



CARACTERIZACIÓN DE PARÁMETROS ÓPTICOS DEL AEROSOL ATMOSFÉRICO EN UN ENCLAVE DE ALTA MONTAÑA

Pablo Mas Guilabert



Tutor: Nicolás Aguilera, Jose Francisco

Curso Académico: 2016-2017



GRADO EN CIENCIAS AMBIENTALES

FACULTAD: CIENCIAS EXPERIMENTALES

Departamento Física y AC

Área de Física Aplicada

Resumen

El presente trabajo analiza la evolución temporal de la concentración registrada, en un enclave de alta montaña (Monte Aitana), por determinados parámetros ópticos (σ_s , σ_a y SSA) y másicos (fracciones PM_x) a lo largo del año 2015. Para su determinación se ha utilizado un espectrómetro óptico (registro de PM_x) así como un Nefelómetro y un Aethalómetro (registros ópticos). También se ha estudiado la influencia que las frecuentes entradas de polvo sahariano tienen sobre los parámetros analizados. Los resultados han mostrado la típica variabilidad temporal de las variables de estudio en ambientes de elevada altitud con escasa presencia antropogénica es decir, máximos en los meses más cálidos y mínimos durante el otoño y el invierno. Esta tendencia es causada (entre otros factores) por la estacionalidad de las entradas de polvo africano al área de estudio y de la altura de la capa de mezcla. Los promedios obtenidos a lo largo del periodo han sido: σ_s : 31 Mm^{-1} ; σ_a : 2.2 Mm^{-1} ; SSA: 0.899; PM_{10} : $12.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y PM_1 : $3.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$. En el caso de las intrusiones saharianas, se han obtenido incrementos porcentuales medios para σ_s y σ_a de entre el 70 y el 80%.

Abstract

Concentration variability of several optical (σ_s , σ_a and SSA) and mass (PM_x fractions) parameters recorded throughout 2015 at a high mountain site (Peak Aitana) has been discussed. An optical spectrometer (PM data), an Aethalometer and a Nephelometer (optical data) have been used to obtain this goal. It has also been studied the influence that the usual Saharan dust outbreaks have on these parameters. Results have shown the typical variation of the mass and optical parameters analyzed at high altitude environments with a scarce anthropogenic activity: highest levels in the warmest months and lowest values during autumn and winter. This trend is caused (among other factors) by the seasonality of the African dust outbreaks and the mixed layer height in the study zone. Mean values obtained have been: σ_s : 31 Mm^{-1} ; σ_a : 2.2 Mm^{-1} ; SSA: 0.899; PM_{10} : $12.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and PM_1 : $3.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$. During Saharan dust outbreaks, absorption and scattering increases in the range from 70 to 80% have been registered.

Palabras clave

Intrusión sahariana, dispersión, absorción, Albedo de Dispersión Simple.

Keywords

Saharan dust outbreak, scattering, absorption, Single Scattering Albedo (SSA).

Índice

| | | |
|--------------|---|-----------|
| 1.- | Introducción..... | 4 |
| 1.1.- | Generalidades de los aerosoles..... | 4 |
| 1.1.1.- | Definición y propiedades de los aerosoles..... | 4 |
| 1.1.2.- | Efectos de los aerosoles..... | 6 |
| 1.1.3.- | Concentración y variabilidad del PM..... | 6 |
| 1.2.- | Efecto climático: forzamiento radiativo..... | 8 |
| 1.2.1.- | Efectos directos e indirectos y reducción de visibilidad..... | 8 |
| 1.3.- | Propiedades ópticas de los aerosoles..... | 10 |
| 1.3.1.- | Absorción y dispersión de la radiación..... | 10 |
| 1.3.2.- | Dependencias principales de los coeficientes de absorción y dispersión..... | 13 |
| 1.3.3.- | Concentraciones y evolución temporal de los coeficientes de absorción y dispersión..... | 15 |
| 2.- | Objetivos..... | 17 |
| 3.- | Metodología..... | 18 |
| 3.1.- | Localización espacio-temporal del estudio..... | 18 |
| 3.2.- | Obtención de magnitudes y parámetros meteorológicos..... | 18 |
| 3.2.1.- | Medida de los coeficientes de dispersión..... | 19 |
| 3.2.2.- | Medida del coeficiente de absorción..... | 20 |
| 3.2.3.- | Medida del PM..... | 21 |
| 3.2.4.- | Datos meteorológicos y obtención del origen de las masas de aire..... | 21 |
| 3.3.- | Utilización de diagramas caja..... | 22 |
| 4.- | Resultados..... | 23 |
| 4.1.- | Caracterización del ambiente atmosférico en el área de estudio..... | 23 |

| | |
|---|-----------|
| 4.1.1.- Caracterización meteorológica..... | 23 |
| 4.1.2.- Caracterización de la materia particulada en suspensión..... | 24 |
| 4.2.- Estudio de los parámetros ópticos..... | 27 |
| 4.2.1.- Concentraciones obtenidas y evolución estacional..... | 27 |
| 4.2.2.- Relación con el PM..... | 28 |
| 4.2.3.- Variabilidad horaria..... | 29 |
| 4.2.4.- Influencia de las intrusiones saharianas en los parámetros ópticos..... | 31 |
| 5.- Conclusiones..... | 34 |
| 6.- Proyección futura..... | 35 |
| 7.- Bibliografía..... | 36 |



1.- Introducción

1.1.- Generalidades de los aerosoles

1.1.1.- Definición y propiedades de los aerosoles

Entendemos como aerosol, la suspensión de partículas sólidas o líquidas en un gas que pueden afectar la calidad del aire causando daños sobre la salud humana y el medio ambiente (Pope et al., 2009). Además, los aerosoles pueden afectar negativamente a los ecosistemas (Lovett, et al., 2009). Con frecuencia se usa este término para referirse al material particulado en suspensión (PM). La variación de tamaños que presenta el PM oscila entre $0.001 \mu\text{m}$ y las $50 \mu\text{m}$. Más allá de las $50\text{-}100 \mu\text{m}$, se consideran que las partículas son sedimentables y por lo tanto tiene un tiempo de residencia en la atmósfera mucho menor.

Las principales propiedades que caracterizan a las partículas en suspensión pueden ser estructuradas en tres diferentes categorías: propiedades físicas, químicas y ópticas.

Propiedades físicas: principalmente hablamos de la distribución de tamaños de las partículas que a su vez determina su tiempo de residencia atmosférico. La distribución (bien en número o en concentración másica) suele presentar modas (ver figura 1). Se suele hablar de tres modas principales, en función de los tamaños/diámetros (d) de las partículas: moda de nucleación ($d < 0.1 \mu\text{m}$), de acumulación ($0.1 < d < 1 \mu\text{m}$) y gruesa ($d > 1 \mu\text{m}$).

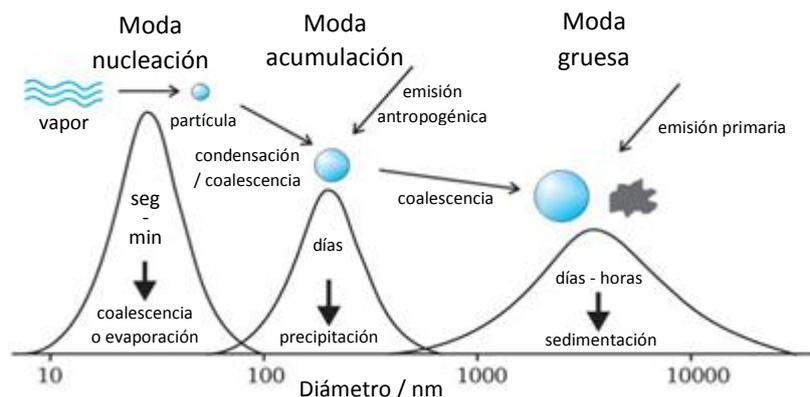


Figura 1. Modas de las partículas atmosféricas en función de su tamaño y principales vías de formación y eliminación.

Una particularidad importante a tener en cuenta es que mientras la moda de nucleación acapara el mayor número de partículas, la de acumulación y la gruesa congregan la mayor parte de la masa del aerosol. No obstante, esta relación puede variar en función del tipo de ambiente muestreado.

INTRODUCCIÓN

Respecto al tiempo de permanencia del PM en la atmósfera, son las partículas del modo acumulación las que presentan un mayor tiempo de residencia (~ días), las partículas menores debido su pronta coagulación y condensación y las del modo grueso debida a su rápida sedimentación presentan tiempos de residencia menores (ver figura 1). Es habitual definir rangos granulométricos dentro de los grupos de partículas diferenciados. Así, se engloban en “partículas finas” las que tienen un diámetro menor a $1\ \mu\text{m}$ y “partículas gruesas” las que superan este diámetro.

Por otra parte, desde un punto de vista más epidemiológico, es habitual hablar de las siguientes fracciones másicas: PM_{10} , $\text{PM}_{2.5}$ y PM_1 . Definimos PM_{10} como el conjunto de partículas retenidas en un filtro tras pasar a través de un cabezal que seleccionará las partículas en función de su tamaño con una eficiencia de corte del 50% para un diámetro aerodinámico de $10\ \mu\text{m}$. Análogas definiciones presentarían las restantes fracciones. Una aproximación del rango de tamaños que estas fracciones presentan puede verse en la figura 2.

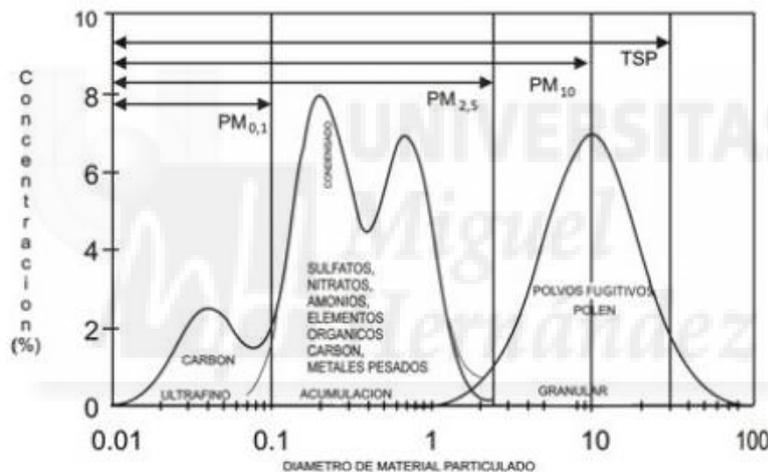


Figura 2. Distribución típica por tamaños de los componentes químicos que conforman las partículas en la atmósfera y rango de tamaños que albergan las distintas fracciones másicas. Tomado de Watson&Chow (2000).

Propiedades químicas: estas propiedades están lógicamente basadas en la composición química del PM. Su composición es muy importante, ya que de ella dependen importantes aspectos: (a) que se produzcan o no diversas interacciones como puede ser la absorción de gases por parte del aerosol; (b) puede determinar cuál es el índice de refracción del aerosol, lo cual tendrán importantes implicaciones en sus propiedades ópticas o (c) simplemente es un factor muy a tener en cuenta en cuanto a los efectos del PM sobre la salud.

Normalmente tanto la composición química como la distribución de tamaños del PM suelen ser característicos del foco emisor. Los procesos de combustión a altas temperaturas y las reacciones

INTRODUCCIÓN

atmosféricas suelen producir partículas finas que pueden ser primarias (directamente emitidas a la atmósfera) o secundarias, mientras que los procesos mecánicos contribuyen a la emisión de partículas gruesas, como son el aerosol marino y la materia mineral. El PM está compuesto en mayor medida de materiales procedentes de la corteza terrestre (material crustal) y del mar (aerosol marino), iones secundarios como sulfatos, nitratos y amonio, carbono elemental y orgánico, y elementos traza (principalmente metales). Una distribución por tamaños típica de estos elementos la podemos observar en la figura 2.

Propiedades Ópticas: son las responsables del efecto que los aerosoles provocan sobre el clima y la visibilidad. Las principales propiedades son los coeficientes de absorción y dispersión. Estas propiedades serán analizadas con detalle en el punto 1.3.

1.1.2.- Efectos de los aerosoles

Como se ha mencionado, el material particulado puede tener diversos orígenes, esto también se ve reflejado en los distintos efectos que puede producir. Los 3 tipos de efectos más destacables son: efectos sobre la salud, sobre los ecosistemas y sobre el clima-visibilidad.

Las partículas pueden llegar a ser muy peligrosas dependiendo del tamaño, forma y densidad una vez estén dentro del organismo. Algunos de los principales efectos en la salud vinculados a exposiciones prolongadas al material particulado en aire son: el agravamiento del asma y enfermedades cardiovasculares, síntomas respiratorios severos, y acumulación de partículas en pulmones que puede provocar silicosis y asbestosis. Los estudios epidemiológicos (Schwartz and Neas, 2000) relacionan fundamentalmente a las partículas más finas ($PM_{2.5}$, PM_1) con los efectos más adversos debido a su composición química y su capacidad para penetrar en el sistema respiratorio.

Los efectos sobre los ecosistemas son variados. Los ecosistemas pueden verse afectados por deposición seca y húmeda del PM. Algunos ejemplos de estos efectos pueden ser: modificación del balance fotosintético cuando el polvo mineral se deposita sobre hojas de plantas; acidificación de suelos debido a la deposición prolongada de material particulado ácido; contribución a la eutrofización de aguas superficiales debida a la deposición de nitratos o el efecto inhibitorio sobre la obtención de nutrientes y propiedades edáficas del suelo debido a un aporte de metales.

En cuanto al clima y la visibilidad, los efectos de las partículas en suspensión pueden ser varios y los veremos en el siguiente apartado 1.2.

1.1.3.- Concentración y variabilidad del PM

INTRODUCCIÓN

Los rangos de concentración másica del PM, así como su evolución temporal, vienen muy determinados por el entorno en el que se mida. Debido principalmente a la diferencia de fuentes emisoras y a la distinta influencia que ciertos eventos de carácter meteorológico presentan en cada enclave, la variabilidad temporal y la concentración (tanto en número de partículas como másica) en un entorno rural o de montaña es sustancialmente distinta del que se puede encontrar en un ambiente urbano o con gran influencia de tráfico o industrias.

Por lo general, las concentraciones de cualquier fracción másica son más elevadas en los entornos urbanos que en los de montaña y estas presentan máximos durante el invierno. Esto es consecuencia de una mayor emisión de PM debido principalmente al tráfico. No obstante, también pueden presentar concentraciones elevadas durante el verano como consecuencia de entradas de intrusiones saharianas (masas de aire procedentes del norte de África cargadas de polvo mineral), una mayor actividad fotoquímica y si, además el enclave está situado cerca de la costa, un incremento del aerosol marino debido a la brisa. Los entornos más remotos y/o regionales suelen presentar máximos durante el verano por esas mismas razones, pero sus concentraciones durante el periodo invernal suelen ser ostensiblemente menores. Las figuras 3a y 3b presentan la evolución mensual y las concentraciones de las fracciones PM_{10} y $PM_{2.5}$ en función del tipo de entorno.

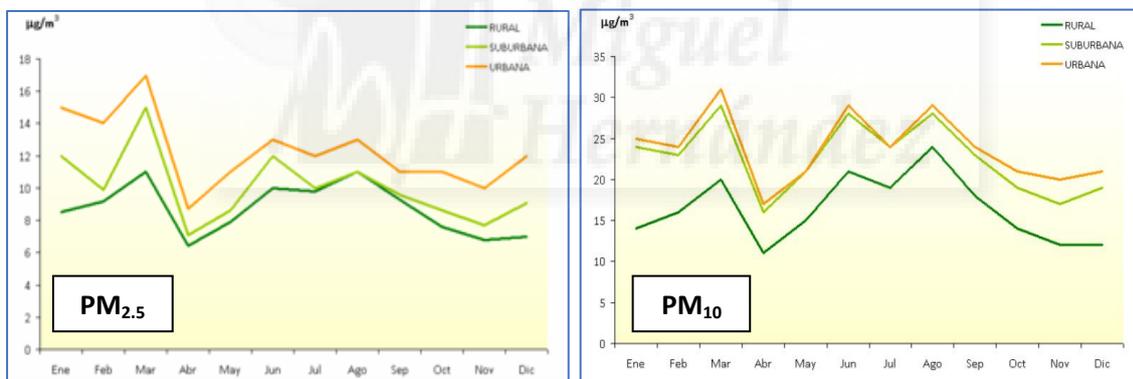


Figura 3. Evolución de las medias mensuales de PM_{10} y $PM_{2.5}$ en función del tipo de entorno muestreado (Fuente: Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente).

Si el entorno en el que se muestrea es un enclave remoto como puede ser una estación de alta montaña situada a elevada altitud sobre el nivel del mar, la diferencia con el entorno urbano se incrementa ya que este tipo de estaciones son las que presentan concentraciones de partículas más bajas además de una evolución temporal claramente marcada por un máximo estival. En estos casos debemos tener en cuenta, además de los factores ya mencionados, la altura de la capa de mezcla. Este parámetro es importante en el sentido de que, si la estación está por encima de la misma, entonces no estará sometida a ninguna influencia antrópica por lo que la evolución temporal del PM

INTRODUCCIÓN

por lo general estará marcada por una concentración de fondo que podrá oscilar en función de episodios de transporte de masas de aire de carácter natural que tienen lugar a elevadas alturas.

En cuanto a la evolución horaria, las concentraciones en enclaves urbanos siguen en cierto modo las dinámicas de las actividades antrópicas típicas de las ciudades: máximos al principio de la mañana debido al inicio de la actividad y otro máximo relativo a la hora del fin de la jornada laboral. En el caso de entornos remotos, únicamente podemos observar un máximo al mediodía debido a la mayor actividad fotoquímica y resuspensión del material crustal del suelo.

1.2.- Efecto climático: forzamiento radiativo

Los aerosoles influyen en el clima de la Tierra mediante la modificación del balance radiativo a través de dos efectos: directo e indirecto. La cuantificación de estos efectos y sus contribuciones al forzamiento radiativo presenta una gran incertidumbre. Esto se debe a que las propiedades químicas, físicas y ópticas de los aerosoles son altamente variables en el espacio y en el tiempo, debido a la corta vida atmosférica de los aerosoles y a sus emisiones no homogéneas (Forster et al., 2007).

Consideramos forzamiento radiativo, medido en W/m^2 , a cualquier cambio en la radiación entrante o saliente del sistema (atmósfera). En nuestro caso este forzamiento puede ser debido a la interacción de la radiación solar con los gases y aerosoles atmosféricos. Hablaremos de un forzamiento radiativo positivo cuando este tiende a calentar el sistema (se recibe más energía de la que se emite) y un forzamiento radiativo negativo cuando se tiende a enfriarlo. Por ello, cambios en el balance pueden hacer que la temperatura de la atmósfera aumente o disminuya y eventualmente puedan afectar a nuestro clima.

1.2.1.- Efectos directos e indirectos y reducción de visibilidad.

El efecto radiativo debido a las interacciones aerosol-radiación conocido como *efecto directo*, es el cambio en el flujo radiativo causado por la dispersión y la absorción combinadas de la radiación por aerosoles antropogénicos y naturales (Boucher et al., 2013). Los aerosoles son capaces de dispersar y absorber la radiación solar, la dispersión hace que se refleje más la radiación y por lo tanto que la temperatura global disminuya, mientras que la absorción haría el efecto contrario, retiene la radiación entrante y la emite a la superficie de la Tierra al igual que emite la procedente de ésta. Se estima un efecto radiativo debido a este efecto directo de alrededor de $-0.35 W/m^2$, aunque con un cierto margen de error. Por lo que este efecto tendría un balance global de enfriamiento del sistema.

Por otra parte, en el *efecto indirecto* intervienen las nubes, a veces se le denomina efecto Twomey o efecto albedo de las nubes, en este caso, como ya sabemos, los aerosoles actúan como núcleos de condensación de gotas en las nubes, incrementos del PM, implicarían un aumento de la

INTRODUCCIÓN

concentración de gotas en las nubes, sin embargo, éstas serían más pequeñas, provocando mayor reflexión de la radiación solar por parte de las nubes. En el balance global este efecto repercute en el enfriamiento del planeta. No obstante, existe un segundo efecto indirecto, los aerosoles al actuar como núcleos de condensación de gotas en las nubes afectan a la eficiencia en la precipitación y al tiempo de vida de la nube, influyendo así en el tiempo y el clima. Esto es debido a que, como hemos comentado anteriormente, las nubes formadas con muchos núcleos de condensación presentan gotas más pequeñas, por lo que se reduce el número de gotas que puede precipitar de la nube en forma de lluvia o llovizna. Se estima, igualmente con un cierto margen de error, que el forzamiento radiativo provocado por el efecto indirecto es de unos -0.7 W/m^2 , por lo tanto, también implicaría un enfriamiento del sistema.

La figura 4 muestra cual es el cambio del forzamiento radiativo entre 1750 y 2005 según estimaciones del IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) con sus márgenes de error, de cada uno los componentes del balance radiativo. En dicha figura puede observarse el importante papel que juegan los aerosoles en el mismo de signo contrario al realizado por los gases efecto invernadero.

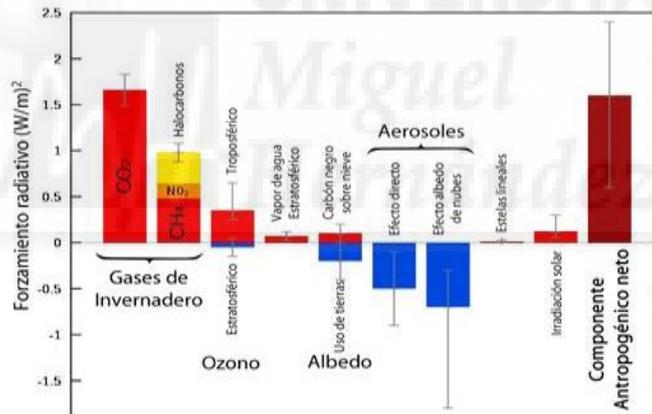


Figura 4. Componentes del balance radiativo y su contribución al forzamiento radiativo.

En la figura 5 podemos observar de forma gráfica los efectos anteriormente comentados, el efecto directo en la parte izquierda de la figura y a la derecha los efectos indirectos.

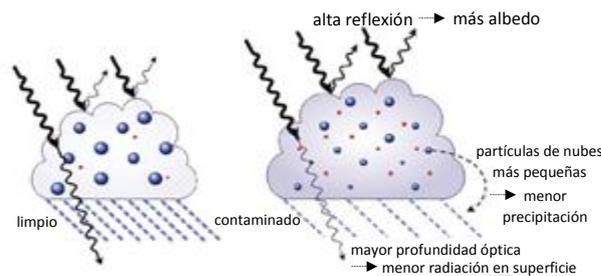


Figura 5. Efectos directo (izquierda) e indirecto (derecha) de los aerosoles.

INTRODUCCIÓN

Por último, comentar otra repercusión debida a la atenuación de la luz por aerosoles, esta consiste en la *reducción de la visibilidad*. La atenuación de la luz producida en la atmósfera por el fenómeno de la dispersión es la principal causante de ella. La visibilidad puede considerarse como la mayor distancia a la cual podemos ver un determinado objeto en contraste con el cielo (fondo) en el horizonte. La visibilidad se reduce cuando la dispersión es grande debido a la existencia de una gran concentración de partículas atmosféricas entre el objeto y el observador. Estas partículas dispersan la luz del sol hacia otras direcciones lejos de la línea de visión que une el objeto y el observador. Esta luz dispersada disminuye el contraste entre el objeto y el fondo bajo el cual se ve, y eso es precisamente lo que consideramos una pérdida de visibilidad. La cuantificación de la pérdida de visibilidad puede ser determinada a partir del coeficiente de extinción que veremos en el siguiente apartado.

1.3.- Propiedades ópticas de los aerosoles

1.3.1.- Absorción y dispersión de la radiación

La radiación solar a su paso a través de la atmósfera es atenuada debida a su interacción con gases y partículas. La cuantificación de esta atenuación al atravesar un determinado espesor atmosférico z viene dado por la ecuación de Lambert-Beer:

$$\phi = \phi_0 \cdot e^{-\sigma_e \cdot z}$$

en la que ϕ es el flujo energético en vatios resultante una vez atravesado dicho espesor, ϕ_0 es el flujo inicial incidente y σ_e el denominado **coeficiente de extinción o atenuación**, cuyas unidades son m^{-1} ó Mm^{-1} . Este coeficiente presenta una dependencia con la longitud de onda (λ) de la radiación incidente. Por su parte, centrándonos únicamente en la atenuación por aerosoles, podemos definir el espesor óptico (τ) de dicha capa atmosférica como el valor de: $\tau = \sigma_e \cdot z$. Cuando z es el espesor de toda la capa atmosférica hablamos de **espesor óptico atmosférico** más conocido por sus siglas en inglés AOD. AOD representa la extinción de la radiación como consecuencia, como posteriormente veremos, de la dispersión y absorción espectral de aerosoles, normalizada en la columna atmosférica. También es un indicador de la carga de aerosoles en la atmósfera.

Considerando las partículas atmosféricas esféricas, el valor de σ_e puede ser obtenido analizando la interacción de las ondas electromagnéticas (luz) con dichas partículas. Para obtener una estimación del significado de σ_e consideremos inicialmente una concentración del número de partículas ($N(r)$) de radio o tamaño r , contenidas en un determinado volumen ($part \cdot m^{-3}$), de tal manera que podemos determinar que:

INTRODUCCIÓN

$$\sigma_e = N(r) \cdot C_e$$

en el que C_e es la sección eficaz de extinción, el cual representa la efectividad con la que las partículas interactúan con la luz. C_e se puede obtener a partir del valor del factor de eficiencia de extinción (Q_e). La relación entre ambas magnitudes viene dada por la siguiente expresión:

$$Q_e = \frac{\text{Sección eficaz de extinción } (C_e)}{\text{Sección eficaz geométrica}}$$

La sección eficaz geométrica es el área efectiva de colisión del flujo electromagnético con la partícula, en este caso Πr^2 .

Por todo ello, para conocer σ_e debemos determinar C_e ó Q_e . Está demostrado que el valor de Q_e depende del tamaño de las partículas (r), su índice de refracción (n) y la longitud de onda (λ) de la radiación incidente. El parámetro α , cuyo valor se determina como: $\alpha=2\Pi r/\lambda$ relaciona el tamaño de las partículas con la longitud de onda de la radiación. La obtención de Q_e requiere de la aplicación de las teorías de Rayleigh (si $\alpha \ll 1$) o de Mie (si $\alpha \sim 1$). La teoría de Mie converge a la de Rayleigh cuando el tamaño de la partícula disminuye. La teoría de Rayleigh, cuya solución indica una dependencia de la luz dispersada proporcional a λ^{-4} , se caracteriza por ser poco dependiente del ángulo de dispersión. En el caso de la utilización de la teoría de Mie, sus resultados presentan tres características que difieren del caso Rayleigh: 1/ la solución de Q_e es mucho más compleja y presenta una gran dependencia angular; 2/ hay un claro aumento de la radiación dispersada hacia delante y 3/ la intensidad de la luz dispersada presenta una menor dependencia con λ . En la figura 6 puede observarse algunas de estas diferencias.

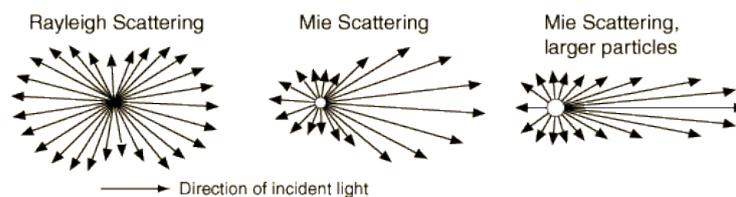


Figura 6. Características de la dispersión de la radiación incidente en función del tamaño de partícula.

Como ya hemos indicado la extinción de la radiación por partículas puede deberse a dos procesos: absorción (a) y dispersión o scattering (s). En la absorción los fotones transfieren su energía a las moléculas del gas/partícula. En el caso de la dispersión, la luz es deflactada en todas las direcciones debido al cambio de dirección de los fotones. Estos dos procesos permiten expresar Q_e del siguiente modo:

$$Q_e = Q_a + Q_s \rightarrow \sigma_e = \sigma_a + \sigma_s$$

INTRODUCCIÓN

Lo cual nos lleva a definir: σ_a o **coeficiente de absorción** (Mm^{-1}) como la fracción de flujo radiante perdido por unidad de espesor de aerosol debido a la transformación de la luz en otras formas de energía y σ_s o **coeficiente de dispersión** (Mm^{-1}) como la fracción de flujo radiante perdido por unidad de espesor de aerosol debido a la dispersión de la luz. Sus valores vendrán dados por las siguientes expresiones:

$$\sigma_a = N(r) \cdot C_a \quad y \quad \sigma_s = N(r) \cdot C_s$$

Los valores de Q_a y Q_s , vienen dados como ya hemos dicho por las teorías de Mie y Rayleigh y pueden ser consultados en bibliografía especializada como, por ejemplo: *Seinfeld and Pandis*, 1997. Por su parte, los procesos de dispersión y absorción están representados en la figura 7. Como podemos observar la dispersión es una combinación de diferentes procesos.

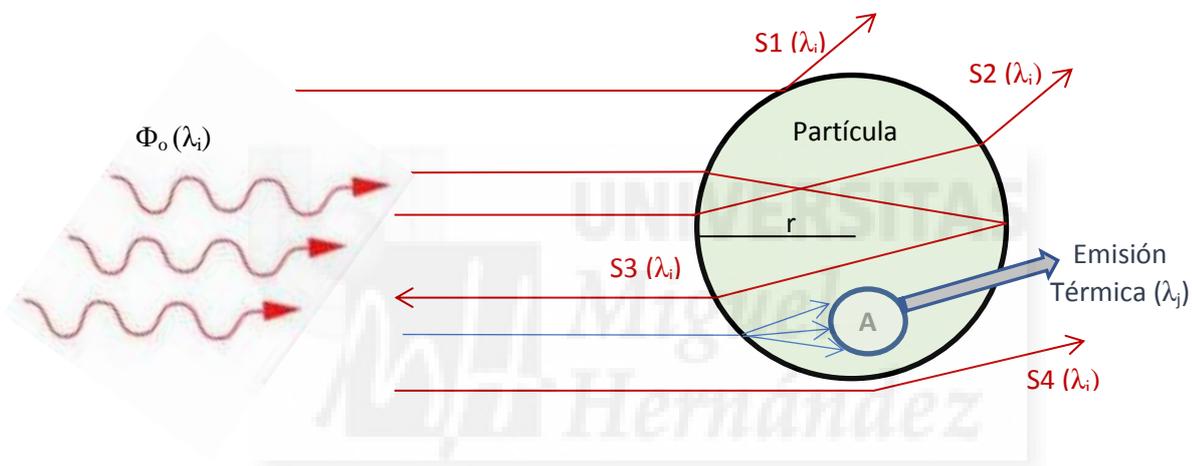


Figura 7. Mecanismos de interacción entre la radiación incidente y el aerosol.

La figura muestra algunos de los mecanismos de interacción entre la radiación incidente con una longitud de onda λ_i y la partícula de radio r . Entre ellos, la absorción de la energía de la onda incidente (A) y su posterior emisión y varios efectos que constituyen la dispersión (S): S1: reflexión, S2: refracción, S3: refracción y reflexión y S4: difracción. El resultado finalmente es una parte de la luz dispersada en dirección de la onda incidente (S1, S2 y S4) y una parte de la luz retrodispersada (S3).

Definimos el **albedo de dispersión simple (SSA)** como:

$$SSA = \frac{\sigma_s}{\sigma_e} = \frac{\sigma_s}{\sigma_s + \sigma_a}$$

Este parámetro, cuyo valor oscilará entre 0 y 1, es un buen indicador de la cantidad de luz dispersada respecto a la total que interacciona con las partículas.

INTRODUCCIÓN

Otras dos magnitudes importantes que deben ser tenidas en cuenta a la hora de cuantificar la dispersión de la luz debido a la presencia de aerosoles son la función de fase y el ratio entre la fracción dispersada hacia delante y la retrodispersada (backscattering en inglés). La **función de fase P**, permite evaluar qué cantidad de radiación dispersada lo hace en un determinado ángulo θ respecto del total de radiación incidente. Su valor que depende de: θ , n y α , también puede ser obtenido con las teorías de Mie y Rayleigh y se basa en la resolución de la siguiente ecuación que esta expresada en coordenadas esféricas:

$$P(\vartheta, n, \alpha) = \frac{\Phi(\vartheta, n, \alpha)}{\int_0^\pi \Phi(\vartheta, n, \alpha) \cdot \sin\vartheta \cdot d\vartheta}$$

Por su parte, el **ratio scattering-backscattering** (a veces llamado el factor de retrodispersión), puede ser calculado como el cociente entre σ_{back} y σ_{up} siendo σ_{back} el coeficiente de retrodispersión y σ_{up} el coeficiente de dispersión en el sentido de la incidencia de la luz. Sus valores dependerán del ángulo solar cenital.

Gracias a determinados dispositivos como es el caso del Nefelómetro (medida de la dispersión) y del Aethalómetro (medida de la absorción), podemos determinar bien de forma directa o indirecta todas estas magnitudes que cuantifican las propiedades ópticas de los aerosoles. La importancia de estos parámetros no radica únicamente en conocer su caracterización en un determinado enclave o determinar la visibilidad, sino que estos parámetros constituyen factores determinantes a la hora de estimar cual es la influencia directa de los aerosoles en el cambio climático. Esto es debido a que tanto el valor de SSA, como el del ratio ($\sigma_{\text{back}}/\sigma_{\text{up}}$) y el valor de AOD son necesarios a la hora de estimar el forzamiento radiativo producido por el aerosol atmosférico.

1.3.2.- Dependencias principales de los coeficientes de absorción y dispersión

Los valores de los coeficientes de absorción y dispersión dependen principalmente de tres factores: composición química, tamaño del aerosol y humedad del ambiente.

Para evaluar la dependencia con la composición química del material particulado y su tamaño, es útil introducir el concepto de **coeficiente de extinción (absorción/dispersión) másico (E_e)**, el cual se obtiene simplemente dividiendo el coeficiente de extinción (m^{-1}) entre la concentración másica del aerosol (g/m^3). Sus unidades vienen dadas en m^2/g . De esta forma:

$$E_e = \frac{\sigma_e}{M}; E_a = \frac{\sigma_a}{M}; E_s = \frac{\sigma_s}{M}$$

Este coeficiente nos vuelve a dar una idea de la efectividad con la que las partículas interaccionan con la luz. El siguiente gráfico nos muestra el valor de este coeficiente en función de la composición

INTRODUCCIÓN

química del aerosol, la cual a su vez determina el índice de refracción del mismo. De esta forma compuestos absorbentes y dispersores (p.ej. el carbón negro: $n=1.53-0.66i$) presentarán índices de refracción complejos, mientras compuestos únicamente dispersores (p.ej. sulfato de amonio: $n=1.53$) tienen índices de refracción reales. La figura 8 muestra el valor de estas efectividades en función del tamaño del aerosol para una radiación de $\lambda=550$ nm, que es la longitud de onda a la cual se produce el máximo de radiación solar.

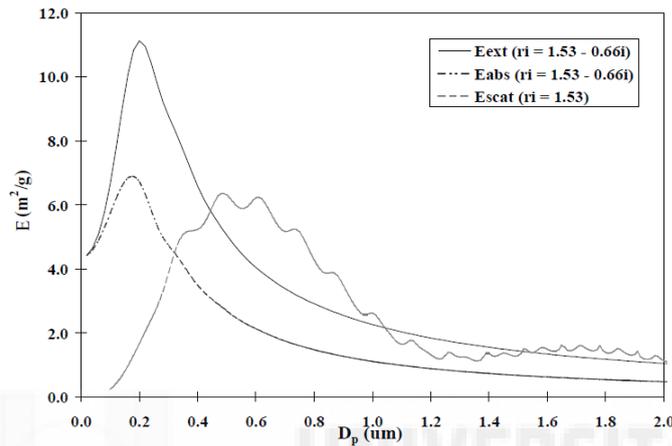


Figura 8. Coeficientes de absorción y dispersión másicos en función del tamaño del aerosol.

Como podemos observar de la figura 8, aquellos aerosoles que únicamente dispersan presentan un pico de eficiencia aproximadamente donde su tamaño coincide con la λ . Mientras en el caso de los aerosoles típicamente absorbentes, este máximo se sitúa en tamaños ligeramente menores ($\sim 0.2 \mu\text{m}$) y del mismo modo lo hace E_e .

Por lo general el proceso de absorción constituye un pequeño porcentaje de la extinción (10-15%). El porcentaje depende del tipo de entorno y es debido fundamentalmente a partículas de carbono negro (BC), algunos componentes del polvo mineral como el óxido de aluminio Al_2O_3 y el Fe_2O_3 y ciertos componentes de materia orgánica (denominados Brown carbon - BrC). La dispersión presenta una mayor contribución a la extinción de la radiación (85-90%) y es fundamentalmente producida por aerosoles con sulfato (SO_4^{-2}).

En cuanto a la humedad, debemos tener en cuenta que muchas sustancias químicas que conforman el PM como sulfatos o nitratos son higroscópicas. Como consecuencia de ello cuando hay valores de humedad relativa (HR) en el ambiente elevados en este tipo de sustancias se produce una mayor dispersión de la luz. El cambio en el valor de σ_s con el incremento de HR dependerá del tipo de aerosol y por lo tanto del tipo de entorno donde se esté midiendo. Podemos decir que con HR superiores al 60%, los incrementos en σ_s ya empiezan a notarse. Otro dato significativo respecto a

INTRODUCCIÓN

esta dependencia es que en entornos urbanos para una HR=80% obtenemos un ratio $\sigma_s(\text{HR})/\sigma_s(\text{aire seco}) \sim 1.5$. Por ello, las mediciones de los coeficientes de dispersión deben realizarse en aire seco.

1.3.3.- Concentraciones y evolución temporal de los coeficientes de absorción y dispersión

La tabla 1 presenta algunos rangos de valores de σ_s , σ_a y SSA observados para determinados tipos de ambientes genéricos.

Tabla 1: Rango de valores de σ_s , σ_a y SSA en función del tipo de ambiente muestreado.

| Tipo de ambiente | σ_s (Mm^{-1}) | σ_a (Mm^{-1}) | SSA |
|-------------------|---------------------------------|---------------------------------|-----------|
| Urbano | 30-300 | 25-125 | 0.50-0.85 |
| Fondo continental | 10-100 | 1-10 | 0.80-0.95 |
| Marino | 10-50 | 1-5 | 0.90-1.00 |
| Polar | 0.2-2.0 | 0.1-2.0 | 0.90-1.00 |

Lógicamente es en los entornos urbanos donde los valores de ambos coeficientes son más elevados por registrarse en ellos una mayor concentración de partículas submicrométricas. En el caso del coeficiente de absorción por ser el tráfico una fuente principal de BC.

Es evidente que cuanto más nos alejemos de fuentes emisoras menores valores de coeficientes encontraremos. La tabla 2 presenta valores de los coeficientes y el SSA obtenidos, la mayoría de ellos en España, en diversos estudios realizados para $\lambda \approx 525/550$ nm, en localizaciones relativamente próximas al punto de muestreo utilizado en este estudio.

Tabla 2: Valores de los coeficientes de absorción y dispersión y SSA en función de la altitud sobre el nivel del mar y el tipo de ambiente del enclave muestreado.

| Localización (altitud) | Ambiente | σ_s (Mm^{-1}) | σ_a (Mm^{-1}) | SSA | Estudios |
|-----------------------------------|-------------|---------------------------------|---------------------------------|------|--|
| Valencia (60 m) | Urbano | 80 | 18.6 | 0.80 | Segura et al., 2016. Esteve et al., 2012 |
| Granada (680 m) | Urbano | 61 | 24 | 0.71 | Titos et al., 2012 |
| Golfo Cádiz ^a (40 m) | Rural-costa | 48 | - | - | J. L. López et al., 2015 |
| Mt. Montseny ^b (720 m) | Regional | 34.3 | 2.8 ^c | 0.90 | Pandolfi et al., 2011 |
| Mt. Montsec ^d (1570 m) | Remoto | 25.4 | 1.5 | 0.92 | Pandolfi et al., 2014 |
| Mt. Cimone ^e (2200 m) | Remoto | 15 | 2 | 0.89 | Andrews et al., 2011 |
| Mt. Izaña ^f (2400 m) | Remoto | 9.9 | 0.8 | 0.94 | Andrews et al., 2011 |

^a: "El Arenosillo"; ^b: situado en el prelitoral catalán; ^c: $\lambda=637$ nm; ^d: situado en el prepirineo catalán; ^e: situado en los Apeninos italianos; ^f: situado en las Islas Canarias.

INTRODUCCIÓN

Como podemos apreciar de la tabla 2, son los ambientes urbanos los que mayores valores de absorción y dispersión presentan debido a que en estos enclaves la concentración de partículas es mayor. Conforme nos elevamos en altura, los niveles van disminuyendo sustancialmente. Este hecho quizás se aprecie más en la absorción, debido a que en enclaves remotos (ambientes regionales a gran altitud o de montaña), la concentración de BC es mínima, ya que la presencia de fuentes antrópicas de combustión es muy escasa. Por su parte los valores de SSA muestran la tendencia contraria, aumentando su valor conforme el ambiente es menos antrópico y más elevado. Por otra parte, los valores de enclaves tan elevados como el Monte Cimone o el observatorio de Izaña, también corresponde al hecho de que gran parte del año, sus cumbres permanecen en la troposfera libre y por lo tanto no sujetos a influencias antrópicas.

En cuanto a la evolución temporal de los coeficientes, está también difiere en función del tipo de ambiente. Mientras los enclaves de tipo regional o remoto muestran máximos en verano y mínimos valores en invierno, los enclaves más urbanos presentan claros máximos durante el invierno.



2.- Objetivos

El objetivo principal de este trabajo se centra en el análisis y discusión de la evolución temporal de los principales parámetros ópticos del aerosol atmosférico: dispersión, absorción y SSA a lo largo del año 2015 en un entorno remoto de alta montaña (pico Aitana-1558 m).

La consecución de este objetivo conllevará la realización de otras tareas secundarias:

- Analizar los registros obtenidos de parámetros indicativos del ambiente atmosférico en el área de estudio: parámetros meteorológicos y material particulado atmosférico. Ambos ayudarán a interpretar la variabilidad de los parámetros ópticos.
- Comprobar, en base a la comparación de los parámetros ópticos obtenidos con los registrados en otras estaciones, si el ambiente atmosférico de la zona de estudio se corresponde con el de una estación remota de montaña.
- Determinar la influencia que las frecuentes intrusiones de masas de aire procedentes del norte de África puedan tener sobre los parámetros ópticos analizados.



3.- Metodología

3.1.- Localización espacio-temporal del estudio

La estación de fondo de Aitana ($38^{\circ}39'39''\text{N}$, $0^{\circ}16'29''\text{W}$, 1558 msnm) se localiza en la sierra del mismo nombre ubicada en el interior de la provincia de Alicante (figura 9a). La estación (figura 9b) está activa y operada por el Laboratorio de Contaminación Atmosférica (LCA) de la UMH desde octubre de 2010 y se sitúa dentro de las instalaciones que el ejército del aire (Escuadrón de Vigilancia Aérea nº 5) posee en la sierra de Aitana. El punto de muestreo se encuentra situado a unos 40 km al noreste de la ciudad de Alicante y a unos 16 km de la costa mediterránea más próxima (figuras 9a y 9c).

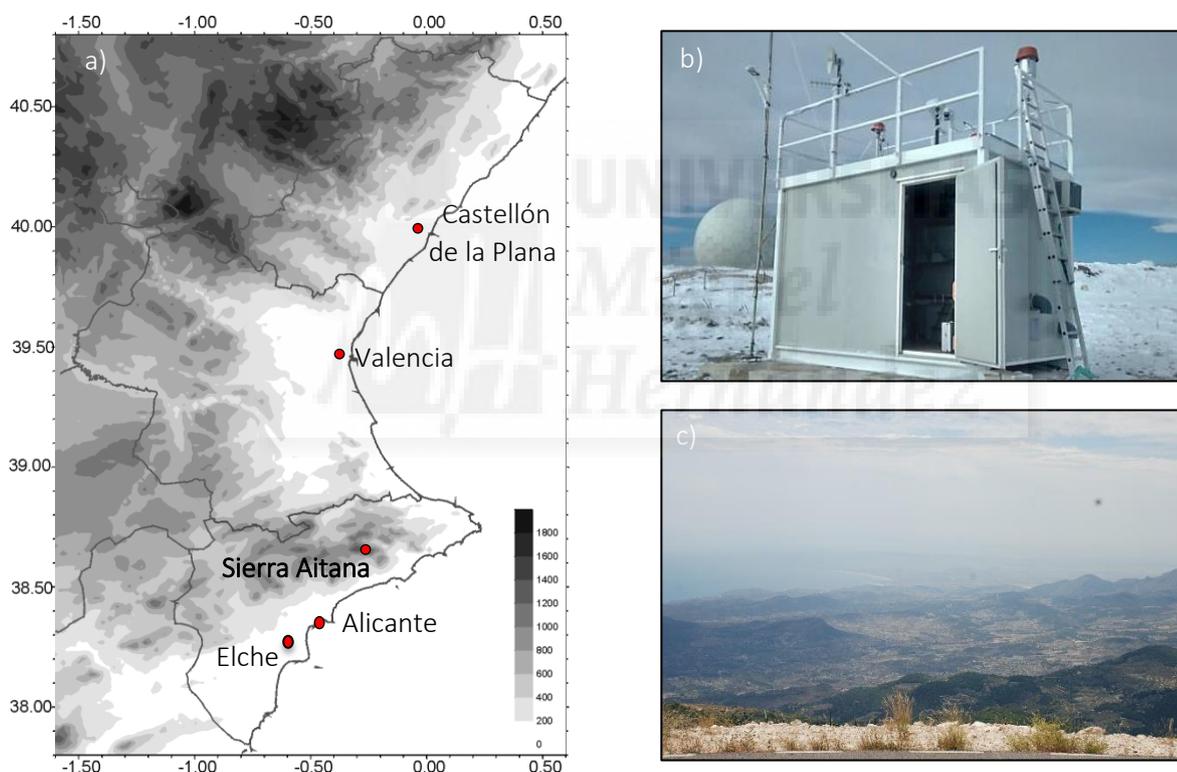


Figura 9. a) Localización de la Sierra de Aitana en el mapa de la Comunidad Valenciana; b) estación con el equipamiento atmosférico ubicada en la cima de la Sierra de Aitana y c) panorámica vista desde el área de estudio en dirección Alicante-Elche.

El estudio se ha llevado a cabo durante el año 2015. Lo cual nos posibilitará realizar un estudio estacional a lo largo de dicho año.

3.2.- Obtención de magnitudes y parámetros meteorológicos

3.2.1.- Medida de los coeficientes de dispersión

La determinación de los coeficientes de retrodispersión (σ_{back}) y dispersión (en el sentido de incidencia de la luz: σ_{up}) fue realizada gracias a un Nefelómetro (modelo AURORA 3000, Ecotech Pty Ltd, Knoxfield, Australia). El equipo permite la medida de la luz dispersada cuando esta colisiona con el PM para tres longitudes de onda diferentes: 450 nm (azul), 525 nm (verde) y 635 nm (rojo).

El rango de medida para el coeficiente de dispersión va desde los 0.25 Mm^{-1} a los 2000 Mm^{-1} . Las medidas fueron obtenidas cada 5 minutos y posteriormente integradas a medias horarias y diarias. La figura 10 muestra el Nefelómetro utilizado.



Figura 10. Nefelómetro AURORA 3000 utilizado en este trabajo.

Un breve resumen del procedimiento de medida utilizado por el nefelómetro es el siguiente: el instrumento recoge muestras de aire ambiente con un flujo de 30 l/min. que son llevadas gracias a una bomba a una especie de cámara de medida donde una fuente de luz las ilumina. El PM de las muestras de aire provoca la dispersión de la luz. Dentro de la cámara hay unos deflectores que están posicionados de forma que solo la luz dispersada dentro de un estrecho cono alcanza un tubo fotomultiplicador, el cual produce una señal eléctrica de intensidad proporcional al coeficiente de dispersión de la muestra de aire. Tanto la cámara como los deflectores están recubiertos de una pintura negra que reduce las reflexiones internas de la luz. Un procedimiento similar es realizado para medir la retrodispersión, aunque en este caso se debe eliminar la dispersión en el sentido de la dirección de la luz, gracias a un obturador. El procedimiento se realiza para cada una de las tres longitudes de onda con las que puede operar el Nefelómetro.

El instrumento cuenta con un calefactor interno que elimina los efectos de la humedad, por lo tanto, las medidas se llevan a cabo en condiciones secas ($HR < 40\%$). No obstante, aun teniendo este sistema de calentamiento, se han evidenciado medidas erróneas cuando la HR ambiental era muy elevada ($HR > 90\%$), debido al crecimiento higroscópico, por lo que los datos obtenidos bajo estas condiciones de alta humedad han sido eliminados del estudio. Esta es la principal razón por la que únicamente hemos obtenido un 50% de datos válidos de scattering. Este problema ha sido más acuciante durante la estación invernal.

En este estudio únicamente vamos a trabajar con la dispersión de la luz que se produce en el mismo sentido de su incidencia, que de forma genérica vamos a denominarlo como σ_s .

3.2.2.- Medida del coeficiente de absorción

La medida de este coeficiente ha sido obtenida gracias a un Aethalometro (model AE31, Magee Scientific, USA; Hansen, 2005). En realidad, el instrumento proporciona la concentración de Black Carbon (BC), (~ Carbono elemental (EC)), que hay en la muestra de aire. Este tipo de aerosoles (“soot”) son emitidos predominantemente en los procesos de combustión. El coeficiente de absorción es obtenido a partir de la medida de BC. Las medidas de BC fueron registradas cada 5 minutos en 7 diferentes longitudes de onda (370, 470, 520, 590, 660, 880 y 950 nm). Las medidas fueron integradas posteriormente a medias diarias y horarias. El aparato opera a un flujo de 3.9 l/min. La figura 11 muestra el Aethalometro utilizado en este trabajo.



Figura 11. Aethalometro, modelo AE31 utilizado.

El Aethalometro mide en tiempo real la atenuación de la luz causada por las partículas depositadas en un punto (spot) de una cinta de filtro. Cuando la densidad de la muestra es lo suficientemente elevada la cinta avanza y un nuevo spot se genera y así sucesivamente. Se asume que la luz atenuada es causada por la absorción del BC. La concentración de BC puede ser obtenida gracias a los cambios en la atenuación de la luz. Podemos considerar que en una unidad de área se cumple que:

$$\Delta ATN_{\lambda} = Ln \left(\frac{I_0}{I} \right) = E_{\lambda} \cdot BC$$

Donde ΔATN_{λ} es la atenuación de la luz a una longitud de onda λ en un periodo de muestreo, I e I_0 las intensidades de la luz antes y después del muestreo, BC la concentración de Black Carbon y E_{λ} es el coeficiente de atenuación másico dado en m^2/g , para esa longitud de onda, cuyo valor lo proporciona el fabricante. A partir del valor de la atenuación obtenido, se puede obtener el valor del coeficiente de absorción, aunque para ello previamente se deben realizar algunas correcciones debido a determinados efectos como la multidispersión y el efecto de carga, para lo cual existen ciertos algoritmos de corrección.

3.2.3.- Medida del PM

Las fracciones másicas PM_{10} , $PM_{2,5}$ y PM_1 fueron obtenidas usando un contador óptico GRIMM modelo 190 (ver figura 12). El contador proporcionó medidas de PM cada 10 minutos. Dichos registros fueron integrados en medias diarias y horarias. Las concentraciones de PM diarias fueron a su vez corregidas por comparación con las medidas diarias obtenidas por dos captadores gravimétricos de referencia ubicados en la misma estación.



Figura 12. Contador óptico GRIMM modelo 190.

3.2.4.- Datos meteorológicos y obtención del origen de las masas de aire

Los datos meteorológicos (temperatura, velocidad del viento, radiación solar, precipitación y humedad relativa) fueron obtenidos gracias a una estación meteorológica ubicada en el punto de muestreo, situada a unos 10 m del nivel del suelo.

Para la clasificación diaria del origen de las masas de aire que llegan al área de estudio un análisis de retrotrayectorias fue realizado utilizando el modelo HYSPLIT (Draxler and Rolph, 2013). En concreto se determinaron retrotrayectorias diarias obtenidas a las 12:00 UTC a una altura de 1500 m y con un periodo de retorno de 96 h.

Para determinar los escenarios meteorológicos a nivel sinóptico se utilizaron los mapas de la página web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/hour/>.

Para confirmar que se ha producido un impacto de polvo sahariano en el punto de muestreo se consultó la base de datos: www.calima.ws/ en la que se puede ver las predicciones y los datos históricos de intrusiones de masas de aire procedentes del norte de África (IS) que llegan a España. Esta información es obtenida gracias al análisis y visionado de varios modelos de predicción como el modelo NAAPS (<http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol>) y el modelo BSC/DREAM8b (<http://bsc.es/projects/earthscience/DREAM>). Además, el impacto se comprobó con un incremento en los niveles de PM registrados en el punto de muestreo.

Finalmente, para la obtención de la altura de la capa de mezcla (ACM) se ha utilizado la página web: <http://ready.arl.noaa.gov/READYamet.php>; perteneciente al NOAA Air Resources Laboratory.

3.3.- Utilización de diagramas caja

Debido al reiterado uso del tipo de gráfico “diagrama de cajas” a lo largo de este trabajo, se ha considerado conveniente presentar una breve explicación sobre la información que este tipo de gráfico reporta, teniendo en cuenta que además estos diagramas pueden presentar diversas variantes.

En general, con este tipo de gráfico se pueden obtener medias, medianas, máximos, mínimos y otros tipos de parámetros estadísticos. El subtipo de diagrama utilizado nos presenta un output como la que se muestra a modo de ejemplo en la figura 13a.

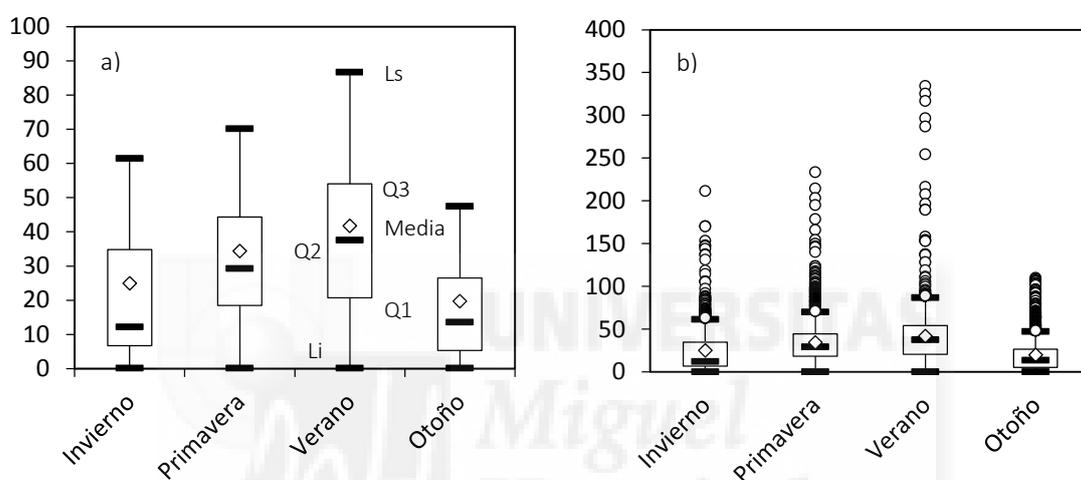


Figura 13. Diagrama de caja empleado en este estudio (a) y otro tipo de diagrama que representa datos atípicos (b).

El diagrama utilizado representa los siguientes parámetros: la media representada por el rombo de cada caja, la mediana (Q2) representada por un segmento horizontal negro, el percentil 75 (Q3) y el 25 (Q1), ubicados en los extremos de las cajas y finalmente los valores superiores (Ls) e inferiores (Li) mostrados, están relacionados con el rango intercuartílico (RI). Este rango es igual a la diferencia $Q3 - Q1$, siendo $Ls = RI \cdot 1.5 + Q3$ y $Li = Q1 - RI \cdot 1.5$. Debemos destacar, que el valor Ls no tiene por qué ser el máximo valor de la serie de datos. De hecho, todos aquellos valores de la serie por encima de este valor se les denomina datos atípicos y pueden ser representados en otro tipo de diagrama de cajas (ver figura 13b). No obstante, en el cálculo de la mediana, la media, Q3 y Q1 representados en ambos diagramas si se han tenido en cuenta para su obtención todos los valores de la serie. Existen otros tipos de gráficos similares no mostrados. Como uno de nuestros objetivos principales es analizar la evolución temporal de los parámetros medidos, hemos considerado que esta se visualiza mejor utilizando el tipo de diagrama de cajas presentado en la figura 13a.

4.- Resultados

4.1.- Caracterización del ambiente atmosférico en el área de estudio

En este apartado se mostrará la evolución temporal de distintos parámetros meteorológicos, así como la de los valores de concentración de partículas finas (PM₁) y gruesas (PM₁₀) en el área de estudio durante el periodo de muestreo. Esta caracterización será útil a la hora de interpretar los resultados de los parámetros ópticos registrados, objetivo prioritario de este trabajo.

4.1.1.- Caracterización meteorológica

Los parámetros meteorológicos registrados han sido: velocidad del viento (v), temperatura (T), humedad relativa (HR), radiación solar (R) y precipitación acumulada. En la tabla 3 se presentan los valores medios obtenidos por estación y entre paréntesis su desviación estándar. En el caso de la precipitación, se indica únicamente el valor acumulado.

Tabla 3. Valores medios de las principales variables meteorológicas registradas.

| | v (m/s) | T (°C) | HR (%) | R (W/m ²) | Lluvia (l/m ²) |
|------------------|-----------|------------|-------------|-----------------------|----------------------------|
| Invierno | 6.4 (3.9) | 2.4 (5.0) | 72.6 (27.8) | 287.0 (231.7) | 250.0 |
| Primavera | 4.8 (2.8) | 12.6 (5.2) | 58.5 (22.7) | 476.3 (337.7) | 209.0 |
| Verano | 4.4 (2.2) | 18.3 (4.8) | 62.5 (27.0) | 428.0 (315.7) | 85.5 |
| Otoño | 4.9 (2.9) | 8.7 (3.7) | 68.6 (26.9) | 256.9 (195.0) | 136.1 |

Como podemos apreciar de la tabla 3, la oscilación térmica que presenta el punto de muestreo es bastante significativa entre el invierno y el verano con unos 16 °C de diferencia. De la misma forma la radiación solar registrada también presenta una importante diferencia entre los valores obtenidos en el periodo otoño-invierno y los de primavera-verano. Cabe destacar que la radiación solar registrada es mayor a la registrada en puntos cercanos a la costa, debido a la altitud del punto de muestreo. Por su parte, la precipitación muestra un claro mínimo durante el periodo estival, en el que se acumula únicamente el 12.5 % de la lluvia registrada a lo largo del año.

También se ha obtenido como parámetro de interés la altura de la capa de mezcla y se ha analizado su evolución temporal. Este parámetro puede tener importancia la hora de interpretar las concentraciones de PM y parámetros ópticos registradas. Teniendo en cuenta que el punto de muestreo se encuentra a 1558 m sobre el nivel del mar, cabe la posibilidad de que, en muchos periodos temporales, principalmente durante el otoño y el invierno cuando la ACM es más baja, el área de estudio se encuentre ubicado en la llamada “troposfera libre”, ajena por lo tanto a cualquier tipo de influencia de PM antrópico que pueda ser transportado gracias a los regímenes de brisas

RESULTADOS

desde los lugares urbanos costeros hasta el área de estudio. En estos casos, únicamente transportes de masas de aire que circulen por la troposfera libre como podría ser el caso de las intrusiones saharianas pueden incrementar los niveles de fondo.

La figura 14a presenta en un diagrama de cajas la evolución promedio horaria de los principales parámetros estadísticos referentes a la ACM. La línea roja muestra la altura a la que está situado el punto de muestreo. Como podemos observar, es entre las 12 UTC y las 15 UTC, es cuando se presentan las alturas más elevadas, aunque en más de la mitad de los días analizados, durante esa franja horaria el punto de muestreo está dentro de la capa.

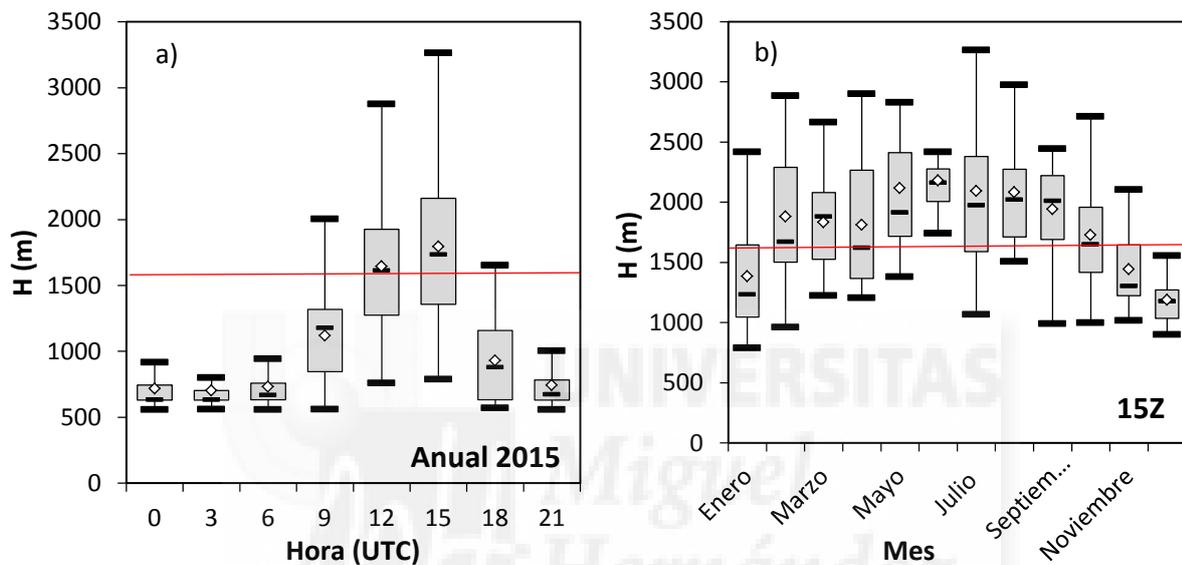


Figura 14. a) Evolución horaria promedio de la altura de la capa de mezcla; b) Evolución mensual de la altura de la capa de mezcla calculada a las 15 UTC en el área de estudio.

La figura 14b muestra la evolución de la altura registrada a las 15 UTC (hora a la que cuando la capa está más desarrollada, debido a la mayor radiación solar incidente) a lo largo del año. Como se puede apreciar, de forma aproximada podemos decir que únicamente durante noviembre, diciembre y enero el punto de muestreo está por encima del P75, por lo que es de esperar que durante estos meses, en los que además las intrusiones de polvo africano son poco frecuentes, las concentraciones de PM y parámetros ópticos sean las menores de todo el año.

4.1.2.- Caracterización de la materia particulada en suspensión

A continuación, presentamos la evolución temporal de las concentraciones de PM_{10} y PM_1 a lo largo del periodo de estudio, así como la influencia que sobre estas han tenido las entradas de aire procedentes del norte de África.

La figura 15 presenta dichas evoluciones (con datos diarios) así como los valores estacionales de la media y la mediana para cada fracción másica. Además, se presenta la evolución del ratio PM_1/PM_{10} .

RESULTADOS

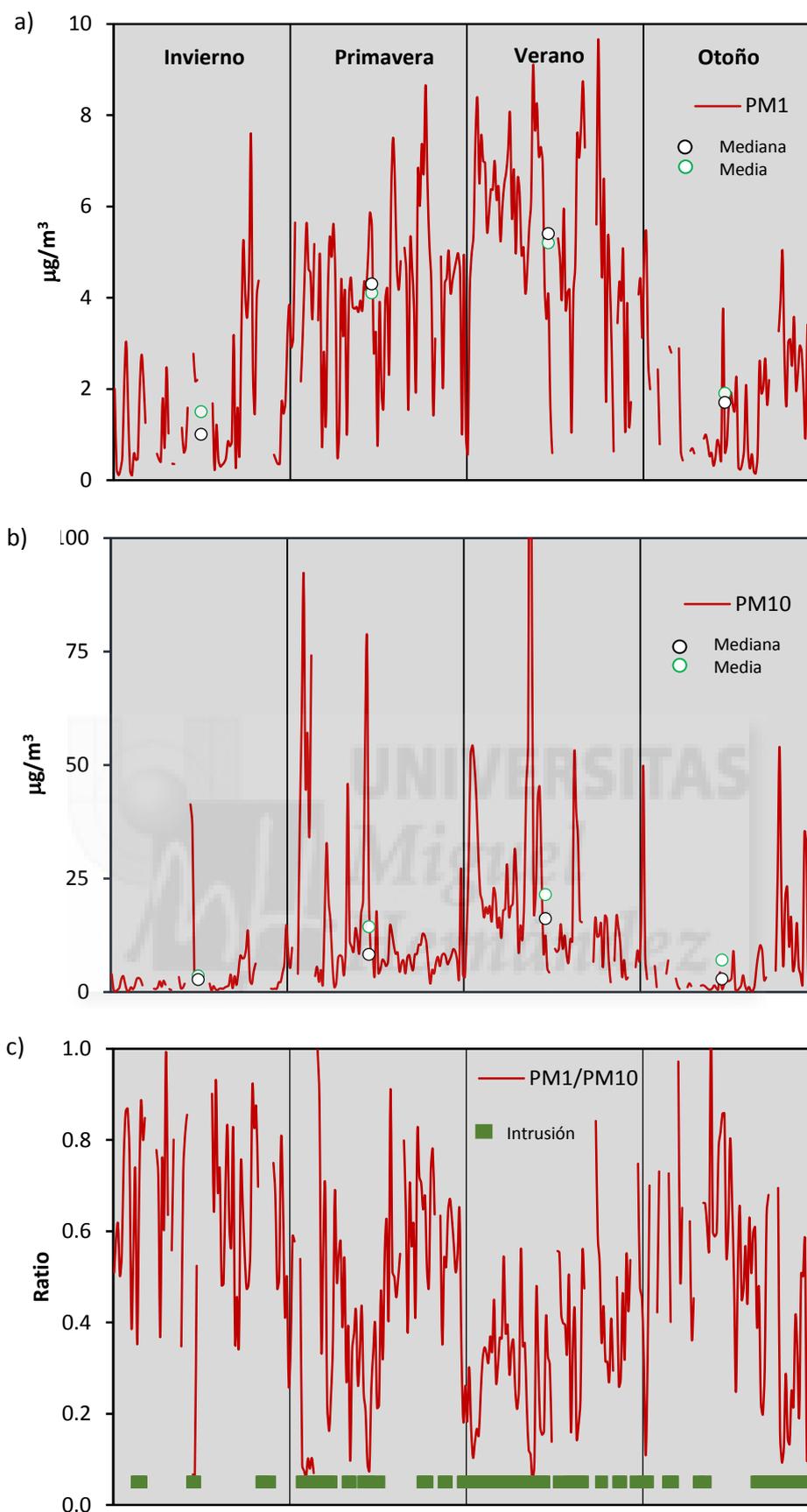


Figura 15. a) Evolución estacional de la fracción PM_1 ; b) Evolución estacional de la fracción PM_{10} ; c) Evolución estacional del ratio $\text{PM}_1/\text{PM}_{10}$ y periodos en los que se produjeron intrusiones de masas de aire sahariano en el punto de muestreo.

RESULTADOS

Este ratio es un buen indicador del tipo de partícula predominante en la zona de estudio. Cuanto más cercano a 1 sea, mayor predominio de partículas finas habrá y, al contrario, como podría ser el caso de intrusiones de polvo sahariano, cuando las partículas predominantes en el ambiente sean más gruesas el valor del ratio disminuirá.

Los valores medios anuales de ambas fracciones fueron: 12.2 en PM_{10} y $3.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en PM_1 . Las figuras 15a y 15b muestran tendencias estacionales similares de PM_{10} y PM_1 con claros máximos en primavera y sobre todo en verano (21.4 y $5.2 \mu\text{g}/\text{m}^3$, como valores medios estivales de PM_{10} y PM_1) y mínimos durante el invierno (3.5 y $1.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$, respectivamente). Los principales factores que explican estas tendencias son: mayor producción fotoquímica y resuspensión en primavera-verano; mayor frecuencia de transporte de polvo sahariano durante la primavera y el verano (como puede apreciarse en la figura 15c) y como vimos en la tabla 4, una escasa precipitación durante los meses de verano. Igualmente, otro factor que puede intervenir, es la ACM. Esta altura durante el periodo otoño-invierno, en ocasiones puede ser baja (ver figura 14), por ello el punto de muestreo puede encontrarse ubicado en la troposfera libre y las concentraciones que se registren serán lógicamente menores.

La proporción de partícula fina frente a gruesa que podemos observar en la figura 15c viene bastante determinada por los periodos de IS. En estos casos se puede apreciar como el valor del ratio disminuye ostensiblemente. Siendo durante el invierno cuando mayor proporción de partícula fina hay.

Otro hecho a destacar es el distinto valor que los valores de media y mediana estacionales presentan en la fracción PM_{10} , mientras que en la fracción PM_1 estos estadísticos son bastante semejantes. Este hecho puede ser un indicativo de que los episodios de transporte de partículas, en nuestro caso principalmente las IS, alteran en mucha mayor medida las concentraciones habituales de las partículas gruesas que las finas. Esto es lógico, ya que sabemos que las IS vienen cargadas de partículas principalmente gruesas, aunque también puedan afectar a la fracción PM_1 como se puede apreciar en la figura 15.

La figura 16 presenta la evolución horaria para ambas fracciones másicas en función de la estación del año. Como puede apreciarse, tanto en PM_{10} como en PM_1 los valores horarios son ostensiblemente superiores durante el verano. La principal diferencia entre ambas fracciones radica en que para la fracción PM_{10} en las horas centrales del día se presenta un claro y amplio máximo, sobre todo durante el verano, mientras que en las partículas más finas ese máximo no está tan definido. En ambos casos, las concentraciones muestran un perfil claramente indicativo de una

RESULTADOS

estación de fondo regional no urbana, en la que los picos del inicio de la jornada laboral hubiesen estado presentes (ver figura 3).

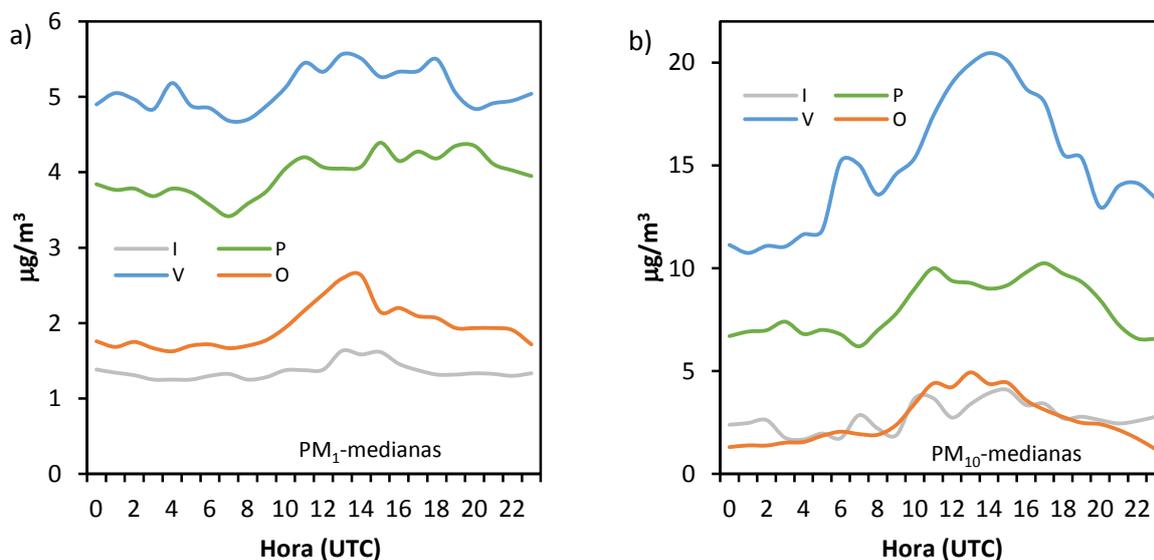


Figura 16. a) Evolución horaria del PM_1 en función de la estación del año; b) Evolución horaria del PM_{10} según la estación del año.

Independientemente de la estación del año, los niveles de PM se reducen ostensiblemente a últimas horas del día (a partir de las 18 UTC), siguiendo el patrón horario mostrado por la ACM (figura 14a).

4.2.- Estudio de los parámetros ópticos

En este apartado vamos a interpretar los valores de concentración registrados por los parámetros ópticos analizados (σ_s , σ_a y SSA) así como su evolución temporal y sus relaciones con el PM.

4.2.1.- Concentraciones obtenidas y evolución estacional

La tabla 4 presenta algunos estadísticos obtenidos de estos parámetros a lo largo del periodo de estudio. Se indica, el porcentaje de datos válidos (N), a partir del cual se han calculado.

Tabla 4. Estadísticos anuales obtenidos de los parámetros ópticos registrados

| | N (%) | Media | Mediana | D. Estándar | Máximo | Mínimo |
|--------------------------|-------|-------|---------|-------------|--------|--------|
| σ_s (Mm^{-1}) | 50 | 31.0 | 24.7 | 27.5 | 334.1 | 0.12 |
| σ_a (Mm^{-1}) | 82 | 2.2 | 1.8 | 1.7 | 26.0 | 0.01 |
| SSA | 50 | 0.899 | 0.919 | 0.077 | 0.999 | 0.110 |

Los datos mostrados en la tabla 4 reflejan valores típicos de entornos de montaña. Si realizamos una comparativa con la tabla 2 presentada en la introducción, fijándonos únicamente en los coeficientes, observaremos que el punto de muestreo presenta valores encuadrados entre los montes Montsec y

RESULTADOS

Montseny. Esto sugiere que la localización estudiada se comporta como un entorno remoto de alta montaña que puede tener ligeras influencias antrópicas. Por su parte, como puede apreciarse los valores son superiores a los encontrados en ambientes de mayor altura, los cuales se ubican mucho más tiempo a lo largo del año en la troposfera libre, como es el caso de Mt. Cimone y a su vez, bastante menores a los registrados en entornos puramente urbanos como Valencia o Granada. El valor de SSA obtenido refleja un claro dominio de la dispersión frente a la absorción de la radiación por parte de las partículas, posiblemente debido a la escasez de BC (componente antropogénico del PM) en el área de estudio, ya que como ya indicamos en la introducción este componente es el que mayor eficiencia de absorción tiene.

La figura 17 muestra la evolución estacional de estos parámetros.

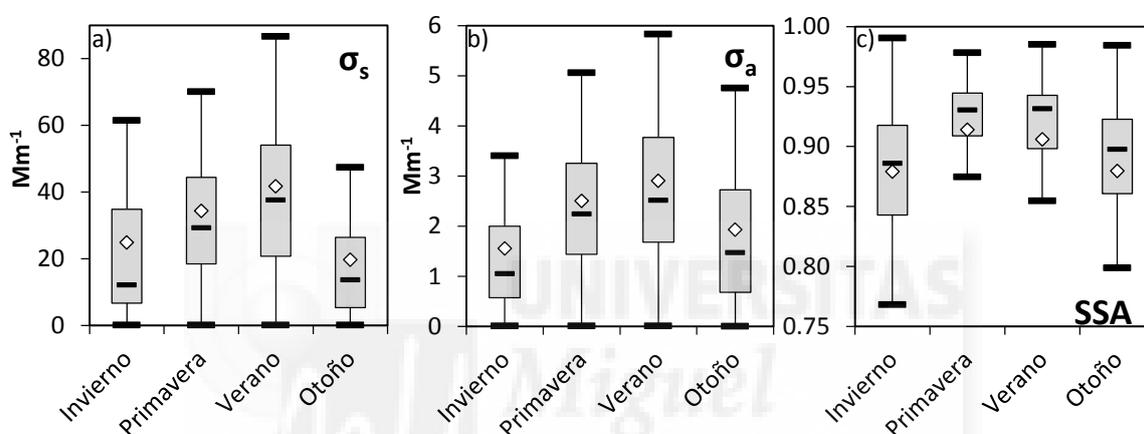


Figura 17. Evolución estacional del: a) coeficiente de dispersión; b) coeficiente de absorción y c) single scattering albedo.

Como se puede apreciar en las figuras 17a y 17b, la variabilidad temporal de ambos coeficientes es muy similar a la presentada por las fracciones másicas PM_{10} y PM_{1} . Por ello, ambas presentan máximos en el periodo primavera-verano y mínimos durante los meses más fríos. Es de esperar, por lo tanto, que las mismas razones que explican la variabilidad temporal a lo largo del año del PM justifiquen las tendencias observadas en la figura 17. Destaca la diferencia encontrada en el coeficiente de dispersión entre el verano y el otoño, en el que el valor estival, $41.7 Mm^{-1}$, duplica el valor promedio obtenido en la estación otoñal. En el caso del coeficiente de absorción, la mayor diferencia se encuentra entre los valores obtenidos durante el verano ($\sim 2.9 Mm^{-1}$) y el invierno ($\sim 1.6 Mm^{-1}$). Por su parte, en la evolución estacional del SSA, nuevamente puede observarse como son los meses más cálidos los que presentan mayor valor, por lo que podemos afirmar que durante los meses más fríos la absorción de la radiación tiene mayor preponderancia en su relación con la dispersión.

4.2.2.- Relación con el PM

RESULTADOS

Como no contamos en este trabajo con el análisis químico de las muestras, cuya composición ayudaría a entender esta variabilidad, debemos de suponer que, en el caso de la absorción, durante el invierno poco BC llegará desde los núcleos urbanos al punto de muestreo, bien por la ausencia de brisas, bien por ACM bajas, mientras que durante el verano su presencia será mayor. Esta suposición se corrobora gracias a un estudio de composición química realizado en la misma estación de muestreo realizado durante 2011 y 2012 (Galindo et al., 2016). El estudio también indica la mayor abundancia de SO_4^{-2} (principal componente dispersor del PM) durante el verano. Por otra parte, la mayor frecuencia de intrusiones en el periodo estival implica una mayor dispersión y absorción de la radiación. En este último caso gracias a componentes del polvo mineral como determinados óxidos de hierro. La influencia de este fenómeno de transporte será analizada con mayor detalle en el apartado 4.2.4.

La relación de la absorción y el scattering (o coeficientes de absorción y scattering) según el tamaño de partícula (y por lo tanto también de su composición) puede observarse en la figura 18. Como se puede apreciar únicamente se han representado las mejores correlaciones obtenidas en base horaria. En el caso del scattering (figura 18a), el mejor coeficiente de correlación se obtiene en la fracción $\text{PM}_{2.5}$. El obtenido para la fracción PM_1 es ligeramente inferior ($R^2 = 0.765$).

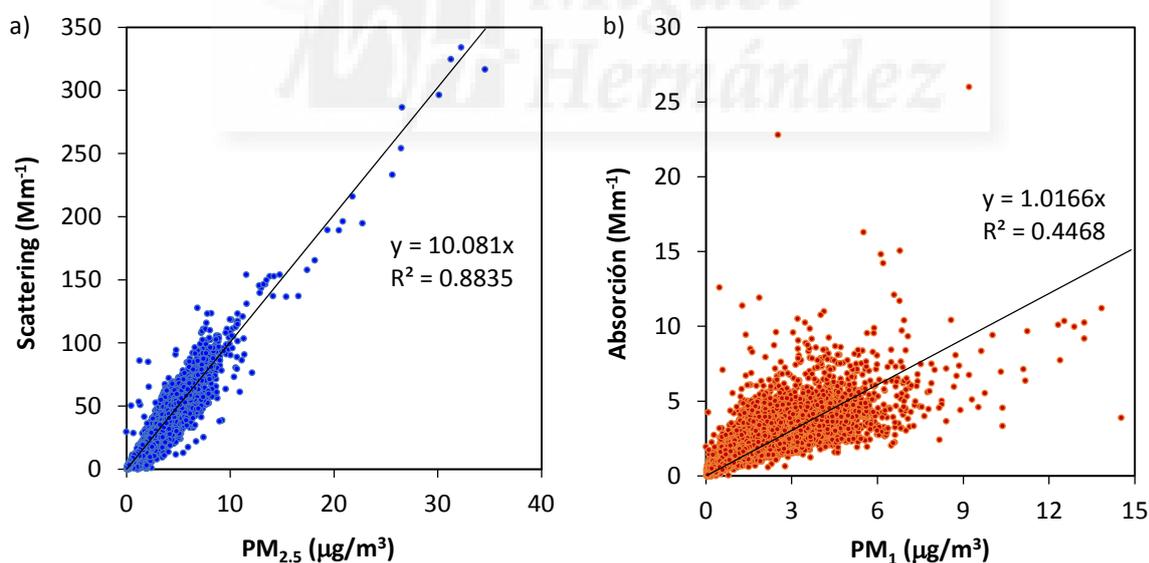


Figura 18. a) Correlación scattering- $\text{PM}_{2.5}$; b) Correlación absorción- PM_1 .

En el caso de la absorción (figura 18b), la correlación con el $\text{PM}_{2.5}$: $y=0.7x$, obtenía un coeficiente $R^2=0.35$, inferior al mostrado por la fracción PM_1 . Estos resultados probablemente sean debidos a una mayor presencia de sulfatos en la fracción $\text{PM}_{2.5}$ y de black carbon en PM_1 . En ambos casos (absorción y dispersión) las correlaciones con la fracción PM_{10} son siempre inferiores.

4.2.3.- Variabilidad horaria

Los valores presentados en las siguientes gráficas (figura 19) muestran los valores de las medianas obtenidas para cada hora durante el periodo de muestreo de los parámetros ópticos analizados.

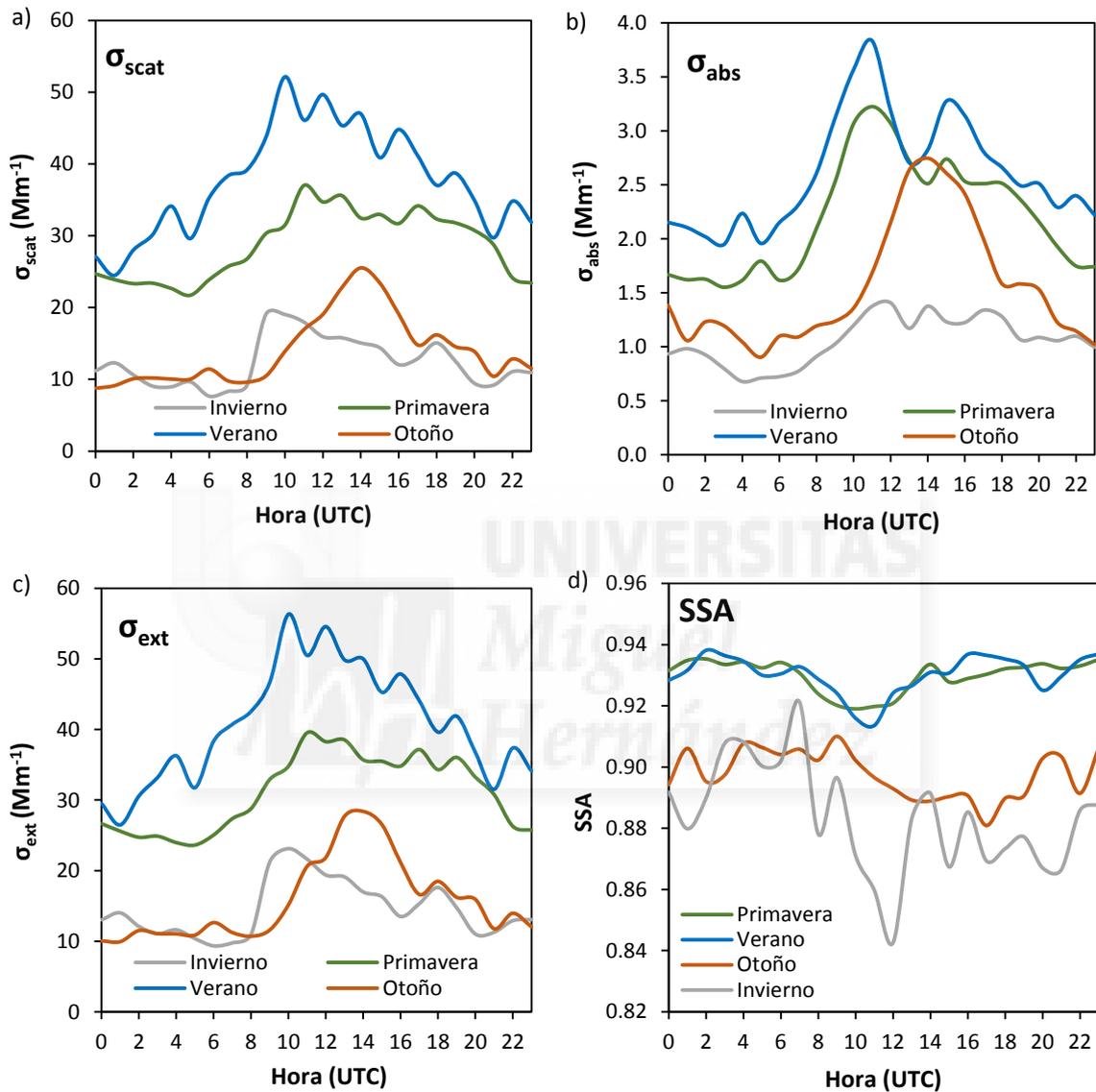


Figura 19. Evolución horaria de los valores de la mediana obtenidos para cada estación de: a) coeficiente de scattering; b) coeficiente de absorción; c) coeficiente de extinción y d) SSA.

Como podemos apreciar en las figuras 19a, 19b y 19c, las evoluciones horarias de los tres coeficientes muestran similar variabilidad a lo largo del día. Todas ellas presentan concentraciones mayores durante los meses más cálidos, siendo el invierno la estación que registra los menores valores. Por otra parte, también se puede apreciar en todas ellas, un máximo bastante amplio en las horas centrales del día, si bien nuevamente es durante el invierno cuando este máximo es menos visible. Las causas que explican estas tendencias, pueden encontrarse en las figuras 16 y 18. La

RESULTADOS

correlación entre las propiedades ópticas y el PM definen en cierta medida el porqué de esta variabilidad horaria. De esta forma, podemos decir que, durante el invierno, al pasar más horas (centrales del día) la estación en la troposfera libre y haber una menor radiación solar, el máximo de partículas (y de parámetros ópticos) se diluye frente al mostrado durante los meses más cálidos. Además, como ya se ha comentado anteriormente, durante los meses más fríos hay una menor frecuencia de intrusiones saharianas.

Por su parte la figura 19d, presenta la variabilidad del parámetro SSA. Como podemos apreciar en este caso, el máximo encontrado anteriormente para los restantes parámetros en las horas de mayor radiación solar no aparece y es sustituido por un ligero mínimo que en el caso del invierno es bastante pronunciado. Por lo que debemos de interpretar que la absorción aumenta en mayor medida que la dispersión en términos proporcionales.

4.2.4.- Influencia de las intrusiones saharianas en los parámetros ópticos

La tabla 5, muestra para cada variable analizada, el número de registros diarios válidos a lo largo del año 2015. Se ha diferenciado en el periodo de estudio los días en los que ha habido episodios de intrusión y cuando no los hay. La tabla muestra además el porcentaje de días con registros para cada variable en periodos de intrusión y sin ella. Los días con intrusión a lo largo del año 2015 fueron 118 (32.3%), mientras los días sin intrusión fueron un total de 247 (67.7%).

Tabla 5. Datos válidos y porcentajes de los parámetros estudiados diferenciando días con intrusión y sin ella a lo largo del periodo de estudio.

| | PM ₁ | PM ₁₀ | σ_s | σ_a | SSA |
|----------------------|-----------------|------------------|------------|------------|-----------|
| Intrusión | 110 (93%) | 111 (94%) | 95 (81%) | 110 (93%) | 95 (81%) |
| Sin intrusión | 191 (77%) | 199 (81%) | 139 (56%) | 200 (81%) | 139 (56%) |

Los días de intrusión se distribuyen estacionalmente de la siguiente manera: 8 días en invierno (6.8%); 25 días en primavera (21.2%); 54 días en verano (45.8%) y finalmente, 31 días en otoño (26.2%). Debemos tener en cuenta que no se registró ningún dato de scattering en periodo de intrusión durante el invierno.

Para cuantificar el efecto de la presencia de polvo mineral sobre las variables medidas, la tabla 6 presenta los incrementos experimentados por estas cuando estos episodios de transporte tienen lugar.

RESULTADOS

Tabla 6. Comparativa de los promedios obtenidos por los parámetros ópticos y el PM cuando hay intrusión sahariana y cuando no la hay.

| | PM_1 | PM_{10} | PM_1/PM_{10} | σ_s | σ_a | SSA |
|-----------------------|--------|-----------|----------------|------------|------------|-------|
| No intrusión | 2.5 | 5.1 | 0.57 | 23.2 | 1.7 | 0.884 |
| Intrusión | 4.7 | 24.8 | 0.31 | 41.1 | 3.0 | 0.913 |
| Incremento (%) | 85.1 | 383.3 | - | 77.4 | 73.4 | 3.3 |
| Global | 3.3 | 12.2 | 0.47 | 31.0 | 2.2 | 0.899 |

La tabla 6 muestra el mayor incremento del PM_{10} con respecto a la fracción PM_1 en los días de intrusión. Esto es lógico ya que la IS se caracteriza por transportar predominantemente partícula mineral gruesa. No obstante, debemos remarcar el incremento experimentado por la fracción fina durante estos eventos. Estos diferentes incrementos se ven reflejados en una disminución del ratio durante los periodos de intrusión. El aumento porcentual experimentado por la absorción y el scattering es bastante similar. Estos aumentos verifican la capacidad del polvo mineral (algunos óxidos de hierro) no solo para dispersar la radiación sino también para absorberla. No obstante, en función de los datos de SSA mostrados, podemos decir que durante los periodos de intrusión el efecto de scattering predomina ligeramente sobre el de absorción.

La figura 20 presenta la variabilidad, en función de la estación del año, que presentan las propiedades ópticas analizadas en función de la existencia o no de polvo sahariano (IS) en el área de estudio. Como se ha dicho anteriormente la estación invernal no ha sido representada debido a la escasez de datos válidos.

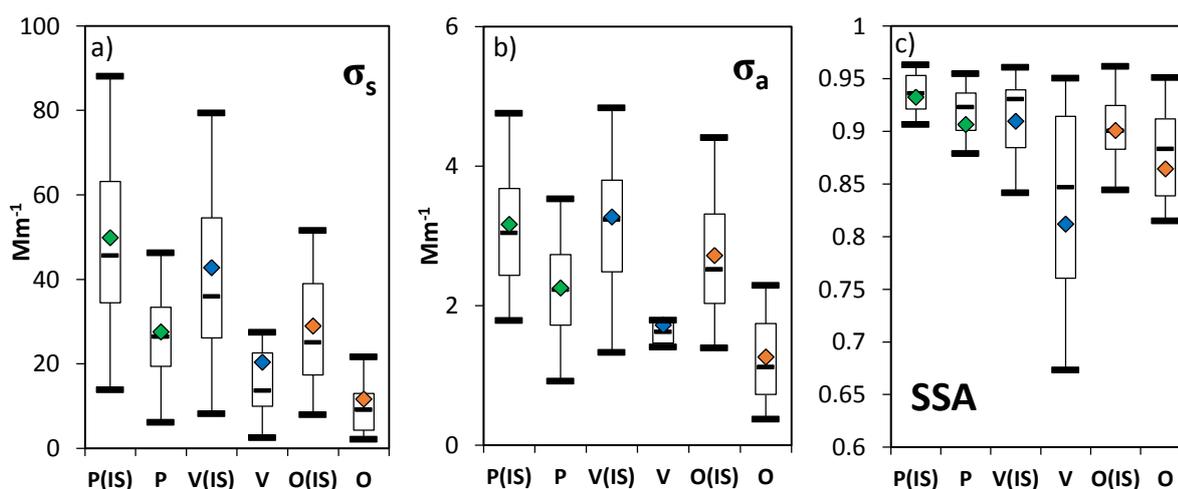


Figura 20. Comparación estacional entre periodos de intrusión sahariana y sin ella para: a) coeficiente de scattering; b) coeficiente de absorción y c) SSA.

RESULTADOS

Como muestran las figuras 20a y 20b, durante los periodos de intrusión siempre se evidencia un incremento de la absorción y del scattering. La figura 20a muestra que los incrementos porcentuales de cada estación son bastante similares, algo similar experimenta el coeficiente de absorción (figura 20b), sin embargo, en este caso durante la primavera el incremento porcentual es la mitad del obtenido durante el verano y el otoño. En la figura 20c, destaca principalmente la diferencia existente durante el verano, ya que el descenso en el valor de SSA es de aproximadamente una décima.



5.- Conclusiones

Las principales conclusiones a las que se ha llegado en este estudio son:

- La estación de medida registra concentraciones y evoluciones temporales de PM típicas de entornos de alta montaña caracterizadas por sus escasas influencias antrópicas.
- El ratio PM_1/PM_{10} se presenta como un buen indicador de la comparación de los periodos de intrusión sahariana que afectan al área de estudio.
- De la comparación de los valores medios de scattering y absorción obtenidos ($30.1 Mm^{-1}$ y $2.2 Mm^{-1}$) con los registrados en otros ambientes de similares características, podemos sugerir que existe una ligera influencia antrópica en el área de estudio o bien que el efecto de las IS es mayor que en otros enclaves parecidos, posiblemente debido a la cercanía del punto de muestreo con el norte de África.
- El valor medio de SSA registrado (0.899) muestra un claro dominio del efecto dispersivo del aerosol frente a la absorción de la radiación, como por otra parte, es habitual en ubicaciones remotas.
- Son durante los meses más cálidos cuando los valores de σ_s , σ_a y SSA son más elevados. Esta evolución estacional está marcada por la mayor frecuencia de entrada de polvo sahariano y la mayor altura de la capa de mezcla, que tiene lugar durante la primavera y el verano.

6.- Proyección futura

Una vez realizado el estudio, se ha considerado ciertos aspectos que podrían servir como proyectos futuros para detallar aún más la información utilizada y que se aprovecharían para conocer mejor la evolución temporal de los parámetros ópticos en la zona de estudio, así como otros parámetros meteorológicos claves.

- Ampliar el periodo de la evolución temporal de estudio para profundizar en la variabilidad temporal de los parámetros ópticos y así confirmar sus tendencias con una mayor cantidad de datos registrados.
- Determinar de una forma más detallada la influencia de la capa de mezcla sobre las concentraciones de los parámetros ópticos estudiados y así ver el mayor o menor alcance de las emisiones antrópicas sobre el punto de medida.
- Analizar la composición química del PM para verificar qué componentes contribuyen en mayor proporción a la absorción y dispersión de la radiación.

Suponiendo cualquiera de los tres casos expuestos como futuros trabajos, cada uno de ellos requiere de más tiempo de estudio, cuanto mayor sea la cantidad de datos analizados, mejor será la información que se obtendrá.

7.- Bibliografía

- Andrews, E., Ogre, J.A., Bonasoni, P., Marinoni, A., Cuevas, E., Rodriguez, S., Sun, J.Y., Jaffe, D.A., Fischer, E.V., Baltensperger, U., Weingartner, E., Coen, M.C., Sharma, S., Macdonald, A.M., Leaitch, W.R., Lin, N.H., Laj, P., Arsov, T., Kalapov, I., Jefferson, A., Sheridan, P., 2011. *Climatology of aerosol radiative properties in the free troposphere*. Atmospheric Research 102, 365–393.
- Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S. K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens and X. Y. Zhang, 2013. Clouds and Aerosols. En: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report to the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. auels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Draxler, R.R., Rolph, G.D., 2013. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website. NOAA Air Resources Laboratory, Silver Spring, MD. (<http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>).
- Esteve, A.R., Estellés, V., Utrillas, M.P., Martínez-Lozano, J.A., 2012. *In-situ integrating nephelometer measurements of the scattering properties of atmospheric aerosols at an urban coastal site in western Mediterranean*. Atmospheric Environment 47, 43-50.
- Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. van Dorland. (2007). Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Galindo, N., Yubero, E., Nicolás, J.F., Crespo, J., Soler, R., 2016. *Chemical characterization of PM1 at a regional background site in the western Mediterranean*. Aerosol Air Quality Research 16, 530-541.
- Hansen, A.D.A., Rosen, H., Novakov, T., 1984. *The Aethalometer; an instrument for real-time measurements of optical absorption by aerosol particles*. Science of Total Environmental 36, 191-196.

BIBLIOGRAFÍA

- López, J.F., Cachorro, V.E., de Frutos, A.M., 2015. *Analysis of aerosol scattering properties measured by a nephelometer at a coastal-rural site in the Atlantic southwest of the Iberian Peninsula*. Journal of Atmospheric and Solar-terrestrial Physics 132, 48-63.
- Lovett, G. M., Tear, T. H., Evers, D. C., Findlay, S. E., Cosby, B. J., Dunscomb, J. K., Driscoll, C. T., and Weathers, K. C., 2009. *Effects of air pollution on ecosystems and biological diversity in the eastern United States*. Annals of the New York Academy of Sciences, 1162(1): pp. 99-135.
- Pandolfi, M., Cusack, M., Alstuey, A., Querol, X., 2011. *Variability of aerosol optical properties in the Western Mediterranean Basin*. Atmospheric Chemistry and Physics 11, 8189-8203.
- Pandolfi, M., Ripoll, A., Alastuey, A., Querol, X., 2014. *Climatology of aerosol optical properties and black carbon mass absorption cross section at a remote high-altitude site in the western Mediterranean Basin*. Atmospheric Chemistry and Physics 14, 6443-6460.
- Pope, C. A., Ezzati, M., and Dockery, D. W., 2009. *Fine-particulate air pollution and life expectancy in the United States*. New England Journal of Medicine, 360(4): pp. 376-386.
- Schwartz, J. and Neas, L.M., 2000. Fine particles are more strongly associated than coarse particles with acute respiratory health effects in schoolchildren. Epidemiology 11, 6-10.
- Segura, S., Estellés, V., Esteve, A.R., Marcos, C.R., Utrillas, M.P., Martínez-Lozano, J.A., 2016. *Multiyear in-situ measurements of atmospheric aerosol absorption properties at an urban coastal site in western Mediterranean*. Atmospheric Environment 129, 18-26.
- Seinfeld, J.H., Pandis, S.N., 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. Published by John Wiley & Sons.
- Titos, G., Foyo-Moreno, I., Lyamani, H., Querol, X., Alastuey, A., Alados-Arboledas, L., 2012. *Optical properties and chemical composition of aerosol particles at an urban location: an estimation of the aerosol mass scattering and absorption efficiencies*. Journal of Geophysical Research 117, (D04206).
- Watson, J., y Chow, J., 2000. *Reconciling Urban Fugitive Dust Emissions Inventory and Ambient Source Contribution Estimates: Summary of Current Knowledge and Needed Research*. DRI Document N° 6110.4F. Desert Research Institute. Energy and Environmental Engineering Center.