desierto del Sáhara. La característica principal de este tipo de aerosol es que está formado por partículas gruesas, con un poder de absorción que decrece con la longitud de onda. Hemos podido comprobar también cómo las propiedades ópticas varían en función del origen del aerosol desértico, que determina la composición de la partícula. La gran ventaja en el estudio de este tipo de aerosol radica en la gran cantidad de información relativa a sus propiedades, siendo uno de los más estudiados, especialmente en la Península Ibérica ya que la proximidad a la zona de emisión hace de este aerosol un tipo clave y recurrente en nuestra climatología.

Los aerosoles procedentes de la quema de biomasa también presentan un amplio estudio. Como se ha dicho, este tipo de aerosol depende principalmente del combustible del que provenga. La falta de mayor cantidad y calidad de datos en este evento ha provocado un estudio ligeramente incompleto. Sin embargo, hemos comprobado que este tipo de aerosol tiene una dominancia de partículas en modo fino. El poder de absorción de este tipo de aerosol va aumentando con la longitud de onda. Además, en este caso, presentaba características típicas de la quema de biomasa de bosque boreal, el cual tiene un perfil parecido a los bosques de Galicia.

Por último, el aerosol volcánico es el que representa menor coincidencia con los valores de referencia. El estudio de este tipo de aerosol es escaso, y en cualquier caso sus características dependen muchos factores. A pesar de todo, hemos podido confirmar que los valores habituales para este tipo de aerosol son próximos a los proporcionados en el estudio de otros volcanes (Eyjafjallajökull, en Islandia). Las diferencias entre las propiedades ópticas podrían señalar diferencias en la composición química de ambos volcanes, pero este hecho necesita más datos para poder ser corroborado. El efecto de una erupción volcánica resulta ser global, puesto que una erupción no muy fuerte como la del Etna en 2014 fue registrada en diversas estaciones de la red AERONET como la de la propia Sicilia o en las ciudades de Barcelona, Zaragoza e incluso Palencia.

A pesar del mayor conocimiento actual del impacto de los aerosoles, su estudio tiene aún un largo camino por recorrer. Cada vez hay más estaciones que los monitorizan y el periodo de datos disponibles aumenta progresivamente. Esto va a permitir describir su comportamiento y establecer valores de referencia de una forma estadística de manera que dispondremos de una base sólida para su caracterización.

## 7 Referencias

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

Ångström, A., *On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air*, Geograf. Ann. Deut., 11:156-166, 1929.

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

Burgos, M.A., *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, 2016.

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

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

Lenoble, J., *Atmospheric Radiative Transfer*, A. Deepak Publishing, Hampton, 1993.

Prats, N., *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, 2009.

Radke, L. F. and Coauthors, *Particulate and trace gas emissions from large biomass fires in North America. Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biogenic Implications*, J.S. Levine, Ed., MIT Press, 209–224, 1991.

Seinfeld, J.H. and Pandis, S.N., *Atmospheric chemistry and physics. From pollution to climate change*. Ed. Wiley-Interscience, 1998.

Sokolik, I. N. and Toon, O. B., *Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths*, J. Geophys. Res., 104, 9423–9444, 1999.

Sorribas, M., Adame, J.A., Andrews, E., Yela, M., *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, 2017.

Toledano, C., *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, 2005.

Toledano, C. and Coauthors, *Aerosol properties of the Eyjafjallajökull ash derived from sun photometer and satellite observations over the Iberian Peninsula*, Atmospheric Environment 48, 22-32, 2012.

Velasco, C., *Cambio en las propiedades del aerosol sahariano debido al transporte hasta el caribe*, Trabajo de Fin de Máster, Universidad de Valladolid, 2015.

Velasco-Merino, C. and Coauthors, *Impact of long-range transport over the Atlantic Ocean on Saharan dust optical and microphysical properties based on AERONET data*, *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 9411–9424, 2018.

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