



TRABAJO FIN DE GRADO 2022-2023

***Aerosol atmosférico y dispersión de radiación:
un estudio de higroscopicidad***

Autor: Gabriel Bernabé García

Tutores: Jaime Javier Crespo Mira y Ramón Castañer Botella

Departamento: Física Aplicada

Área: Contaminación atmosférica



Facultad de Ciencias Experimentales

Grado de Ciencias Ambientales

Curso 2022-2023



CIENCIAS AMBIENTALES
FACULTAD DE CIENCIAS EXPERIMENTALES

RESUMEN

Este TFG estudia el efecto de la humedad relativa sobre la dispersión lumínica del aerosol atmosférico en un enclave de ambiente suburbano, a partir de ciertos parámetros ópticos (σ_{sp} y SAE) y másicos (PM_{10} , $PM_{2,5}$) durante la primera mitad del año 2023. Para su realización se han empleado dos nefelómetros de integración (Aurora 3000 y 4000). El estudio se dividió en dos campañas, siendo la primera dirigida al ajuste de la correlación de medidas de ambos nefelómetros para poder evaluar la influencia de la higroscopicidad diferencial de los aerosoles en la segunda campaña. Los valores medios más altos de $\sigma_{sp(525\text{ nm})}$ fueron los obtenidos durante el impacto de una intrusión sahariana: $110 \pm 30 \text{ Mm}^{-1}$ (típico, $30 \pm 20 \text{ Mm}^{-1}$). La moda fina del aerosol dispersa la luz visible de forma más eficiente que la gruesa, con E_{mG} y E_{mF} de $1,3 \pm 0,3 \text{ m}^2/\text{g}$ y $3,2 \pm 0,5 \text{ m}^2/\text{g}$, respectivamente. El efecto de aumento de tamaño de los aerosoles ($SAE_{A3000} = 0,9$ y $SAE_{A4000} = 1,1$) cuando la humedad está por encima del 40%, justifica el resultado encontrado de que la dispersión obtenida en muestra húmeda es aproximadamente un 25-30% superior a la medida en muestra seca.

Palabras clave: Dispersión, nefelómetro, aerosol, humedad relativa.

ABSTRACT

This TFG studies the effect of relative humidity on the atmospheric aerosol light scattering in a suburban environment, based on certain optical (σ_{sp} and SAE) and mass (PM_{10} , $PM_{2,5}$) parameters during the first half of 2023. Two nephelometers (Aurora 3000 and 4000) have been used to carry it out. The study was divided into two campaigns, being the first one directed to the correlation study between both nephelometers to evaluate the effect of hygroscopicity of the aerosols in the second campaign. The highest mean values of $\sigma_{sp(525\text{ nm})}$ were obtained during the impact of a Saharan dust intrusion: $110 \pm 30 \text{ Mm}^{-1}$. The aerosol fine mode scatters visible light more efficiently than the coarse mode, with mass scattering efficiencies of $1,3 \pm 0,3 \text{ m}^2/\text{g}$ and $3,2 \pm 0,5 \text{ m}^2/\text{g}$, respectively. The dispersion values recorded in wet sample are approximately 25-30% higher than those measured in dry sample which confirms the increasing of aerosols size ($SAE_{A3000} = 0,9$ and $SAE_{A4000} = 1,1$) when relative humidity is above 40%.

Key words: Scattering, nephelometer, aerosol, relative humidity.

ÍNDICE

1. Introducción	4
1.1 Aerosoles atmosféricos	4
1.2 Efectos de los aerosoles atmosféricos	6
1.2.1 Efectos sobre la salud humana	6
1.2.2 Efectos sobre el clima	7
1.3 Interacción de los aerosoles con la radiación lumínica	9
1.3.1 Absorción de agua por los aerosoles	12
2. Objetivos	14
3. Materiales y métodos	15
3.1 Localización y características climáticas de la zona de estudio	15
3.2 Determinación de los coeficientes de dispersión	15
3.2.1 Nefelómetro de integración	15
3.2.1.1 Principio de funcionamiento	16
3.2.1.2 Cálculo del coeficiente de dispersión de partículas	20
3.3 Diseño metodológico	20
3.4 Fuentes de modelización empleadas	21
3.5 Corrección de datos	22
3.6 Programa R y R Studio	23
4. Resultados y Discusión	24
4.1 Campaña de intercomparación de nefelómetros Aurora 3000 y 4000	24
4.1.1 Evolución temporal de la dispersión por aerosoles en el periodo de estudio	25
4.1.2 Influencia de las intrusiones saharianas y los periodos de estabilidad atmosférica en las variables estudiadas.	26
4.1.3 Dispersión típica del aerosol de un día medio	27
4.1.4 Relación existente entre la dispersión, la PM y el SAE	28
4.2 Influencia de la humedad relativa en la dispersión de aerosoles	30
4.2.1 Determinación y variación del $f(RH)$	32
5. Conclusiones y proyección futura	35
6. Bibliografía	36

1. Introducción

1.1 Aerosoles atmosféricos

La atmósfera terrestre se define como la capa de gases que rodea al planeta y que se mantiene unida a su superficie por efecto de la gravedad. Además de los gases, las nubes y los aerosoles son importantes componentes atmosféricos. Los aerosoles atmosféricos son pequeñas partículas sólidas y/o líquidas suspendidas en la atmósfera, con variabilidad espacial y temporal alta. (Seinfeld y Pandis, 2006). Estas partículas se caracterizan por emitirse desde diferentes fuentes, evolucionar a través de distintos procesos atmosféricos, tener un tiempo de vida en la atmósfera corto y desaparecer por varias vías de eliminación. Además, los aerosoles presentan composiciones complejas y difieren de manera significativa en tamaño y forma, en un rango amplio entre 0,01 y 50 μm . Esas características explican su distribución no uniforme por todo el globo terrestre.

Las fuentes primarias emiten partículas directamente a la atmósfera como la materia mineral del suelo, emisiones volcánicas, sal marina, hollín - *black carbon* - (BC), emisiones biogénicas y las procedentes de la quema de biomasa (como incendios forestales) (Seinfeld y Pandis, 2006). Otras partículas, denominadas secundarias, aparecen en la atmósfera de forma indirecta a través de reacciones químicas como sulfatos, nitratos, amonio y compuestos orgánicos secundarios.

Las partículas de origen natural son las predominantes, mientras que las de origen antropogénico representan una menor proporción (Figura 1) (Huneus et al., 2012). Dependiendo del origen, las propiedades químicas, físicas y ópticas de los aerosoles van a ser muy diferentes.

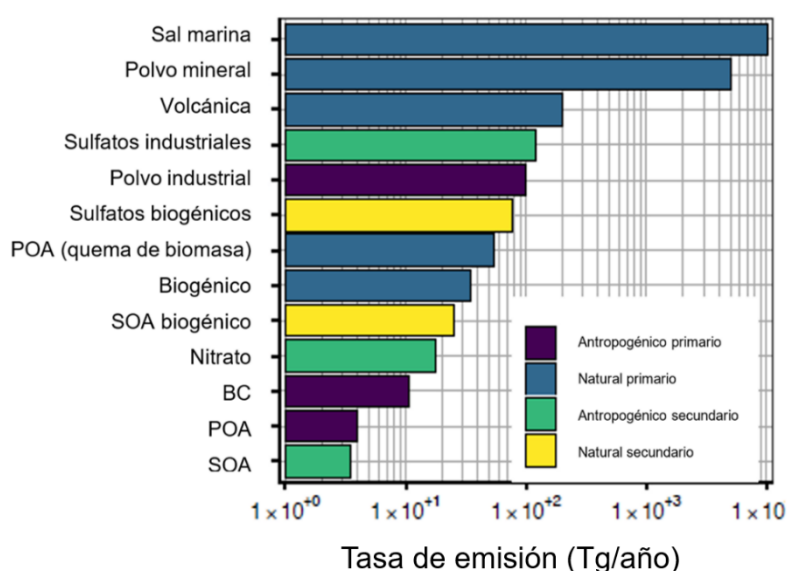


Figura 1: Contribución relativa a la tasa de emisiones de concentración másica total de los diferentes tipos principales de aerosol, formación y origen. POA: Aerosoles orgánicos primarios; SOA: Aerosoles orgánicos secundarios. Tomado de Yus Díez, 2022.

Los aerosoles atmosféricos se clasifican normalmente en función de su origen y composición química y en función de su tamaño. Los aerosoles de sal marina proceden de la superficie oceánica debido al proceso de “choque” de las olas. Estas partículas suelen estar compuestas de NaCl, MgCl₂ y sulfatos de magnesio y sodio. Los aerosoles de polvo mineral proceden de la superficie terrestre y están compuestos por partículas sólidas, la mayoría de ellas insolubles al agua. Los aerosoles secundarios son generados en la atmósfera, debido a la conversión de gases a partículas. Este tipo de aerosoles están formados principalmente por sulfatos, nitratos y también por sustancias orgánicas procedentes de los gases emitidos por las plantas. También existen aerosoles biológicos que se caracterizan por presentar rangos de tamaño muy diferenciados y extensos. En ciertas ocasiones, este tipo de aerosoles puede suponer hasta el 30% de la concentración volumétrica total de aerosoles atmosféricos. Los aerosoles de humo proceden principalmente de los incendios forestales, pudiendo tener efectos a nivel local. El tamaño de estas partículas no suele sobrepasar los 0,5 µm y suelen presentar formaciones de hollín. Los aerosoles volcánicos son aquellos que proceden de las emisiones volcánicas. Son importantes fuentes de compuestos sulfatados y los minerales expulsados son en su mayoría insolubles al agua. Por último, los aerosoles antropogénicos están constituidos tanto por partículas primarias como secundarias, generadas a partir de emisiones antropogénicas gaseosas. Los aerosoles antropogénicos contribuyen con alrededor del 10% a la totalidad de aerosoles. Los más importantes son: BC, SO₂ antropogénico, óxidos de carbono, NO_x, NH₄, compuestos orgánico-volátiles, aerosoles primarios orgánicos, CH₂O y compuestos orgánicos volátiles aromáticos. (Kokhanovsky, 2008)

En cuanto a los tamaños, los aerosoles se pueden clasificar hasta en cuatro grupos (modas) en función de su diámetro (d) (*Figura 2*): moda de nucleación ($d < 20$ nm), moda de Aitken ($20 < d < 100$ nm), moda de acumulación ($20 < d < 1000$ nm) y moda gruesa ($d > 1$ µm).

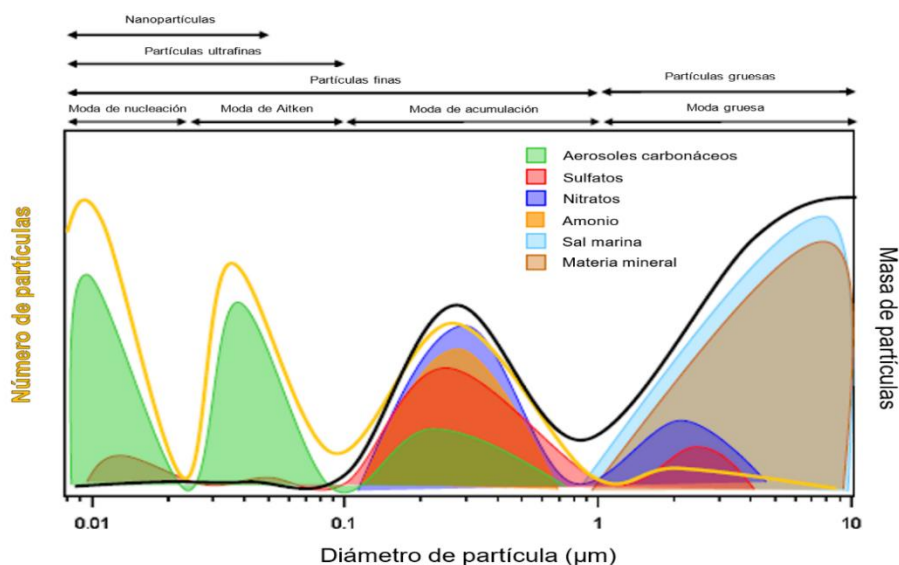


Figura 2: Distribución en tamaño de los aerosoles (modificada de Seinfeld y Pandis, 2006).

En la moda de nucleación, las partículas se forman a partir de precursores gaseosos los cuáles nuclean de manera espontánea en la atmósfera (Kulmala et al., 2013). Están constituidos de manera general por partículas secundarias, principalmente por sulfatos y compuestos orgánicos, aunque también pueden ser emitidos por el tráfico en forma de partículas primarias. Los presentes en la moda de Aitken se generan a partir de emisiones primarias, procesos de coagulación entre partículas preexistentes y la condensación de gases sobre partículas nucleadas (Morawska et al., 1999). Estas partículas se suelen encontrar en entornos urbanos. Los incluidos en la moda de acumulación, se forman a partir de procesos de coagulación entre partículas y/o los procesos de condensación y absorción de los compuestos semivolátiles sobre la superficie de estas partículas (Seinfeld y Pandis, 2006). Como resultado, la concentración en número de partículas disminuye mientras que la concentración en masa aumenta. Están compuestas principalmente por aerosoles inorgánicos secundarios y también por una menor proporción de aerosoles carbonáceos (Harrison y Pio, 1983). Por último, los presentes en la moda gruesa se caracterizan por ser principalmente partículas primarias, procedentes de la resuspensión de polvo mineral y el aerosol marino. No obstante, las reacciones químicas producidas entre los gases y las partículas marinas o de la corteza terrestre pueden dar lugar a partículas gruesas secundarias, como el NaNO_3 , Na_2SO_4 , $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ y/o CaSO_4 (Zhuang et al., 1999).

1.2 Efectos de los aerosoles atmosféricos

1.2.1 Efectos sobre la salud humana

Muchos estudios han mostrado la relación entre la contaminación atmosférica y el aumento de la mortalidad humana (Pope y Dockery, 2006). La inhalación es la principal forma de exposición humana a los aerosoles porque pueden alcanzar el sistema respiratorio y cardiovascular y producir daños en células u órganos. Así, el tamaño de las partículas en suspensión es fundamental para determinar los efectos que puedan tener sobre la salud humana (Figura 3). Desde ese punto de vista, las fracciones PM_{10} y $\text{PM}_{2.5}$ se toman como referencia:

- Partículas con diámetro $>10\ \mu\text{m}$, conforman el grupo denominado fracción inhalable (extratorácicas). Por su tamaño se retienen en su mayoría en las vías superiores.
- Partículas con diámetro entre $2,5$ y $10\ \mu\text{m}$, denominadas fracción torácica, que alcanzan la región tráqueo-bronquial.

Partículas con diámetro $< 2,5\ \mu\text{m}$, denominadas fracción respirable, que alcanzan la región alveolar. Las menores de $0,1\ \mu\text{m}$, moda ultrafina, pueden llegar incluso al torrente sanguíneo (Casseo et al., 2013) por lo que van a ser las más peligrosas ya que pueden causar inflamaciones (Samet et al., 2009) y la translocación de órganos (Kreyling et al., 2006). Además, las fracciones ultrafinas pueden contener elementos orgánicos o trazas de metales pesados, actuando como vectores de penetración de estos contaminantes cancerígenos y producir enfermedades (Daher et al., 2013).

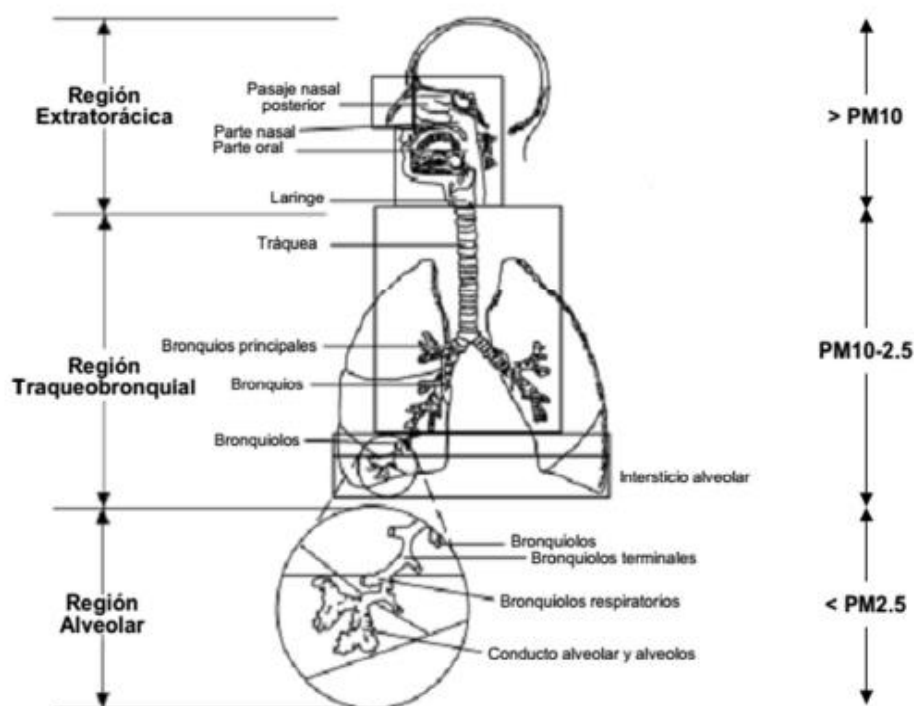


Figura 3: Representación de los diferentes segmentos del aparato respiratorio y la penetración de cada tipo de fracción de material particulado (EPA, 2002).

1.2.2 Efectos sobre el clima

Uno de los efectos más importantes derivados de la presencia de los aerosoles en la atmósfera son los cambios que provocan en el balance radiativo terrestre y en la estabilidad atmosférica, como consecuencia de la *dispersión* y absorción de la radiación solar que ocasionan. Por lo tanto, los aerosoles van a tener una gran influencia sobre el clima del planeta Tierra, haciendo que su estudio sea importante para modelar la evolución futura de la dinámica atmosférica.

Para cuantificar los efectos de los aerosoles sobre el clima se emplea el forzamiento radiativo efectivo (ERF, *effective radiative forcing*). El ERF es el cambio neto en el balance de energía del sistema terrestre (energía que entra, energía que sale), con respecto a estimaciones de la época preindustrial, debido a perturbaciones impuestas. El efecto total de los aerosoles atmosféricos en conjunto según el IPCC AR6 (2021) sería de enfriamiento de la atmósfera con un valor de $-1,1 \text{ W/m}^2$ que resulta del ERF negativo de la mayoría de los aerosoles y de la contribución positiva del BC (Figura 4). Así $-0,22 \text{ W/m}^2$ se deben a la interacción aerosol-radiación; $-1,0 \text{ W/m}^2$ a la interacción aerosol-nubes y $+0,12$ a la absorción del BC. No obstante, podemos ver en la Figura 4 que la estimación del ERF de los aerosoles lleva asociada una incertidumbre muy grande por su dinámica espacial y temporal compleja que impide poder cuantificar con precisión su efecto sobre el Cambio Climático.

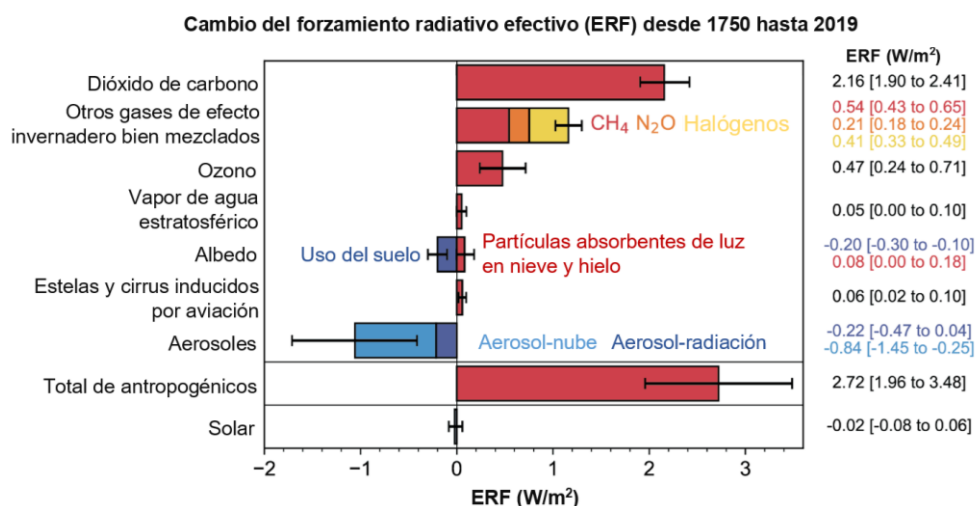


Figura 4: Diferentes compuestos y su influencia sobre el ERF con respecto a los datos de 1750, representados como 0. Modificado del IPCC AR6 2021.

La influencia de los aerosoles en el balance radiativo puede ser directa e indirecta. El efecto directo (la interacción aerosol-radiación) es el mecanismo por el que el aerosol dispersa o absorbe la radiación alterando su flujo neto. El indirecto o el albedo de nubes (la interacción aerosol-nubes) es el mecanismo por el que las partículas cambian las propiedades microfísicas de las nubes actuando como núcleos de condensación, aumentando su albedo o alargando su tiempo de vida en la atmósfera (Figura 5). También existe un efecto semi-directo que consiste en la alteración de propiedades ópticas y vida de las nubes por el calentamiento de la atmósfera producida por la absorción de radiación por aerosoles.

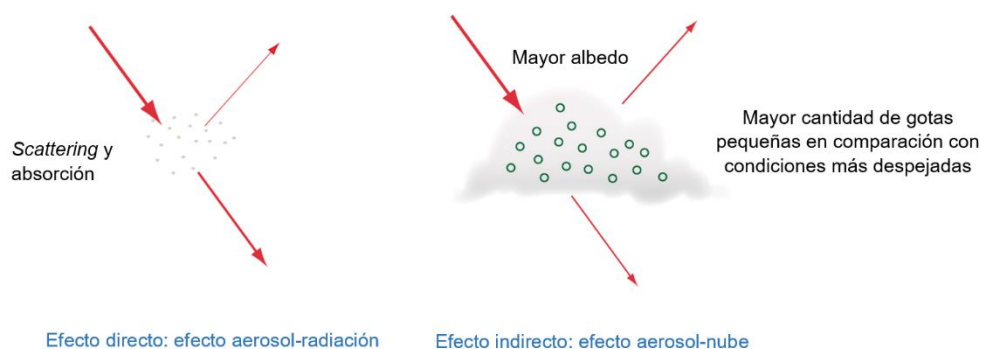


Figura 5: Representación de los efectos directos e indirectos ocasionados por los aerosoles. El semi-directo no está representado. Modificado de https://www.climate.be/textbook/chapter4_node3_2.html

1.3 Interacción de los aerosoles con la radiación lumínica

El efecto primario de los aerosoles al interactuar con la radiación es dispersarla. Es decir, cambiar su dirección original. La energía incidente transportada por una onda electromagnética con una longitud de onda determinada se ve esparcida en todas direcciones a la misma longitud de onda a consecuencia de la interacción. Como la mayoría de los tipos de aerosoles atmosféricos son relativamente pequeños, comparables con o inferiores a la longitud de onda de la radiación visible, su efecto de dispersión es más intenso para longitudes de onda más cortas que $1\text{ }\mu\text{m}$ y mucho menor para longitudes de onda mayores. Esto es opuesto al comportamiento de los gases de efecto invernadero (GHG) que absorben principalmente a longitudes de onda largas. La dispersión aumenta la fracción de radiación solar retro-reflejada al espacio, enfriando la atmósfera. Aerosoles que dispersan la radiación incluyen sulfatos, nitratos, amonio, sal marina.

Algunos aerosoles también absorben radiación. Es el proceso donde la energía lumínica incidente se transforma en parte de la energía interna de las partículas con las que interactúa. El BC es el ejemplo más importante de este tipo de aerosol. El polvo mineral y los aerosoles orgánicos absorben en el UV y parte del Visible, poco más allá de 600 nm . La absorción de radiación contribuye al calentamiento de la atmósfera.

Ambos procesos están esquematizados en la (Figura 6).

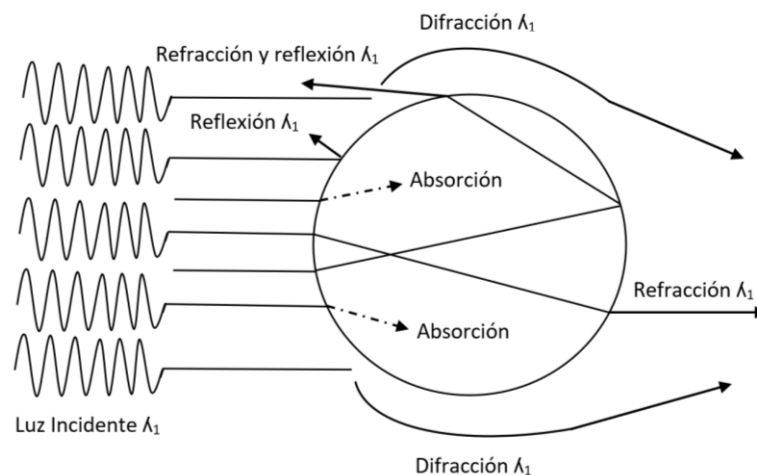


Figura 6: Diferentes interacciones entre la radiación de luz incidente y el aerosol.

Por otra parte, la dispersión y la absorción debida a los aerosoles, da lugar a que la radiación solar a su paso por la atmósfera sea atenuada. Esta atenuación, también llamada extinción, puede cuantificarse mediante la Ley de Lambert-Beer:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} \cdot e^{-\sigma_{ext}(\lambda) \cdot x}$$

donde $I_{0\lambda}$ es la intensidad de un haz de radiación monocromática de longitud de onda, λ , que incide y atraviesa un cierto espesor, x , de atmósfera (Figura 7).

I_λ es la intensidad después de haber atravesado ese espesor en la dirección de propagación. $\sigma_{ext}(\lambda)$ es el coeficiente de extinción para la longitud de onda λ , que es la suma de los coeficientes de dispersión, $\sigma_{sca}(\lambda)$, y absorción, $\sigma_{abs}(\lambda)$:

$$\sigma_{ext}(\lambda) = \sigma_{sca}(\lambda) + \sigma_{abs}(\lambda)$$

Como el exponente de e en la ecuación de Lambert-Beer debe de ser adimensional, los coeficientes de absorción y dispersión necesariamente tienen unidades de inversa de longitud, típicamente, Mm^{-1} .

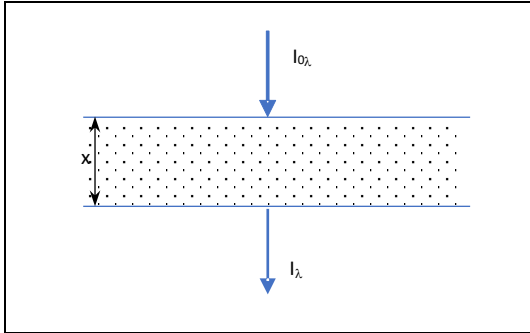


Figura 7: Extinción de la radiación por la atmósfera

Por otra parte, hay que tener en cuenta que en la atmósfera la extinción de la radiación solar también se produce por la existencia de moléculas gaseosas presentes, capaces de absorber y dispersar la radiación.

Centrándonos en el fenómeno de dispersión por partículas en la atmósfera que es el objeto de este trabajo, veamos el significado de $\sigma_{sp}(\lambda)$,

coeficiente de dispersión de partículas. Consideremos una cantidad de partículas de tamaño r , contenidas en un determinado volumen de atmósfera: $N(r)$ part/ m^3 . Cuando la radiación incide sobre ellas, podemos escribir:

$$\sigma_{sp}(\lambda) = N(r) \cdot C_{sp}(\lambda)$$

donde $C_{sp}(\lambda)$ es la sección eficaz de dispersión y representa la efectividad con que las partículas dispersan la luz de longitud de onda, λ . A su vez esta sección eficaz se puede expresar en función del factor de eficiencia de dispersión, Q_{sp} , y la sección eficaz geométrica, C_{geo} , que es el área efectiva de colisión del flujo electromagnético con la partícula y que dependerá de su radio o tamaño en función de si la partícula es esférica o irregular:

$$C_{sp}(\lambda) = Q_{sp}(\lambda) \cdot C_{geo}$$

Con lo que:

$$\sigma_{sp}(\lambda) = N(r) \cdot Q_{sp}(\lambda) \cdot C_{geo}$$

Para determinar $\sigma_{sp}(\lambda)$ debemos conocer $Q_{sp}(\lambda)$. El valor de este factor es función del tamaño de las partículas (r), de su índice de refracción (composición química) y de la longitud de onda (λ) de la radiación incidente. La relación entre el tamaño de las partículas y la longitud de onda de la radiación, $\alpha = f(\frac{r}{\lambda})$, es fundamental para comprender quién produce el fenómeno de dispersión de la radiación solar en la atmósfera.

Si $\alpha \ll 1$ estamos considerando materia de tamaño muy inferior a la longitud de onda de la luz ($\sim 1 \mu\text{m}$), es decir que la dispersión está producida por moléculas gaseosas presentes en la atmósfera.

La obtención de $Q_{sp}(\lambda)$ requiere la aplicación de la Teoría de Rayleigh. En este caso, la luz dispersada es proporcional a λ^{-4} y se caracteriza por depender poco del ángulo de dispersión (Figura 8).

Si, por el contrario, $\alpha \sim 1$ entonces son las partículas atmosféricas en suspensión las que provocan la dispersión. En este caso es la Teoría de Mie la que explica el fenómeno y la intensidad de la luz dispersada presenta unas características que difieren sustancialmente de la dispersión Rayleigh. Hay dependencia angular, un aumento relativo de la radiación dispersada hacia adelante y menor dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente. La Figura 8 muestra algunas diferencias entre los dos tipos de dispersión. En el caso de moléculas (Rayleigh), la dispersión es simétrica respecto al plano perpendicular a la dirección de propagación de la luz incidente, con un mínimo para el ángulo de dispersión de 90° y máximos a 0° (hacia adelante) y 180° (hacia atrás).

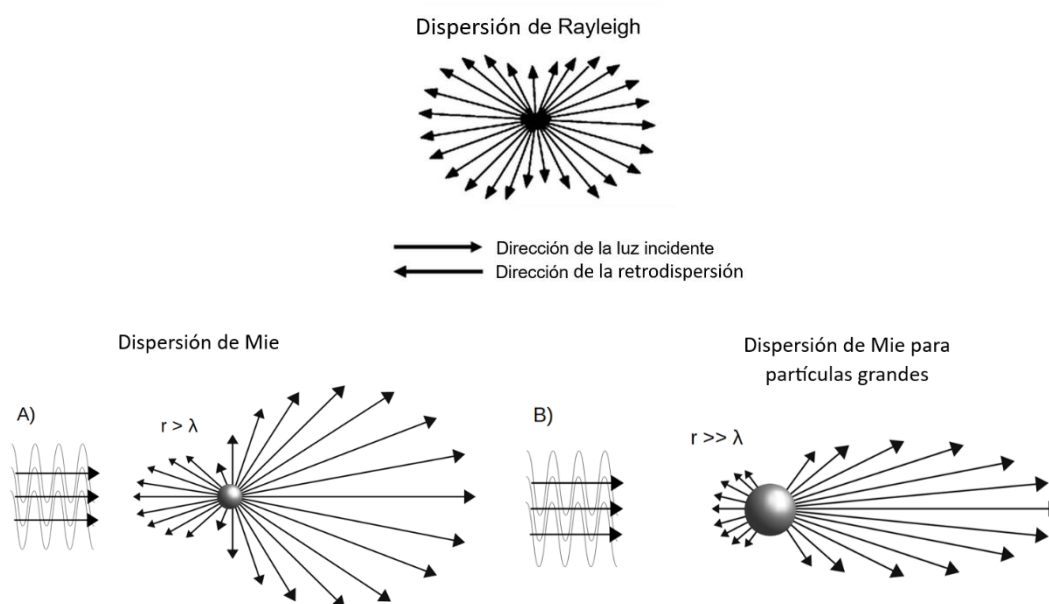


Figura 8: Esquema de la distribución de la dispersión de luz por moléculas o partículas esféricas. Modificado de: <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/atmos/blusky.html>.

Por el contrario, la dispersión por partículas (Mie) presenta un patrón asimétrico, con un fuerte predominio de la dispersión hacia adelante (dirección incidente) con relación a la retrodispersión. Este efecto se intensifica con el tamaño y forma de las partículas (Figura 8. A y B).

La dispersión producida por el aerosol es función de la longitud de onda de la radiación incidente y depende del tamaño de las partículas. Se caracteriza mediante el Exponente de Angström de dispersión (SAE) que se calcula con la siguiente expresión matemática:

$$SAE(\lambda_2 - \lambda_1) = - \frac{Ln\sigma_{sp}(\lambda_2) - Ln\sigma_{sp}(\lambda_1)}{Ln\lambda_2 - Ln\lambda_1}$$

donde $\lambda_2 = 635 \text{ nm}$, $\lambda_1 = 450 \text{ nm}$ y σ_{sp} es el coeficiente de *dispersión* correspondiente a la longitud de onda. Este exponente proporciona información sobre el tamaño del aerosol. Varía con él de forma inversamente proporcional. Valores grandes de SAE, alrededor de 2, indican la presencia de partículas finas en la atmósfera, mientras que valores cercanos a 0 señalan que la dispersión es producida por la existencia de partículas gruesas.

1.3.1 Absorción de agua por los aerosoles

La humedad relativa (RH) de la atmósfera es un factor importante que considerar en relación con el papel que los aerosoles pueden jugar en el balance energético global. Esto es así porque los aerosoles pueden absorber agua en función de la RH de la atmósfera. Se considera que aproximadamente por encima de una RH del 40% el vapor de agua existente en la atmósfera comienza a condensar sobre las partículas y éstas comienzan a aumentar de tamaño. Este aumento de tamaño tiene efecto en la capacidad de dispersar la luz ya que partículas mayores, con secciones eficaces superiores, dispersan más la radiación. Para cuantificar la variación del coeficiente de dispersión del aerosol debido a la absorción de agua se define el factor de aumento de *dispersión*, $f(RH)$. Este factor se calcula como la razón entre el coeficiente de *dispersión* a una determinada RH y el coeficiente de *dispersión* bajo unas condiciones de RH de referencia (normalmente $RH < 40\%$).

Este factor depende de la composición química y la distribución por tamaños de los aerosoles. En función del patrón de higroscopicidad, se pueden diferenciar tres categorías distintas de partículas de aerosol (Titos Vela, 2014):

1/ Partículas no higroscópicas: compuestos como el polvo mineral o el hollín, que por ser insolubles en agua no van a aumentar de tamaño.

2/ Partículas de compuestos solubles: como el H_2SO_4 y otras especies orgánicas, capaces de aumentar su tamaño por absorción de agua (también pueden contraerse si la RH disminuye) (Figura 9). Algo característico de estos aerosoles es que, a pesar de ser higroscópicos, no presentan histéresis: situación en la que una partícula de aerosol puede existir en dos fases para una misma RH.

3/ Partículas de compuestos solubles delicuescentes: como el NH_4HSO_4 , $(NH_4)_2SO_4$, o el $NaCl$, caracterizados por ser higroscópicos y exhibir histéresis. (Figura 9).

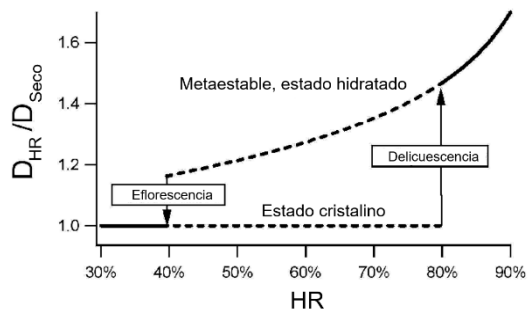


Figura 9: Cambios en el diámetro de compuestos en función de la humedad relativa.
Ciclo de histéresis. (HR: humedad relativa)

Desde un punto de vista ambiental, es fundamental conocer si un aerosol se encuentra en la atmósfera en estado líquido o sólido porque las partículas líquidas dispersan mucho más que las sólidas. De ahí la importancia de la histéresis en los aerosoles.

En este trabajo se va a estudiar la influencia de la humedad ambiente sobre el coeficiente de dispersión del aerosol en un entorno suburbano (campus de Elche) durante el invierno y la primavera de 2023.

2. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es poner de manifiesto la influencia de la humedad relativa ambiente sobre la dispersión óptica de los aerosoles de un área suburbana.

Objetivos específicos:

- Determinar la variación temporal del σ_{sp} y la influencia de eventos meteorológicos.
- Verificar la relación existente entre el SAE y el tamaño de las partículas atmosféricas.
- Cuantificar la variación del σ_{sp} y SAE con la RH.
- Especificar la variación del $f(RH)$ con la RH.

3. Materiales y métodos

3.1 Localización y características climáticas de la zona de estudio

El estudio se realizó en el campus de Elche de la Universidad Miguel Hernández (UMH). Está situado en la periferia norte de la ciudad, 38°16'42,9"N; 0°41'16,3"O, a unos 2 km del centro urbano, a 15 km de la costa mediterránea más cercana y a 86 msnm. El área de estudio se caracteriza por tener un clima mediterráneo árido, con inviernos suaves y veranos muy cálidos y secos. La temperatura media anual del municipio es de 23°C, pudiendo en verano superar los 36°C. El mes más frío es enero con una temperatura media de 16°C. La precipitación media anual es de 269 mm, principalmente en primavera y otoño, este último caracterizado por tener un carácter torrencial en los meses de septiembre, octubre e inicios de noviembre (<http://hikersbay.com/climate-conditions/spain/elche/clima-en-elche.html?lang=es>).

La instrumentación empleada para la toma de datos experimentales está ubicada en la Estación de Calidad del Aire que el Laboratorio de Contaminación Atmosférica (LCA-UMH) del Departamento de Física Aplicada tiene operativa junto al edificio Alcudia (Figura 10).

El estudio se ha llevado a cabo entre los meses de enero y junio de 2023.



Figura 10: Área de estudio y localización del emplazamiento de medida (referencia Google maps).

3.2 Determinación de los coeficientes de dispersión

3.2.1 Nefelómetro de integración

Un nefelómetro de integración es un instrumento capaz de medir de manera directa la luz dispersada y retrodispersada por aerosoles y gases contenidos en un volumen de aire confinado. Básicamente consiste en una fuente de luz monocromática, de longitud de onda conocida, que ilumina una cámara de pequeño volumen donde se localiza la muestra de aire. Un tubo fotomultiplicador (PMT), adecuadamente dispuesto, detecta e integra los fotones de luz dispersada para esa longitud de onda. La fuente de luz está acomodada en la misma cámara de medida y con la geometría adecuada respecto al PMT posibilita que el instrumento pueda realizar continuamente medidas de *dispersión* del aire contenido en la celda de manera automática y a tiempo cuasi-real.

En este trabajo se han empleado dos nefelómetros de integración *Ecotech* (www.ecotech.com). El modelo Aurora 3000 y el modelo Aurora 4000 (Figura 11). Aunque éste último es un

nefelómetro polar (capaz de medir la dispersión para distintos ángulos), ambos se han utilizado como equipos equivalentes para determinar únicamente la dispersión total y la retrodispersión de aerosoles.



Aurora 3000



Aurora 4000

Figura 11: Nefelómetros empleados en el estudio.

3.2.1.1 Principio de funcionamiento

Tanto el Aurora 3000 y como el 4000 miden de manera continua y en tiempo cuasi-real la dispersión y retrodispersión de luz visible de tres longitudes de onda producida por los aerosoles presentes en una muestra de aire ambiente. Ambos equipos funcionan con la misma metodología.

El aire se hace pasar por un cabezal de corte PM_{10} que selecciona las partículas en suspensión en el aire por debajo de $10\ \mu m$ (Figura 12). Esto se hace para evitar la presencia en la celda de medida de partículas muy grandes, sin gran interés desde el punto de vista medioambiental por su bajo número y rápida sedimentación, y que pueden sesgar las medidas de dispersión de la muestra.



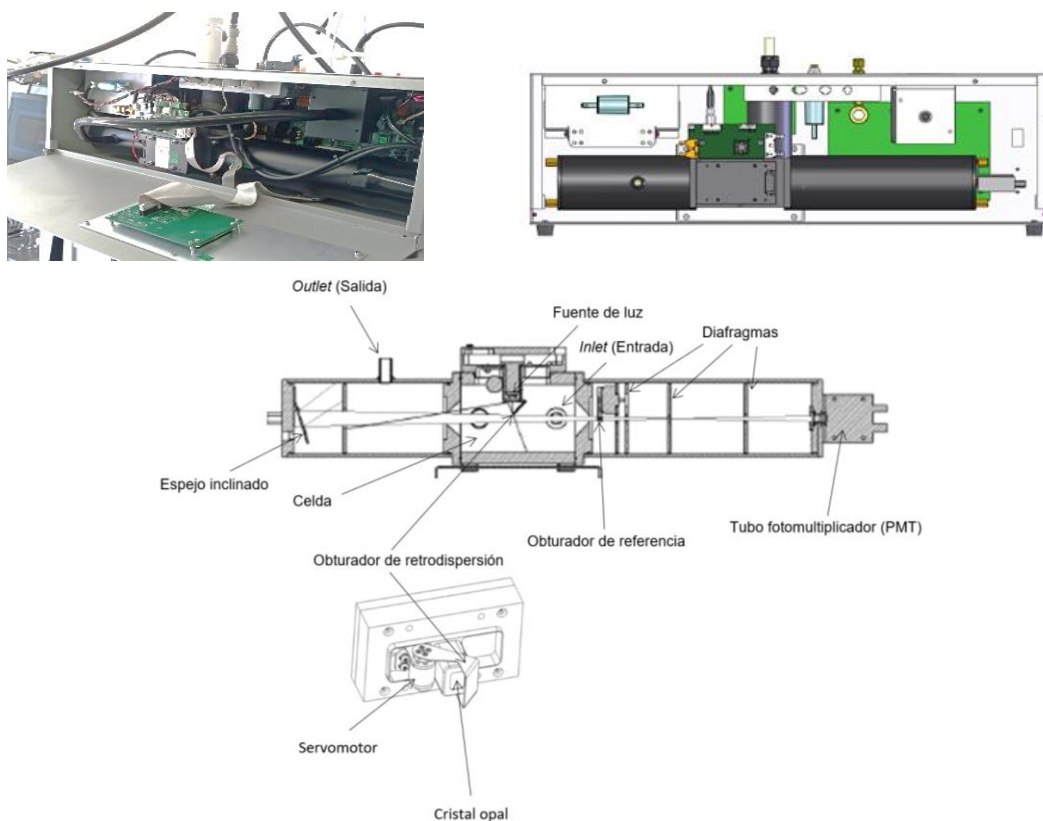
Figura 12: Cabezal de PM_{10} para toma de muestra de aire ambiente.

Una turbina de aire impulsa el aire ambiente a través del cabezal de PM_{10} hasta el *inlet* de entrada a la celda de medición del nefelómetro. El flujo se mantiene aproximadamente a 5 L/min.

El cuerpo principal del nefelómetro es una cámara óptica formada por un tubo de aluminio anodizado de unos 60 cm de longitud y 10 cm de diámetro. Es la parte más crítica del instrumento, donde se conjugan sus funcionalidades electrónicas, neumáticas y ópticas. En la parte central se ubica la celda de medida con la fuente de luz y en uno de sus extremos el PMT ([Figura 13](#)).

Su interior está recubierto con una pintura negra mate especial absorbente de radiación, que junto a un conjunto de diafragmas adecuadamente dispuestos y espaciados y una trampa de luz (espejo inclinado respecto al eje óptico) en el extremo opuesto del PMT se combinan para evitar al máximo que posibles luces parásitas formadas en el interior de la cámara alteren la medida. La cámara está sellada para evitar la entrada de luz y fugas de aire al exterior.

La fuente de luz está compuesta por tres diodos láser que emiten de forma secuencial en las longitudes de onda de 450 nm (azul), 525 nm (verde) y 635 nm (rojo), respectivamente. Una pantalla difusora opal asegura una distribución lambertiana (coseno) de la luz emitida para que la iluminación sea de la misma intensidad en todas direcciones.



[Figura 13](#). Fotografía interior y esquema de las principales partes del nefelómetro de integración (Chamberlain-Ward, 2011)

El obturador de retrodispersión (*backscatter shutter*) es una pieza accionada por un servomotor que permite cambiar de modalidad de medida (dispersión total o sólo retrodispersión) en cada ciclo de funcionamiento ([Figura 14](#)). En el segundo caso, ([Figura 14.b](#)), el obturador se desliza

hacia afuera desde el receptáculo de reposo para bloquear la iluminación de la muestra de aire entre 10° y 90° . En este caso, sólo la luz retrodispersada se transmite al PMT.

Un obturador (*shutter*) de referencia se emplea para comprobar periódicamente el funcionamiento del instrumento, así como compensar alguna desviación del sistema de medición. Está compuesto por un rotor cuyo eje mueve, a una cierta frecuencia, un cristal circular con tres sectores de transmitancia conocida por los que pasa el haz dispersado desde la celda de medida.

Los diafragmas dentro de la cámara óptica están posicionados de tal forma que solo la luz dispersada por la muestra de aire pasa a través de un estrecho cono para alcanzar directamente el PMT. La luz dispersada en direcciones distintas a las de medida son eficientemente deflectadas y/o absorbidas por los diafragmas/espejo y el recubrimiento absorbente de las paredes y superficies internas del tubo del nefelómetro. De esta forma se limita el ruido de fondo del instrumento (*Figura 15*).

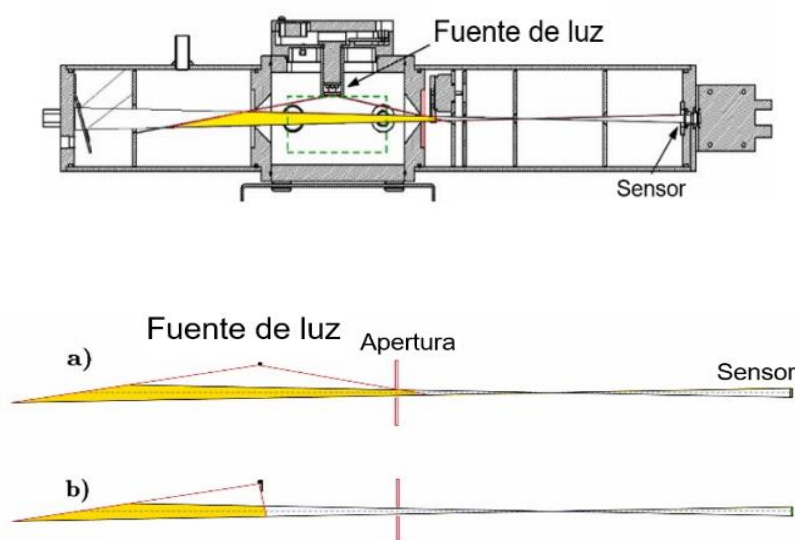


Figura 14: a) La región amarilla representa el volumen total iluminado en la celda del nefelómetro para la dispersión completa. b) Región iluminada para la medida sólo de la retrodispersión. Modificada de Karlsson et al., 2022.

El diseño geométrico del nefelómetro limita la integración angular de la luz dispersada por la muestra de aerosol en un rango entre 10° y 170° , dando lugar a una infravaloración de la dispersión producida porque no se detecta la dispersión hacia adelante, entre 0° y 10° , y hacia atrás, entre 170° y 180° . Existen métodos (ver Müller, 2011) para corregir esta subestimación (error de truncación) de la dispersión.

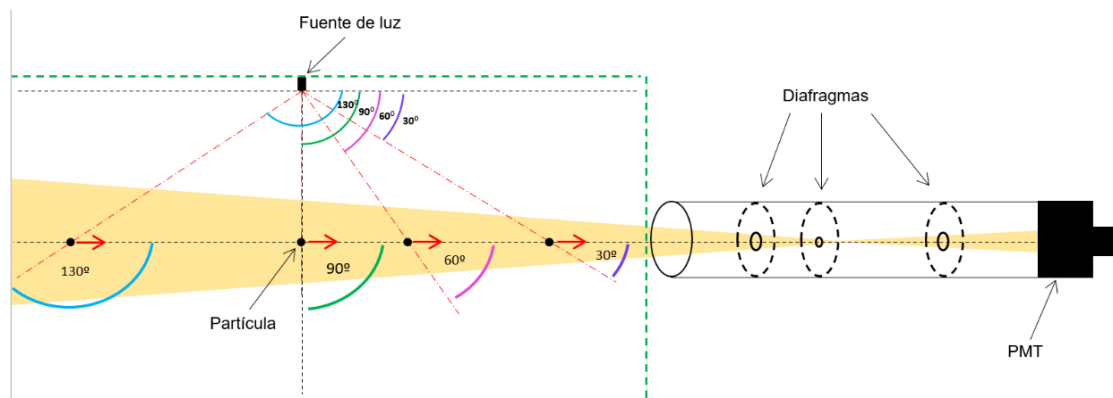


Figura 15: Esquema de la dispersión de luz en la celda del nefelómetro. Las partículas dentro del cono iluminado contribuyen a la intensidad de luz recibida por el PMT. El cuadro verde es la región representada en Figura 14.

Así, en el nefelómetro, los gases y partículas presentes en la muestra de aire dispersan entre 10° y 170° fotones de la longitud de onda de la fuente de luz que serán detectados y contados por el PMT (Figura 15). Éste produce, a su vez, señales eléctricas proporcionales a la intensidad de la luz que recibe.

De forma que la señal producida en el PMT será proporcional al coeficiente de dispersión de la muestra de aire para cada longitud de onda. La señal del PMT se convierte en coeficientes de dispersión usando constantes de calibración. Estas constantes se determinan mediante el empleo de gases de coeficientes de dispersión conocidos. Normalmente se usan CO_2 y aire cero (filtrado de partículas).

Durante la medición, los diodos emiten secuencialmente un pulso corto de luz (rojo, verde, azul), uno a la vez. Primero para una dispersión completa, luego con el obturador de retrodispersión en su posición de 90° , registrando el PMT las cuentas de los fotones dispersados. Esta secuencia se repite aproximadamente cada 3 segundos. Además, también se producen medidas de cuentas en oscuridad y medida de cuentas de referencia en un ciclo que se repite cada 30 s. Estos valores obtenidos, junto con otros parámetros almacenados, permiten al nefelómetro Aurora calcular σ_{sp} y σ_{bsp} en los intervalos de tiempo promedio que se programen.

El nefelómetro Aurora dispone de un calefactor interno para poder eliminar la humedad de la muestra y obtener mediciones más fiables y reproducibles al eliminar el agua condensada en casos de alta RH. El calefactor puede regularse por el usuario.

No obstante, hay que tener en cuenta que este calentador puede producir la volatilización de ciertos compuestos volátiles presentes en el aerosol, eliminándolos y alterando la composición y características de la muestra original. En estos casos, existen dispositivos acoplados al nefelómetro, que emplean un material denominado *nafion* que es capaz de desecar una muestra de aire sin necesidad de aumentar su temperatura (Figura 16). El dispositivo consiste en un sistema de dos cilindros concéntricos separados por una membrana de *nafion*. Se hace circular

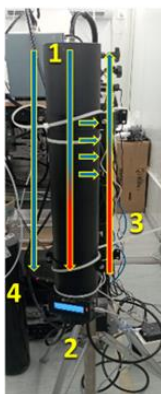


Figura 16: Dispositivo con desecador de *nafion*. 1: Entrada de muestra de aire húmeda. 2: Salida de muestra de aire seca. 3: Entrada de aire seco. 4: Salida de aire húmedo.

en contracorriente la muestra de aire con cierta humedad (tubo interno) y un aire seco (tubo externo). Conforme el aire circula, se produce una permeación de vapor de agua a través de la membrana de *nafion* de forma que moléculas de vapor de agua pasan a su través desde la zona de aire húmedo a la del seco sin alterar el contenido de los otros componentes de la muestra de aire. Así, a la salida del desecador de *nafion*, podemos tener muestras de aerosol por debajo de cierto umbral de RH.

3.2.1.2 Cálculo del coeficiente de dispersión de partículas

La luz se ve atenuada tanto por la dispersión como por la absorción, por lo que:

$$\sigma_{\text{ext}} = \sigma_{\text{sca}} + \sigma_{\text{abs}}$$

Además, en la atmósfera los compuestos responsables de esta atenuación pueden ser tanto partículas como moléculas gaseosas, por lo que:

$$\sigma_{\text{sca}} + \sigma_{\text{abs}} = \sigma_{\text{sg}} + \sigma_{\text{sp}} + \sigma_{\text{ag}} + \sigma_{\text{ap}}$$

Donde, σ_{sg} y σ_{ag} son los coeficientes de dispersión y absorción asociados a los gases.

Sin embargo, a excepción de que encontremos una alta concentración de aerosoles, el efecto de la absorción es prácticamente insignificante en comparación con el *de dispersión*, por lo que:

$$\sigma_{\text{ext}} \approx \sigma_{\text{sca}} = \sigma_{\text{sg}} + \sigma_{\text{sp}}$$

Por lo que podemos escribir que:

$$\sigma_{\text{sp}} = \sigma_{\text{sca}} - \sigma_{\text{sg}}$$

De tanto en tanto, el nefelómetro hace un “cero”, es decir, mide la dispersión eliminando las partículas del aire mediante un filtro adecuado. Así, se obtiene σ_{sg} que se sustrae al σ_{sca} de la medida experimental para obtener el coeficiente de dispersión de partículas, σ_{sp} .

3.3 Diseño metodológico

En nuestro estudio los datos se promediaron a intervalos horarios. Los dos equipos proporcionaron valores del coeficiente de dispersión y retrodispersión para las tres longitudes de onda: $\sigma_{\text{sp}} 450$, $\sigma_{\text{sp}} 525$, $\sigma_{\text{sp}} 635$ y $\sigma_{\text{bsp}} 450$, $\sigma_{\text{bsp}} 525$, $\sigma_{\text{bsp}} 635$. Los valores de temperatura del aire, de RH (Humedad Relativa) de la muestra y de presión también fueron facilitados por el equipo.

Para estudiar el efecto de la RH en la dispersión del aerosol atmosférico se diseñaron dos campañas de medida en el emplazamiento de estudio. La primera de ellas fue un ejercicio de intercalibración de los dos nefelómetros empleados (Aurora 3000 y Aurora 4000). Se desarrolló

entre el 7 de enero y el 22 de febrero de 2023. El objetivo de la campaña era asegurar la reproducibilidad y fiabilidad comparada de la dispersión total obtenida por cada equipo para el mismo aerosol.

También se emplean las series de medida realizadas para estudiar la influencia de la concentración y el tamaño de las partículas sobre la dispersión de aerosoles, utilizando valores experimentales de PM_{10} y de PM_1 obtenidos de muestreadores instalados en la estación de calidad del aire (LCA) y funcionando en paralelo con los nefelómetros.

La segunda campaña, desarrollada entre el 9 de mayo y el 2 de junio, tenía por finalidad estudiar la dispersión total de aerosoles con distinto grado de RH. Para ello, tras pasar por el cabezal PM_{10} , una muestra del aerosol a la RH ambiente se llevó directamente al Aurora 3000. Otra muestra del mismo aerosol ambiente se hizo pasar por un sistema *nañon*, para reducir por debajo del 40% la RH, y se llevó al Aurora 4000. Las dispersiones que proporcionaron ambos equipos, correspondientes a muestras medidas en paralelo del mismo aerosol, pero con diferente RH, se compararon y analizaron para evaluar cuantitativamente la variación del coeficiente de dispersión del aerosol con la humedad ambiente.

Para cuantificar este aumento de la dispersión del aerosol por efecto de la humedad ambiente, se emplea el *factor de aumento de dispersión*, $f(RH)$.

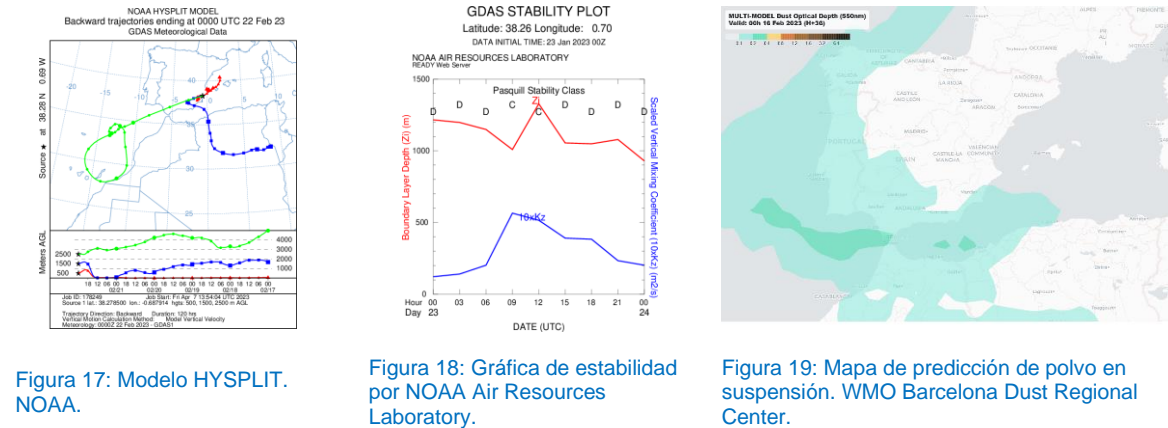
3.4 Fuentes de modelización empleadas

Para obtener los resultados sin interferencias correspondientes a los períodos de muestreo de ambos nefelómetros, fue necesario delimitar en el tiempo ciertos eventos tales como intrusiones de polvo sahariano, alta estabilidad atmosférica y precipitaciones. Para identificar dichos sucesos, se realizaron búsquedas de información en determinadas bases de datos, modelos y páginas web especializadas.

HYSPLIT (Draxler y Rolph, 2013) es un modelo ofrecido por la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration Air Resources Laboratory*), que permite simular la dispersión y trayectoria de las sustancias transportadas y dispersadas a través de nuestra atmósfera, tanto a nivel local como global (Figura 17). A partir de este sistema se pudo obtener el origen de las masas de aire de interés para el estudio con un periodo de retorno de 96 horas (https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php). También, se pudo comprobar la existencia de posibles períodos de alta estabilidad y, por tanto, una mayor probabilidad de eventos de inversión térmica durante episodios fríos (Figura 18) (<https://www.ready.noaa.gov/READYcmet.php>).

El WMO *Barcelona Dust Regional Center*, es un centro de supercomputación que maneja y coordina investigaciones y operaciones del *World Meteorological Organization* (WMO) en relación con tormentas de arena y polvo. A partir de la información ofrecida por el centro, se pudo analizar y determinar el movimiento de masas de aire cargadas de polvo que alcanzan la península ibérica (Figura 19) (<https://dust.aemet.es/>).

Por último, para obtener información de la temperatura, humedad, presión y precipitación en los días de estudio, se extrajeron dichos datos de una de las estaciones incluidas en la red AVAMET (Asociación valenciana de meteorología). Dicha estación se localizaba en la azotea de un edificio ubicado en el casco urbano de Elche, a 2 km de distancia de la cabina donde se situaban los nefelómetros (<https://www.avamet.org/mx-mes.php?id=c33m065e19&data=2023-02-01>).



3.5 Corrección de datos

Hay dos factores principales que contribuyen a la incertidumbre de las medidas de dispersión obtenidas por el nefelómetro de integración. El primero de ellos es el denominado error de *truncación*. Es consecuencia de la imposibilidad geométrica de medir la dispersión en las direcciones próximas a 0° (por debajo de 10°) y a 180° (por encima de 170°). El segundo está relacionado con la heterogeneidad de la iluminación del aerosol relacionada con un comportamiento no ideal (función coseno) del difusor de vidrio opal de la fuente de luz.

Los datos en bruto del nefelómetro fueron sometidos a una serie de correcciones para reducir en parte las fuentes de error descritas.

En primer lugar, tanto los valores de *dispersión* y como los de *retrodispersión* fueron corregidos mediante una normalización de presión y temperatura, tomando como valores de referencia 1013,2 mb y 273,16 K.

Posteriormente, los datos normalizados fueron rectificados mediante un procedimiento propuesto por Müller ([Müller et al., 2011](#)). El método consiste en la parametrización del factor de corrección para la dispersión total como una función lineal del SAE determinado experimentalmente para un nefelómetro integrador de dispersión total y retrodispersión basado en diodos láser de tres longitudes de onda. Los factores de corrección ([Tabla 1](#)) en función del SAE y la longitud de onda [b; a], a partir del estudio de Müller, utilizados en este trabajo son los siguientes:

Tabla 1. Factores de corrección de Müller empleados en este estudio		
Rojo (450 nm)	Verde (525 nm)	Azul (635 nm)
[1,403 y 0,156]	[1,434 y 0,176]	[1,455 y 0,189]

Una vez aplicados los correspondientes factores, se obtiene el valor final de *dispersión* para las tres longitudes de onda y los valores de SAE para cada nefelómetro.

3.6 Programa R y R Studio

El programa R es un software de uso libre diseñado para hacer análisis estadísticos y gráficos de series de valores. La consola R (*Figura 20*) permite interactuar de una manera sencilla con el programa. Se ha empleado este programa para la realización de las gráficas obtenidas a partir de los datos corregidos del nefelómetro.

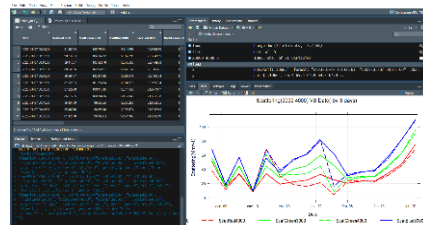


Figura 20: Interfaz R Studio.

4. Resultados y Discusión

4.1 Campaña de intercomparación de nefelómetros Aurora 3000 y 4000

Para la primera campaña del estudio desde el 7 enero hasta el 22 febrero, ambos nefelómetros operaron en paralelo registrando la dispersión total producida por el mismo aerosol atmosférico en condiciones de trabajo equivalentes, con baja humedad relativa ($RH < 40\%$) (*Figura 21*). En la figura se muestra la serie temporal de los promedios horarios de los coeficientes de dispersión por partículas medidos por los dos nefelómetros para las tres longitudes de onda durante la campaña de intercomparación. Los intervalos sin datos corresponden a procesos de calibración y mantenimiento de los nefelómetros.

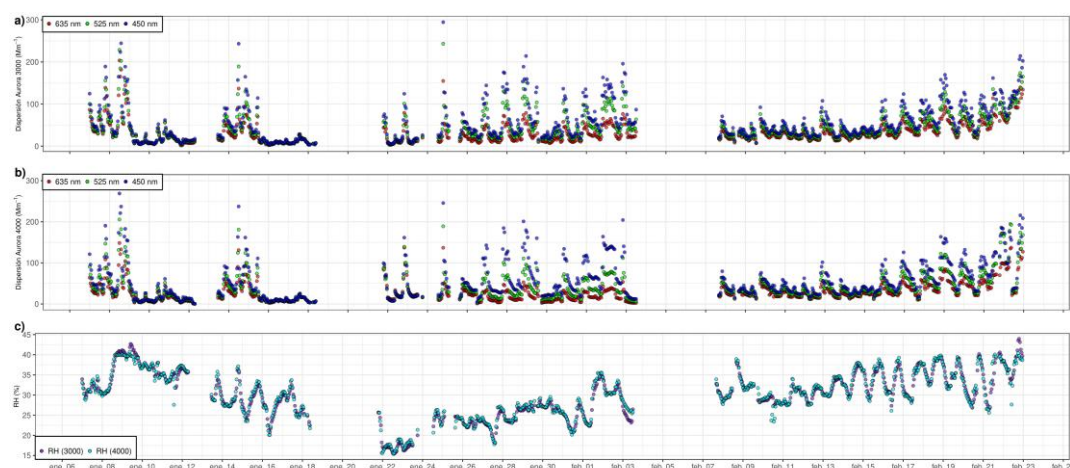


Figura 21: Representación gráfica de la dispersión y humedades relativas normalizadas medidas por los nefelómetros Aurora 3000 y 4000 durante el período (intervalos promedio horarios).

Los valores máximos y mínimos del coeficiente de dispersión alcanzados para todas las longitudes de onda durante este período muestran una fuerte variabilidad temporal, indicando la incidencia en el emplazamiento de escenarios ambientales de distinta naturaleza y alcance.

Por otra parte, se evidenció una pequeña discrepancia entre las medidas de los sensores de RH de cada nefelómetro. Bien por motivos de calibración o quizás por diferencias en la toma de muestra, el Aurora 3000 proporciona un valor de RH de media un 4% inferior al del Aurora 4000. Para evitar este error instrumental en el estudio de la influencia de la RH en la dispersión, correlacionamos ambas variables y obtuvimos una ecuación para normalizar los valores de RH medidos con ambos nefelómetros:

$$RH_{3000} = 0,9951(RH_{4000}) - 4,6054.$$

En la Figura 21, se representa la variación de la RH de la muestra de aire a lo largo del período a partir de los datos normalizados para los sensores de humedad de ambos equipos. Puede observarse que tras la normalización las medidas se ajustan aceptablemente. Con esto aseguramos que las medidas de RH de la muestra obtenidas por el Aurora 3000 y el Aurora 4000 sean equivalentes.

Con el fin de determinar la equivalencia de las medidas realizadas por ambos nefelómetros, se estudió la correlación entre los coeficientes de dispersión registrados por ambos instrumentos a lo largo del período de campaña manteniendo condiciones de RH baja.

En la siguiente gráfica se representa el coeficiente de dispersión σ_{sp3000} frente al σ_{sp4000} para las 3 longitudes de onda (*Figura 22*). Los nefelómetros mostraron una buena concordancia en los coeficientes de dispersión medidos. En particular, para 525 nm, se obtuvo un valor de pendiente de $1,015 \pm 0,003$ con un R^2 de 0,9069. Esto indica que el Aurora 3000 estima el coeficiente de dispersión del aerosol atmosférico ~2% de media por encima del medido por el Aurora 4000 durante la campaña de intercomparación. Resultados similares se obtuvieron para las otras longitudes de onda (6% para 635 nm, $R^2 = 0,8934$; 2% para 450 nm, $R^2 = 0,9477$).

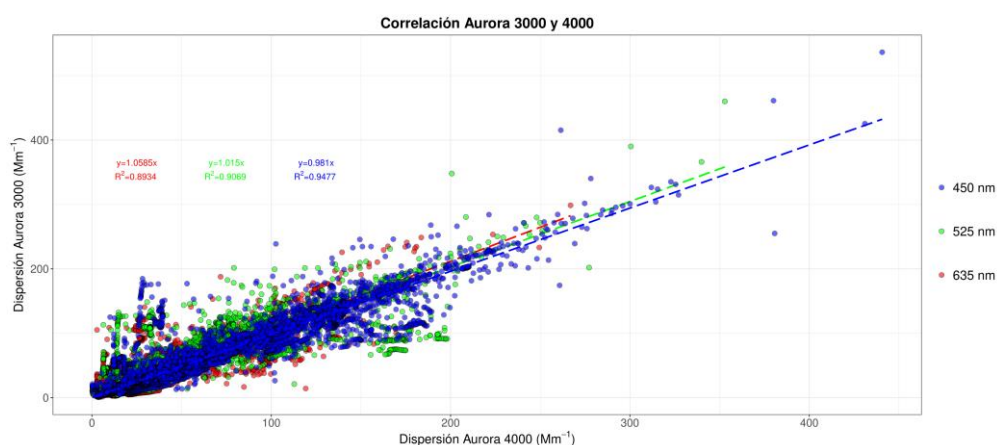


Figura 22: Correlación entre los nefelómetros Aurora 3000 y 4000 durante el período de intercomparación (7 de enero al 22 de febrero de 2023).

En función de estos resultados, ambos nefelómetros presentan una aceptable equivalencia de medida del coeficiente de dispersión de aerosoles atmosféricos en las condiciones del estudio.

4.1.1 Evolución temporal de la dispersión por aerosoles en el periodo de estudio

Una vez demostrada la equivalencia de medidas de ambos nefelómetros en las mismas condiciones, se tomaron los valores de dispersión del Aurora 3000 para realizar el estudio de su variación temporal diaria. Con ellos se elaboraron las gráficas de evolución diaria de dispersión de luz por el aerosol atmosférico (*Figura 23*). En la misma gráfica también se presentan los valores de concentración gravimétrica diaria de PM_{10} y PM_{10} para el mismo periodo.

Varios episodios atmosféricos que afectaron a la zona del emplazamiento durante el estudio influenciaron los resultados obtenidos, tal y como se refleja en la misma gráfica. Se observa que todos los eventos produjeron un aumento relativo de la dispersión probablemente por el aumento correspondiente de la concentración de aerosol en la atmósfera. El evento sahariano, entre el 15 y el 22 de febrero, es el que produce un mayor incremento de la dispersión, tanto en extensión temporal como en valor del coeficiente. Tres episodios de alta estabilidad atmosférica, centrados en el 13 de enero, 28 de enero y 2 de febrero, elevaron sensiblemente los coeficientes de dispersión por encima de la media.

Por último, dos eventos no identificados, el 8 de enero y el 24 de enero, podrían asociarse a episodios puntuales de origen antrópico. Por otra parte, los días 9, 11 y 21 de febrero se registró precipitación en la zona de muestreo. El efecto de limpieza de la atmósfera que la lluvia produce se observa entre los días 9 y 11, con un coeficiente de dispersión reducido y estacionario. Durante la intrusión de febrero, observamos el aumento progresivo semanal de la dispersión hasta el domingo 19 (aunque con valores de σ_{sp} mayores de los habituales), caída relativa pequeña el lunes 20 y aumento posterior a valores muy altos de σ_{sp} por el aporte masivo de polvo africano. Precisamente por ello, la precipitación del día 21 de febrero en plena intrusión sahariana no tuvo efectos apreciables en la dispersión.

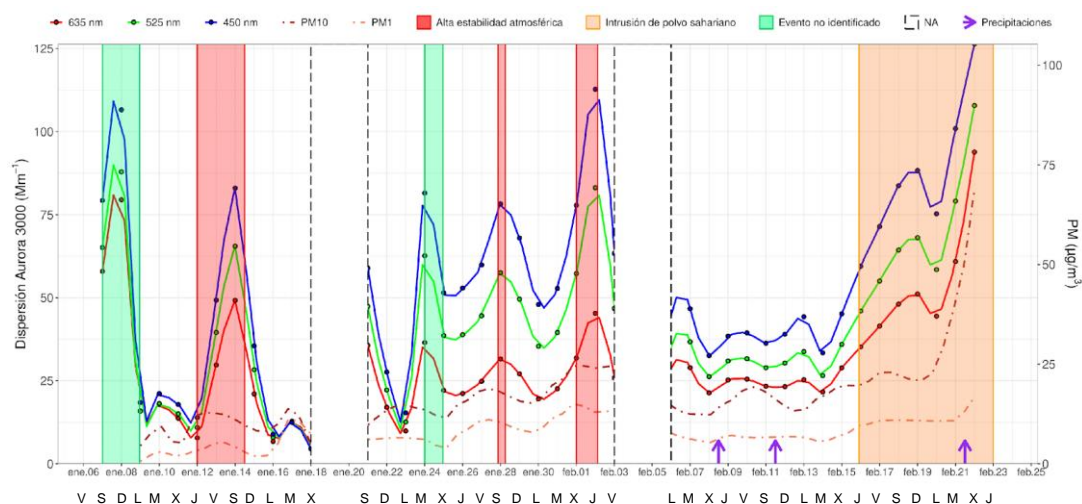


Figura 23: Evolución temporal de la dispersión registrada por el Aurora 3000 y del PM₁₀ y PM₁ en el período (7 de enero – 22 de febrero). Se identificaron 3 eventos: Alta estabilidad atmosférica, Intrusión sahariana y Quema agrícola. También se indica mediante flechas los días en los que hubo precipitación.

4.1.2 Influencia de las intrusiones saharianas y los períodos de estabilidad atmosférica en las variables estudiadas.

En la [Tabla 2](#), se resume los valores estadísticos encontrados, media, mediana, mínimo (MIN), máximo (MAX), percentil 25 (P25) y percentil 75 (P75), para el coeficiente de dispersión de ambos nefelómetros en el periodo de intercalibración. Las siglas SD hacen referencia a la desviación estándar del promedio y las incertidumbres asociadas a los valores de mediana, MIN y MAX se han calculado a partir del error instrumental proporcionado por el fabricante del equipo, 2,5%.

Para los días normales, se obtuvo un valor medio de σ_{sp} (525 nm) para el Aurora 3000 de 30 ± 20 Mm⁻¹; para los días con intrusión de polvo sahariano fue de 110 ± 30 Mm⁻¹ y para los días con gran estabilidad atmosférica fue de 50 ± 30 Mm⁻¹. Estos resultados muestran claramente que el aumento en la concentración de partículas suspendidas en el aire ambiente produce un incremento de la dispersión de luz. Con respecto a los valores obtenidos del SAE, se obtuvo un valor de $1,4 \pm 0,9$ para los días normales; $0,8 \pm 0,4$ para los días con intrusión de polvo y $2,1 \pm 0,6$ para los días con gran estabilidad atmosférica.

Tabla 2: Estadísticos de los coeficientes de dispersión, SAE y concentración de PM por eventos (Período 7 enero-22 febrero)

Evento	Parámetro	Media±SD	Mediana	MIN	MAX	P25	P75
Día normal	σ_{sp} (635 nm) (Mm^{-1})	21±14	19,1±0,5	0,676±0,017	106±3	11,330	27,263
	σ_{sp} (525 nm) (Mm^{-1})	30±20	24,7±0,6	2,06±0,05	125±3	15,293	37,664
	σ_{sp} (450 nm) (Mm^{-1})	40±30	31,0±0,8	2,58±0,06	150±4	17,826	49,070
	SAE (450nm–635nm)	1,4±0,9	1,37±0,03	-1,88±0,05	5,38±0,13	0,938	2,145
	PM ₁₀ ($\mu g/m^3$)	13±6	12,8±0,3	4,16±0,10	24,6±0,6	8,727	15,746
	PM ₁ ($\mu g/m^3$)	6±4	6,13±0,15	0,634±0,016	13,4±0,3	3,127	8,279
	PM ₁₀ -PM ₁ ($\mu g/m^3$)	7±3	6,86±0,17	2,26±0,06	12,5±0,3	5,206	9,124
Intrusión Sahariana	σ_{sp} (635 nm) (Mm^{-1})	90±30	93±2	55,6±1,4	153±4	66,780	111,501
	σ_{sp} (525 nm) (Mm^{-1})	110±30	107±3	61,8±1,5	189±5	74,835	127,927
	σ_{sp} (450 nm) (Mm^{-1})	130±40	117±3	70,5±1,8	233±6	90,622	151,454
	SAE (450nm–635nm)	0,8±0,4	0,90±0,02	0,082±0,002	1,53±0,04	0,461	1,151
	PM ₁₀ ($\mu g/m^3$)	32±19	23,5±0,6	19,6±0,5	68,8±1,7	19,613	46,437
	PM ₁ ($\mu g/m^3$)	11±3	10,7±0,3	7,08±0,18	16,7±0,4	9,000	12,269
	PM ₁₀ -PM ₁ ($\mu g/m^3$)	21±16	13,0±0,3	10,0±0,2	52,1±1,3	11,583	34,168
Estabilidad atmosférica	σ_{sp} (635 nm) (Mm^{-1})	30±20	26,5±0,7	6,24±0,16	152±4	18,302	43,223
	σ_{sp} (525 nm) (Mm^{-1})	50±30	43,7±1,1	9,6±0,2	211±5	26,707	73,189
	σ_{sp} (450 nm) (Mm^{-1})	70±50	57,7±1,4	12,3±0,3	283±7	34,751	93,327
	SAE (450nm–635nm)	2,1±0,6	2,35±0,06	0,570±0,014	3,66±0,09	1,612	2,658
	PM ₁₀ ($\mu g/m^3$)	19±6	18,6±0,5	12,8±0,3	24,9±0,6	12,760	24,450
	PM ₁ ($\mu g/m^3$)	9±5	9,6±0,2	3,26±0,08	15,3±0,4	4,825	13,523
	PM ₁₀ -PM ₁ ($\mu g/m^3$)	8,8±1,5	8,6±0,2	7,25±0,18	11,1±0,3	7,370	9,977

Estos datos obtenidos confirman que en los períodos de alta estabilidad atmosférica hubo un predominio de partículas más pequeñas, en los de intrusión de polvo sahariano un predominio de partículas más grandes y en los días normales, partículas de tamaño intermedio a pequeño.

4.1.3 Dispersión típica del aerosol de un día medio

Se estudió la variación horaria del coeficiente de dispersión en el emplazamiento suburbano de medida para un día medio típico, para un día identificado con intrusión sahariana y para un día caracterizado por alta estabilidad atmosférica (*Figura 24*).

En los días sin episodios singulares (*Fig. 24-a*) se presenta un claro patrón con dos máximos de dispersión, uno hacia el mediodía (12 h) y el otro, hacia la puesta de sol (20 h). En el primer caso, se justifica por la acción combinada de las emisiones del tráfico rodado y la resuspensión de materia del suelo que produce y por el movimiento convectivo de la atmósfera en las horas centrales del día. El segundo máximo está probablemente relacionado con la importante reducción de la altura de la capa de mezcla en invierno al enfriarse la atmósfera por la tarde. Esta disminución concentra las emisiones del tráfico vespertino, alcanzando el pico al anochecer.

Para el período con intrusión de polvo sahariano (*Fig. 24-b*), se tomó como día de referencia el 22 de febrero, debido a que fue el de mayor concentración de partículas. Los valores del coeficiente dispersión son mucho mayores que en el día normal (entre 3 y 5 veces) y el perfil del patrón es distinto. Los valores de dispersión van creciendo conforme avanza el día, difuminando el máximo de las horas centrales.

El máximo es vespertino, se alcanza aproximadamente como en el día típico también relacionado con la disminución de la capa de mezcla, pero, en este caso, no desciende por el gran aporte de materia particulada de la intrusión.

Por último, para el período de alta estabilidad atmosférica (*Fig. 24-c*), la curva de variación del coeficiente de dispersión sigue un perfil similar al del día normal pero los valores de dispersión son sensiblemente mayores (1,5 veces). Se observa antes el máximo relativo de la mañana y un poco después el máximo de la tarde. Las partículas en suspensión se van acumulando en la baja atmósfera incrementándose su concentración hasta que la estabilidad meteorológica desaparece.

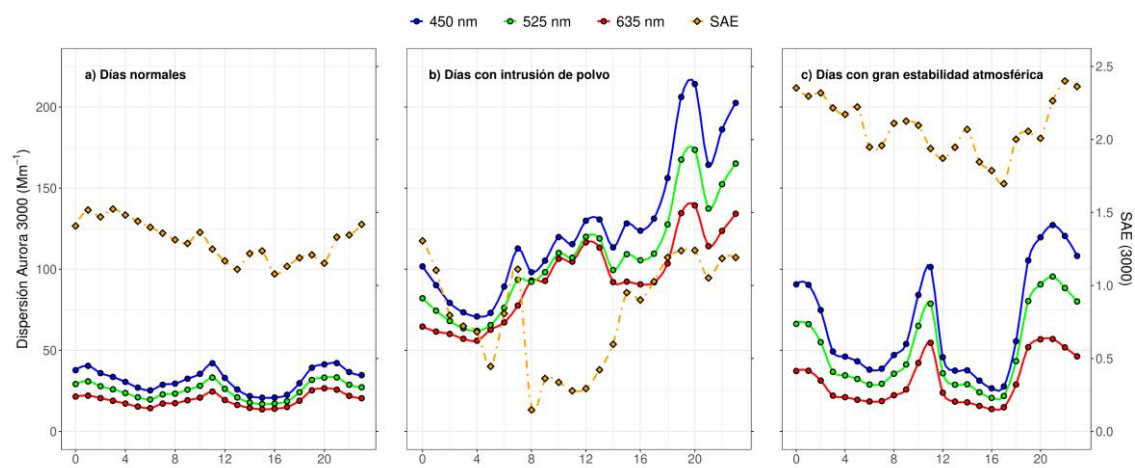


Figura 24: Representación gráfica de la dispersión típica y SAE para un día típico de los diferentes eventos identificados durante la primera campaña (7 de enero – 22 de febrero).

Puede también observarse en cada gráfica la variación horaria del SAE, relacionada con el tamaño de partículas que predominan en cada evento.

4.1.4 Relación existente entre la dispersión, la PM y el SAE

Para estudiar la relación entre la dispersión y el tamaño y composición de las partículas que la producen, se utiliza el concepto de *Eficiencia de dispersión másica*, E_m , que es el cociente entre el coeficiente de dispersión, σ_{sp} (Mm^{-1}), y la concentración correspondiente de una determinada fracción de PM ($\mu g/m^3$) para un determinado intervalo temporal. De manera que:

$$E_m = \frac{\sigma_{sp}}{PM}$$

El coeficiente nos da una idea de la efectividad de determinada fracción de partículas para dispersar la luz. Para obtener los valores medios de E_m para el periodo de estudio se representó σ_{sp} frente a las concentraciones másicas de las fracciones PM_{10} , PM_1 (fina) y $PM_{10}-PM_1$ (gruesa). La pendiente de las rectas representa la eficiencia de dispersión másica para el periodo de estudio.

En el conjunto global y tomando de referencia la parte central del espectro visible, 525 nm, obtenemos mayores valores de pendiente para las partículas de PM₁ (Tabla 3).

Tabla 3: Correlación entre dispersión σ_{sp} (525 nm) y concentración de PM (7 enero-22 febrero)

PM	Coefficiente	Pendiente \pm Error	R ²
PM ₁₀	σ_{sp} (525 nm) (Mm ⁻¹)	1,99 \pm 0,12	0,9053
PM ₁	σ_{sp} (525 nm) (Mm ⁻¹)	4,7 \pm 0,4	0,8553
PM ₁₀ – PM ₁	σ_{sp} (525 nm) (Mm ⁻¹)	3,0 \pm 0,3	0,8048

Esto significa que las partículas finas son más eficientes en dispersar la luz que las gruesas. Aunque la correlación entre las variables σ_{sp} (525 nm) y PM_x es significativa, con las regresiones por tamaños individuales realmente estamos suponiendo que sólo existe un tamaño de aerosol que produce dispersión en el aire ambiente. Esto realmente es una aproximación, ya que en cualquier momento estarán contribuyendo a la dispersión total partículas finas y gruesas que, en cierta proporción, existan en un momento determinado en la atmósfera. Por tanto, los valores individuales así obtenidos están, en general, sobreestimados.

Para poner esto de manifiesto y especificar mejor la influencia de las fracciones PM, separando la contribución a la dispersión de las partículas finas respecto de las gruesas, se realizó el cálculo de los coeficientes de eficiencia de dispersión másica a 525 nm mediante un modelo de regresión multilineal (MLR) (Hand, 2007) con una ecuación del tipo:

$$\sigma_{sp} = E_{mG} \cdot (PM_{10} - PM_1) + E_{mF} \cdot PM_1 + S_0$$

siendo E_{mG} y E_{mF} las eficiencias de dispersión másica para las partículas gruesas (PM₁₀ – PM₁) y finas (PM₁), respectivamente. S_0 representa la ordenada en el origen, relacionada con la dispersión no producida por las partículas gruesas y finas. En el modelo de regresión esta constante no fue estadísticamente significativa y no se consideró.

Los valores de E_{mG} y E_{mF} obtenidos fueron 1,3 \pm 0,3 m²/g y 3,2 \pm 0,5 m²/g, respectivamente, con un R² = 0,925. Los valores se compararon con los presentados en (Hand, 2007), y se corresponden con 1,0 m²/g y 3,3 m²/g para mezcla de moda gruesa y fina de polvo, respectivamente. En la Figura 25, se representa la σ_{sp} experimental frente a la σ_{sp} reconstruida a partir del modelo MLR, presentando una óptima correlación.

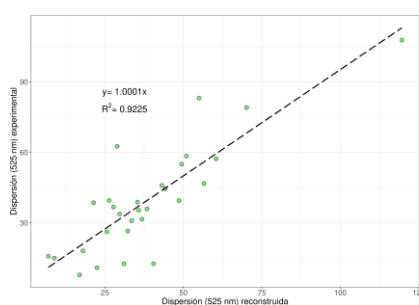


Figura 25. Correlación de la dispersión experimental a 525 nm frente a la correspondiente reconstruida a partir del modelo MLR para partículas finas y gruesas en el periodo estudiado.

Valores relativos más altos de E_m sugieren que la moda fina de partículas en suspensión dispersa la luz visible de forma más eficiente que la moda gruesa.

Por último, otra forma de estudiar la relación entre el SAE y los PM es elaborar una gráfica ([Figura 26](#)) representando el SAE frente al *ratio* PM_{10}/PM_1 .

Aunque el R^2 no es alto, sí se aprecia una clara tendencia, con correlación negativa entre las variables. A mayor valor de la relación PM_{10}/PM_1 , los valores de SAE son menores. Es decir, a mayor concentración relativa de partículas PM_{10} (grandes) los valores del SAE disminuyen y viceversa, en concordancia con la definición conceptual de SAE.

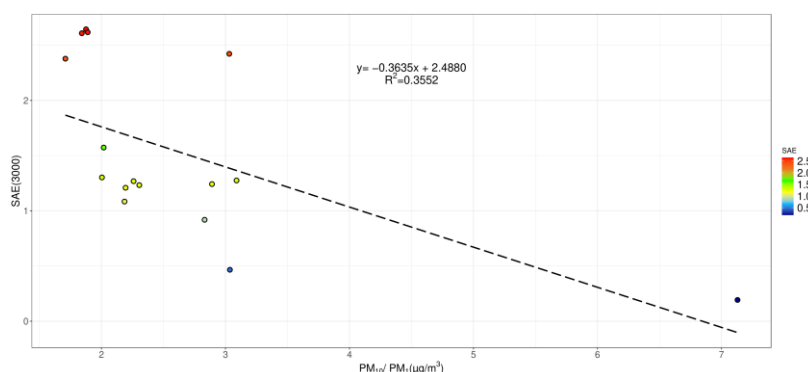


Figura 26: SAE frente al *ratio* PM_{10}/PM_1 durante el primer período de estudio.

4.2 Influencia de la humedad relativa en la dispersión de aerosoles

Para determinar la influencia de la humedad relativa del aire en la dispersión de la luz visible por los aerosoles atmosféricos se realizó una segunda campaña de muestreos que constituyó el segundo período de estudio. Se extendió desde el 9 de mayo hasta el 2 de junio de 2023. En este período el Aurora 4000 trabajó acoplado a un sistema de desecación *nafion* con el fin de mantener las muestras de aire ambiente por debajo del 40% de RH. En paralelo a este equipo, el Aurora 3000, midió la dispersión producida por el aerosol en condiciones de RH ambiente. Así, se obtuvieron dos series de datos temporales de la dispersión producida por el mismo aerosol, pero en distintas condiciones de RH ambiente: baja (Aurora 4000) y media-alta (Aurora 3000).

Se representó la evolución temporal de las dispersiones y de las RH medidas en los nefelómetros Aurora 3000 y 4000, durante el segundo período de estudio ([Figura 27](#)). Podemos observar que las series de dispersión tienen perfiles de variación similares si bien el Aurora 3000 registra, en general, valores superiores. Respecto a la variación temporal de la RH ([Fig 27-c](#)), es evidente el efecto del dispositivo *nafion* sobre la muestra de aire ambiente que analiza el Aurora 4000. La RH se reduce por debajo de una $RH = 40\%$. En cambio, la RH del Aurora 3000, siempre está por encima y fluctúa en función de las condiciones ambientales exteriores. Las diferencias en la RH de las muestras de aire que llegan a ambos nefelómetros deben condicionar la dispersión de luz visible producida por el aerosol.

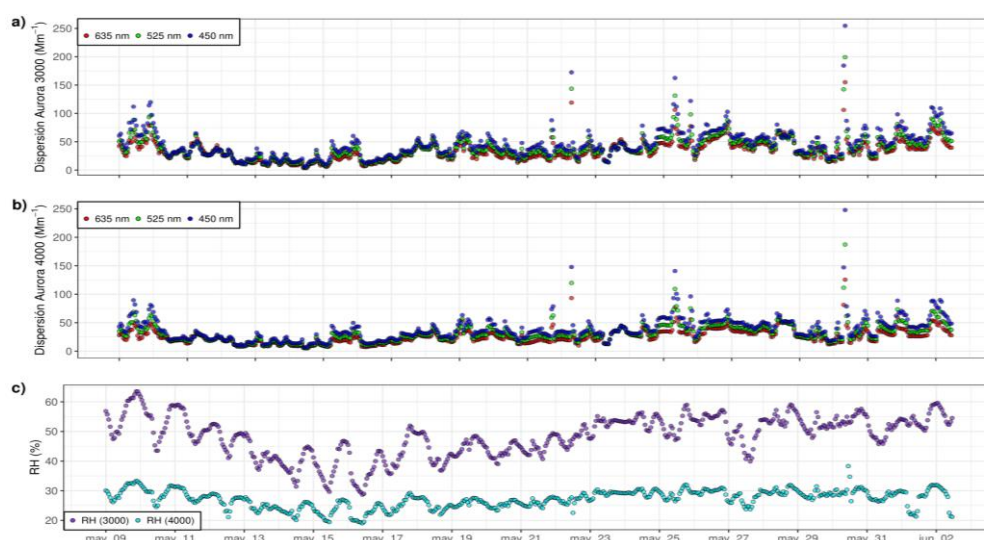


Figura 27: Representación gráfica de la dispersión y humedades medidas por los nefelómetros Aurora 3000 (húmedo) y 4000 (seco) durante el período del 9 de mayo al 2 de junio

En efecto, en la [Tabla 4](#), se muestran los datos estadísticos comparados de las series temporales de dispersión para las tres longitudes de onda de los nefelómetros.

Tabla 4: Estadísticos de coeficientes de dispersión, SAE y $f(RH)$ para los dos nefelómetros en la segunda campaña ($RH_{3000} > RH_{4000}$)

AURORA	Parámetro	Media \pm SD	Mediana
3000	σ_{sp} (635 nm) (Mm^{-1})	40 ± 20	$32,8\pm 0,8$
4000	σ_{sp} (635 nm) (Mm^{-1})	27 ± 15	$24,5\pm 0,6$
3000	σ_{sp} (525 nm) (Mm^{-1})	40 ± 20	$36,8\pm 0,9$
4000	σ_{sp} (525 nm) (Mm^{-1})	30 ± 20	$28,7\pm 0,7$
3000	σ_{sp} (450 nm) (Mm^{-1})	50 ± 30	$43,5\pm 1,1$
4000	σ_{sp} (450 nm) (Mm^{-1})	40 ± 30	$35,5\pm 0,9$
3000	SAE (450 nm – 635 nm)	$0,9\pm 0,5$	$1,04\pm 0,03$
4000	SAE (450 nm – 635 nm)	$1,1\pm 0,5$	$1,21\pm 0,03$
3000/4000	f (RH,635 nm)	$1,3\pm 0,3$	$1,31\pm 0,03$
3000/4000	f (RH,525 nm)	$1,25\pm 0,19$	$1,23\pm 0,03$
3000/4000	f (RH,450 nm)	$1,22\pm 0,18$	$1,20\pm 0,03$

Durante el segundo periodo de estudio, se obtuvo un σ_{sp} (525 nm) promedio para el Aurora 3000 (húmedo) de $40\pm 20 Mm^{-1}$ y de $30\pm 20 Mm^{-1}$ para el Aurora 4000 (seco) ([Tabla 4](#)). Similares diferencias se encuentran para las otras longitudes de onda. Este resultado confirma lo observado en la Figura 27. La diferencia de RH entre muestras del mismo aerosol da lugar a distinta dispersión de la luz. A mayor RH, mayor dispersión. Los valores de dispersión registrados por el Aurora 3000 (húmedo) son aproximadamente un 25-30% superiores a los medidos por el Aurora 4000 (seco).

Por otra parte, los valores promedios de SAE obtenidos para cada nefelómetro en este periodo ($SAE_{A3000} = 0,9$ y $SAE_{A4000} = 1,1$), también indican que, en general, las partículas presentes en el aerosol con mayor humedad (medido por el Aurora 3000) eran de mayor tamaño que las contenidas en la muestra de menor humedad (Aurora 4000). Este resultado confirma el efecto de aumento de tamaño de los aerosoles cuando la humedad está por encima del 40%.

La correlación de la dispersión del Aurora 3000 (húmedo) frente a la del Aurora 4000 (seco) para las tres longitudes de onda en el segundo período de estudio se muestra en la [Figura 28](#). Puede observarse una correlación significativa en todos los casos.

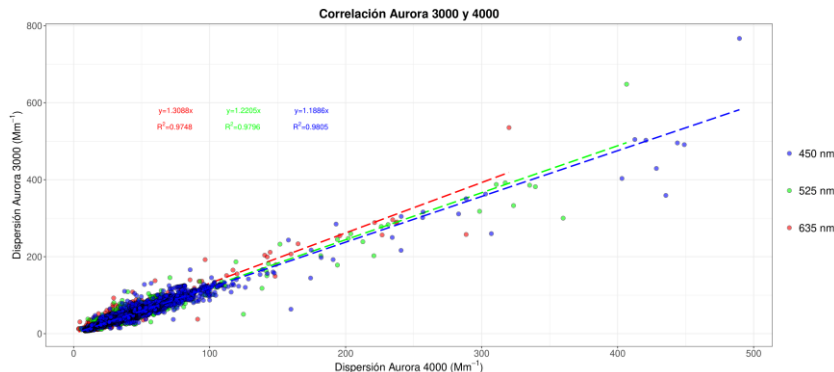


Figura 28: Correlación de las dispersiones del Aurora 3000 (húmedo) y del Aurora 4000 (seco) durante el período del 9 de mayo al 2 de junio de 2023.

Si se comparan las pendientes obtenidas para este periodo con las correspondientes a las correlaciones de la primera campaña observamos que para este segundo periodo son mayores ([Tabla 5](#)). Podemos observar que, para todas las longitudes de onda, la variación porcentual de las pendientes de las correlaciones es aproximadamente un 20% mayor en la segunda campaña. Teniendo en cuenta que tras la campaña de intercalibración las diferencias entre los dos equipos se cifraban entre el 2% y el 6%, podemos inferir que la diferencia en la humedad relativa es responsable del incremento en los coeficientes de dispersión.

Tabla 5: Pendientes de correlación del Aurora 3000 (húmedo) y 4000 (seco) durante el segundo período de estudio

Parámetro	Pendiente±Error	Incremento respecto primera campaña (%)
σ_{sp} (635 nm) (Mm ⁻¹)	1,309±0,003	23,6
σ_{sp} (525 nm) (Mm ⁻¹)	1,221±0,002	20,2
σ_{sp} (450 nm) (Mm ⁻¹)	1,189±0,002	21,2

4.2.1 Determinación y variación del $f(RH)$

Con respecto al $f(RH)$, para σ_{sp} (525 nm) se obtuvo un valor medio en el periodo de $1,25 \pm 0,19$, en correspondencia con los valores de dispersión registrados por el Aurora 3000 (húmedo) y 4000 (seco) ([Tabla 4](#)).

Podemos también observar la influencia de la humedad relativa sobre la dispersión del aerosol relacionándola con el $f(RH)$ ([Figura 29](#)). En principio, a mayores humedades relativas, el $f(RH)$ obtenido debe ser mayor. Estudiaremos la relación entre las dos variables mediante su correlación, representándola gráficamente.

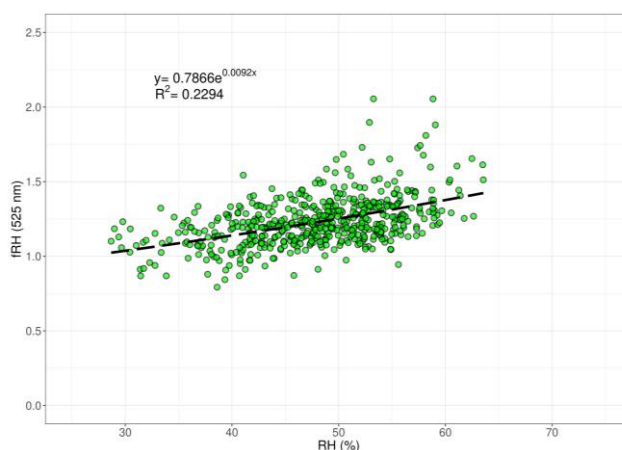


Figura 29. Correlación entre la humedad registrada por el Aurora3000 y el $f(RH)_{525 \text{ nm}}$.

Aunque la correlación es baja, la función que mejor ajusta es de tipo exponencial. Eso significa que el factor de crecimiento de la dispersión no es lineal con la RH. Puede apreciarse que, a bajas humedades ($RH < 40\%$), el factor de aumento de dispersión se encuentra alrededor de 1, tal como era esperable. A partir de ese límite de humedad, la pendiente de la curva de tendencia comienza a incrementarse, pero lo hace lentamente. A partir de RH por encima del 70% (Titos Vela, 2014) se observaría un aumento notable. En el periodo de medida no se han alcanzado valores de ese orden, por lo que los factores $f(RH)$ obtenidos son relativamente pequeños, la mayoría en el intervalo entre 1 y 1,5, pero suficiente, no obstante, para verificar el efecto de la humedad sobre la dispersión de luz visible producida por el aerosol atmosférico.

Por último, para entender la variabilidad del $f(RH)$ en relación con el tamaño de partícula se estudia la relación entre la dispersión medida por el nefelómetro húmedo, el $f(RH)$ y el SAE (húmedo) durante el segundo periodo (Figura 30).

Todas las variables analizadas en el estudio presentan un patrón diario (Figura 30) condicionado por cambios en las fuentes locales y por la meteorología. Estos ciclos diarios se pueden emplear para interpretar el ciclo diario del factor de aumento de dispersión (Titos Vela, 2014). Tomando como referencia la longitud de onda de 525 nm, observamos en la Figura 30-a que existen, como ya se analizó en la primera campaña, dos máximos de dispersión de luz coincidentes con las horas de tráfico punta de mañana y tarde. El $f(RH)$, sin embargo, presenta un mínimo durante la hora punta de la mañana y un máximo poco antes de la hora de tráfico vespertina (Figura 30-b). El mínimo probablemente esté relacionado con el aumento relativo de la fracción de partículas no higroscópicas (hollín y polvo mineral) debidas al tráfico rodado. Aunque la dispersión total aumenta porque lo hace el número de partículas en suspensión, al no ser higroscópicas en un porcentaje elevado, la diferencia entre los coeficientes de dispersión medidos por los dos nefelómetros se reduce y el $f(RH)$ disminuye. A su vez, los valores de SAE descienden por debajo de 0,9 lo que implica que partículas de mayor tamaño del suelo entran en suspensión por efecto del tráfico rodado (Figura 30-c).

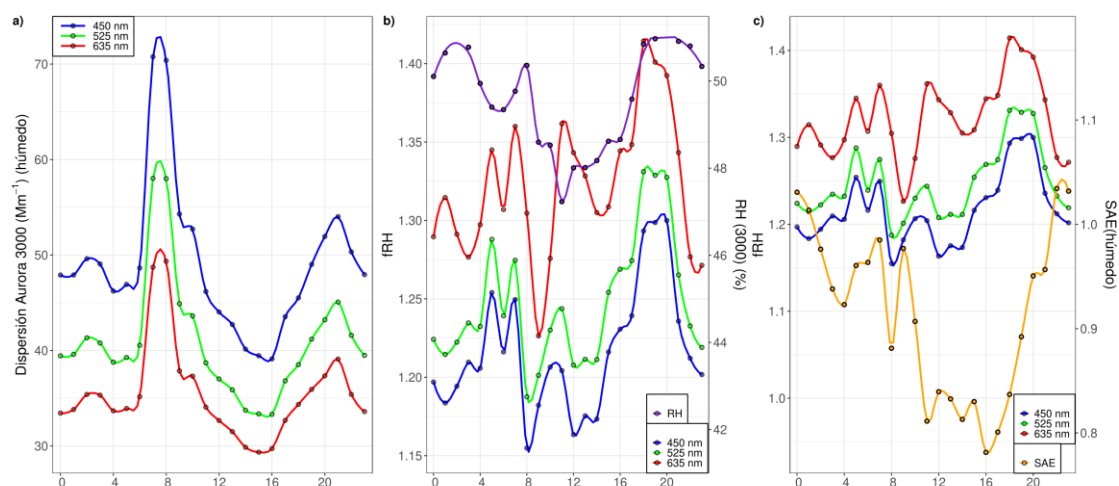


Figura 30: Valores día promedio de la dispersión, $f(RH)$ y SAE para el período del 9 de mayo al 2 de junio de 2023.

En cuanto al máximo de $f(RH)$ de la tarde, puede estar relacionado con el aumento de humedad ambiente (Figura 30-b), que crece desde el mediodía hasta después de las 20:00 h, y también con la química atmosférica, que transforma las partículas primarias de la mañana en secundarias, mucho más higroscópicas, por la tarde. Así, el aumento de humedad ambiente produce un aumento de tamaño ($SAE \sim 0,8$) que se traduce en un crecimiento del factor $f(RH)$ hasta alcanzar el máximo poco antes de las 20:00 h. En la hora punta de tráfico de la tarde-noche se inyecta de nuevo a la atmósfera partículas pequeñas hidrófobas que hace reducir después de esa hora el factor de humedad y aumentar el SAE.

5. Conclusiones y proyección futura

- El coeficiente de dispersión varía en función de distintos escenarios ambientales que afecten al emplazamiento, con patrones diarios característicos. Los resultados muestran que el aumento en la concentración de partículas suspendidas en el aire ambiente produce un incremento de la dispersión de luz. Los valores máximos de dispersión, 3 veces los del día normal, se alcanzaron los días con mayor carga de aerosol que coinciden con el impacto de una intrusión africana.
- Los valores obtenidos de SAE durante la primera campaña confirmaron la predominancia de distintos tamaños de partícula en cada episodio.
- Las partículas finas de aerosol dispersan la luz visible de forma más eficiente que las gruesas, con E_{mG} y E_{mF} de $1,3 \pm 0,3 \text{ m}^2/\text{g}$ y $3,2 \pm 0,5 \text{ m}^2/\text{g}$, respectivamente.
- El aumento de la RH produce un incremento en el tamaño de las partículas del aerosol ($SAE_{A3000} = 0,9$ y $SAE_{A4000} = 1,1$) lo que se traduce en un aumento promedio de la dispersión de la luz visible del 25% entre el Aurora 3000 (condiciones de RH ambiente) y el 4000 ($RH < 40\%$) para el periodo estudiado.
- El $f(RH)_{525 \text{ nm}}$ varía de forma exponencial con la RH.
- El $f(RH)$ presentó un perfil diario con un mínimo durante la hora punta de mañana y un máximo a última hora de la tarde. El mínimo como consecuencia del aumento relativo de la fracción de partículas no higroscópicas (hollín y polvo mineral) procedentes del tráfico. El máximo, relacionado con el aumento de la humedad ambiente y de la higroscopicidad de las partículas secundarias desde el mediodía hasta las 20:00 h.

Futuras investigaciones sobre dispersión de luz por aerosoles atmosféricos podrían considerar:

- Ampliar el período de estudio a un año.
- Estudiar la evolución de la dispersión con humedades relativas superiores al 80%.
- Cambiar el emplazamiento de los nefelómetros a un lugar diferente al entorno suburbano.

6. Bibliografía

- Cassee, F. R., Héroux, M. E., Gerlofs-Nijland, M. E., & Kelly, F. J. (2013). Particulate matter beyond mass: recent health evidence on the role of fractions, chemical constituents, and sources of emission. *Inhalation Toxicology*, 25(14), 802.
<https://doi.org/10.3109/08958378.2013.850127>
- Chamberlain-Ward, S., & Sharp, F. (2011). Advances in nephelometry through the Ecotech Aurora nephelometer. *The Scientific World Journal*, 11, 2530–2535.
<https://doi.org/10.1100/2011/310769>
- Daher, N., Hasheminassab, S., Shafer, M. M., Schauer, J. J., & Sioutas, C. (2013). Seasonal and spatial variability in chemical composition and mass closure of ambient ultrafine particles in the megacity of Los Angeles. *Environmental Sciences: Processes and Impacts*, 15(1), 283–295. <https://doi.org/10.1039/C2EM30615H>
- 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>).
- EPA (2002) Third external review draft of air quality criteria for particulate matter. US-EPA.
- Hand, J.L. and Malm, W.C. (2007). Review of aerosol mass scattering efficiencies from ground-based measurements since 1990. *Journal of Geophysical Research*, 112, D16203, doi: 10.1029/2007JD008484
- Harrison, R. M. and Pio, C. a.: Size-differentiated composition of inorganic atmospheric aerosols of both marine and polluted continental origin, *Atmospheric Environment*, 17(9),1733–1738, doi:10.1016/0004-6981(83)90180-4, 1983.
- Huneus, N., Chevallier, F., & Boucher, O. (2012). Estimating aerosol emissions by assimilating observed aerosol optical depth in a global aerosol model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(10), 4585–4606. <https://doi.org/10.5194/ACP-12-4585-2012>
- IPCC AR6 2021. 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, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 923–1054, doi: 10.1017/9781009157896.009 .]
- Karlsson, A., Török, S., Roth, A., & Bengtsson, P. E. (2022). Numerical scattering simulations for estimating soot aggregate morphology from nephelometer scattering measurements. *Journal of Aerosol Science*, 159, 105828.
<https://doi.org/10.1016/J.JAEROSCI.2021.105828>

- Kokhanovsky, A. A. (2008). *Aerosol optics: light absorption and scattering by particles in the atmosphere*. Springer.
- Kreyling, W. G., Semmler-Behnke, M., & Möller, W. (2006). Health implications of nanoparticles. *Journal of Nanoparticle Research*, 8(5), 543–562. <https://doi.org/10.1007/S11051-005-9068-Z/METRICS>
- Kulmala, M., Kontkanen, J., Junninen, H., Lehtipalo, K., Manninen, H. E., Nieminen, T., Petäjä, T., Sipilä, M., Schobesberger, S., Rantala, P., Franchin, A., Jokinen, T., Järvinen, E., Äijälä, M., Kangasluoma, J., Hakala, J., Aalto, P. P., Paasonen, P., Mikkilä, J., ... Worsnop, D. R. (2013). Direct observations of atmospheric aerosol nucleation. *Science (New York, N.Y.)*, 339(6122), 943–946. <https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1227385>
- Morawska, L., Thomas, S., Jamriska, M., & Johnson, G. (1999). The modality of particle size distributions of environmental aerosols. *Atmospheric Environment*, 33(27), 4401–4411. https://www.academia.edu/12822651/The_modality_of_particle_size_distributions_of_environmental_aerosols
- Müller, T., Laborde, M., Kassell, G., & Wiedensohler, A. (2011). Design and performance of a tRHee-wavelength LED-based total scatter and backscatter integrating nephelometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(6), 1291–1303. <https://doi.org/10.5194/AMT-4-1291-2011>
- Pope, C. A., & Dockery, D. W. (2006). Health effects of fine particulate air pollution: Lines that connect. *Journal of the Air and Waste Management Association*, 56(6), 709–742. <https://doi.org/10.1080/10473289.2006.10464485>
- Samet, J. M., Rappold, A., Graff, D., Cascio, W. E., Berntsen, J. H., Huang, Y. C. T., Herbst, M., Bassett, M., Montilla, T., Hazucha, M. J., Bromberg, P. A., & Devlin, R. B. (2009). Concentrated ambient ultrafine particle exposure induces cardiac changes in young healthy volunteers. *American Journal of Respiratory and Critical Care Medicine*, 179(11), 1034–1042. <https://doi.org/10.1164/RCCM.200807-1043OC>
- Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N.: Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change, 2nd Edition. 1232 pp., ISBN: 978-0-471-72018-8, September 2006.
- Titos Vela, G. (2014). Characterization of atmospheric aerosol particles using in-situ techniques: Optical, chemical and hygroscopic properties. *Thesis*, 29–30. <https://digibug.ugr.es/handle/10481/39637>
- Yus Díez, J. (2022). Understanding the measurements and variability of aerosol optical properties in NE Spain. *TDX (Tesis Doctorals En Xarxa)*. <https://www.tdx.cat/handle/10803/687582>

Zhuang, H., Chan, C. K., Fang, M., & Wexler, A. S. (1999). Formation of nitrate and non-sea-salt sulfate on coarse particles. *Atmospheric Environment*, 33(26), 4223–4233.
[https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00186-7](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00186-7)