



Universidad de Valladolid

FACULTAD DE CIENCIAS

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**EFFECTOS DE INHOMOGENEIDAD SOBRE EL ÍNDICE DE
REFRACCIÓN: APLICACIÓN A AEROSOLES
ATMOSFÉRICOS**

Autora: Andrea Cano de Pablo

Tutores: Marcos Herreras Giralda y David Mateos Villán

Año: 2024

"La vida no es fácil para ninguno de nosotros. Pero debes tener perseverancia y sobre todo confianza en ti mismo. Tienes que creer que estás dotado para algo, y que tienes que lograrlo a toda costa."

Marie Curie

Agradecimientos

Quiero agradecer a mis padres el apoyo y el esfuerzo a lo largo de toda mi educación, desde las clases de matemáticas hasta las innumerables ocasiones en las que su paciencia y esfuerzo me recordaron que nunca estaba sola. También a mi familia, que siempre ha celebrado mis éxitos como propios, acompañándome con alegría y motivándome en cada paso que daba. A mi pareja que me ha acompañado estos últimos años, compartiendo incontables horas de estudio y risas. Gracias por seguirme en cada locura que me he propuesto.

La carrera me aportó conocimiento, pero me trajo a las dos mejores personas que he conocido, Marta e Iris, gracias por estar desde el primer día hasta el último. A todos los amigos que he hecho en este camino, estoy profundamente agradecida de haber pasado estos años a vuestro lado.

Por supuesto, quiero agradecer a mis tutores, a Marcos por su infinita paciencia y dedicación, gracias por estar siempre dispuesto a corregir mis fallos al programar y hacerme tan atractivo y sencillo un campo tan poco conocido. A David, por sus valiosas aportaciones a la redacción de este trabajo, gracias por tu apoyo, por tus ideas claras y por ayudarme a dar forma a este proyecto.

Gracias a la empresa que me ofreció la oportunidad de trabajar con ellos para la elaboración de este proyecto, gracias, David y a toda la oficina por crear un lugar de trabajo tan maravilloso y enriquecedor, sin GRASP nunca hubiera sido posible, gracias.

Índice

Resumen.....	6
1. Introducción	7
1.1 Absorción y Dispersión de los aerosoles	9
1.2 Distribución de tamaños.....	10
1.3 Espesor óptico de los aerosoles (AOD)	11
1.4 Albedo.....	12
1.5 Parámetro de asimetría.....	12
1.6 Índice de refracción.....	13
1.7 Inhomogeneidad de las partículas	13
1.7.1 Métodos de Aproximación: Mezcla lineal	14
1.7.2 Métodos de Aproximación: Maxwell Garnett.....	14
1.8 Tipos de Aerosoles.....	16
1.8.1 Aerosol producido por la quema de biomasa.....	16
1.8.2 Aerosol urbano industrial.....	16
1.8.3 Aerosol desértico.....	17
1.8.4 Aerosoles volcánicos.....	18
1.8.5 Aerosol oceánico o marítimo	19
1.9 Objetivos	20
2. Metodología	20
3. Resultados	26
3.1 Chipre 2017, evento desértico.....	26
3.2 Canadá 2013, evento de quema de biomasa y transporte.....	35
3.3 Arribes del Duero 2013, evento de quema de biomasa local.....	39
4. Conclusiones	44
Bibliografía	45

Resumen

El estudio de distintos escenarios de aerosol atmosférico permite el estudio y comparación de dos métodos de mezcla distintos, mezcla lineal y Maxwell Garnett, lo que permite discernir la contribución de la composición química de los aerosoles al índice de refracción efectivo de la mezcla.

Mediante la aplicación de la red AERONET se obtendrán la información necesaria para generar junto con el algoritmo GRASP los datos a los que se aplicará un algoritmo, desarrollado en este trabajo, a fin de obtener los coeficientes de absorción y extinción, albedo de dispersión simple y parámetro de asimetría. El análisis de los resultados aportará información acerca de la eficiencia de los métodos de aproximación usados para el tratamiento de la mezcla. Además, las diferencias en la composición química de los distintos aerosoles de estudio, desértico y producto de la quema de biomasa, serán clave para entender la interacción de estos aerosoles con la radiación incidente y su impacto en el clima.

Abstract

The study of different atmospheric aerosol scenarios allows for the exploration and comparison of two distinct mixing methods: lineal mixture and Maxwell Garnett. This facilitates discerning the contribution of the chemical composition of aerosols to the effective refractive index of the mixture.

Using data from the AERONET network, combined with the GRASP algorithm, the necessary information will be obtained to apply an algorithm developed in this work. This will enable the calculation of absorption and extinction coefficients, *Single Scattering Albedo* and asymmetry parameter. The analysis of the results will provide insights into the efficiency of the approximation methods used for mixture treatment. In addition, differences in the chemical composition of the studied aerosols, desert dust and biomass burning products, will be key to understanding the interaction of these aerosols with incoming radiation and their impact on the climate.

1. Introducción

Los aerosoles atmosféricos son un conjunto de partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera y su presencia afecta de manera directa al clima terrestre. Estas partículas son eliminadas de la atmósfera mediante distintos procesos, condensación y precipitación, la acción gravitatoria, ... De esta forma el tiempo de vida es relativamente pequeño en la troposfera y permanecen más tiempo suspendidas en la estratosfera, esto variará según la procedencia de estas partículas [Toledano, 2005]. Se pueden distinguir según su origen en naturales, como cenizas volcánicas, polvo desértico, sal marina..., es decir, aquellos que provienen de fuentes naturales y luego se distinguen los que se generan de la actividad humana, los llamados antropogénicos, que proceden de procesos industriales y que llevan emitiéndose de manera continuada desde la revolución industrial alterando la composición de la atmósfera. Según su formación se pueden clasificar en aerosoles primarios, procedentes de partículas directamente emitidas, y secundarios que proceden de la nucleación de nuevas partículas o a partir de gases precursores.

Como la mayoría de los aerosoles se producen en la superficie terrestre estos se suelen concentrar en las capas bajas de la troposfera, cerca de las fuentes de producción, pero pueden alcanzar niveles más altos (4-6 km) y ser transportados grandes distancias, el estudio de estos aerosoles es de vital importancia ya que causan un importante forzamiento climático directo e indirecto tal que sus características globales y cambios temporales aún no son del todo precisas [Mishchenko et al., 1997].

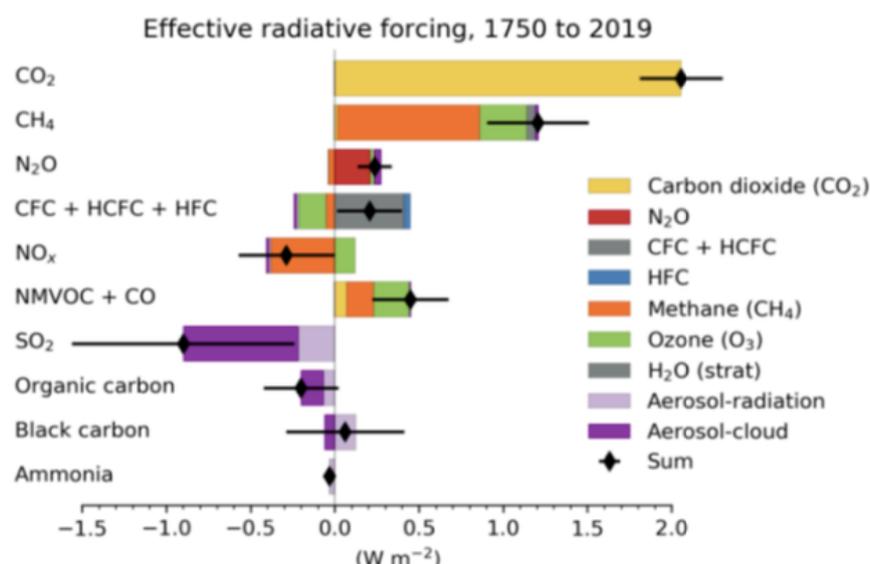


Figura 1: Contribuciones al forzamiento radiativo de las emisiones de diferentes componentes atmosféricos entre 1750 y 2019 [Szopa and Zanis,2021].

A nivel estratosférico solo son abundantes tras eventos volcánicos importantes y se forman principalmente por conversión de gas a partículas [Liou,2002]. Si bien son mucho menos numerosos que los que se encuentran en la troposfera tienen un alto impacto climático debido a sus largos tiempos de suspensión y su capacidad de dispersión por todo el globo.

En cuanto a la afección de los aerosoles atmosféricos al sistema Tierra-atmósfera se van a distinguir efectos directos de atenuación de radiación por *scattering* y absorción, que serán responsables del calentamiento o enfriamiento, y también participarán de manera indirecta en fenómenos como la formación de nubes, actuando como núcleos de condensación y de hielo,

afectando así a las características de estas y a su capacidad de reflejar la luz solar (albedo). En la Figura 1 se muestran las contribuciones al forzamiento radiativo de los principales constituyentes atmosféricos, se ve el gran impacto de los gases de efecto invernadero y esa contribución menor pero notable de los aerosoles más importantes.

Actualmente los aerosoles se pueden estudiar y medir mediante medidas *in situ*, las cuales analizan las partículas gracias a una instrumentación especializada en el lugar que se quiere realizar la medida [Toledano, 2005]. Otras opciones son analizar en el laboratorio muestras tomadas en una columna atmosférica o extraer las propiedades de estos por el efecto que causa su presencia.

Cabe destacar que debido a la complejidad de su análisis los aerosoles atmosféricos constituyen un campo muy reciente de estudio, en la Figura 2 se muestran los artículos publicados con respecto a los aerosoles atmosféricos, un total 69.451 escritos desde finales de los años sesenta. El interés en estudiar los aerosoles radica, como se ha comentado, en que la mayor parte se concentra a niveles bajo y llegándose a relacionar este hecho con un aumento en las tasas de morbilidad y mortalidad [Liou,2002]. Además, guardan relación con la degradación de la calidad ambiental, como la lluvia ácida o la reducción de la visibilidad y en términos económicos se tienen como por ejemplo las consecuencias de los aerosoles volcánicos que pueden llegar a provocar daños en infraestructuras y el cierre del espacio aéreo por seguridad.

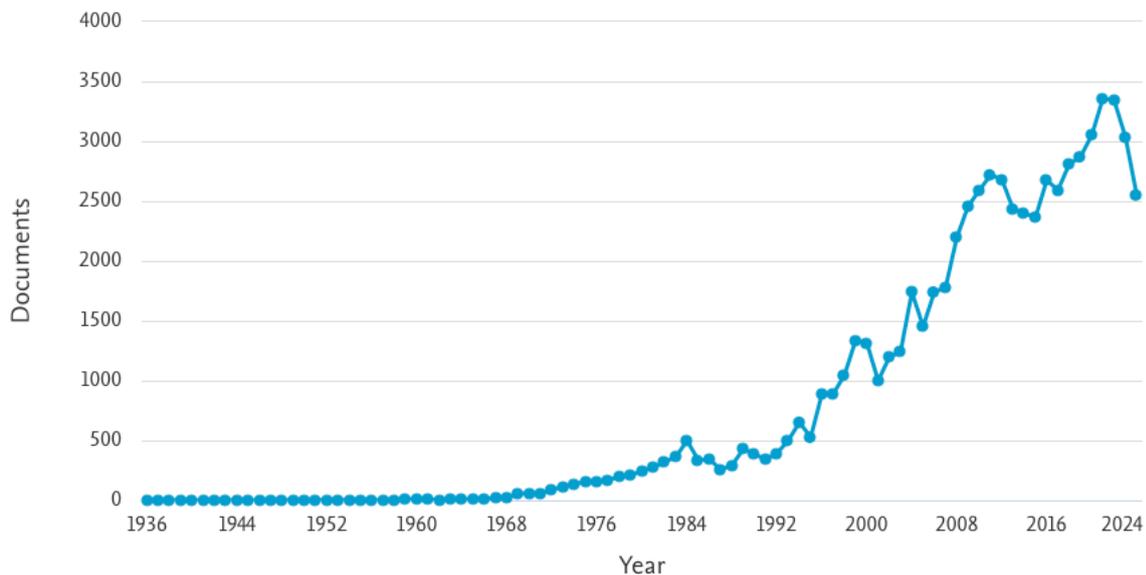


Figura 2: Documentos publicados con la palabra clave atmospheric aerosols. Imagen extraída de la base de datos de la empresa Elsevier, Scopus.

1.1 Absorción y Dispersión de los aerosoles

La Tierra absorbe, dispersa y emite radiación electromagnética, aunque las moléculas de aire son las que más activamente participan en estos procesos [Lenoble et al., 2013], los aerosoles también modifican el campo de radiación, de hecho, esta modificación es el fundamento físico en la que se basa la teledetección de aerosoles.

La dispersión, *scattering* de ondas electromagnéticas por un sistema está relacionado con la heterogeneidad de este, aunque la física subyacente es la misma para todos los sistemas [Bohren and Hufmann, 1983]. La materia obstáculo puede entenderse como un sistema discreto de cargas que al ser alcanzado por una onda electromagnética las cargas que lo forman entran en un movimiento oscilatorio debido al campo eléctrico de la onda incidente. Al ser aceleradas las cargas radian a su vez energía electromagnética en todas las direcciones y esto es lo que se conoce como la radiación dispersada por un obstáculo.

En la naturaleza sin embargo no encontramos partículas individuales si no que lo normal es enfrentarse a una colección de partículas, en estas colecciones las partículas están acopladas electromagnéticamente tal que cada partícula es excitada por el campo externo y el campo resultante es dispersado por el resto de las partículas, pero el campo que se dispersa por una partícula depende del campo al que está expuesta.

Se obtiene una simplificación considerable si asumimos que en la dispersión simple el número de partículas es suficientemente pequeño en comparación con el campo externo.

Con esta suposición, el campo total disperso es solo la suma de los campos dispersos por las partículas individuales, cada uno de los cuales es afectado por un campo externo de forma aislada de las otras partículas. Sin embargo, es difícil precisar las condiciones generales bajo el criterio de una partícula individual de manera satisfactoria, por ejemplo, no es efectiva para el caso de nubes donde se aprecia la dispersión múltiple.

Dentro de la dispersión se puede definir el parámetro de tamaño que es la proporción entre la longitud de onda y radio de las partículas ($x = 2\pi r/\lambda$). Gracias a él se puede seguir la teoría de *scattering* de Rayleigh para valores ($x < 1$), la teoría de Mie si $x \geq 1$, las leyes de la óptica geométrica con $x \gg 1$ o incluso ser despreciable en caso de que $x \ll 1$ [Palacio et al., 2015]. El caso ideal de interacción entre la radiación solar incidente con los aerosoles es la basada en la teoría de *scattering* de Mie donde la longitud de onda es comparable con el tamaño del aerosol haciendo que la interacción sea máxima y favoreciendo la dispersión en el sentido de la radiación incidente, ver Figura 3. La absorción por otra parte se refiere al proceso por el cual las partículas de aerosol capturan y retienen energía de la radiación electromagnética, como la luz solar incidente.

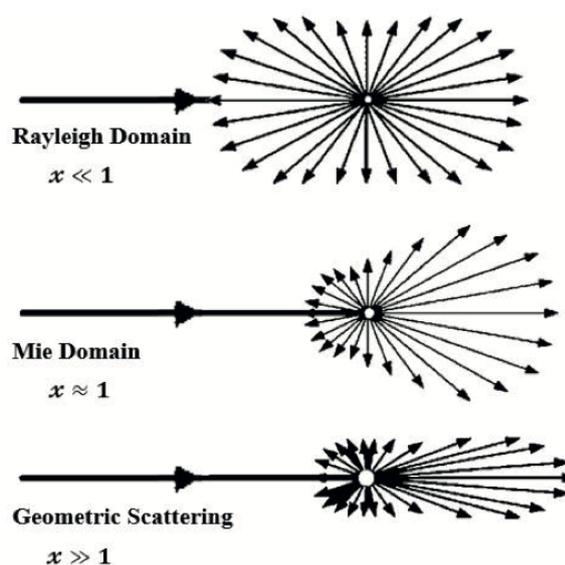


Figura 3: Dominios del esparcimiento de la luz en función del tamaño de la partícula [Palacio et al., 2015].

Dentro de estos parámetros se define también la extinción, el proceso por el cual se dispersan y absorben la radiación. El coeficiente de extinción es fundamental para la caracterización de los aerosoles ya que se obtiene a partir de la suma de los coeficientes de absorción y dispersión.

Los aerosoles pueden entonces absorber radiación solar, generalmente en las longitudes de onda del espectro visible y del infrarrojo cercano. La absorción de radiación lo que provoca es que se calienten las partículas y en consecuencia el aire circundante. En relación con esto se introduce el concepto de forzamiento radiativo que es el cambio en el flujo neto de la energía radiativa (diferencia entre la luz absorbida por el sistema Tierra-atmósfera y la energía de vuelta al espacio) y se muestra que la interacción con la radiación solar muestra la importancia y su efecto directo en el clima ya que puede dar lugar a un calentamiento de la atmósfera y afectar directamente a patrones de circulación atmosférica.

1.2 Distribución de tamaños

El tamaño de los aerosoles desde centésimas de micrómetros hasta las decenas de micras y esa diferencia de tamaño es fundamental a la hora de analizar las propiedades ópticas de los aerosoles por medio de la teoría de dispersión (*scattering*), se define así la distribución de tamaños (*size distribution*) donde se van a distinguir dos grupos en función de su tamaño [Dubovik et al., 2002]. Se distingue entonces el modo fino (*fine mode*), con un rango de tamaños entre los valores $[0.05, 0.576227] \mu m$, suelen pertenecer a los aerosoles antropogénicos principalmente de ahí que el estudio de sus propiedades sea de suma importancia a fin de analizar el impacto de la actividad humana en el balance atmosférico total. Por otro lado, tenemos el modo grueso (*coarse mode*) entre $[0.3347, 1.5+E0.1] \mu m$, son partículas mucho más grandes como pueden ser las procedentes de fuente naturales, aerosoles marinos, polvo desértico o polen, ver Figura 4.

Una función lognormal bimodal es la forma más apropiada de modelizar la distribución de tamaños volumétrica de una partícula de un aerosol, en la expresión se debe tener en cuenta que C_{Vi} denota la concentración volumétrica de la partícula, r_{Vi} es el radio medio y por último σ_{Vi} denota la desviación standard.

$$\frac{dV(r)}{d \ln r} = \sum_{i=1}^2 \frac{C_{Vi}}{\sqrt{2\pi}\sigma_i} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_{Vi})^2}{2\sigma_i^2} \right] \quad (1)$$

El tamaño de las partículas que se encuentran suspendidas juega un papel muy importante en nuestra salud ya que la polución del aire contiene una gran variedad de partículas sólidas y líquidas, conocidas como material particulado (PM) que pueden ser inhaladas. Dependiendo del tamaño de estas partículas se comportan diferente dentro del sistema respiratorio y el proceso de filtración en los alvéolos pulmonares varía considerablemente. El material particulado se clasifica en función de su parámetro aerodinámico, ver Tabla 1.

Las vías respiratorias humanas están diseñadas para filtrar las partículas a medida que se inhalan de tal forma que dependiendo del tamaño de la partícula se depositan en diferentes zonas. Las partículas más grandes ($>10 \mu m$) van a ser capturadas por la nariz y la garganta gracias a la filtración mecánica de la mucosidad haciendo que no lleguen a las vías respiratorias inferiores ni a los pulmones, estas partículas no causan un daño grave, pero si irritación de las vías respiratorias e incluso bronquitis.

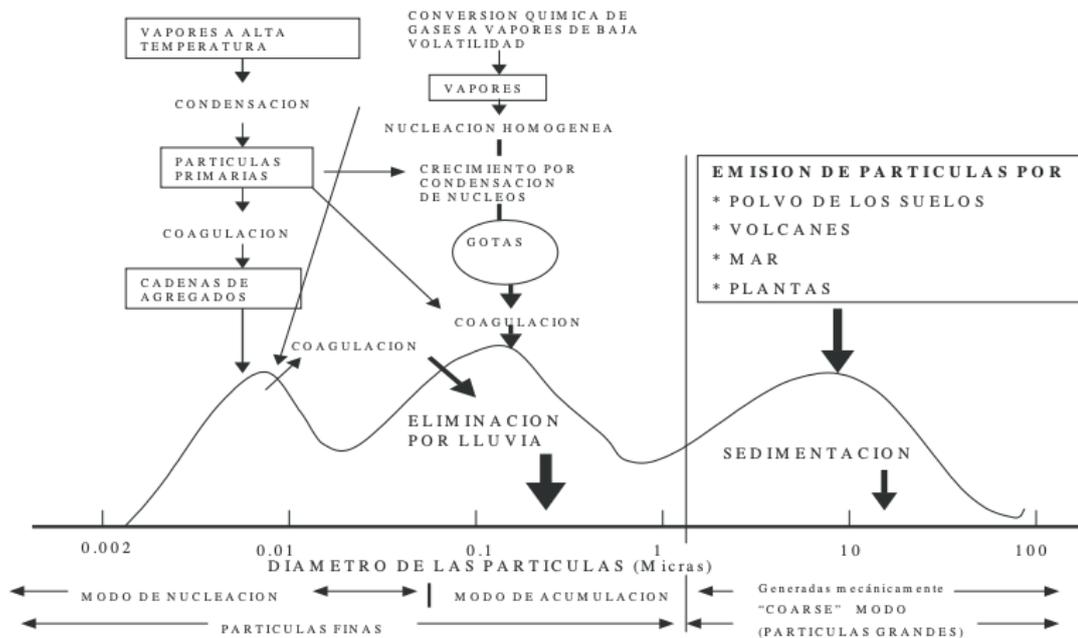


Figura 4: Forma típica de la función de distribución de tamaños de aerosoles, con los tres modos y los mecanismos de formación y eliminación en la atmósfera [Toledano, 2005].

Si bien entre $2.5 \mu\text{m}$ y $10 \mu\text{m}$ las partículas podrán llegar hasta los bronquios depositándose antes de llegar a los alvéolos donde si llegarán las partículas ultrafinas menores a $2.5 \mu\text{m}$, los alvéolos ubicados en los pulmones son pequeños sacos de tejido donde se produce el intercambio de gases, aquí la eliminación de la partículas es mucho más compleja y puede resultar en enfermedades respiratorias graves como el asma. El mayor riesgo reside en las nanopartículas ($< 1 \mu\text{m}$) que no solo atraviesan sin dificultad los alvéolos, sino que son capaces de atravesar las paredes (membranas) de las células llegando por medio del torrente sanguíneo a órganos como el corazón, cerebro... pudiendo causar dependiendo de la toxicidad de los componentes de dichas partículas, inflamación, problemas cardiovasculares y un aumento del riesgo de sufrir cáncer [Oberdörster et al., 2005].

Clasificación	Tamaño (μm)	Modo	Penetración Pulmonar
PM10	2.5 a 10	<i>Coarse Mode</i>	Vías respiratorias superiores y bronquios
PM2.5	0.1 a 2.5	<i>Fine Mode</i>	Bronquios y alveolos
PM1	0.05 a 1	<i>Fine Mode</i>	Alveolos y riego sanguíneo
Nanopartículas	< 0.1	<i>Fine Mode</i>	Células

Tabla 1: Relación entre la clasificación de partículas y su penetración en el sistema respiratorio.

1.3 Espesor óptico de los aerosoles (AOD)

En meteorología y ciencias atmosféricas se utiliza el espesor óptico de los aerosoles, AOD (Aerosol Optical Dep), para cuantificar la cantidad de aerosoles presentes en una columna de la atmósfera. El AOD mide el grado en que las partículas suspendidas absorben o dispersan la luz solar cuando esta atraviesa la atmósfera, de hecho, los coeficientes de absorción y extinción son componentes críticos del AOD [Liou, 2002].

Este parámetro se mide con los fotómetros solares, capaces de medir la atenuación solar de la luz solar en diferentes longitudes de onda, aunque también es posible realizar mediciones desde el espacio mediante satélites, por ejemplo, los satélites MODIS (*Moderate Resolution Imaging*

Spectroradiometer). El AOD indica entonces la opacidad de la atmósfera debido a los aerosoles de una longitud de onda específica. Un AOD de cero significa que la atmósfera está completamente transparente sin interferencia de aerosoles. Un valor entre 0 y 0.1 por otro lado indica un cielo muy claro con poca presencia de aerosoles. Pero valores de AOD elevado con alta absorción contribuye al calentamiento atmosférico, mientras que uno con baja absorción tiende a reflejar la radiación solar y tiene un efecto enfriador, de esta forma se puede evaluar el impacto real de los coeficientes de absorción y extinción.

La importancia de la medida del AOD reside tanto en su efecto en el clima y el balance de radiación como en las calidad del aire y la salud pública, además de su impacto en los ciclos hidrológicos al actuar los aerosoles como núcleos de condensación, afectando a la formación de nubes y a las precipitaciones.

1.4 Albedo de dispersión simple (SSA)

El albedo de dispersión simple es una medida de gran importancia para entender la interacción de la radiación solar con las partículas atmosféricas que se define específicamente para la dispersión de la radiación de una sola interacción con las partículas a partir de la extinción dispersada entre la suma de la extinción dispersada y absorbida. Se define entonces SSA como el albedo en la dispersión simple y σ_{sct} como la extinción de *scattering* y σ_{abs} como la extinción de radiación causada por la absorción.

$$SSA = \frac{\sigma_{sct}}{\sigma_{sct} + \sigma_{abs}} \quad (2)$$

El albedo de dispersión simple (SSA) toma valores entre 0 y 1 y es un parámetro adimensional. Un SSA cerca de la unidad indica un aerosol muy poco absorbente, es decir, que refleja la mayor parte de la radiación incidente, mientras que un albedo cercano a cero representa lo contrario que es un aerosol mayoritariamente absorbente. Por ejemplo, los sulfatos tienen un albedo alto, alrededor del 0.95, es decir, el 95% de la radiación que interactúa con ellos reflejada y solo el 5% es absorbida, estos aerosoles denominados reflectantes tienden entonces a enfriar la atmósfera ya que devuelven gran parte de la radiación solar al espacio. En contraste el *black carbon* (carbón negro) tiene un SSA de solo 0.25, absorbe el 75% de la radiación incidente contribuyendo al calentamiento de la atmósfera al absorber radiación solar y transformarla en calor [Charlson et al., 1992].

Estos ejemplos ayudan a comprender que este parámetro, al igual que otros que se mencionan, es sumamente importante por su influencia en el balance energético.

1.5 Parámetro de asimetría

Al igual que el albedo el parámetro de asimetría ayuda a entender como los aerosoles influyen en la cantidad de energía solar que se refleja de vuelta al espacio o se absorbe en la atmósfera, en particular el parámetro de asimetría resulta en una medida de la dirección preferencial de la dispersión de la luz por las partículas del aerosol [Holben et al., 1998]. Matemáticamente se define como el promedio ponderado del coseno del ángulo de dispersión.

$$g = \langle \cos(\theta) \rangle \quad (3)$$

El parámetro de asimetría g tomará valores entre -1 y 1 tal que su valor será la unidad si toda la luz se dispersa hacia delante, esto es común en partículas grandes comparadas con la longitud de la onda incidente, un ejemplo son el polvo mineral que entran dentro de los aerosoles gruesos. Un valor cero implica una dispersión en todas las direcciones, denominándose dispersión isotrópica la cual se da por lo general en partículas más pequeñas, los aerosoles finos como los sulfatos. Por otro lado, el valor negativo, -1, es mucho más raro ya que indica una dispersión preferencial hacia atrás, tal que la radiación se refleja en dirección opuesta a la fuente.

Su impacto está al igual que el albedo claramente relacionado con el balance energético tierra-atmósfera ya que un alto valor de g (dispersión hacia delante) puede permitir que más radiación llegue a la superficie mientras que un valor menor implica una dispersión más uniforme que puede reflejar radiación de regreso al espacio.

1.6 Índice de refracción

El índice de refracción es una propiedad fundamental que describe como las partículas de aerosol afectan la propagación de la luz. Se trata de un parámetro complejo en el que la parte real e imaginaria juegan papeles diferentes [Liou,2002].

$$n_{aerosol} = n + ik \quad (4)$$

La parte real (n) describe como las partículas de aerosol ralentizan la velocidad de la luz al pasar a través de ellas en comparación con el vacío. Es decir, la parte real se relaciona con la capacidad de las partículas de refractar la luz. Por otro lado, la parte imaginaria (k) es conocida como el coeficiente de extinción o de absorción y describe como las partículas absorben la luz, tal que la parte imaginaria se relaciona entonces con las pérdidas de energía debido a la absorción de la luz por las partículas.

1.7 Inhomogeneidad de las partículas

Los aerosoles son sistemas complejos y pueden variar ampliamente en tamaño, forma, composición química y distribución espacial, lo que introduce un alto índice de Inhomogeneidad en sus propiedades, siendo además un factor crucial que afecta sus propiedades físicas y químicas [Bohren and Hufmann, 1983].

La Inhomogeneidad se va a referir a las variaciones o desigualdades en las características de las partículas que componen el aerosol, ya se ha visto por ejemplo el parámetro de tamaño, pero también se encuentran las siguientes variables:

- **Forma de las partículas:** las partículas de un aerosol pueden ser esféricas, como gotas de agua o presentar formas irregulares como las partículas de polvo mineral o los cristales de hielo. La forma de las partículas afecta a la forma en que la luz se dispersa, lo cual es importante para explicar la visibilidad y el albedo.
- **Composición química:** Las partículas pueden estar compuestas por una mezcla de diferentes materiales. La diversidad en la composición química afecta las propiedades ópticas y reactivas de las partículas y también su capacidad para actuar como núcleos de condensación de nubes.
- **Distribución espacial:** en esta variable se pondrá especialmente atención sobre todo a continuación, y es que las partículas pueden estar distribuidas de manera uniforme o no en un

aerosol. En muchos casos las partículas pueden estar agrupadas o conglomeradas, dando así lugar a zonas de alta concentración de partículas y otras de menor, añadiendo un nivel adicional de Inhomogeneidad.

Generalmente el análisis de la dispersión y absorción por un medio isotrópico homogéneo es complejo, pero es bastante manejable, sin embargo, en partículas inhomogéneas para poder tratar las variables anteriores y dar resultados como un todo trataremos unas aproximaciones matemáticas que nos permitan obtener los parámetros de las propiedades ópticas del total de la partícula por medio del índice de refracción total de ella. Se introducen así dos formas de tratar la distribución espacial de las partículas y las concentraciones de las entidades que lo forman, la mezcla lineal y la aproximación de Maxwell Garnett.

1.7.1 Métodos de Aproximación: Mezcla Lineal

La mezcla lineal se basa en asumir que las propiedades efectivas de un material compuesto son simplemente el promedio ponderado de las propiedades de sus componentes, basándose en sus fracciones volumétricas. En este caso no se consideran las interacciones entre partículas simplemente se realiza un promedio de la contribución de cada componente [Bohren and Hufmann, 1983].

La Inhomogeneidad de las partículas se refleja entonces en las diferencias en los valores del índice de refracción n_i y la fracción volumétrica f_i . En caso de que las partículas tengan diferentes composiciones sus índices de refracción individuales se combinarán de acuerdo con sus fracciones volumétricas para dar lugar al índice de refracción efectivo.

Entonces dado que el aerosol está formado por varias partículas de diferentes materiales, su índice de refracción efectivo n_{ef} , viene dado por la ecuación 5, donde N es el número total de tipos de partículas diferentes que existen en el aerosol.

$$n_{ef} = \sum_{i=1}^N n_i f_i \quad (5)$$

Aunque la mezcla lineal es una buena aproximación en ciertas situaciones cuenta como una serie de limitaciones. Una de ellas es el no tener en cuenta las interacciones entre partículas ya que esto puede ser significativo si las partículas están cerca unas de otras o tienen tamaños comparables a la longitud de onda de la luz. Se debe tener en cuenta además que esta aproximación no es adecuada para fracciones volumétricas altas, de hecho, es precisa cuando las fracciones volumétricas son pequeñas.

1.7.2 Métodos de Aproximación: Maxwell Garnett

Al igual que en el caso anterior se tiene una técnica para estudiar los materiales compuestos y estimar las propiedades ópticas de un material compuesto basado en las propiedades de sus componentes y su distribución espacial, en este caso a diferencia del anterior no vamos a tratar de igual manera las componentes si no que se describe el sistema como una matriz continua a la que se denominará el *host* donde se encuentran dispersas pequeñas partículas, ver Figura 5. En esta descripción se busca calcular el índice de refracción efectivo analizando como la luz se propaga en el material compuesto como un medio homogéneo, con un índice de refracción que depende de los índices de refracción de las partículas (inclusiones), asumiendo que estas están distribuidas de manera uniforme y aleatoria, y de la matriz, así como de la fracción volumétrica de las inclusiones [Kahn et al., 2020].

Particularmente para esta disposición se va a obtener el índice de refracción efectivo basándonos en la relación con su permitividad y la constante dieléctrica efectiva del sistema, ecuación 6. La permitividad o constante dieléctrica (ϵ) es una propiedad clave que describe como el material responde a un campo

eléctrico, la aproximación de Maxwell Garnett permite entonces calcular la permitividad efectiva (ϵ_{ef}) del sistema en función de las permitividades de la matriz (ϵ_m) y de las inclusiones (ϵ_i), además de las fracciones volumétricas de las inclusiones en el material compuesto (f) [Bohren and Hufmann, 1983]. Si bien para conseguir el índice de refracción se tiene en cuenta la ecuación 7 que relaciona el índice de refracción con la permitividad.

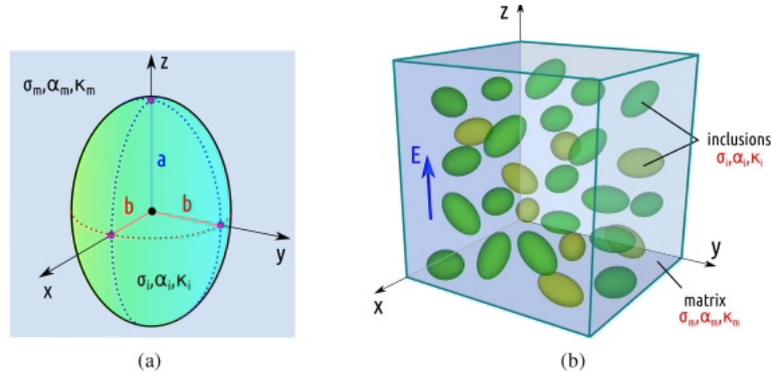


Figura 5: Logística general de un cálculo del índice de refracción efectivo utilizando un modelo de conversión basado en la aproximación de medio efectivo de Maxwell Garnett [Kahn et al., 2020].

$$\epsilon_{ef} = \epsilon_m \left[\frac{\epsilon_m + 2\epsilon_m + 2 \sum_{i=1}^N f_i \left(\frac{\epsilon_i - \epsilon_m}{\epsilon_i + 2\epsilon_m} \right)}{\epsilon_m + 2\epsilon_m - \sum_{i=1}^N f_i \left(\frac{\epsilon_i - \epsilon_m}{\epsilon_i + 2\epsilon_m} \right)} \right] \quad (6)$$

$$\epsilon = n^2 \quad (7)$$

Si tenemos en cuenta que el índice de refracción es un número complejo de tal forma que la permitividad dieléctrica efectiva es también compleja entonces se puede obtener el índice de refracción efectivo a partir de la raíz cuadrada permitividad dieléctrica (ver ecuación 8).

$$n_{ef} = \sqrt{\epsilon'_{ef} + i\epsilon''_{ef}} \quad (8)$$

Si bien la aproximación de Maxwell Garnett se basa en el supuesto de que las inclusiones son pequeñas en comparación con la longitud de onda de la radiación incidente y están dispersas en la matriz sin interacción mutua significativa, pero con una serie de condiciones para que la aplicación sea correcta y obtengamos un resultado coherente. En primer lugar, la fracción volumétrica debe ser pequeña, de tal forma que se minimizan las interacciones entre las inclusiones, además estas inclusiones se asumen esféricas para no tener que añadir correcciones adicionales. Por último, se debe tener en cuenta que la matriz y las inclusiones se alinean bajo la influencia de un campo eléctrico externo y la fórmula en el fondo calcula y explica cómo se promedia la respuesta dieléctrica del sistema

1.8 Tipos de Aerosoles

Los aerosoles como se ha comentado se clasifican según su procedencia, de esta forma puede estudiarse su composición y gracias a esta por las propiedades que se han descrito a lo largo del trabajo su impacto.

1.8.1 Aerosol producido por la quema de biomasa

Los aerosoles producidos por la quema de biomasa son una mezcla compleja de partículas y gases que se liberan al ambiente durante la combustión de materiales orgánicos, madera, hojas, residuos orgánicos, residuos agrícolas y vegetación de manera consciente, para producir energía, o por medio de incendios forestales [Reid et al., 2005]. Son partículas bastante complejas formadas principalmente hidrocarburos y ácidos orgánicos provenientes de esta materia orgánica además de carbono orgánico, pero van a presentar como subproducto de la combustión cantidades relevantes de *black carbon* con una capacidad muy alta de absorción.

De la combustión también se obtienen sales inorgánicas como sulfatos (SO_4^{2-}) y nitratos (NO_3^-) los cuales tienden a reflejar radiación solar teniendo un efecto de aerosol de enfriamiento, además ambos pueden actuar como núcleos de condensación para la formación de nube. Sin embargo, tienen un efecto nocivo en salud debido a que los aerosoles finos al eliminarse por medio de lluvia dan lugar a lo que se conoce de lluvia ácida que tiene consecuencias ambientales negativas. Estas partículas pueden contener trazas de algunos metales como potasio, magnesio, calcio y hierro que están presentes en la vegetación, además de presentar cenizas de materiales no combustibles que se transportan como aerosoles de partículas más gruesas junto con las de mayor composición de materia orgánica.

1.8.2 Aerosol urbano industrial

En este caso tenemos partículas suspendidas en el aire que provienen de actividades humanas como la quema de combustibles fósiles, tráfico vehicular y procesos industriales con altos impactos sobre la calidad del aire, la salud pública y el clima [AEMET, 2023].

La composición puede variar dependiendo de la fuente de emisión y suele estar formado de una mezcla de componentes orgánicos e inorgánicos. De nuevo se tiene un alto predominio del *black carbon* de la combustión incompleta de combustibles fósiles, carbono orgánico, nitratos formados a partir de la oxidación de óxidos de nitrógeno (NO_x) emitidos por vehículos y sulfatos fruto de la oxidación del dióxido de azufre emitido por quema de carbón y petróleo en industrial y plantas de energía.

Los aerosoles secundarios ($<2.5\mu m$), denominados PM2.5, se originan a partir de los gases precursores comentados y tienen la capacidad de hasta los pulmones.

En la Figura 6 se muestra el índice nacional de la calidad del aire el cuál se calcula a partir de los valores previstos en puntos de rejilla por el modelo MOCAGE y se presenta en forma de mapas. Se calcula un índice para cada especie con un tratamiento diferenciado para cada contaminante. Si bien cabe destacar que el impacto de estos aerosoles va a depender de los factores meteorológicos propios de donde se encuentren, ya que el viento o la humedad juegan un rol importante en la concentración y en el transporte de los aerosoles.

SO ₂		PM2.5		PM10		O ₃		NO ₂		CATEGORÍA DEL ÍNDICE
0	100	0	10	0	20	0	50	0	40	BUENA
101	200	11	20	21	40	51	100	41	90	RAZONABLEMENTE BUENA
201	350	21	25	41	50	101	130	91	120	REGULAR
351	500	26	50	51	100	131	240	121	230	DESFAVORABLE
501	750	51	75	101	150	241	380	231	340	MUY DESFAVORABLE
751-1250	76-800	151-1200	381-800	341-1000						EXTREMADAMENTE DESFAVORABLE

Figura 6: Esquema del Índice Nacional de Calidad del Aire aprobado en septiembre de 2020 [AEMET, 2023].

1.8.3 Aerosol desértico

Los aerosoles desérticos son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera que se originan principalmente partir de los procesos naturales en los desiertos. Un ejemplo es el polvo procedente del Sahara el cual puede ser transportado a través del atlántico, ver Figura 7. Este polvo está compuesto por partículas de diferentes tamaños, desde partículas finas que pueden permanecer en la atmósfera durante días, hasta partículas gruesas que caen rápidamente [Prospero, 1998] [Velasco-Merino et al., 2018].

Es por esto por lo que la concentración de estos aerosoles no es homogénea en la atmósfera y según la distribución vista en la figura podemos ver como este afecta a la calidad del aire en América central. En cuanto al clima la Inhomogeneidad en el tamaño y la composición de las partículas de polvo del desierto afecta como se ha comentado a su capacidad de dispersar y absorber la radiación solar, de esta forma se explica que las partículas más finas que tienen capacidad de viajar más lejos tengan un mayor impacto en la dispersión de luz.

La composición del polvo además varía según la fuente y puede llegar a contener silicatos, como la arcilla y el cuarzo, siendo los minerales más abundantes. El cuarzo debido a su estructura cristalina tiene un gran impacto con la dispersión de la luz solar incidente de ahí la importancia de la cantidad de cuarzo que contengan. Respecto a los óxidos de hierro que les confiere ese tono rojizo característico se debe tener en cuenta que estos tienen propiedades absorbentes en el espectro de radiación solar, sobre todo en las longitudes de onda del visible y del infrarrojo cercano, por lo que estos aerosoles absorben una cantidad significativa de radiación solar, no solo calentando la atmósfera sino reduciendo la radiación que llega a la superficie terrestre.

Atendiendo a la dispersión de Rayleigh, fenómeno físico que ocurre cuando la luz interfiere con partículas que son mucho más pequeñas que la longitud de onda de la luz, típicamente en el rango de 0.01 a 0.1 micrómetros, se puede hablar de un fenómeno muy característico por su increíble impacto visual, sobre todo cuando se encuentra en zonas donde es menos frecuentes, como puede ser el continente europeo, que son los cielos anaranjados. Se tiene que en presencia de aerosoles atmosféricos desérticos estos alteran la forma en la que la luz se dispersa haciendo que el cielo adquiera tonos amarillos o marrones, especialmente en condiciones de alta concentración de polvo, siendo este evento mucho más notorio al amanecer y al atardecer cuando la luz solar tiene que atravesar una mayor cantidad de atmósfera, y la dispersión se ve amplificada.

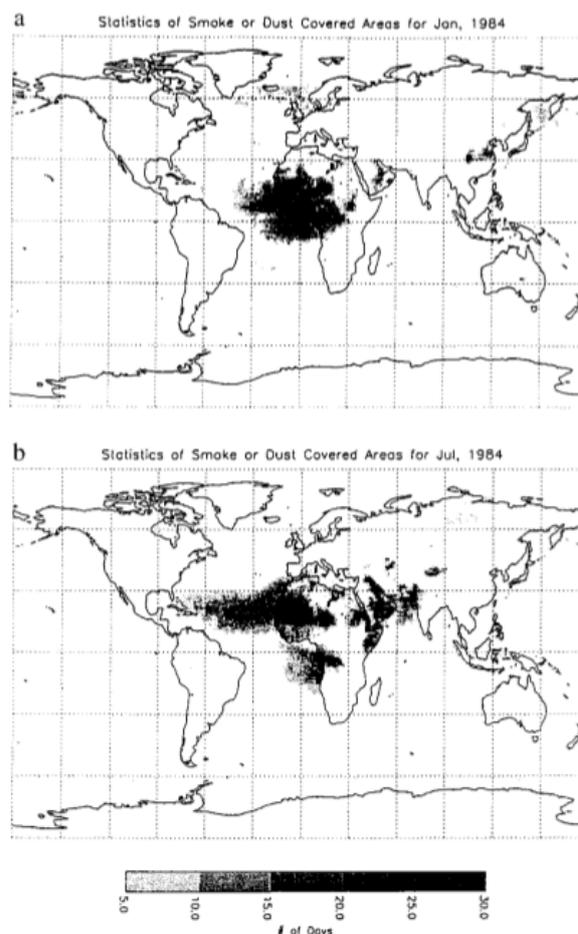


Figura 7: Estadísticas de días con altos valores del índice de aerosoles de TOMS detectados por el satélite TOMS NIMBUS-7 en enero y julio de 1984. El sombreado más claro indica 5–10 días, mientras que el sombreado más oscuro indica 25–30 días [Prospero, 1998].

Otra característica importante de estos aerosoles es que son transportados largas distancias gracias al viento que lo levanta del suelo donde está depositado o erosiona los elementos sólidos en los que se acumula, se forman nubes de polvo y unido a esto a las corrientes atmosféricas, especialmente las de la troposfera que son capaces de arrastrarlos largas distancias. Aparte de la llegada de polvo desértico a zonas del sur de Europa es muy importante el transporte transatlántico, ya que las tormentas de polvo del Sahara pueden viajar a través del océano Atlántico, llegando a las islas del Caribe y partes de América del Norte, donde pueden impactar la calidad del aire, ver Figura 7.

De hecho, la sedimentación de estas partículas finas a causa del transporte fomenta unos suelos ricos en nutrientes y explica en parte junto con el clima tropical la gran fertilidad de los suelos de estas zonas.

1.8.4 Aerosoles volcánicos

Cuando un volcán entra en erupción lanza a la atmósfera una mezcla de gases (principalmente dióxido de azufre) y cenizas. Este gas se eleva hasta la estratosfera donde reacciona químicamente con el vapor de agua y forma ácido sulfúrico en pequeñas gotitas líquidas o partículas sólidas, aerosoles de sulfato. El impacto de estos aerosoles es elevado en el clima, en la estratosfera reflejan la luz solar de vuelta al espacio, disminuyendo la cantidad de radiación solar que llega a la superficie de la Tierra, provocando un enfriamiento. Un ejemplo conocido fue la erupción del Monte Pinatubo en 1991, que enfrió las temperaturas globales aproximadamente 0,5 °C durante un par de años.

Los aerosoles volcánicos que alcanzan la troposfera tienden a depositarse rápidamente, los que llegan a la troposfera pueden llegar a permanecer ahí meses o años debido a las escasas precipitaciones en esa capa, manteniéndolas en suspensión muchísimo más tiempo. Dos ejemplos muy potentes son la erupción del *Tambora* (1815) y *Krakatoa* (1883), los cuales causaron un enfriamiento global, ver Figura 8, el primero de hecho es causante del "año sin verano" en 1816 afectando seriamente a la producción agrícola.

En cuanto a la composición de los aerosoles volcánicos estos varían según su origen y el tipo de erupción volcánica que los genera. Las erupciones más explosivas darán lugar aerosoles que pueden tener una alta proporción en óxidos de sílice (SiO_3). El óxido de aluminio (Al_2O_3) es común en los minerales volcánicos y debe su procedencia a la corteza terrestre. También el hierro está presente en muchas rocas volcánicas en forma de óxidos que contribuyen a ese color oscuro de las cenizas y las partículas volcánicas [Sigurdsson et al., 2000].

El tamaño de las partículas volcánicas expulsadas, ver Tabla 2, es determinante para el tiempo que pueden permanecer suspendidas en la atmósfera. Las cenizas volcánicas finas (≤ 0.063 mm) pueden ser transportadas a grandes distancias y mantenerse en suspensión durante períodos prolongados, mientras que las partículas de mayor tamaño tienden a depositarse más rápidamente en áreas cercanas. La composición de las cenizas volcánicas incluye compuestos abrasivos como óxidos de hierro, sílice y

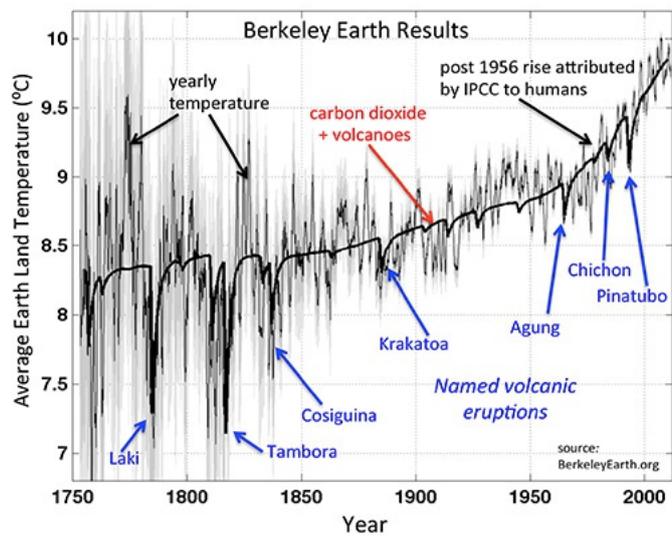


Figura 8: Incidencia en la temperatura global de diversas erupciones volcánicas de los últimos 250 años [Canal Extremadura, 2023].

metales traza, tiene efectos significativos tanto en la salud humana como en los ecosistemas. Las grandes erupciones también pueden tener importantes consecuencias económicas más allá de las zonas inmediatas, ya que la composición de estos aerosoles daña el equipamiento aeronáutico, obligando al cierre del espacio aéreo.

Dado que estas partículas son abrasivas, al ser succionadas por las turbinas de los aviones (las cuales alcanzan temperaturas cercanas a los 1000 °C ,se derriten, generando una masa pegajosa que se adhiere a las turbinas. Al disminuir la temperatura, la masa se solidifica, pudiendo causar un fallo total en el motor. Las partículas en suspensión pueden obstruir sistemas de ventilación, sensores de presión y otros instrumentos críticos, por lo que el cierre del espacio aéreo se convierte en la opción más segura. Un ejemplo reciente de estos efectos es la erupción del volcán *Eyjafallajökull* en 2010 (Islandia) con una columna volcánica que llegó a los 11 km de altura. Estas cenizas se dispersaron rápidamente en el espacio aéreo europeo debido a las condiciones atmosféricas, llevando a la cancelación de entre 5000 y 6000 vuelos [Toledano et al, 2012].

Clasificación	Tamaño de partículas	Características
Ceniza fina	≤ 0.063 mm	Partículas muy ligeras, pueden viajar grandes distancias y permanecer en suspensión por largos períodos.
Ceniza media	0.063 mm - 0.25 mm	Caen más rápido que las partículas finas, pero aún afectan visibilidad y salud.
Ceniza gruesa	0.25 mm - 2 m	Partículas pesadas, se depositan cerca del volcán, resultan muy abrasivas y peligrosas para maquinaria.

Tabla 2: Clasificación de la ceniza volcánica según el tamaño de las partículas

1.8.5 Aerosol oceánico o marítimo

Otro tipo de aerosol natural es el aerosol oceánico o marítimo, que se forma en los océanos y mares debido principalmente a la acción del viento sobre la superficie del agua. Estas condiciones generan partículas sólidas y líquidas cuando las olas rompen. Al evaporarse, estas gotas dejan tras de sí partículas de sales; su componente mayoritario es el cloruro de sodio (NaCl), además de sulfatos y magnesio, que también provienen de la sal marina. También se encuentran calcio y otros minerales, junto con materia orgánica generada por la actividad subacuática. Algunos microorganismos marinos producen compuestos volátiles que se transforman en partículas a través de una serie de reacciones en la atmósfera. Un ejemplo de esto es el dimetilsulfuro (DMS), producido por el fitoplancton, que actúa como precursor de partículas de sulfato.

Los aerosoles oceánicos desempeñan un papel crucial en varios procesos atmosféricos, incluyendo la formación de nubes, ya que funcionan como núcleos de condensación. Además, participan en el ciclo del azufre; el DMS emitido se transforma en sulfatos en la atmósfera, lo que contribuye a la acidez de las precipitaciones y al ciclo del azufre en el medio ambiente [O'Dowd y De Leeuw, 2007]. Estos aerosoles son esenciales para el equilibrio climático y la regulación de la temperatura global. También facilitan el transporte de nutrientes esenciales, como hierro y nitrógeno, que, al ser depositados en áreas alejadas de la costa, pueden fertilizar el océano y afectar la productividad marina. Este aerosol es un ejemplo perfecto de la interacción entre los océanos y la atmósfera.

1.9 Objetivos

El objetivo principal de este Trabajo de Fin de Grado será analizar a través de una serie de eventos reales el efecto que tiene la composición química sobre las propiedades de los aerosoles por medio de dos métodos de mezcla: Mezcla Lineal y Maxwell Garnett. Para ello se presentan los siguientes objetivos más específicos.

- Utilización del algoritmo GRASP en el que se implementarán los dos métodos de mezcla ya mencionados en la obtención de las siguientes variables: coeficientes de extinción y absorción, parámetro de asimetría y *Single Scattering Albedo*.
- Evaluación del impacto en los escenarios propuestos.
- Comparación de la eficiencia en los métodos de aproximación.

2. Metodología

Comprender el impacto de los aerosoles en el clima y en la calidad del aire es fundamental para la investigación científica y la formulación de políticas ambientales. Por ello se han desarrollado herramientas avanzadas como **AERONET** y **GRASP**, que permiten analizar las propiedades de los aerosoles de manera detallada.

AERONET constituye una red de fotómetros solares automatizados creada para medir propiedades de los aerosoles atmosféricos, como el espesor óptico de los aerosoles (AOD), en diversas ubicaciones, [Aerosol Robotic Network](#). Esta red fue establecida para apoyar la validación de datos satelitales y ha aumentado significativamente desde su creación en los años 60 llegando a tener más de 600 estaciones alrededor del mundo [Giles et al., 2019]. Como se ha comentado su instrumento estándar es el **CIMEL CE318**, ver Figura 9, un espectrorradiómetro automático y de campo, que realiza medidas autónomas de la radiancia solar directa y radiancia dispersada en el cielo en diferentes ángulos y longitudes de onda [Toledano, 2005]. Las medidas permiten calcular el AOD, el tamaño de las partículas y su índice de refracción, entre otras variables.



Figura 9: CIMEL CE318, realizando medidas de la radiancia del cielo.

Por su parte el algoritmo **GRASP** (*Generalized Retrieval of Atmosphere and Surface Properties*), es una herramienta avanzada para la teledetección de propiedades atmosféricas, especialmente aerosoles, y características de la superficie terrestre. Su creación fue impulsada por la necesidad de unificar y mejorar la recuperación de parámetros atmosféricos utilizando datos de observación remota de satélites y redes terrestres [Dubovik et al., 2021].

El algoritmo consta de dos módulos independientes principales. El *módulo de inversión numérica* aplica el método de mínimos cuadrados para ajustar los datos observacionales. Usa un enfoque de optimización estadística que incorpora múltiples restricciones a priori permitiendo el ajuste de los datos observados con los modelos matemáticos generales. Este módulo facilita que GRASP realice ajustes simultáneos

en varios grupos de parámetros, por ejemplo, suavizando las variaciones píxel a píxel en datos satelitales. Por otro lado, se tiene el **módulo de modelo directo**, el cual simula las observaciones de teledetección modelando la interacción de la radiación incidente con la atmósfera y la superficie terrestre. Gracias a su gran adaptabilidad permite modelar datos de diferentes fuentes y escenarios. En particular se pueden ajustar propiedades detalladas de aerosoles y de superficie, como la reflectancia, para generar modelos precisos de radiación observada. El algoritmo ha sido empleado exitosamente en diversos necesarios de teledetección gracias a su característica única, su capacidad para realizar recuperación sin dependencia de tablas de búsqueda precalculadas, permitiendo un ajuste en tiempo real para la recuperación de datos satelitales y la interpretación de mediciones polares avanzadas.

Estas dos herramientas constituyen el punto de partida para analizar los eventos, funcionando como *input* de los procesos que se describirán para obtener los datos sobre las situaciones de estudio.

Para generar los resultados que se presentarán en la siguiente sección del trabajo, fue necesaria la creación de un algoritmo tal que las mediciones seleccionadas de la base de datos se integraran en los métodos de aproximación previamente descritos en la introducción. A partir de los resultados obtenidos, se genera un archivo configurado específicamente para facilitar tanto la lectura de los datos como la representación de los parámetros de interés. De esta forma se extraen una serie de datos que permiten evaluar la Inhomogeneidad de los aerosoles en los distintos eventos.

Gracias al *input* de AERONET y GRASP se obtienen datos de los eventos gracias a una base de datos organizada por fechas y estaciones de donde se las medidas necesarias para el problema a tratar. De estos datos se obtienen los parámetros fundamentales para calcular el índice de aproximación efectivo por medio de ambos métodos de aproximación, mezcla lineal y Maxwell Garnett. Se debe tener en cuenta que los resultados se muestran para dos distribuciones de tamaño, *fine* y *coarse*, por lo que los resultados finales se representarán para ambos casos y se sacarán de su comparación las conclusiones pertinentes. El algoritmo creado se representa en la Figura 10 a modo de esquema a fin de dar apoyo visual a la descripción del proceso y de las herramientas empleadas.

Uno de los datos principales que proporciona son las especies que constituyen el aerosol y la fracción volumétrica en la que se encuentra, que será clave para la aplicación de los métodos de aproximación. Por ejemplo, en el caso de la quema de biomasa, uno de los eventos seleccionados, las especies que se encontrarán serán, cuarzo, *black carbon*, *brown carbon* y agua, como producto de la combustión. Las fracciones de las distintas especies se obtienen para una serie de valores en el tiempo, tal que no resulta ser un valor constante, en los resultados se analizará la variación temporal de las diferentes concentraciones.

Del *input* también se obtienen las concentraciones y se refiere a la cantidad de partículas en un volumen determinado de aire. Si bien la concentración puede variar en función del tamaño de las partículas por lo que se presenta una concentración para cada una de las distribuciones de tamaño para cada uno de los valores del tiempo. Los radios también se toman como un punto de partida, de nuevo uno para cada tamaño y un valor para cada valor del tiempo. Por último, respecto a la distribución de tamaño se tiene la desviación de tamaños de las partículas, $\ln(r)$, que explica cómo se dispersan los tamaños de las partículas alrededor de un valor central, este caso este valor será fijado como *input* del código junto con la concentración y el radio. Otro valor fijado en esta primera parte será en rango de ángulos de dispersión.

Conocidas las especies a tratar se obtienen sus índices de refracción, en función de la longitud de onda, de una base de datos del sistema de GRASP. Los índices de cada especie se someten a un proceso de homogenización para obtener los índices de cada una de las especies en función de los

mismos valores de longitud de onda, esto se realiza exitosamente gracias a un proceso de interpolación de los valores. Se obtienen entonces la parte real e imaginaria del índice de refracción en función de la longitud de onda para cada una de las especies involucradas.

Estos valores son fundamentales para la aplicación de los métodos de aproximación junto con la proporción a la que se encuentran estas especies en la mezcla.

Los algoritmos de los métodos de mezcla, mezcla lineal y Maxwell Garnett, se muestran por separado, ver Figura 11, del algoritmo general a fin de poder explicar detenidamente el procedimiento que se ha aplicado para obtener los índices de refracción finales de las mezclas.

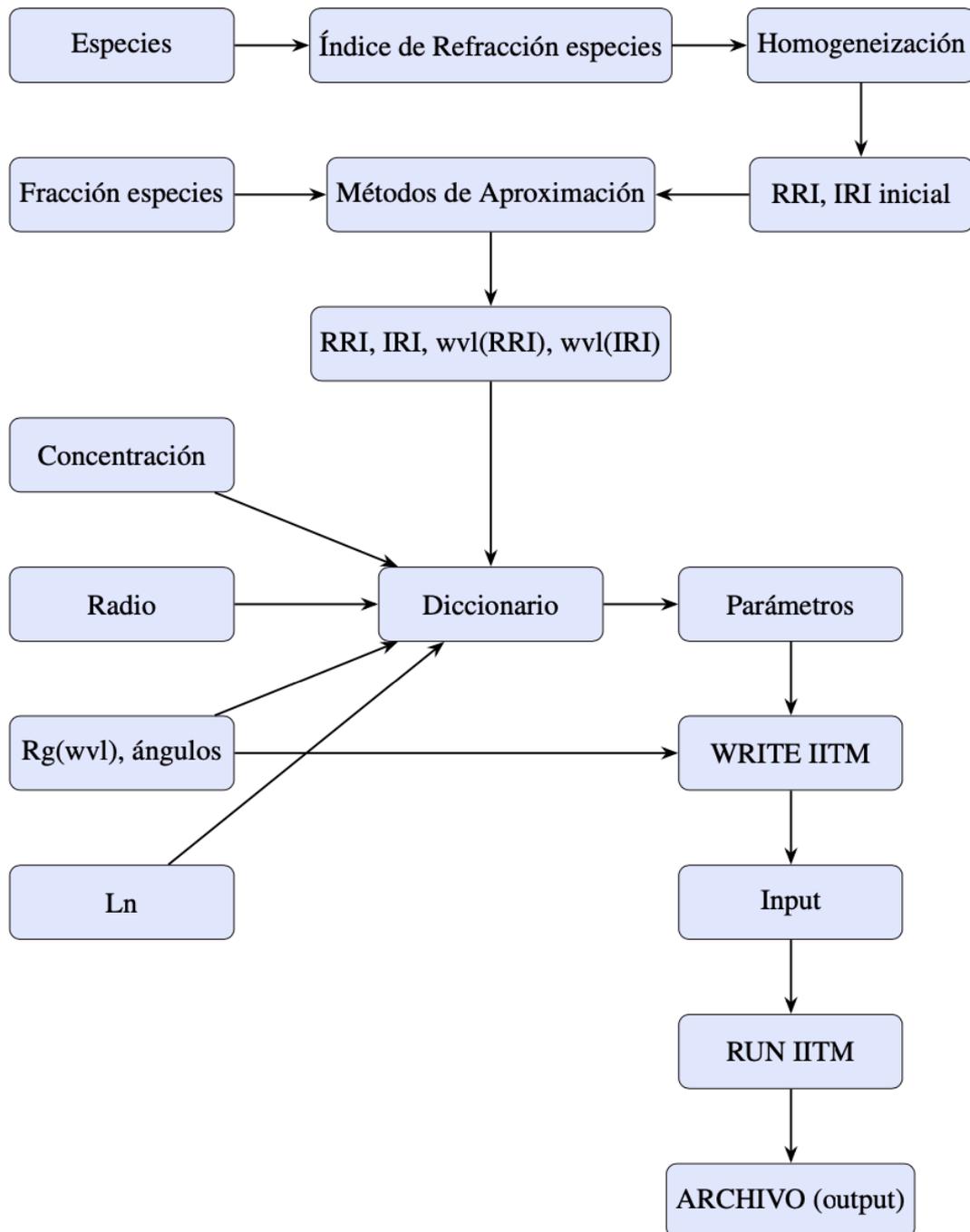


Figura 10: Esquema de obtención del archivo que proporciona los datos necesarios para el estudio de la inhomogeneidad de los aerosoles.

Para la aplicación de los métodos de aproximación en ambos casos se va a contar como datos principales las fracciones de las especies que constituyen la partícula. La mezcla lineal es el método de aproximación más sencillo, la función mezcla lineal, se basa en la ecuación 5 donde básicamente se hace un promedio del producto de las fracciones volumétricas de cada especie por su índice de refracción. Se obtiene entonces el índice de refracción efectivo, tanto su parte real como imaginaria, es decir, la función creada calcula por un lado la parte real y por otro la imaginaria a fin de obtener las dos componentes del índice de refracción efectivo y la longitud de onda asociada.

El método de Maxwell Garnett por su parte resulta de una función más complicada que se subdivide en pasos. La fórmula de esta aproximación descrita en la ecuación 6 utiliza las permitividades relativas a cada una de las especies para calcular la permitividad efectiva y con ello el índice de refracción, es por eso por lo que la primera función es *Transformación a permitividad*. Transformamos los índices de refracción de cada una de las especies a su correspondiente permitividad y debido a la dificultad de tratamiento de números reales y complejos va a ser mejor tratarlo como un todo, juntando la parte real e imaginaria y trabajando con números complejos, de aquí la pequeña función llamada *Complejo*. Los datos de las permitividades para cada una de las especies se guardan junto con las fracciones de cada una en un diccionario, esta herramienta es muy útil en la creación de algoritmos ya que nos permite guardar las diferentes que variables que se usaran como *input* de una función nueva y nos permite organizarlas.

De esta forma la función *Permitividad efectiva* implementa la ecuación 6 del cálculo de la permitividad efectiva tomando para ello las variables del diccionario. Si bien siguiendo la teoría de Maxwell Garnett esta aproximación necesita de una matriz en la que estén incluidas las demás especies de la mezcla. Como normal general la matriz vendrá conformada por el agua, al que se refiere en este texto como *soluble*. Con todas estas condiciones se ejecuta la función y su resultado es procesado por *Transformación a RI*, que busca devolver el valor del índice de refracción deshaciendo lo que hacía la primera función y proporcionando como resultado los índices de refracción, real e imaginario, y las longitudes de onda asociadas a cada uno.

Las variables obtenidas de los métodos de aproximación se guardan en un diccionario junto con todos los valores que se sacaban del archivo inicial, concentración y radio, y los valores fijados para el rango de longitud de onda, la desviación y los ángulos de dispersión. Diccionario proporciona todas las variables para que la función *Parámetros* filtre los valores en el rango de longitudes de onda determinado, en un proceso conocido como máscara. Se obtienen entonces los índices de refracción en función de las longitudes de onda filtradas en el intervalo deseado. La importancia de esto reside en la capacidad de poder centrar el análisis de resultados en un área determinada, como puede ser el infrarrojo o el visible, zonas con gran información sobre el comportamiento de los diferentes componentes de los aerosoles. Pero esta función no solo incluye el filtrado de longitudes de onda si no también hace una aproximación al radio, obteniendo el valor *bimodal radius*, que referido a una distribución de tamaño de partículas en la que existen dos modos, *fine* y *coarse*, se toma el radio modal más pequeño del modo fino y el radio modal más grande de las partículas gruesas. Gracias al valor de *bimodal radius*, el radio de la mezcla, podemos completarla descripción de una mezcla compleja de partículas de diferentes tamaños. El *output* de la función *parámetros* es básicamente el diccionario actualizado donde se tiene la concentración, la desviación, los valores del índice de refracción y sus longitudes de onda para el rango delimitado y el radio de la mezcla. Para la siguiente función se recupera ese rango de longitudes de onda y los ángulos de dispersión junto con el *output* de *Parámetros* para aplicarlos en la función *WRITE IITM*. Esta función es vital ya que escribe toda la información que se ha desarrollado en el algoritmo en un archivo de texto. Este archivo aún incompleto será el *input* de la función final *RUN IITM* que procesa y

ejecuta este archivo dando lugar a un archivo legible y ordenado donde se pueden sacar ya los datos necesarios para calcular todos los parámetros de estudio de los aerosoles, extinción, absorción, albedo, parámetro de asimetría...

Todos los parámetros que se obtienen se obtienen para cada uno de los tamaños, *fine* y *coarse* y para cada una de la distribuciones de tamaño se tendrán los valores obtenidos tanto por el método de la mezcla lineal tanto para Maxwell Garnett, es decir cuatro posibles valores para cada parámetro. Hay parámetros como la extinción o la absorción que se sacan directamente de la lectura del archivo y otros tendrán que irse conformando con estos o con el resto de los valores que proporciona el archivo. De esta forma a partir de los valores de absorción y extinción se puede obtener el *Single Scattering Albedo* (ver ecuación 2). Del texto también se extraen las llamadas matrices de *scattering*, herramientas matemáticas que se utilizan para describir como las partículas del aerosol dispersan y absorben la radiación, básicamente constituyen una modelización del comportamiento de los aerosoles al interaccionar con la luz. Estas matrices son resultado del logaritmo que crea el *output* en *WRITE IITM* a partir de todas las variables de entrada y en especial de los ángulos de dispersión.

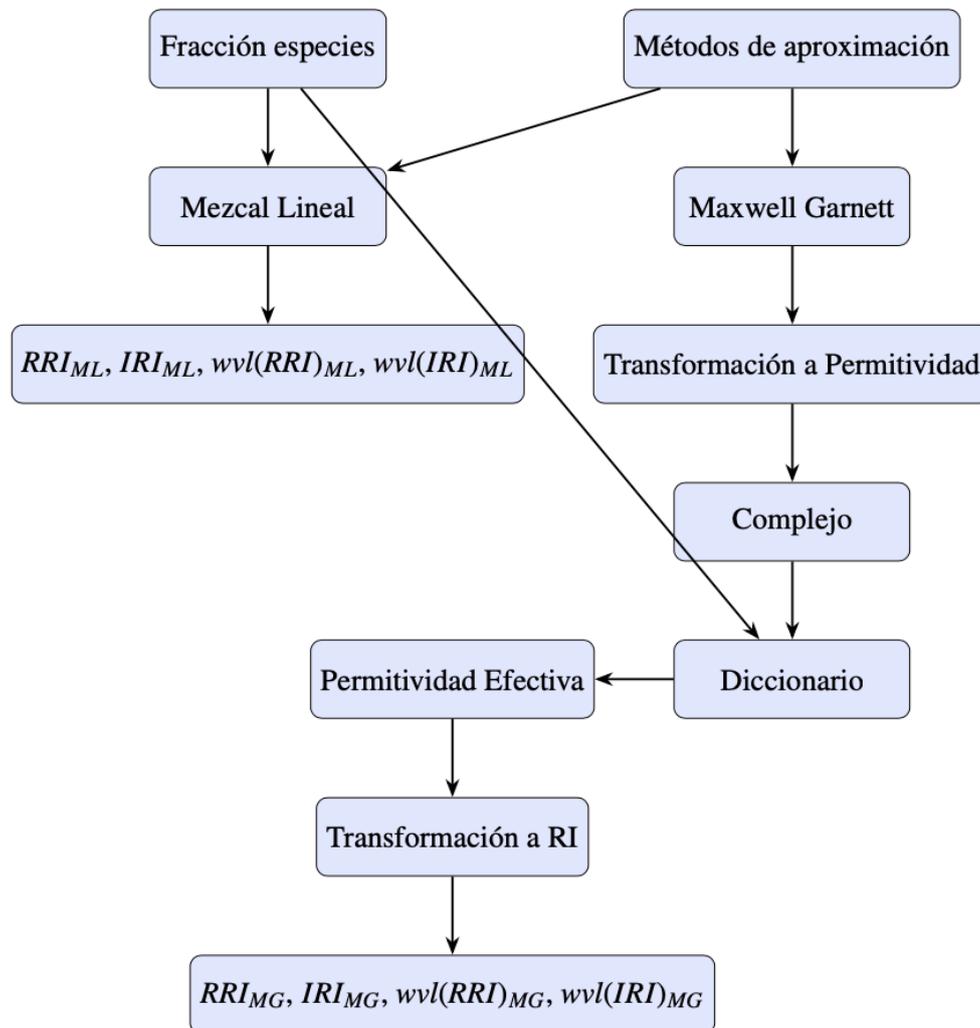


Figura 11: Ampliación del algoritmo, enfoque en las funciones que aplican los métodos de aproximación; Mezcla Lineal y Maxwell Garnett

A partir de estas matrices se obtienen tanto los ángulos de dispersión que junto con las matrices de dispersión permite la obtención del parámetro de asimetría implementando en una función el método de los trapecios. Esta técnica de integración numérica se usa para aproximar el área bajo la curva dividiendo el área en varios trapecios pequeños y calculando el área de cada uno para posteriormente sumarlo y obtener una estimación de la integral. Para ese método previamente se ha multiplicado cada elementos de las matrices por el coseno del ángulo de dispersión asociado y se ha aplicado esta técnica al resultado. Se obtiene así el parámetro de asimetría para cada una de las posibles longitudes de onda, para cada método y cada distribución de tamaño.

El objetivo de este trabajo es, por tanto, analizar cómo afecta la aplicación de cada uno de los métodos a la mezcla de aerosoles con lo cual lo último que se realiza es la comparación porcentual de los dos métodos de aproximación en el parámetro de asimetría y en el albedo de dispersión simple. Estos resultados serán presentados en el siguiente apartado del trabajo con las interpretaciones propias. A fin de entender mejor las especies y la importancia e impacto de los parámetros que se evalúan se deben presentar los fenómenos en los que participan los aerosoles de estudio.

Los escenarios a estudiar corresponden a aerosoles derivados de la quema de biomasa y aerosoles desérticos. En el verano de 2013 fueron registrados dos episodios de alta carga de aerosoles finos en el norte de España, donde destacan eventos relacionados con incendios en Canadá y un incendio local en el parque natural de los Arribes del Duero [Burgos et al., 2018]. Los incendios en Norteamérica a principios de junio de 2013 produjeron una nube de humo que cruzó el atlántico y afectó a Europa, ver Figura 12.

Este evento fue excepcional en intensidad y duración, con valores de AOD elevados. El fenómeno contribuyó a la contaminación en la región y mostró una mezcla de aerosoles finos derivados de la combustión de materia orgánica y algunas partículas de origen desértico, debido a condiciones atmosféricas que favorecieron su transporte hasta el área de estudio. A finales del verano de 2013, en agosto, un incendio forestal en el área protegida de los Arribes del Duero provocó una gran cantidad de humo, afectando regiones como Zamora, Salamanca y Valladolid, con un impacto significativo hasta en Palencia, a más de 150 km.

El 23 de agosto se registró un pico de AOD en Palencia, lo cual subraya la gravedad de este evento. Las condiciones meteorológicas, con altas temperaturas y baja humedad, junto con vientos locales, agravaron el incendio, que se convirtió en uno de los más graves en la región en esa década. Los niveles de PM10 alcanzaron valores de 45 y 30 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en los días pico, destacando el fuerte impacto regional. A pesar del impacto negativo que tuvieron en nuestra región las dos situaciones permitieron realizar un análisis profundo de las propiedades de los aerosoles, revelando una gran influencia de partículas finas tanto a nivel de columna como en superficie con datos de diferentes parámetros que fueron proporcionadas por las redes monitoreo y que se mostrarán en la siguiente sección.

En cuanto al evento de gran concentración de aerosoles desérticos, se analizan los datos recogidos en la isla de Chipre durante el mes de abril de 2017. Este mes destaca por la presencia de polvo sahariano y arábigo que permitió estudiar las diferencias del polvo mineral proveniente de

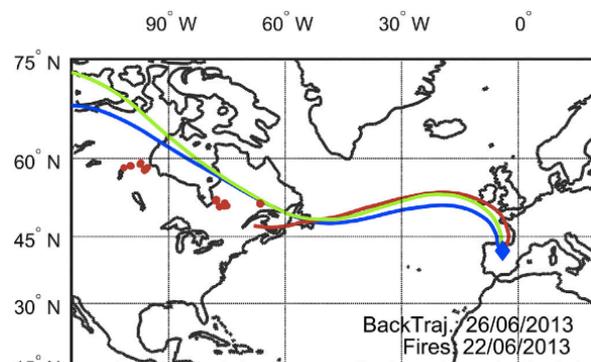


Figura 12: Trayectorias inversas calculadas en Valladolid para el 26 de junio a diferentes niveles de altura (rojo: 1500 m, verde: 3000 m y azul: 4000 m sobre el nivel del mar) [Burgos et al., 2018].

diferentes fuentes, en este caso, desierto del Sahara y desierto de Arabia. A principios de abril se detectó polvo proveniente de la península arábiga que se concentraba en la capa más baja, alrededor de los 2 km, de la atmósfera donde se detectaron partículas grandes e irregulares. Por el contrario, a finales de abril la composición cambia mostrando un transporte de polvo desde África, en este caso alcanzado altitudes de hasta 6 km. Gracias a que el polvo sahariano ha sido estudiado en profundidad la conjunción de ambos eventos permite determinar las características y el impacto del polvo arábigo. El estudio de estos tipos de polvo demuestra la variabilidad de aerosoles debido al origen y la utilidad de los métodos de mezcla a fin de clasificar y entender el impacto de los aerosoles.

3. Resultados

En este apartado del trabajo se muestran los datos obtenidos en los diferentes escenarios y dentro del contexto del que se extraen. Gracias al estudio de eventos diversos se pueden estudiar y comparar las propiedades de los aerosoles a fin de ampliar nuestro conocimiento de estos y su impacto en el medio.

3.1 Chipre 2017, evento desértico

A principios de la primavera de 2017 se dio en la isla de Chipre un evento de polvo desértico. El evento destacó por la presencia tanto de polvo transportado desde el desierto del Sahara como del desierto Arábigo, con lo cual es una gran oportunidad de comparar el impacto de cada uno. Para ello se ha seleccionado un día de evento puramente desértico y otro completamente arábigo. En caso desértico dado el día 21 de abril de 2017 se expresa de manera completa por medio del AOD y su evolución en el día, ver Figura 14. El espesor óptico es fundamental tanto para corroborar los datos obtenidos además de poder proporcionar una interpretación más completa

Respecto a la distribución de tamaños para los eventos desérticos se ha tomado únicamente el tamaño *coarse* ya que el modo *fine* al haber poca concentración de partículas de este tamaño da lugar a datos residuales que no proporcionan gran información acerca del suceso. Por lo tanto, para todos los eventos desérticos que se tratarán solo se tomarán los valores de *coarse*.

De la misma forma no se van a utilizar todas las medidas obtenidas para cada momento del día si no que se van a analizar dos tiempos determinados. Estos tiempos se seleccionan para analizar el cambio en las propiedades en una serie de momentos del día que difieran enormemente. El conocimiento de las fracciones de las especies y el impacto de estas sobre las propiedades de los aerosoles permitirán analizar que sucede en esta evolución del evento.

Para el día 21 del evento completamente sahariano se toman los valores del *coarse* tanto para los resultados de la mezcla lineal y Maxwell Garnett. El polvo sahariano está conformado por cuarzo, óxido de hierro y soluble (agua). Primero se estudia la extinción y la absorción en la Figura 13. Para ello se han tomado cuatro tiempos distintos en los que evolucionan dichos parámetros.

Todos los aerosoles dispersan la luz en mayor o menor grado, dada la evolución podemos ver que un aumento del cuarzo y el óxido de hierro FeO y una disminución en el soluble, ver Tabla 3, provoca un aumento de la extinción en longitudes de onda de alrededor $1\mu m$, esto se aprecia claramente en las primeras horas tomadas. De las cuatro de la mañana a las diez los valores de FeO y soluble se mantienen más o menos estables mientras que se produce una disminución de cuarzo provocando a las diez de la mañana se reduzca la extinción. La extinción volverá a una situación parecida a la inicial a

medio día ya que a pesar del gran aumento de la fracción volumétrica de cuarzo en el compuesto se disminuye la proporción de FeO , esto pone en evidencia que estas dos especies son las que provocan las grandes variaciones de extinción ya que son materiales muy dispersivos. La gran evidencia surge a las tres de la tarde alrededor de $1 \mu m$, donde la gran cantidad de óxido de hierro provoca una gran extinción, de hecho, es un compuesto altamente dispersivo en ese rango de longitudes de onda. A la vez disminuye en ese punto máximo la absorción radicalmente acercándola a valores nulos. Y así como la extinción va claramente ligada al cuarzo y al FeO la absorción va de la mano del soluble la cual se mantiene más o menos constante a excepción del último caso donde la cantidad de soluble es notoriamente menor.

Hora \ Especies	Cuarzo	Óxido de Hierro	Soluble
4:00am	0.00132	0.62108	0.37879
10:00am	0.00411	0.37806	0.61783
12:00pm	0.00021	0.62974	0.37006
15:00pm	0.00001	0.90825	0.025128

Tabla 3: Fracciones volumétricas de las distintas especies que conforman el polvo Sahariano registrado en 21/04/2017.

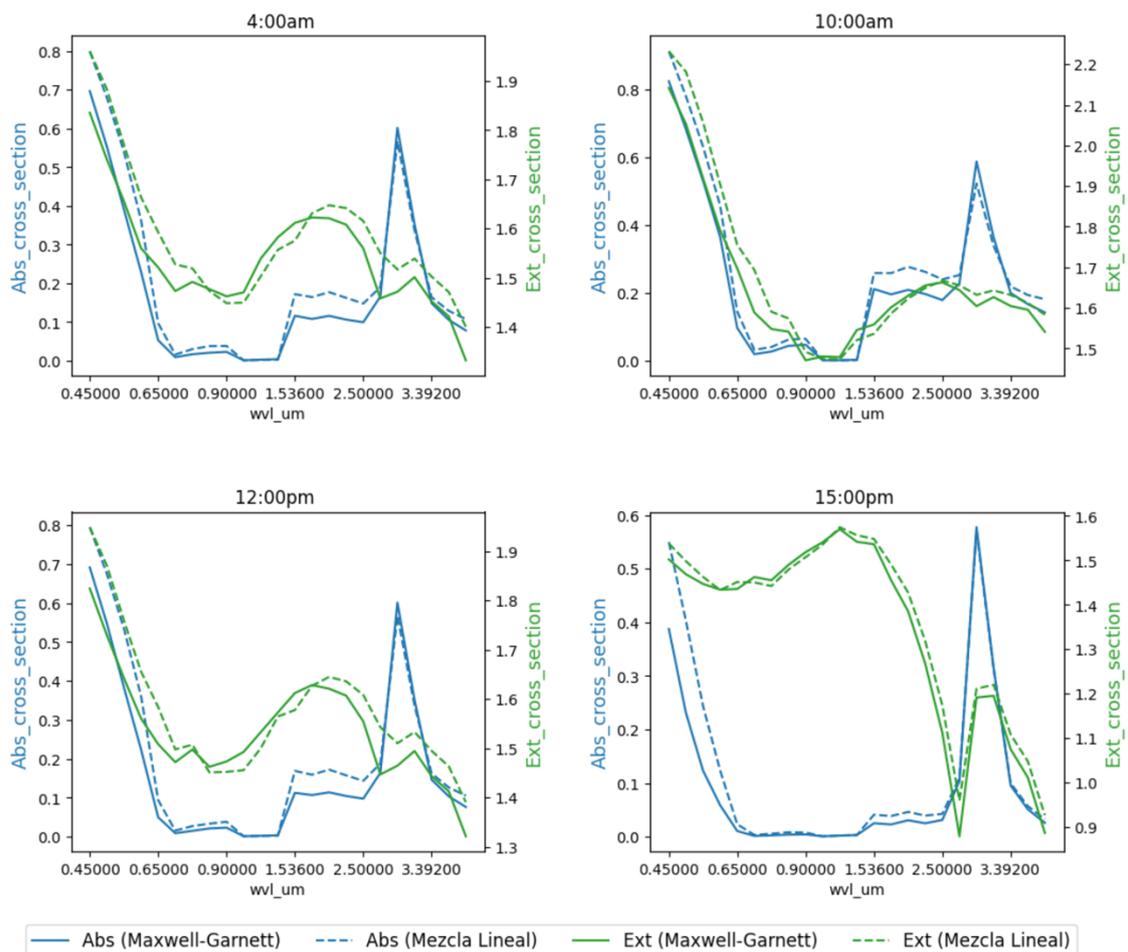


Figura 13: Secciones transversales para la absorción y la extinción en función de la longitud de onda para la Mezcla Lineal y Maxwell Garnett. Valores del 21/04/2017 a las 4:00am, 10:00am, 12:00pm y 15:00pm.

Con relación a los métodos se tiene que estos se parecen mucho más cuanto menos soluble tienen, de nuevo refiriéndonos al último caso, ya que como se explicó previamente Maxwell Garnett cuenta con el que soluble forma una matriz donde se tienen las demás especies incluidas, al disminuir la presencia de esa matriz provoca un acercamiento a la mezcla lineal en la que se toman las especies de forma individual.

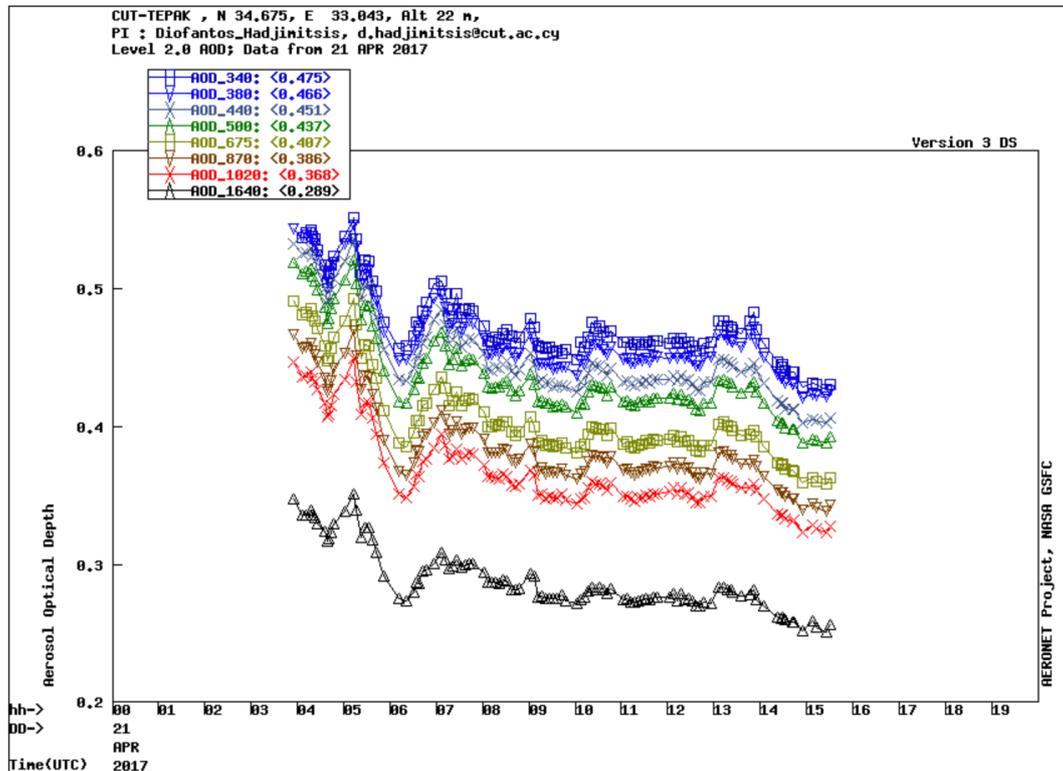


Figura 14: Aerosol Optical Dep en función del tiempo para el día 21/04/2017, grafica extraída de *Aerosol Robotic Network*.

Físicamente el AOD se calcula a partir de los coeficientes de extinción a lo largo de la columna atmosférica. Se puede apreciar que el evento es bastante estable a lo largo del día, la diferencia más apreciable puede darse a las primera horas de la mañana. Esto se traduce en valores de absorción y extinción relativamente estables a lo largo del día y proporcional al AOD, lo que corresponde a los resultados de la Figura 13.

Para la evaluación del albedo y del parámetro de asimetría, ver Figuras 15 y 16, se ha calculado el valor medio de cada uno de ellos a lo largo de la evolución temporal ya que a diferencia de la extinción no se encontraban grandes cambios. Por otro lado, la diferencia de métodos si representaba cambios por lo que se ha procedido a evaluar la diferencia porcentual de los mismos. Se ha añadido también el error asociado al cálculo del valor medio, para poder dar una idea exacta de como difieren los métodos de mezcla. Respecto al parámetro de asimetría a medida que la longitud de onda aumenta el valor del parámetro de asimetría disminuye. Esta disminución indica que al dispersión hacia delante es más pronunciada en longitudes de ondas más cortas y disminuye a longitudes de onda mayores. Entonces se puede concluir que las partícula pueden dispersar más eficientemente la luz más cercana al visible que la luz con longitud de onda cercana al infrarrojo.

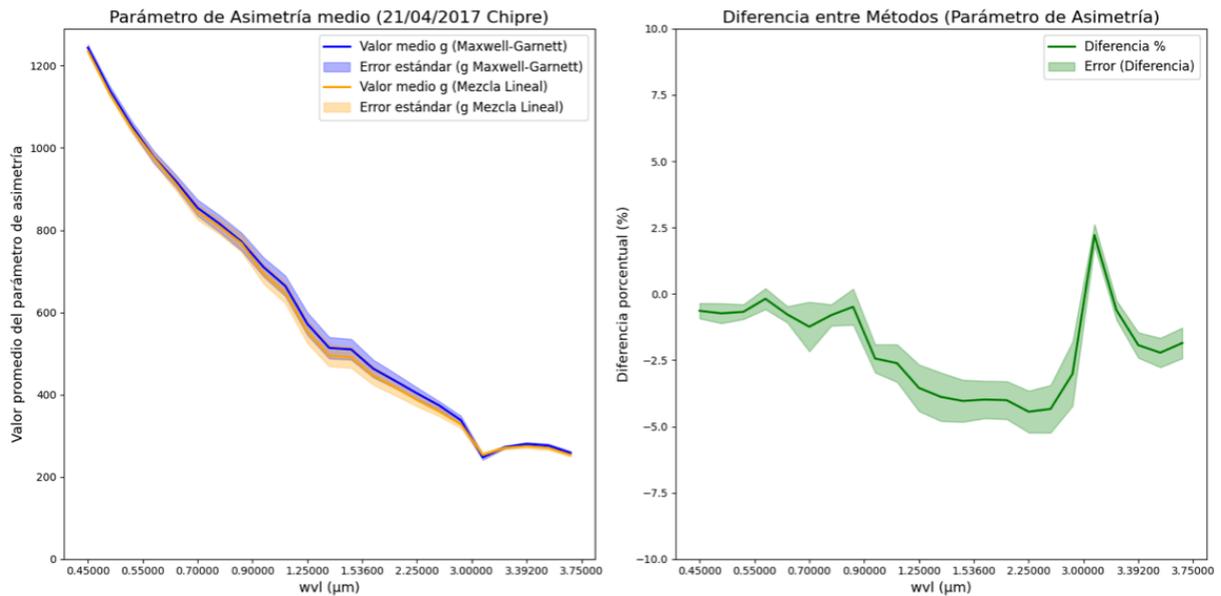


Figura 15: Parámetro de asimetría medio para la Mezcla Lineal y Maxwell Garnett (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación (derecha). Datos del día 21/04/2017.

Cabe destacar que esta tendencia de dispersión de la luz hacia delante, ver Figura 15 izquierda, en la dirección del haz incidente, es característica de partículas tamaño considerable. Esto es consistente con nuestras medidas ya que se considera solo la distribución de tamaño *coarse*. La diferencia de resultados según la aplicación de los diferentes métodos se refleja en la Figura 15 derecha y se obtienen valores similares. Maxwell Garnett tiende a dar valores ligeramente superiores en la mayoría de las longitudes de onda, es decir, que este método de aproximación está prediciendo una mayor dispersión hacia delante en comparación con la mezcla lineal. A pesar de esta diferencia porcentual en los métodos de mezcla, procedente de la diferencia de tratamiento en las especies, los errores de los valores medio calculados, al ser tan pequeños en ambas curvas sugiere que los valores del parámetro de asimetría son consistentes en ambos métodos y tienen baja variabilidad, lo que aumenta la confianza en los valores obtenidos.

El Albedo o *Single Scattering Albedo* (SSA), ver Figura 16, es un parámetro fundamental para caracterizar las propiedades ópticas de los aerosoles, ya que determina la relación ente la radiación dispersada y la radiación total por los aerosoles en una determinada longitud de onda (ver ecuación 2). La representación de la izquierda de la Figura 16 muestra el cálculo del SSA medio en función de la longitud de onda. En el primer rango de $0.45 - 1.25 \mu\text{m}$ el valor del albedo va en aumento hasta alcanzar valores cercanos a la unidad, indicando que en esta región los aerosoles están dispersando casi toda la radiación incidente, con muy poca absorción. Este comportamiento es frecuente en aerosoles desérticos, los cuales efectivamente se caracterizan por alta dispersión y baja absorción en la parte visible del espectro. Lo más notable es una disminución muy brusca del SSA en $3 \mu\text{m}$ que indica un aumento drástico de la absorción. Esto se puede deber a característica propias de los aerosoles desérticos en el infrarrojo donde ciertas especies pueden absorber más la radiación incidente. Después de este pico los valores de SSA se recuperan en más altos de la longitud de onda, sugiriendo que la dispersión vuelve a predominar en longitudes de onda mayores, aunque el valor que alcanza es menor que en valores en visible.

En cuanto a la comparación de métodos, ver Figura 16 derecha, en el primer rango en que se ha analizado el SSA, $0.45 - 1.25 \mu\text{m}$, la diferencia porcentual entre los dos métodos es negativa y varía ligeramente, oscilando entorno a -5% con un error muy pequeño. En este rango espectral lo que ocurre es que la mezcla lineal tiende a subestimar el SSA en comparación con Maxwell Garnett. En el siguiente rango, alrededor de $1.5 \mu\text{m}$ la diferencia es muy pequeña, sobre todo en la parte del visible, pero de nuevo entorno al infrarrojo cercano a $3 \mu\text{m}$ donde la mezcla lineal da una SSA ligeramente mayor que la aproximación de Maxwell Garnett. Luego de este pico la diferencia vuelve a estabilizarse en longitudes de onda mayores. Posiblemente la diferencia entorno a $3 \mu\text{m}$ indica que la modelización de las aproximaciones en el infrarrojo tiende a generar grandes diferencias, lo cual es relevante en el balance radiativo y en los efectos climáticos de los aerosoles. De hecho, posiblemente la aproximación de Maxwell Garnett al tener en cuenta las interacciones entre estas partículas más gruesas sea el método más acertado para el caso de estos aerosoles.

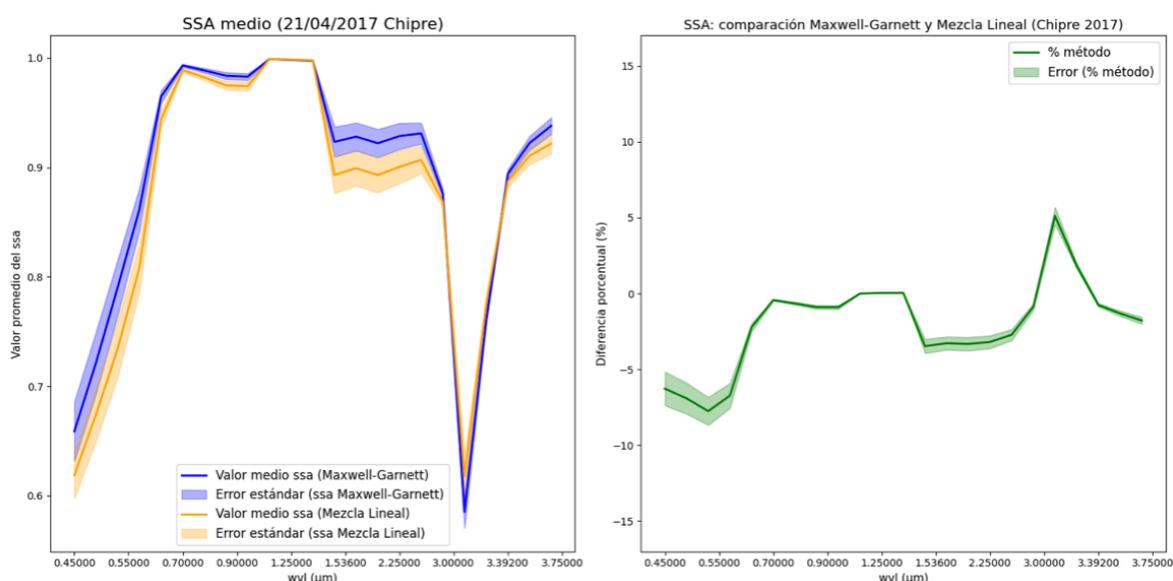


Figura 16: *Single Scattering Albedo* medio para Mezcla Lineal y Maxwell Garnett (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación (derecha). Datos del día 21/04/2017.

Pasados unos días, a finales de abril del 2017, el día 29 se encuentra un evento desértico con componentes completamente procedentes del desierto arábigo, más cercano a la isla de Chipre. Al igual que en el caso anterior la evolución del impacto de los aerosoles se describe por medio del AOD y para el análisis detallado de los parámetros se han seleccionado unas horas determinadas del día donde se presentan grandes variedades. Se tiene de nuevo un aerosol desértico y aunque la fuente sea distinta las especies de estudio son las mismas que las del evento sahariano.

Si analizamos los valores de absorción y extinción, mostrados en la Figura 17, en función de la longitud de onda se encuentran grandes diferencias con respecto a los datos obtenidos del polvo sahariano. Lo más destacable es la caída drástica de la extinción acercándose a valores cercanos a cero que ocurre en torno a las siete de la mañana para una longitud de onda cercana a los $1.5 \mu\text{m}$ y que se prolonga durante varias horas hasta alcanzar valores normales de nuevo antes de las dos o tres de la tarde. Para encontrar la razón de esta pérdida de extinción se analizan las fracciones volumétricas en estos momentos del día. Como se puede ver en la Tabla 4 se produce una disminución de la componente de cuarzo, que refleja de manera importante la radiación incidente, lo que explica que decaiga la radiación dispersada, extinción. Este valor del cuarzo disminuye tanto a las siete como a las once de la mañana, produciéndose también una disminución del óxido de hierro, de nuevo un compuesto muy

importante en la extinción. A la vez para estos momentos se tienen altos niveles de soluble, que fomenta la absorción. El aumento de la contribución del óxido de hierro y el cuarzo y la disminución del soluble producen de nuevo ese aumento en la extinción en casi todo el rango espectral de estudio entorno a las horas posteriores al medio día.

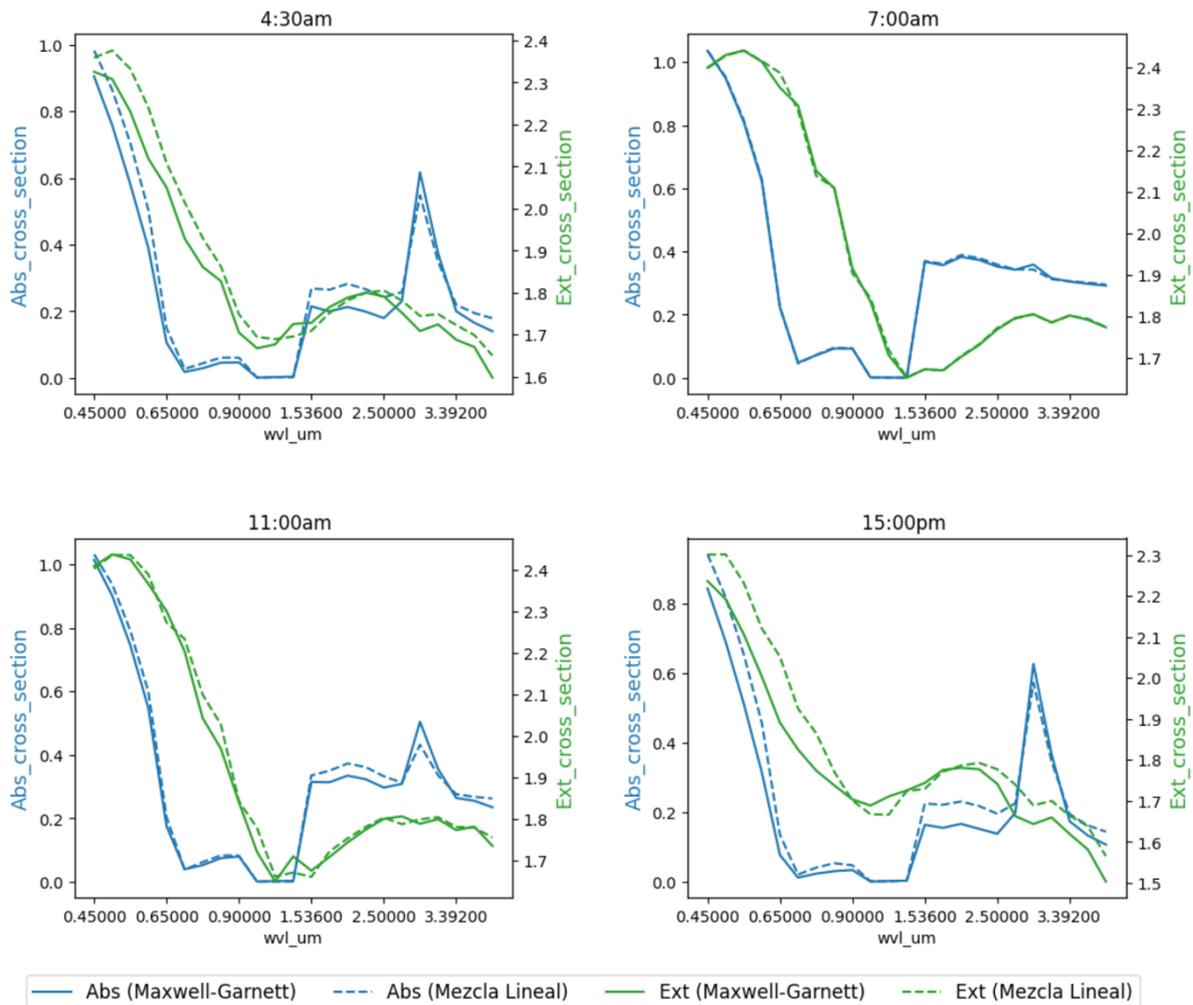


Figura 17: Secciones transversales para la absorción y la extinción en función de la longitud de onda para la mezcla lineal y Maxwell Garnett. Valores del 29/04/2017 a las 3:00am, 7:00am, 11:00am y 15:00pm.

En cuanto a la diferencia de resultados según la aplicación de cada una de las aproximaciones encontramos generalmente variaciones, que entran dentro de lo normal, a excepción de las medidas de las siete de la mañana. Los resultados para Maxwell Garnett y la mezcla lineal son prácticamente iguales lo que nos asegura la consistencia de los resultados obtenidos para este momento del día.

De nuevo los resultados de la extinción y absorción están profundamente relacionadas con el AOD. De hecho, en la Figura 18 proporcionada por *Aeronet* se puede observar esta disminución de la profundidad del espesor óptico para esas horas del día y para todas las longitudes de onda en ese instante. Por lo tanto, esta disminución del AOD se traduce en un calentamiento atmosférico debido a la llegada de este polvo arábigo.

Especies	Cuarzo	Óxido de Hierro	Soluble
4:30am	0.00012	0.38946	0.61043
7:00am	0.00006	0.00449	0.99545
11:00am	0.00001	0.12942	0.87857
15:00pm	0.00005	0.49999	0.49996

Tabla 4: Fracciones volumétricas de las distintas especies que conforman el polvo Sahariano registrado en 29/04/2017.

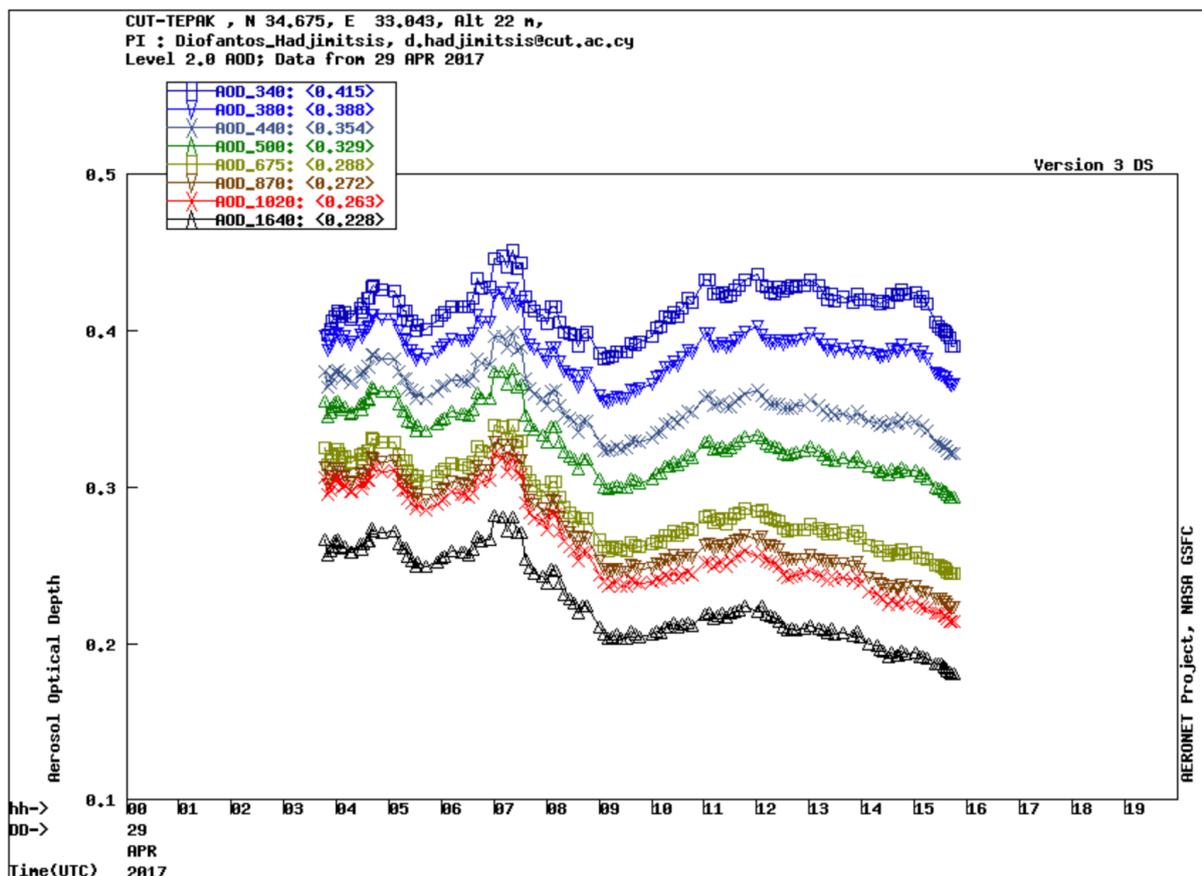


Figura 18: Aerosol Optical Dep en función del tiempo para el día 29/04/2017, grafica extraída de *Aerosol Robotic Network*.

El parámetro de asimetría medio, ver Figura 19 izquierda, al igual que en los resultados del polvo sahariano, disminuye de manera gradual con el aumento de la longitud de onda. De esta forma los aerosoles de este evento dispersan la luz de forma más isotrópica a mayores longitudes de onda, mientras que en el rango visible hay una dispersión más dirigida hacia delante, hay una mayor simetría. De nuevo se analiza el *coarse*, partículas de mayor tamaño, que son los más característicos de los aerosoles que son transportados por el desierto. Este tamaño tiende a dispersar la luz más efectivamente hacia delante en el rango visible. Si comparamos los métodos aplicados en el cálculo del parámetro de asimetría ambos datos son muy muy similares, con pequeñas diferencias en algunos puntos, especialmente en el rango de longitudes de onda intermedias. La consistencia entre los dos métodos sugiere que ambos modelos de mezcla de compuestos predicen de manera similar el comportamiento de dispersión de estos aerosoles específicos. El pequeño tamaño de los errores en el cálculo del valor medio para cada método en todo el rango de longitudes de onda da consistencia y fiabilidad a los métodos aplicados.

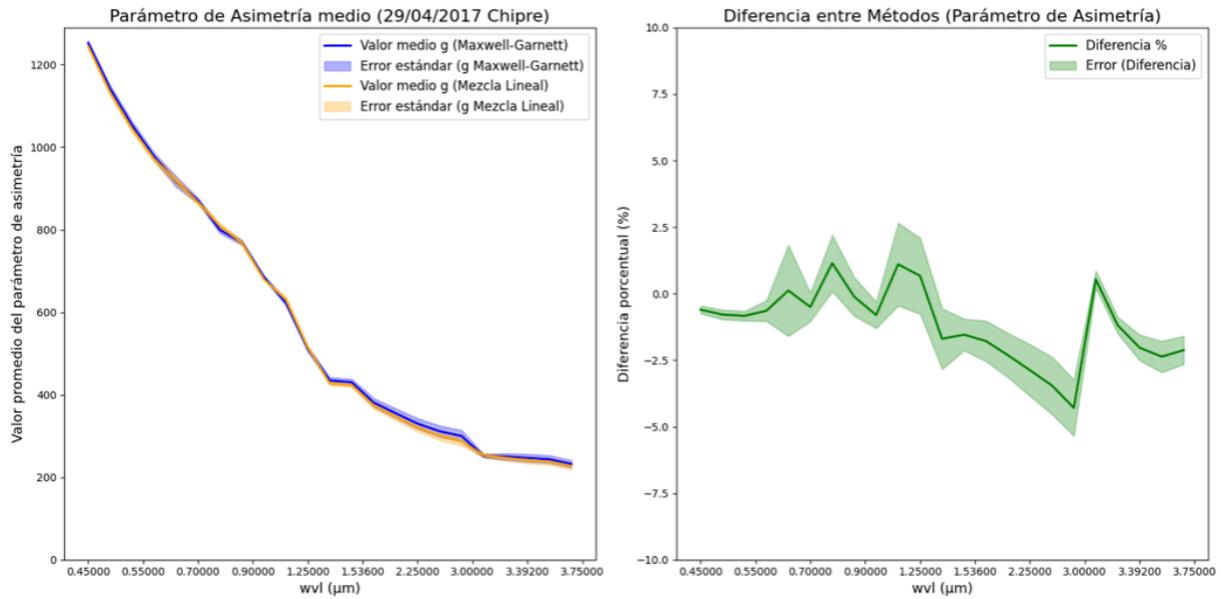


Figura 19: Parámetro de asimetría medio para la Mezcla Lineal y Maxwell Garnett (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación (derecha). Datos del día 29/04/2017.

Esta escasa diferencia entre los parámetros se analiza en la Figura 19 derecha, donde efectivamente se corrobora que la diferencia porcentual entre los métodos oscila alrededor del cero en la mayoría de las longitudes de onda. Algunas variaciones menores oscilan entre los -7.5% y poco más del 2.5% . Estas variaciones son evidentes en intervalos de longitud de onda cercanos a $0.7\ \mu\text{m}$ y $2.25\ \mu\text{m}$. Si bien a $3\ \mu\text{m}$ hay un pequeño pico en la diferencia porcentual, que podría ser consecuencia de la modelización de los compuestos en las aproximaciones matemáticas aplicadas para el cálculo de la mezcla. De hecho, algunos componentes como el óxido de hierro presente pueden afectar notablemente a las propiedades ópticas.

En cuanto al *Scattering Albedo* de nuevo se ha calculado el valor medio para los dos métodos matemáticos de tratamiento de la mezcla, ver Figura 20 derecha. Si se evalúa el SSA en función de la longitud de onda se tiene que, a bajas longitudes de onda, entorno a $0.45\ \mu\text{m}$ el albedo es aproximadamente de 0.6 indicando una absorción relativamente alta. A medida que aumenta la longitud de onda el SSA aumenta, llegando a alcanzar valores cercanos a la unidad en torno a los $0.8\ \mu\text{m}$ representando como el aerosol a estos valores de longitud de onda se vuelve mucho más dispersivo. Para valores cercanos a $3.1\ \mu\text{m}$ se da una caída significativa en los valores del albedo indicando un claro aumento de la absorción de manera repentina. De nuevo como sucedía en el evento sahariano esta caída en esta longitud de onda, igual que en el evento anterior, se deba a la influencia del óxido de hierro. De hecho, la repetición de este resultado, en un día distinto, y en el mismo rango de longitud de onda indican claramente que la presencia del óxido de hierro justifica este comportamiento. La razón es que este componente clave en los aerosoles desérticos influye significativamente en las propiedades de los aerosoles, especialmente en el infrarrojo. Respecto a la estructura química de este compuesto, la presencia de enlaces de FeO provoca que el material absorba fuertemente la radiación en el infrarrojo (IR), sobre todo en las longitudes de onda del IR medio. La absorción se debe a la capacidad del óxido de hierro para interactuar con la radiación electromagnética en ciertas bandas, que coinciden con las transiciones electrónicas y las vibraciones de los enlaces metálicos de esta estructura [Li et al, 2024]. Esto además se puede relacionar con un incremento de la extinción en valores cercanos al infrarrojo, de hecho, se muestra que siempre la subida de este valor sucede alrededor de este rango. En el caso de aerosoles con gran cantidad de óxido de hierro la extinción en el IR se va a ver claramente dominada

por la absorción en lugar de la dispersión. El resultado será una mayor atenuación de la luz que atraviesa aerosoles desérticos con óxido de hierro, sobre todo, en longitudes de onda cercanas al infrarrojo.

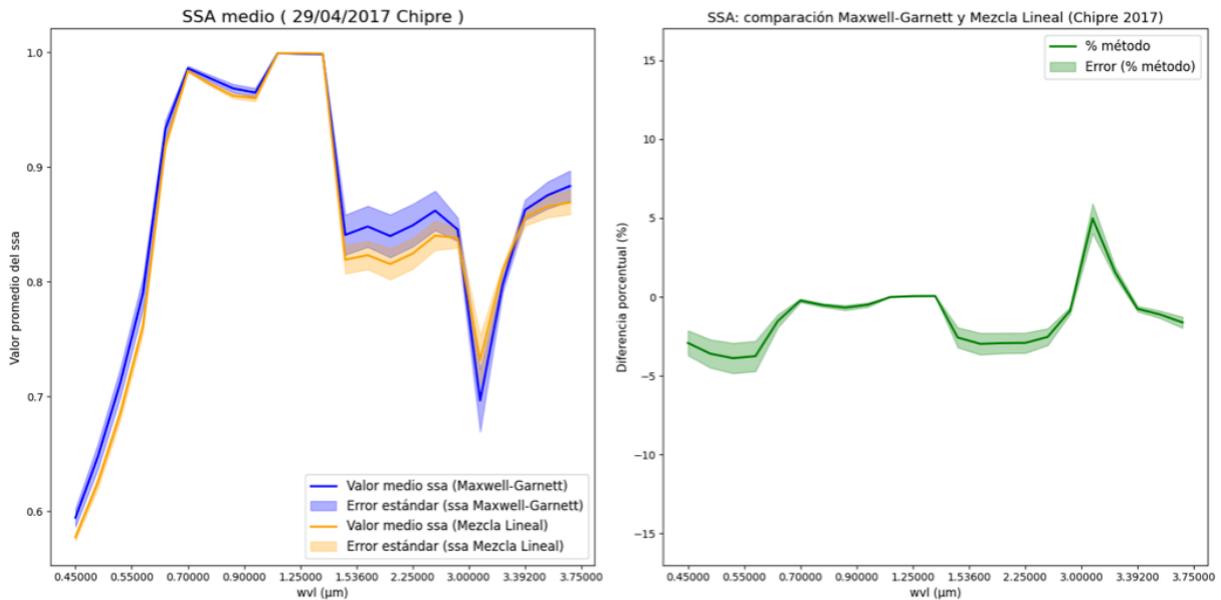


Figura 20: *Single Scattering Albedo* medio para Mezcla Lineal y Maxwell Garnett (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación (derecha). Datos del día 29/04/2017.

La diferencia de la aplicación de los métodos se observa en la Figura 20 derecha y en general en este caso tenemos que hay discrepancias notables en los métodos. En general las diferencias porcentuales oscilan entorno a más menos 5%, en la mayoría de las longitudes de onda, con una ligera tendencia positiva. De hecho, Maxwell Garnett tiende a calcular un SSA ligeramente superior al de la mezcla lineal en ciertas zonas. En la región más conflictiva, $3.1 \mu m$, la diferencia porcentual alcanza un pico de -15% confirmando que en esta longitud de onda los modelos discrepan significativamente. De nuevo la influencia de los componentes altamente absorbentes, como el óxido de hierro, es el causante de esta diferencia. Esta diferencia se debe al tratamiento de los compuestos en las mezclas, la mezcla lineal trata a los componentes de manera individual mientras que Maxwell Garnett trata al FeO como una inclusión de partículas dentro de la matriz soluble, lo que explica que en esta situación pueda dar resultados muchos más absorbentes.

El impacto de los aerosoles desérticos en la duración de estos eventos se traduce en varios efectos visibles. Un aumento de la extinción por parte de esta pluma de polvo desértico acarrea una atenuación de la luz debido a la dispersión. A simple vista se produce una reducción significativa de la visibilidad. El cielo puede verse borroso o neblinoso debido al polvo en suspensión y debido a la dispersión en todas direcciones se lleva a la intensificación del color del cielo, llevándolo a tonos amarillentos o marrones, especialmente cerca del horizonte. La absorción selectiva de los distintos componentes en el espectro visible también proporciona ese tono cálido del que se tiñe el cielo. De hecho, la presencia de óxido de hierro y su potente capacidad de absorción aportan además a esos tonos un oscurecimiento de estos, sobre todo el amanecer y anochecer, cuando la luz tiene que atravesar una mayor cantidad de atmósfera y por tanto de partículas.

3.2 Canadá 2013, evento de quema de biomasa y transporte

A principios del verano de 2013 se registraron en Autilla (Palencia) aerosoles fruto de una gran quema de biomasa. La fuente resulto ser un gran incendio forestal en Norteamérica cuyo humo fue transportado a través del océano atlántico hasta poder medirse en la península ibérica. Un evento excepcional en cuanto a su intensidad y duración que permitieron el estudio de sus propiedades en función de su distribución de tamaños. Gracias al estudio del *fine* se analiza la contribución e impacto del *black carbon* y *brown carbon*, característicos del este tamaño.

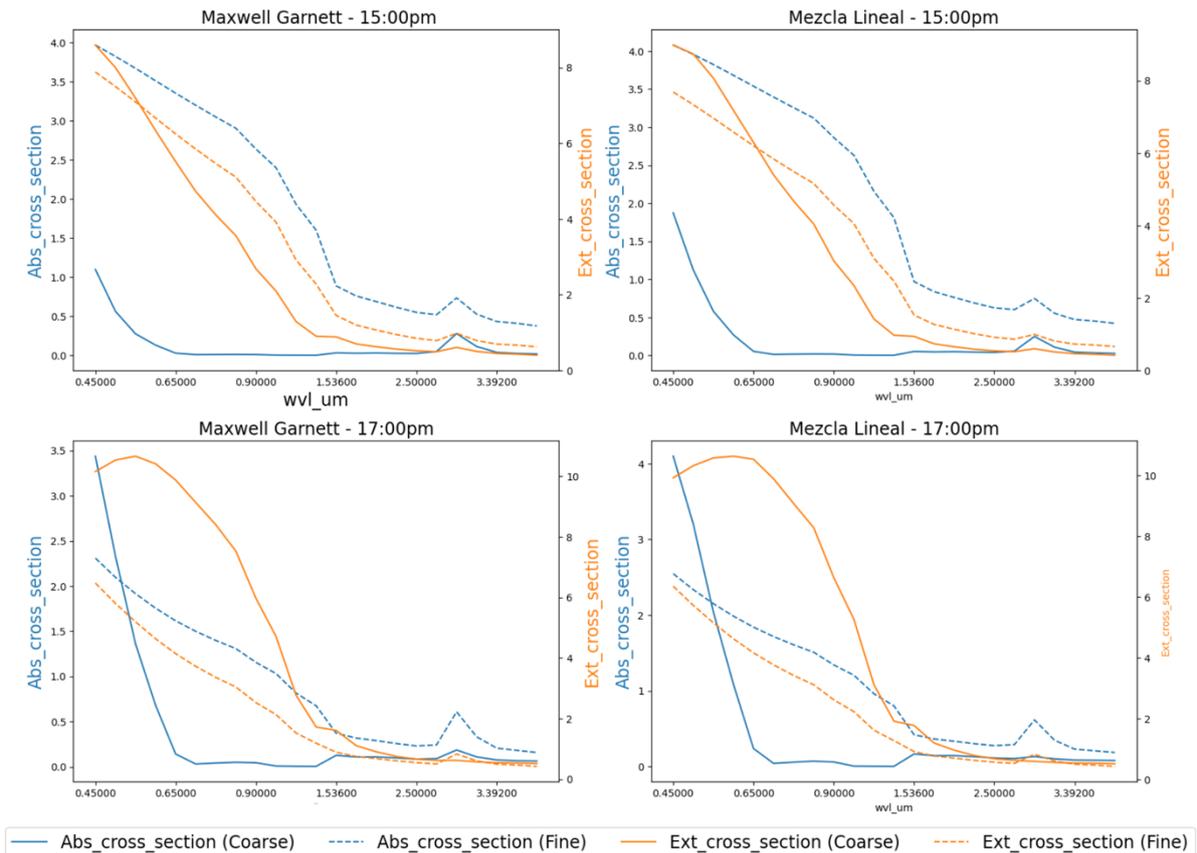


Figura 21: Secciones transversales para la absorción y la extinción en función de la longitud de onda para la Mezcla Lineal y Maxwell Garnett, *Fine* y *Coarse*. Valores del 27/06/2013 a las 15:00pm y 17:00pm.

Para estudiar el impacto y comportamiento de los tamaños y los métodos de aproximación se han obtenido las representaciones de la extinción y la absorción para unos tiempos de interés, ver Figura 21. Las secciones transversales son representadas en función de la longitud de onda y se muestran por separado los métodos matemáticos de tratamiento de mezcla, mezcla lineal y Maxwell Garnett. Empezando por el método de Maxwell Garnett se tiene una mayor absorción para el aerosol fino que para el grueso en la mayor parte del rango espectral. Este hecho es consistente con la presencia de *black* y *brown carbon* en el aerosol fino, ya que poseen una gran capacidad de absorción en el rango del visible y en el infrarrojo cercano, lo cual puede observarse a ambas horas del día. La diferencia de absorción entre las horas del día surge de la proporción en la que se encuentran las especies. Por ejemplo, esa caída de absorción cerca del visible es muy probablemente por culpa de la disminución del óxido de hierro, muy absorbente, ver Tabla 5. Por su parte la absorción en las partículas más pequeñas, aunque hay variaciones en las proporciones de la composición no hay una gran repercusión en la absorción, ver

Tabla 6, ya que las proporciones en su conjunto, sumando esos compuestos más absorbentes, es más o menos estable.

Horas \ Especies	Cuarzo	Óxido de Hierro	Soluble
15:00pm	0.5272	0.3025	0.1703
17:00pm	0.3919	0.0542	0.5539

Tabla 5: Fracciones volumétricas de las distintas especies, *Coarse*, que conforman los restos de la quema de biomasa, registrada en 27/06/2013.

Horas \ Especies	Cuarzo	<i>Black Carbon</i>	<i>Brown Carbon</i>	Soluble
15:00pm	0.0002	0.4459	0.0022	0.5517
17:00pm	0.0025	0.1526	0.1122	0.7327

Tabla 6: Fracciones volumétricas de las distintas especies, *Fine* que conforman los restos de la quema de biomasa, registrada en 27/06/2013.

En cuanto a la extinción, ver Figura 21, que incluye tanto absorción como dispersión, es también mayor para los aerosoles finos. En este caso la presencia de óxido de hierro de las partículas más gruesas contribuye a la extinción en el rango visible e infrarrojo cercano, si bien, en menor medida que los componentes absorbentes del aerosol fino.

La reducción en la extinción con el aumento de la longitud de onda es típico en aerosoles cuyas partículas son más pequeñas que las longitudes de onda mayores, se tiene una dispersión del tipo Rayleigh. En cuanto a la mezcla lineal se observa un patrón similar de absorción para el aerosol fino, siendo mayor en longitudes de onda cortas, aunque los valores son ligeramente diferentes al modelo de Maxwell Garnett. Esto indica que la manera en la que se trata como interactúan los componentes de la mezcla afecta a la eficiencia de la absorción y la extinción.

Cabe destacar que en el producto de la quema de biomasa no es habitual encontrar restos de cuarzo u óxido de hierro lo que lleva a la conclusión de que estas partículas estén asociadas a partículas de polvo transportadas junto con el humo del incendio. Esto tiene sentido si se recuerda la composición de los eventos de estudio anteriores y se tiene en cuenta la existencia de un transporte de aerosoles desérticos procedentes de África a través del atlántico. La extinción total observada en las representaciones da idea del balance radiativo en la península durante la duración del evento. La presencia de estos aerosoles en nuestros cielos acarrea un efecto de enfriamiento en la superficie debido a la dispersión y absorción de la radiación solar, sobre todo en el rango del visible.

Los altos valores de extinción observados en el rango del visible van a proporcionar una AOD elevado en esas longitudes de onda, ver Figura 22, debido a la fuerte contribución de aerosoles finos provenientes de la quema de biomasa. El gran aumento en la absorción en el visible entre las tres y cinco de la tarde se ve reflejado en este aumento del AOD. Esto da validez a los resultados obtenidos en la Figura 20.

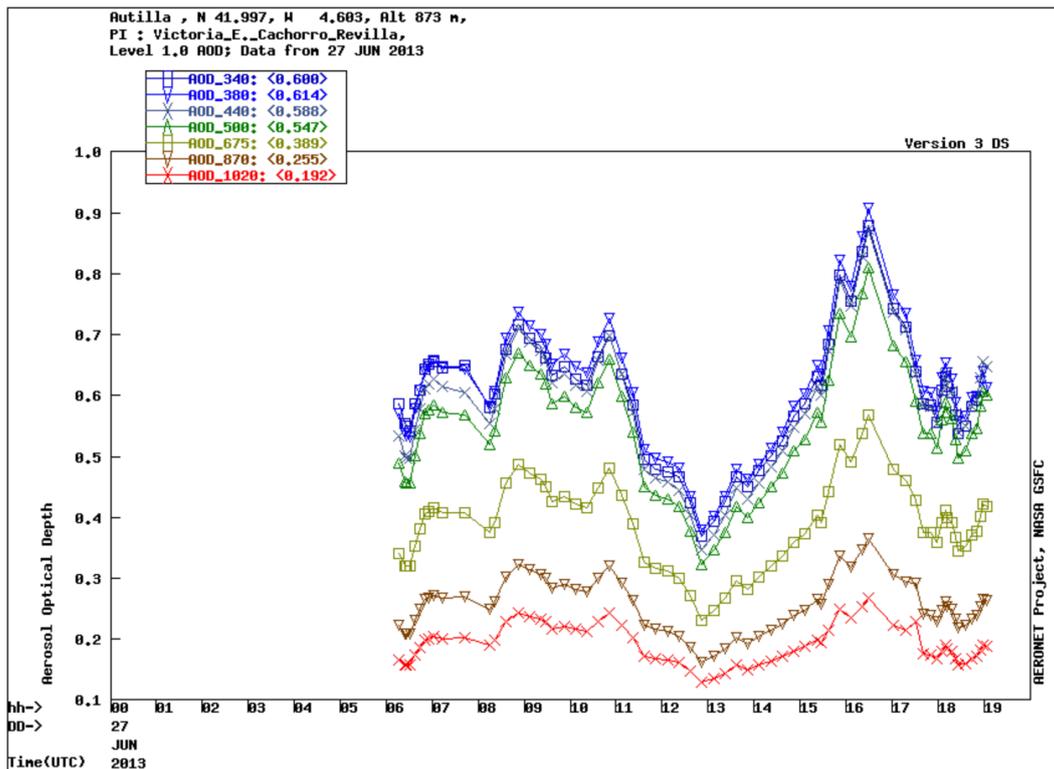


Figura 22: Aerosol Optical Dep en función del tiempo para el día 27/06/2013, grafica extraída de *Aerosol Robotic Network*.

El parámetro asimetría mide la direccionalidad de la dispersión de la luz indica. De nuevo se ha calculado el parámetro de asimetría medio en todo el día del evento a fin de concluir el efecto de estos aerosoles en la dispersión de a luz. El parámetro de asimetría se muestra tanto para ambas distribuciones de tamaño como para ambos métodos de aproximación, ver Figura 23 izquierda. Se puede observar que los valores del parámetro de asimetría para ambas mezclas decaen al aumentar la longitud de onda, lo cual es típico en partículas de menor tamaño. Las partículas de mayor tamaño tienden a tener valores más altos del parámetro de asimetría como se muestra. Esto tiene sentido pues las partículas más gruesas dispersan más luz hacia delante.

Las diferencias entre los métodos son mucho más visibles para longitudes de onda cortas, como muestra la Figura 23 derecha. El método de Maxwell Garnett puede tener un papel importante es esto ya que esta aproximación suele ser más precisa para partículas compuestas con componentes absorbentes, lo cual afecta a su dispersión a menores longitudes de onda. De hecho, para partículas más gruesas el método de Maxwell Garnett produce un parámetro de asimetría un poco mayor en algunas longitudes de onda intermedias, $0.7 \mu\text{m}$ como muestra la diferencia positiva.

En aerosoles finos la diferencia entre métodos es menor, aunque Maxwell Garnett tiende a subestimar ligeramente el valor del parámetro de asimetría en comparación con mezcla lineal.

La diferencia tanto en métodos de aproximación como los resultados de las distintas distribuciones de tamaño son importantes puesto que este parámetro afecta a la transmisión y a la distribución angular de la radiación, lo cual conlleva importantes implicaciones en el forzamiento radiativo.

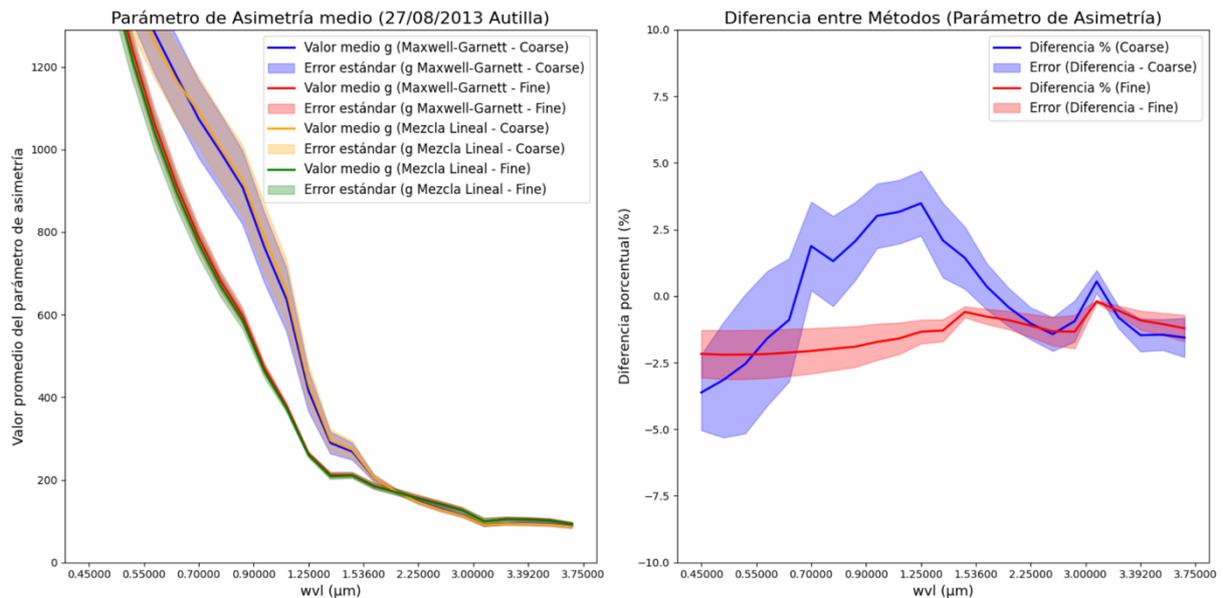


Figura 23: Parámetro de asimetría medio para la Mezcla Lineal y Maxwell Garnett, *Fine* y *Coarse* (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación para *Fine* y *Coarse*(derecha). Datos del día 27/06/2013.

El albedo es otra forma de indicar la proporción de luz dispersada por los aerosoles. Con la intención de ver el impacto real del evento de ha calculado el SSA promedio a lo largo día para ambas distribuciones de tamaño y se han aplicado las dos aproximaciones de tratamiento de mezcla en la Figura 24.

Los valores de SSA, ver Figura 24 izquierda, son mayores en el intervalo de $0.7 - 2.5 \mu\text{m}$ sugiriendo que los aerosoles en este rango de longitudes de onda son mayormente dispersivos, sobre todo puede destacar una gran presencia de partículas gruesas. El pico más característico $3 \mu\text{m}$ donde los aerosoles muestran una gran variabilidad, especialmente partículas gruesas bajo el método de Maxwell Garnett. Esta puede ser una respuesta a una combinación específica de los materiales dispersivos en esta longitud de onda, posiblemente una influencia del óxido de hierro, el cual es altamente dispersivo para esta longitud de onda.

Las partículas finas tienden a provocar un SSA ligeramente menor, lo cual efectivamente se comprueba en los resultados y con la presencia del *black carbon*, un material muy absorbente que tiende a reducir el albedo. Esto lleva a una conclusión muy importante, la presencia de *black carbon* en los aerosoles y por tanto en la atmósfera provoca un calentamiento ya que no refleja casi nada de la luz que incide sobre él. En cuanto a la diferencia de los métodos, ver Figura 24 derecha, para las partículas gruesas, Maxwell Garnett predice valores del albedo un poco más elevados en las longitudes de onda intermedias mientras que en las partículas finas la diferencia entre los métodos es menor, pero tiende a ser más negativa. La diferencia más grande en el SSA aparece en este pico de $3 \mu\text{m}$, la razón posiblemente este detrás de como considera cada método la interacción entre las partículas gruesas, y sobre todo el óxido de hierro.

Estos parámetros afectan directamente al AOD y al forzamiento radiativo de los aerosoles. Un valor alto del parámetro de asimetría indica una dispersión hacia delante y por tanto es mayor la cantidad de radiación que llega a la superficie que la que se redistribuye en la atmósfera. De la misma forma el albedo indica la dispersión o absorción de los aerosoles presentes. En los aerosoles característicos de la quema de biomasa, la interpretación de los efectos dispersivos implica un enfriamiento de la superficie y un calentamiento atmosférico.

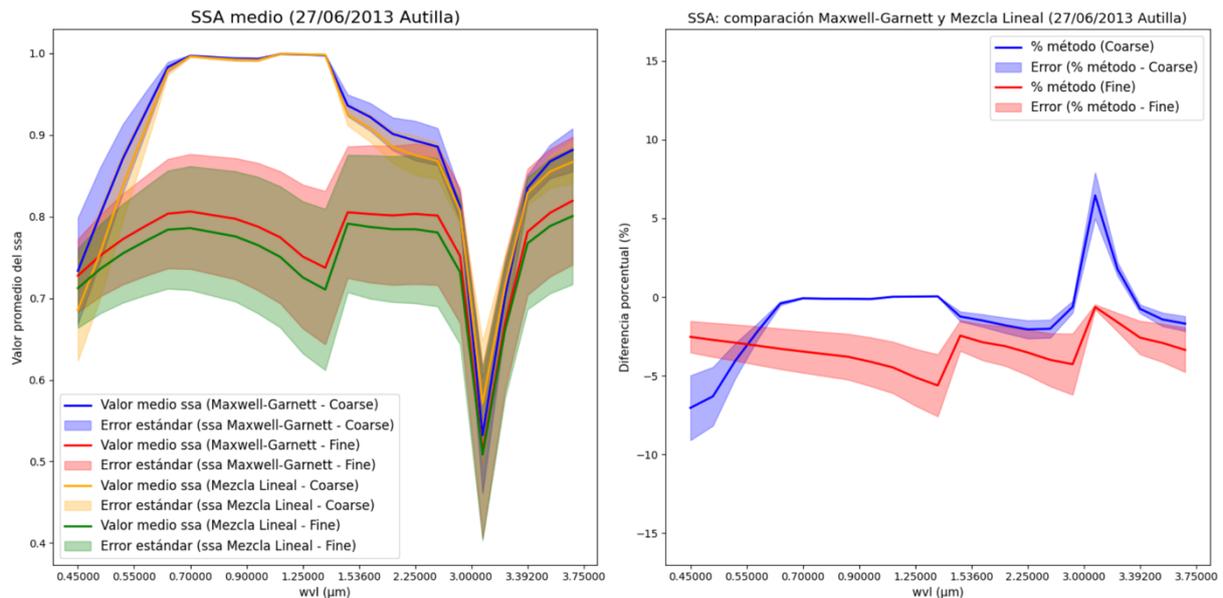


Figura 24: *Single Scattering Albedo* medio para Mezcla Lineal y Maxwell Garnett, *Fine* y *Coarse* (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación para el *Fine* y *Coarse* (derecha). Datos del día 27/06/2013.

3.3 Arribes del Duero 2013, evento de quema de biomasa local.

El incendio declarado el 21 de agosto de 2013 en la cercana provincia de Zamora dejó 2683 hectáreas completamente calcinadas y afectó al Parque Nacional de las Arribes del Duero que se encuentra al oeste de la provincia. Igual que en el evento anterior este incendio permite el estudio de aerosoles producidos en una zona relativamente cercana al punto de medida. Esto permitirá el estudio del impacto de los aerosoles de manera local.

En el contexto de la quema de biomasa producida por un incendio se debe tener en cuenta el impacto de los aerosoles finos, especialmente el *black carbon* y el *brown carbon*. Ya que estos productos típicos de la combustión tienen propiedades muy significativas. Las líneas de absorción y extinción para partículas finas son generalmente más altas que para las gruesas a longitudes de onda cortas, ver Figura 25. Esto se debe a que el *black carbon* tiene una alta capacidad de absorción en el espectro visible. Para longitudes de onda más largas, superiores a $1.5 \mu\text{m}$, las diferencias se vuelven menores, tal que la absorción y la extinción es menos dependiente del tamaño y más de la composición específica de las partículas. Si comparamos los resultados entre las siete y las nueve de la mañana se tiene una disminución de la absorción y la extinción para las partículas finas a medida que avanza el día. Este cambio está relacionado con las variaciones en la concentración de aerosoles, ver Tablas 7 y 8, de hecho, con una disminución de la concentración de *black carbon*. Esta disminución en la proporción de la componente es consistente con la posible acumulación de partículas de este compuesto en las primeras horas de la mañana con la densidad del tráfico.

En el modo grueso la interacción del cuarzo y del óxido de hierro puede contribuir a la extinción en rangos de longitudes de onda específicos. La dispersión es particularmente importante en estas partículas más grandes y su impacto se traduce en un papel significativo en la reducción de la visibilidad, relevante en eventos de quema de biomasa junto a la contaminación de las ciudades.

En Maxwell Garnett, las secciones eficaces de extinción y de absorción parecen ser algo menores para las partículas finas en comparación con la mezcla lineal a longitudes de onda bajas. La aproximación de mezcla lineal muestra valores de absorción y extinción ligeramente más altos, especialmente para las

nueve de la mañana. Esto puede indicar una mayor sensibilidad de este modelo a la presencia de *black* y *brown carbon* que son altamente absorbentes. Con lo cual esta aproximación podría ser la más adecuada para capturar las propiedades ópticas de los aerosoles de quema de biomasa, ya que da valores de absorción más altos con la presencia de *black carbon*.

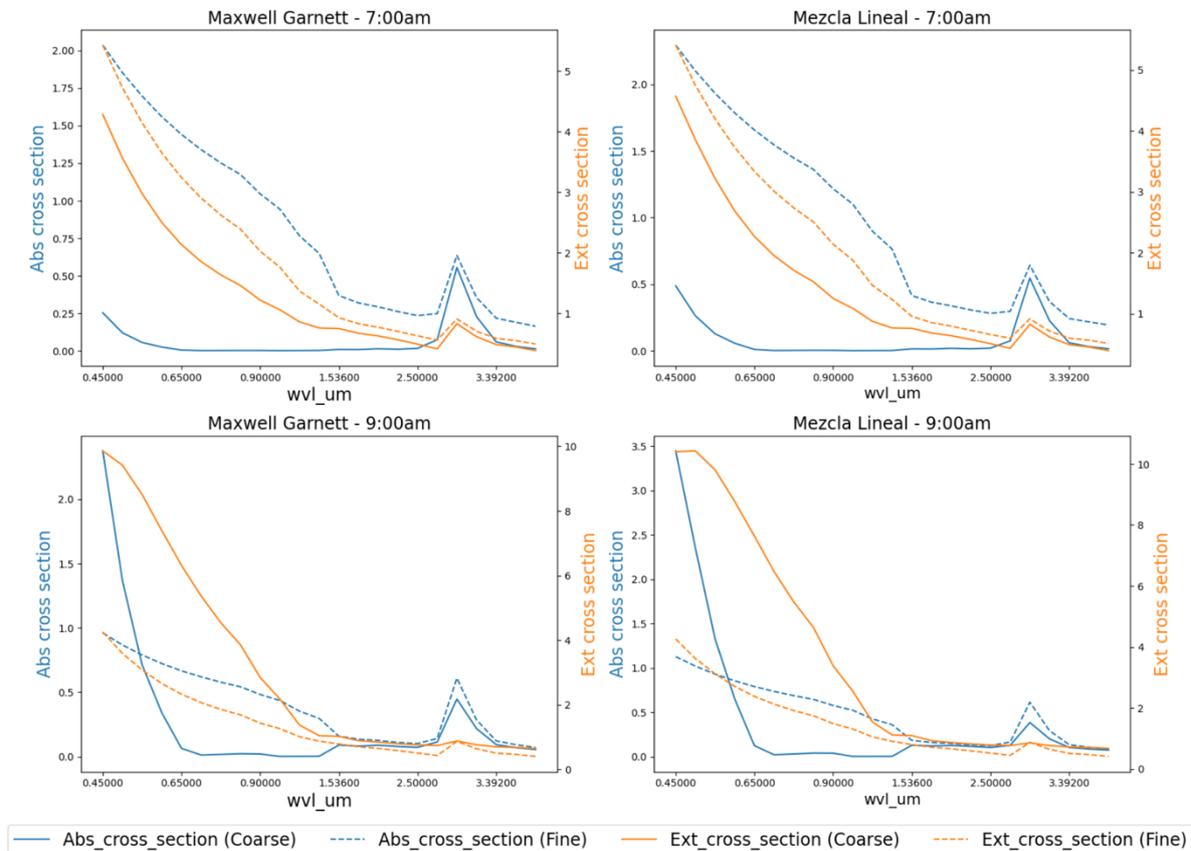


Figura 25: Secciones transversales para la absorción y la extinción en función de la longitud de onda para la Mezcla Lineal y Maxwell Garnett, *Fine* y *Coarse*. Valores del 23/08/2013 a las 7:00am y 9:00am.

Estos datos guardan gran relevancia con los valores de AOD, ver Figura 26. El valor más alto se da en valores de longitudes de onda cortas y disminuye progresivamente con longitudes de onda más larga. Esto es un comportamiento típico en aerosoles finos como *el black* y *brown carbon* que absorben y dispersan más en el espectro ultravioleta y visible.

La tendencia descrita se alinea bien con los resultados observados en los resultados de las secciones transversales de absorción y extinción, donde las partículas finas muestran una absorción muy fuerte a bajas longitudes de onda, en especial, en la parte visible del espectro.

Durante las primeras horas del día se observan altos valores de AOD, de hecho, se ha analizado ese salto entre las siete y nueve de la mañana. El valor más alto se alcanza a las nueve y van disminuyendo hacia el mediodía. Esta tendencia refleja una concentración más alta de los aerosoles finos a primeras horas de la mañana. Este hecho coincide con los resultados de extinción y absorción de las siete y nueve de la mañana, donde se ve ese aumento de los valores sobre todo en la mezcla lineal. Como se observa alrededor del mediodía se produce una caída en torno al medio día y le sigue un ligero aumento hacia primeras horas de la tarde.

Especies	Cuarzo	Óxido de Hierro	Soluble
7:00am	0.1036	0.8547	0.0417
9:00am	0.0939	0.4831	0.4230

Tabla 7: Fracciones volumétricas de las distintas especies, *Coarse*, que conforman los restos de la quema de biomasa, registrada en 23/08/2013.

Especies	Cuarzo	<i>Black Carbon</i>	<i>Brown Carbon</i>	Soluble
7:00am	0.0520	0.1521	0.0021	0.7938
9:00am	0.0464	0.0564	0.0010	0.8962

Tabla 8: Fracciones volumétricas de las distintas especies, *Fine* que conforman los restos de la quema de biomasa, registrada en 23/08/2013.

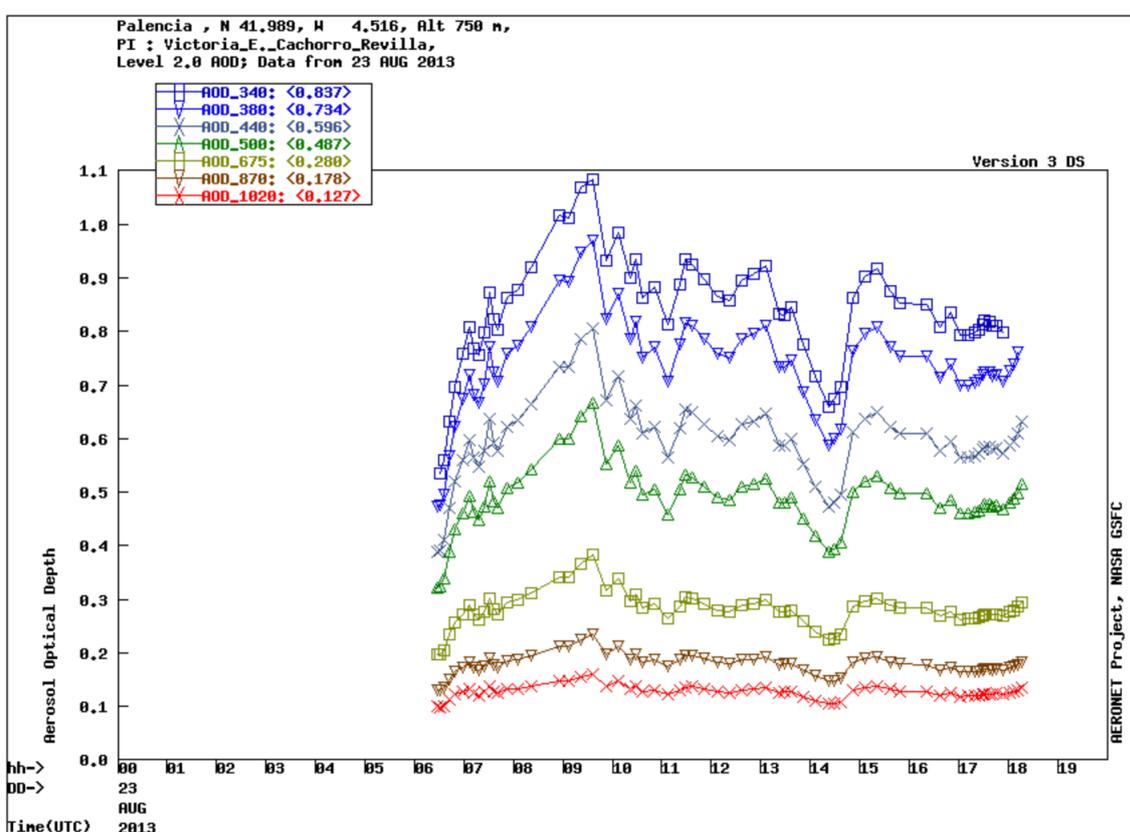


Figura 26: Aerosol Optical Dep en función del tiempo para el día 23/08/2013, grafica extraída de *Aerosol Robotic Network*.

Este comportamiento es común debido a procesos atmosféricos como la disipación de aerosoles por la mezcla en la capa límite, influenciada por la temperatura y radiación solar. El descenso del AOD coincide con los menores valores en los valores de absorción y extinción en las longitudes de onda largas, a esas horas, donde las diferencias entre las partículas *coarse* y *fine* se vuelven más pequeñas, ver Figuras 25 y 26. Dado que el AOD es mucho mayor en las longitudes de onda cortas, es probable que gran parte de los aerosoles provengan de fuentes de combustión, como puede ser la quema de biomasa generada en un incendio.

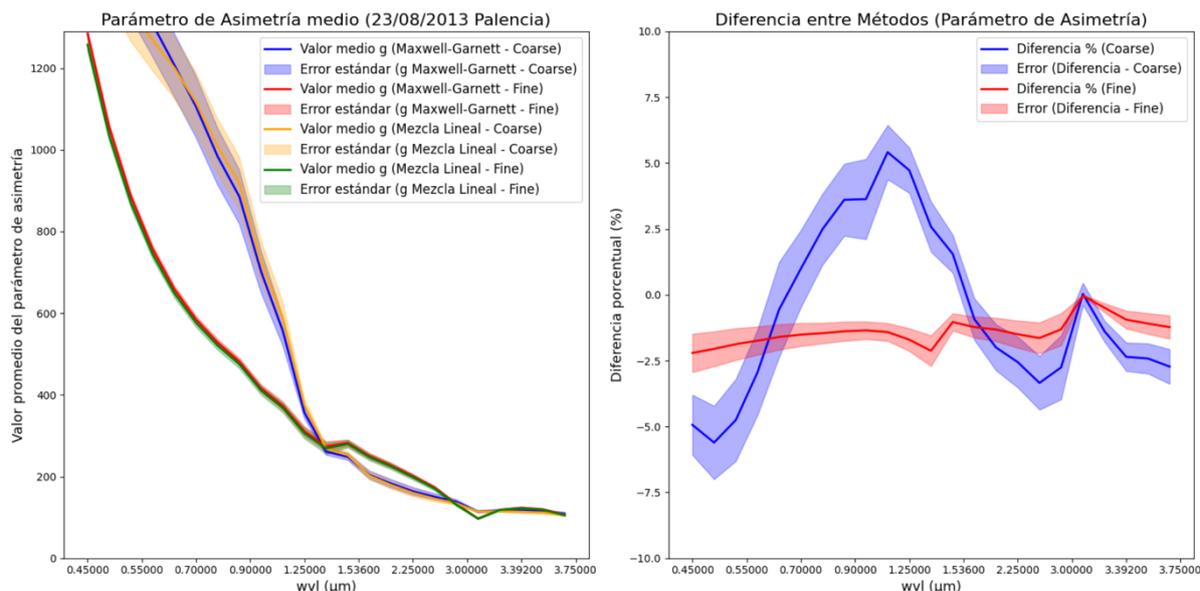


Figura 27: Parámetro de asimetría medio para la Mezcla Lineal y Maxwell Garnett, *Fine* y *Coarse* (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación para *Fine* y *Coarse*(derecha). Datos del día 23/08/2013.

La Figura 27 nos muestra el parámetro de asimetría, tal que se puede analizar la dispersión de la luz incidente en diferentes direcciones por la presencia de este evento en la atmósfera. Se ha representado en la Figura 27 izquierda el valor promedio del parámetro de asimetría por medio de Maxwell Garnett y mezcla lineal. Se observa que a medida que aumenta la longitud de onda, el parámetro de asimetría disminuye para ambas categorías y métodos. Esto indica que los aerosoles dispersan luz de forma menos direccional a longitudes de onda más largas, lo que está relacionado con el tamaño de las partículas.

En cuanto a la distribución de tamaño, en *fine* las partículas son muy pequeñas tienden a dispersar la luz en todas las direcciones, aunque muestra una ligera preferencia por dispersar hacia delante. Como este modo está formado por materiales muy absorbentes, sobre todo en el visible, absorben gran parte de la radiación incidente en lugar de dispersar. Esto si se compara con *coarse* que tiene materiales menos absorbentes y partículas más gruesas contribuye mucho más a la dispersión.

La dispersión por las partículas finas suele ser más fuerte en longitudes de onda cortas (visible y ultravioleta) y decrece a medida que aumenta la longitud de onda, por el contrario, la dispersión gruesa es efectiva incluso en longitudes de onda más largas (infrarrojo cercano). Los errores estándar aparecen en cada método y al ser tan pequeños indica que los valores obtenidos son de confianza.

La Figura 27 derecha muestra para las partículas *coarse* y *fine* la variación en la diferencia entre métodos y su error. La diferencia de métodos podemos ver que se mantiene bastante estable para la *fine*, lo que indica que el tratamiento de los métodos de mezcla no difiere mucho en partículas finas mientras que en partículas más gruesas se aprecia un pico alrededor de a 1.5 μm .

Una vez analizada la dirección en la que se dispersa la radiación incidente se analiza ahora la dispersión simple de estos aerosoles. En la Figura 28 izquierda se compara para ambas distribuciones de tamaño los métodos de aproximación de mezcla. El SSA para el *fine* se mantiene generalmente más bajo que para el modo *coarse*, especialmente para longitudes de onda cortas 0.45-0.7 μm . Esto indica que *fine*, debido a sus materiales absorbentes, absorbe más luz, mientras que las partículas más gruesas como se vio en el parámetro de asimetría tienden a una mayor dispersión.

Existe una caída significativa en el SSA para ambos tamaños alrededor de los $2.3 \mu\text{m}$. probablemente debido a una fuerte absorción específica de algunas componentes. Si bien en detalle las diferencias entre los modos pueden darse debido a las complejas interacciones entre los componentes, como se tratan en el modelo y la longitud de onda. En general los aerosoles *coarse* muestran una dispersión simple más alta, posiblemente debido a la mayor presencia de cuarzo y óxido de hierro.

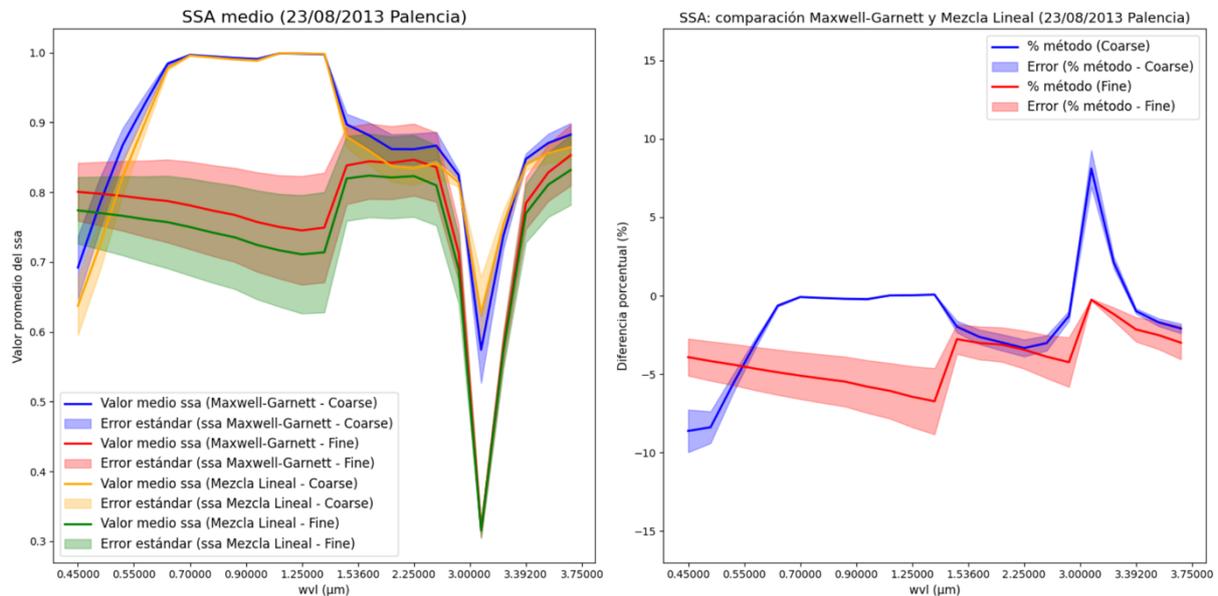


Figura 28: *Single Scattering Albedo* medio para Mezcla Lineal y Maxwell Garnett, *Fine* y *Coarse* (izquierda). Diferencia porcentual de los métodos de aproximación para el *Fine* y *Coarse* (derecha). Datos del día 23/08/2013.

La variabilidad mostrada en el error estándar de cada método y fracción muestran un mayor error para las partículas pequeñas, lo que indica una mayor variabilidad en la capacidad de absorción de estas partículas en diferentes longitudes de onda.

La Figura 28 derecha muestra la diferencia porcentual entre los métodos para cada una de las distribuciones de tamaño. Para las partículas más gruesas las diferencias entre métodos son más pronunciadas en ciertas longitudes de onda, como cerca de los 1.5 y $2.3 \mu\text{m}$ con un pico alrededor a $2.3 \mu\text{m}$. Este pico indica una discrepancia significativa entre métodos, probablemente debido a las suposiciones sobre la mezcla de componentes como el cuarzo y FeO . En partículas mucho más pequeñas las diferencias entre métodos son menores en comparación con la gruesa, aunque muestran picos en regiones similares. La menor variabilidad de los resultados entre métodos sugiere que los modelos pueden manejar de manera más consistente la mezcla de componentes finos, como sucede con el parámetro de asimetría. La razón está detrás de la uniformidad de las propiedades ópticas de las partículas muy pequeñas, aunque se trate por modelos de mezcla diferentes. En cuanto a los errores estándar representados se tiene que son mayores en el pico alrededor de $2.3 \mu\text{m}$, indicando una mayor incertidumbre en esta región al modelar aerosoles más gruesos.

La presencia de partículas en suspensión puede provocar una serie de problemas respiratorios (irritación, bronquitis,) o agravar patologías preexistentes en las poblaciones cercanas, sobre todo en grupos de riesgo. La quema de biomasa provoca además un oscurecimiento del cielo, neblina de color marrón o negro debido a la absorción de las partículas finas. Además, la presencia de *brown carbon* contribuye a amarillizar el cielo en las regiones más cercanas al incendio. En cuanto a las partículas más

gruesas y dispersivas, sobre todo en longitud de onda corta se traduce en una neblina blanca o grisácea que reduce la visibilidad horizontal. En cuanto al impacto ambiental por un lado las partículas finas absorbentes provocan un calentamiento en las zonas cercanas, además de contribuir en mayor o menor medida al efecto invernadero. Pero no solo debemos pensar en la actuación de las partículas en suspensión si no que, al depositarse sobre las superficies reflectante, por ejemplo, nieve o hielo. La presencia de *black carbon* en estos elementos reduce su capacidad de reflejar, provocando el derretimiento de capas de nieve, reduciendo el albedo natural de la tierra, y entrando en un ciclo de retroalimentación positiva que lleva al calentamiento.

Además, los aerosoles finos y gruesos producidos por un incendio pueden actuar como núcleos de condensación para la formación de nubes, alterando las precipitaciones locales, generando tanto precipitaciones intensas o sequías prolongadas.

4. Conclusiones

Mediante la caracterización de distintos episodios de aerosol atmosférico se aplican dos métodos de mezcla que permiten evaluar la composición química sobre las propiedades de los aerosoles, mezcla lineal y Maxwell Garnett, mediante el cálculo del índice de refracción efectivo.

Una vez identificados unos eventos determinados, medidos por la red mundial AERONET, se procesan con el algoritmo GRASP con el fin de obtener las propiedades de los aerosoles existentes en la atmósfera (especies, índices de refracción, entre otros). Información que sirve de entrada para la aplicación de un algoritmo, desarrollado en este trabajo, para conseguir estimaciones de los coeficientes de absorción y extinción, albedo de dispersión simple y parámetro de asimetría.

Analizando los resultados obtenidos, las diferencias en la composición química de mezclas reales de aerosol están estrechamente ligadas con los parámetros de estudio. Hecho clave para entender cómo los aerosoles interactúan con la radiación y pueden afectar al balance radiativo.

Las dos formas para tratar las mezclas de aerosol en los casos reales muestran diferencias que, en su mayor parte, oscilante entre los $\pm 5\%$ de forma general. Analizando los principales resultados se puede concluir que el método lineal de mezcla puede resultar más eficiente en la caracterización de especies químicas presentes en eventos de quema de biomasa, mientras que el método Maxwell Garnett, que considera la interacción de las partículas entre ellas, muestra un mejor comportamiento para las mezclas que contienen partículas más gruesas.

Bibliografía

[AEMET, 2023] Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). 2023. Productos de Calidad del Aire – febrero 2023

https://www.aemet.es/documentos/es/eltiempo/prediccion/calidad_del_aire/Productos_calidad_aire_febrero2023.pdf

[Bohren and Hufmann, 1983] Bohren and Hufmann (1983). Absorption and *Scattering* of Light by Small Particles.

[Burgos et al., 2018] Burgos, M. A., Mateos, D., Cachorro, V. E., Toledano, C., de Frutos, A. M., Calle, A., Herguedas, A., Marcos, J. L. (2018). An analysis of high *fine* aerosol loading episodes in north-central Spain in the summer 2013 - Impact of Canadian biomass burning episode and local emissions. *Atmospheric Environment*, 184, 191–202.

[Canal Extremadura, 2023] Canal Extremadura. (2023). La erupción del Krakatoa produjo un enfriamiento generalizado del planeta. Disponible en:

<http://www.canalextrmadura.es/noticias/meteorologia/la-erupcion-del-krakatoa-produjo-un-enfriamiento-generalizado-del-planeta>

[Charlson et al., 1992] Charlson, Robert J., Steven E. Schwartz, John M. Hales, Robert D. Cess, John A. Coakley Jr., James E. Hansen, y David J. Hofmann. "Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols." *Science* 255, no. 5043 (1992): 423-430. <https://doi.org/10.1126/science.255.5043.423>. ResearchGate.

[Dubovik et al., 2002] Dubovik, O., Holben, B., Eck, T., Smirnov, A., Kaufman, Y., King, M., Tanré, D., and Slutsker, I. (2002). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59:590–608.

[Dubovik et al., 2021] Dubovik, O., et al. "Algorithmic approaches in the Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties (GRASP) for aerosol and atmospheric studies."

[Giles et al., 2019] Giles, D. M., Sinyuk, A., Sorokin, M. G., Schafer, J. S., Smirnov, A., Slutsker, I., et al. "Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements." *Atmospheric Measurement Techniques*, 12, 169–209 (2019).

<https://doi.org/10.5194/amt-12-169-2019>

[Holben et al., 1998] Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., ... & Kinne, S. (1998). AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66(1), 1-16.

[Kahn et al., 2020] Kahn, R., & et al. (2020). Retrieval of aerosol components directly from satellite and ground-based measurements. ResearchGate.

- [Lenoble et al., 2013] Lenoble, J., et al. (Eds.). (2013). *Aerosol Remote Sensing*. Springer Praxis Books. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-642-17725-5_2.
- [Liou,2002] Liou (2002). An introduction to atmospheric radiation. Academic Press, 2nd edition.
- [Li et al, 2024] Li, L., Mahowald, N.M., Gonçalves Ageitos, M. *et al.* Improved constraints on hematite refractive index for estimating climatic effects of dust aerosols. *Commun Earth Environ* **5**, 295 (2024).
- [Mishchenko et al., 1997] Mishchenko, M. I., Travis, L. D., Kahn, R. A., and West, R. A. (1997). Modeling phase functions for dustlike
- [Oberdörster et al., 2005] Oberdörster, G., Oberdörster, E., & Oberdörster, J. (2005). Nanotoxicology: An emerging discipline evolving from studies of ultrafine particles. *Environmental Health Perspectives*, 113(7), 823-839.
- [O'Dowd y De Leeuw, 2007] O'Dowd, C. D., y G. De Leeuw. "Marine Aerosol Production: A Review of the Current Knowledge." *Atmospheric Chemistry and Physics* 7, no. 14 (2007)
- [Palacio et al., 2015] Palacio, J. L., Fulla, M. R., Rivera, I. E. (2015) "Modelo Fisicomatemático para la Estimación del Tamaño de Partículas en Suspensiones Coloidales de Baja Dilución". *Revista CINTEX*. Vol. 20, N° 1, pp. 53-68.
- [Prospero, 1998] Prospero, J. M. (1998). Long-range transport of mineral dust in the global atmosphere: Impact of African dust on the environment of the southeastern United States. National Academy of Sciences colloquium "Geology, Mineralogy, and Human Welfare," held November 8–9, 1998, at the Arnold and Mabel Beckman Center, Irvine, CA. University of Miami, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science.
- [Reid et al., 2005] Reid, J. S., Koppmann, R., Eck, T. F., and Eleuterio, D. P. 2005. "A Review of Biomass Burning Emissions Part II: Intensive Physical Properties of Biomass Burning Particles." *Atmospheric Chemistry and Physics* 5(3): 799-825.
- [Sigurdsson et al., 2000] Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego: Academic Press.
- [Szopa and Zanis,2021] Szopa and Zanis, P. (2021). Short-lived climate forcers. in *climate change 2021: The physical science basis. contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.
- [Toledano, 2005] Toledano (2005), *Climatología de los aerosoles mediante caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación 'El Arenosillo' de la red AERONET*.

[Toledano et al., 2012] Toledano, C., Y. Bennouna, V. Cachorro, J.P. Ortiz de Galisteo, A. Stohl, K. Stebel, N.I. Kristiansen, F.J. Olmo, H. Lyamani, M.A. Obregón, V. Estellés, F. Wagner, J.M. Baldasano, Y. González-Castanedo, L. Clarisse, y A.M. de Frutos. "Aerosol Properties of the Eyjafjallajökull Ash Derived from Sun Photometer and Satellite Observations over the Iberian Peninsula." *Atmospheric Environment* 48 (2012): 22-32.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.09.072>.

[Velasco-Merino al., 2018] <https://acp.copernicus.org/articles/18/9411/2018>