

DEPARTAMENT DE FÍSICA DE LA TERRA I
TERMODINÀMICA

ESTUDIO DE LOS AEROSOLAS ATMOSFÉRICOS EN
VALENCIA MEDIANTE MEDIDAS DEL NEFELÓMETRO
DE INTEGRACIÓN.

ANNA RAQUEL ESTEVE MARTÍNEZ

UNIVERSITAT DE VALÈNCIA
Servei de Publicacions
2011

Aquesta Tesi Doctoral va ser presentada a València el dia 10 de desembre de 2010 davant un tribunal format per:

- Dr. Jerónimo Lorente Castelló
- Dr. Francisco José Olmo Reyes
- Dra. M^a del Mar Sorribas Panero
- Dr. Luis Javier Cañada Ribera
- Dr. Fernando Tena Sangüesa

Va ser dirigida per:

Dra. M^a Pilar Utrillas Esteban

Dr. Víctor Estellés Leal

©Copyright: Servei de Publicacions
Anna Raquel Esteve Martínez

Dipòsit legal: V-4099-2011

I.S.B.N.: 978-84-370-8083-3

Edita: Universitat de València

Servei de Publicacions

C/ Arts Gràfiques, 13 baix

46010 València

Spain

Telèfon:(0034)963864115

VNIVERSITAT (ò) VALÈNCIA Facultat de Física

Departament de Física de la Terra i Termodinàmica



TESIS DOCTORAL

**Estudio de los aerosoles atmosféricos en Valencia
mediante medidas del nefelómetro de integración**

ANNA RAQUEL ESTEVE MARTÍNEZ

Valencia, 2010

La Dra. María Pilar Utrillas Esteban, profesora titular del área de Física de la Tierra, y adscrita al Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València, y el Dr. Víctor Estellés Leal, investigador del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València

CERTIFICAN:

Que la presente memoria titulada “Estudio de los aerosoles atmosféricos en Valencia mediante medidas del nefelómetro de integración”, presentada por Dña. Anna Raquel Esteve Martínez para optar al grado de Doctora en Física, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmamos el presente certificado en Burjassot, a 5 de Noviembre de 2010.

Fdo.: María Pilar Utrillas Esteban

Fdo.: Víctor Estellés Leal

A mi madre Lucrecia
y mi hermano Rafa

Agradecimientos

Estar en el lugar adecuado en el momento oportuno es lo que me permitió comenzar mi carrera investigadora dentro del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València hace ya 5 años, y durante todo este tiempo, en el que no han faltado las alegrías, las penas y las dudas, muchas personas han recorrido parte del largo camino conmigo, e incluso algunas han sido lo suficientemente valientes como para acompañarme durante todo este viaje, y a muchas de ellas tengo que agradecer el haber sido capaz de completar esta tesis.

En primer lugar quisiera agradecer a los profesores José Antonio Martínez Lozano y Pilar Utrillas la confianza y el apoyo que han depositado en mí durante estos años, así como el tiempo y esfuerzo que han invertido en éste y otros trabajos. También quiero agradecer al profesor Fernando Tena su ayuda y buenos consejos en la realización de tantos otros trabajos.

Me gustaría agradecer también a mis compañeros y amigos de Solar todos los buenos momentos vividos dentro y fuera del despacho. Especialmente a Víctor, cuya ayuda ha sido fundamental para la realización de esta tesis. Gracias por ser tan buen amigo y estar siempre ahí, con tus consejos, ideas y ánimos. A María José, que me inició en esto de la investigación y me enseñó tanto, por ser tan buena compañera y una gran amiga. Enhorabuena por este fantástico 2010. A José Luis, ahora en Italia, por su experiencia y amistad. Espero que todo te vaya muy bien. A David por animar el despacho cuando viene. Al profesor Roberto Pedrós por enseñarnos la parte didáctica de la ciencia. A Óscar por hacer la informática un poco más fácil. A Sara y Carlos, los últimos en unirse al grupo, les animo a disfrutar de este trabajo tan apasionante.

Al grupo de jóvenes investigadores que han pasado a lo largo de estos años por el Departamento de Física de la Terra i Termodinàmica por todos los buenos momentos que hemos compartido. Gracias Juanma, Xumi, Raquel, Maria, Guillem, Almudena, Cecilia, Carlos, Alex, Bea, Ana... También quiero dar las gracias a Raúl, Laura, Juan Antonio y Felipe, del Departamento de Óptica.

También quiero agradecer a otras personas del Departamento el hacer de éste un lugar tan agradable: Sole, María Jesús, Vicente Marín, Amparo, Quique y Asun.

Agradecimientos

Una de las experiencias más enriquecedoras tanto a nivel profesional como a nivel personal ha sido la realización de dos estancias breves en centros de investigación extranjeros. La estancia en el *Leibniz-Institut für Troposphärenforschung*, situado en Leipzig (Alemania), me sirvió para ser un poco más independiente y valiente. Por ello, quiero dar las gracias a Jost Heintzenberg, Thomas Müller, Alfred Wiedensohler, Heike, Douglas y Jonas. La estancia en el *Earth System Research Laboratory* del NOAA, situado en Boulder (Colorado, EE.UU.), fue mi gran aventura americana, de la que disfruté y aprendí muchísimo. Quiero dar las gracias especialmente a John A. Ogren por brindarme la oportunidad de aprender tanto de un gran profesional y una gran persona. A Betsy Andrews por su alegría y su ayuda con cualquier duda que tuviese. A Pat Sheridan por su amabilidad. A Anne Jefferson por su generosidad. A Ann Thorne por su simpatía y ayuda con toda la burocracia. A Lorna Pollard por hacer de su casa un hogar.

También quiero agradecer a Lola, Amparo y Beatriz por todos estos años de amistad. A Lola, que me conoce desde hace tanto tiempo, por encontrar siempre ese hueco para vernos y ponernos al día. A Beatriz, que ha tenido que soportar no sólo una tesis sino dos, por estar ahí. Amparo, ahora tan lejos pero tan cerca, no sé cómo darte las gracias por tantas cosas.

Por último, quiero dar las gracias a los que han estado siempre ahí desde el principio. A mi madre, Lucrecia, a la que he dedicado esta tesis porque lo ha dado todo por mí. Gracias por tu comprensión, apoyo y ánimos. Espero que te sientas orgullosa. A mi hermano Rafa por ser tan buen hermano en los buenos y los malos momentos. Sabes que siempre podrás contar conmigo. A mis abuelos por su esfuerzo, y en especial a mi abuela Raquel por ser alguien tan importante para mí. A Francisco por ser el mejor padrino.

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la beca para la Formación de Personal Investigador, FPI (BES-2006-12521), asociada al proyecto de investigación CGL2005-03428-C04-01 del Ministerio de Educación y Ciencia.

Índice

Introducción.....	1
1. Aerosoles atmosféricos.....	5
1.1 Definición	7
1.2 Tipos de aerosoles	8
1.3 Interacción con la radiación solar	16
2. Instrumentación.....	23
2.1 Generalidades	25
2.2 Descripción del nefelómetro de integración TSI 3563	27
2.3 Estación de medida	36
2.4 Calibración	39
2.5 Metodología	44
2.6 Intercomparación. Campaña DAMOCLES 2006	46
3. Climatología local de aerosoles.....	51
3.1 Coeficiente de dispersión	53
3.2 Coeficiente de retrodispersión	60
3.3 Exponente de Ångström de dispersión	66
3.4 Fracción de retrodispersión	71
3.5 Parámetro de asimetría	75
3.6 Correlaciones entre los parámetros	79
3.7 Influencia del tráfico sobre las propiedades de los aerosoles	82

Índice

4. Aerosoles y masas de aire.....	85
4.1 Definición	87
4.2 Clasificación de las masas de aire	89
4.3 Coeficiente de dispersión	95
4.4 Coeficiente de retrodispersión	100
4.5 Exponente de Ångström de dispersión	105
4.6 Fracción de retrodispersión	107
4.7 Parámetro de asimetría	109
5. Aplicaciones del nefélometro de integración TSI 3563:	
NOAA Airborne Aerosol Observatory.....	111
5.1 Generalidades	113
5.2 NOAA Airborne Aerosol Observatory	115
5.3 Comparación de las propiedades de los aerosoles obtenidas por el <i>Airborne Aerosol Observatory</i> y por AERONET	119
5.4 Análisis de las diferencias entre el espesor óptico de aerosoles obtenido por el <i>Airborne Aerosol Observatory</i> y por AERONET	125
5.6 Resultados del <i>Airborne Aerosol Observatory</i>	142
Conclusiones.....	145
Perspectivas futuras.....	151
Anexo I. Caracterización de aerosoles.....	155
Anexo II. Caracterización de masas de aire.....	165
Bibliografía.....	175

Introducción

Los aerosoles atmosféricos, partículas sólidas o líquidas en suspensión en el aire, afectan al balance radiativo terrestre de forma directa, absorbiendo y dispersando la radiación solar incidente, e indirecta, actuando como núcleos de condensación en la formación de nubes e influyendo en las propiedades radiativas y dinámicas de éstas. Al efecto de la absorción y dispersión de la radiación solar incidente se le denomina *forzamiento radiativo de los aerosoles*, y puede llegar a ser de la misma magnitud pero de sentido opuesto que el forzamiento radiativo debido a los gases de efecto invernadero [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007]. Ante la evidencia de estos efectos sobre el clima, en los últimos años el estudio de los aerosoles atmosféricos ha cobrado gran interés, desarrollándose nuevos instrumentos y metodologías para su estudio. Además, como los aerosoles atmosféricos pueden afectar seriamente a la salud de los seres vivos, también son considerados como contaminantes en las guías de calidad del aire que se establecen con el objetivo de regular y normalizar la emisión de partículas contaminantes a la atmósfera [World Health Organization (WHO), 2006].

Aunque los aerosoles merecen la misma consideración que los gases de efecto invernadero, ampliamente estudiados en décadas anteriores, se ha avanzado relativamente poco en su conocimiento. El motivo principal reside en la compleja tarea de su caracterización y modelización, debido a la gran diversidad de fuentes (naturales y antropogénicas), su heterogénea distribución espacial (tanto a nivel regional como global) y su corta vida media (entre 5 y 10 días). Además, resulta muy complicado desacoplar los efectos naturales de los antropogénicos. Desiertos como el Sáhara o el Gobi son una fuente muy importante de aerosoles minerales que se transportan en altura a regiones remotas, y las erupciones volcánicas inyectan gran cantidad de aerosoles sulfúricos a la estratosfera, donde los tiempos de residencia se prolongan, mientras que el ser humano interviene también en el medio ambiente a través del cambio de la cobertura terrestre, el empleo de combustibles fósiles o la quema de biomasa.

El estudio de los aerosoles y sus propiedades puede abordarse desde diferentes técnicas de medida, cada una con sus ventajas e inconvenientes, pero todas ellas complementarias. Los instrumentos automáticos de medidas *in-situ* ofrecen una gran resolución temporal en la obtención de algunas propiedades físicas y radiativas de los aerosoles, aunque proporcionan una escasa representatividad espacial ya que

Introducción

únicamente caracterizan las capas más bajas de la atmósfera en un punto geográfico concreto. Entre los más empleados destacan los contadores de partículas y los nefelómetros. La fotometría solar a nivel de suelo, que realiza medidas representativas de toda la columna atmosférica, ofrece también una gran resolución temporal, aunque limitada a las horas de sol y con cielos despejados. Un tercer método de medida a nivel de suelo es la técnica LIDAR (Light Detection And Ranging), que también ofrece una buena resolución temporal, aunque con una representatividad geográfica relativamente reducida. Su principal ventaja radica en la posibilidad de conocer en detalle el perfil vertical de la concentración de aerosoles. En ocasiones puntuales, estos instrumentos de medida a nivel de suelo pueden instalarse en aviones o globos para realizar estudios más detallados sobre las características verticales de la atmósfera.

Por otro lado, los sensores instalados a bordo de satélites espaciales ofrecen una cobertura espacial mucho mayor que los anteriores. En los últimos años se han puesto en marcha algunas misiones enfocadas a la medida de aerosoles desde satélite: MODIS¹ (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer), MISR² (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer), ATSR³ (Along Track Scanning Radiometer), SCIAMACHY⁴ (SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CartographY), CALIPSO⁵ (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation). Su principal inconveniente es la baja resolución temporal, ya que las medidas se limitan a las horas de paso de los satélites. Además, la calidad de los productos ofrecidos por este tipo de sensores es todavía insuficiente y son necesarias continuas validaciones con otro tipo de instrumentos.

Dado que cada una de las técnicas de medida anteriores sólo ofrece una solución parcial del problema, la estrategia más habitual consiste en intentar complementarlas. Una aproximación es la instalación de estaciones de medida permanentes en diferentes zonas del planeta, de forma que aunque cada una de ellas sea poco representativa espacialmente, una red a escala internacional proporciona una cobertura espacial mucho mayor. Hasta hace pocos años, estas estaciones estaban poco automatizadas y carecían de una buena coordinación y validación de sus productos. En este sentido ha de mencionarse la red BAPMoN (Background Air Pollution Monitoring Network), creada por la Organización Meteorológica Mundial

¹ <http://modis.gsfc.nasa.gov/>

² <http://www-misr.jpl.nasa.gov/>

³ <http://www.atrs.rl.ac.uk/>

⁴ <http://www.sciamachy.org/>

⁵ <http://www-calipso.larc.nasa.gov/>

Introducción

[WMO, 1994], que operó entre los años 1972 y 1992 con cerca de 95 estaciones de medida. Actualmente la aportación más importante procede de la red AERONET⁶ (AERosol RObotic NETwork) [Holben *et al.*, 1998], coordinada por la NASA (National Aeronautic and Space Agency), y que en este momento maneja cerca de 500 fotómetros CIMEL distribuidos por todo el mundo. Sin embargo, la aproximación más común consiste en la realización de campañas de medida, donde diversos grupos de investigación aportan su experiencia en una metodología particular, intentando obtener en conjunto una descripción global lo más detallada posible del sistema. Estas campañas son costosas, complejas y relativamente breves, y se realizan en lugares de características muy concretas (cercanías a fuentes dominantes de cierto tipo de aerosol que se desea modelar) o con el objetivo de validar productos de teledetección.

El Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València, desde su creación en 1991, ha trabajado fundamentalmente en la caracterización de las propiedades de los aerosoles atmosféricos desde el punto de vista de la radiometría solar a nivel de suelo. En una primera tesis doctoral [Utrillas, 1995] se introdujo el uso de las medidas de irradiancia solar espectral (obtenidas con un espectroradiómetro Li-Cor 1800) principalmente para obtener el espesor óptico de aerosoles. Posteriormente, Pedrós [2001] abordó el estudio de los aerosoles por medio de un espectrorradiómetro Optronic OL-754, permitiendo la obtención de las distribuciones de tamaño a partir de medidas de irradiancia espectral directa y radiancia de cielo. Más recientemente, Estellés [2006] realizó una caracterización climatológica de los aerosoles en Valencia mediante medidas de radiancia de cielo utilizando un fotómetro CIMEL CE318. El Grupo de Radiación Solar ha participado también en numerosas campañas tanto de validación de sensores de satélite como de intercomparación de espectrorradiómetros y fotómetros, como se vio en la tesis de Gómez-Amo [2006]. Además, en los últimos 5 años, se han empezado también a utilizar otras técnicas complementarias, como son la técnica LIDAR y las medidas *in-situ* en la superficie, con el fin de ampliar el conocimiento que se tiene de los aerosoles atmosféricos y sus propiedades.

El objetivo principal de esta tesis ha sido la caracterización de los aerosoles atmosféricos que dominan el área metropolitana de Valencia (representada por Burjassot) a partir de las medidas realizadas *in-situ* con el nefelómetro de integración TSI 3563. Para ello, se ha desarrollado una metodología de trabajo para la obtención de las propiedades de los aerosoles más importantes, tanto extensivas (coeficientes de dispersión y retrodispersión) como intensivas (exponente de Ångström de dispersión, fracción de retrodispersión, parámetro de asimetría). Además, también se han analizado los procesos de transporte atmosférico que se presentan habitualmente y su

⁶ <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

Introducción

relación con las propiedades de las partículas. Por último, y como fruto del trabajo realizado durante una estancia de 5 meses en el *Earth System Research Laboratory* del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) en Boulder (Colorado, EE.UU.), se han visto otras aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563, ya que se han comparado las medidas de las propiedades de los aerosoles realizadas en la columna atmosférica con instrumentación a bordo de un avión con las obtenidas por la red de medida AERONET.

La estructura de la memoria es la siguiente:

En el capítulo 1 se revisan los conceptos básicos acerca de los aerosoles atmosféricos, definiéndolos y clasificándolos. También se analiza la interacción de éstos con la radiación solar, definiendo las principales propiedades físicas y radiativas de los aerosoles.

A continuación, en el capítulo 2 se describe el nefelómetro de integración TSI 3563, instrumento empleado para el estudio de los aerosoles atmosféricos en el área metropolitana de Valencia, así como la estación habitual de medida y la metodología empleada para la obtención de las propiedades de los aerosoles.

Los resultados de esta memoria se dividen en tres capítulos. En el capítulo 3 se describe la caracterización climatológica de los aerosoles atmosféricos en Burjassot, incluyendo el estudio de su variabilidad anual, estacional y diaria.

En el capítulo 4 se relacionan las propiedades de los aerosoles y la trayectoria de las masas de aire en que han sido transportados.

En el capítulo 5 se muestran los resultados obtenidos de la comparación de las propiedades de los aerosoles medidas en la columna atmosférica por el *Airborne Aerosol Observatory* del NOAA con las obtenidas por la red de medida AERONET.

Por último, se muestran las conclusiones más relevantes de este trabajo y sus perspectivas futuras.

En los anexos I y II se pueden consultar las tablas con los resultados estadísticos presentados en los capítulos 3 y 4 respectivamente.

Capítulo 1

Aerosoles atmosféricos

1. Aerosoles atmosféricos

1.1 Definición

Los aerosoles atmosféricos se definen como partículas (en estado sólido o líquido) que se encuentran suspendidas en el aire y son arrastradas por éste en su movimiento. Su tamaño es muy variable, con radios situados entre 0.001 μm y 100 μm , es decir, desde agregados moleculares hasta partículas que por su tamaño sólo pueden permanecer suspendidas en la atmósfera durante unas pocas horas. Su razón de mezcla, es decir, la cantidad de masa de aerosoles presente en una unidad de volumen de aire, también es variable, oscilando desde 1 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, valor que se observa en los casquetes polares o en la troposfera oceánica libre, hasta los 1000 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ que se observan en las tormentas de arena o en los humos cargados de ceniza de los incendios forestales.

La presencia de aerosoles en la atmósfera se debe a diversas causas, tanto de origen natural como antropogénico: combustiones en procesos industriales, calefacciones...; productos generados en la misma atmósfera por reacciones químicas entre sustancias como sulfatos, nitratos, productos gaseosos...; movimientos de masas de aire que arrastran consigo partículas marinas o polvo desértico; etc. Estas partículas son eliminadas de la atmósfera mediante distintos procesos como la sedimentación, la coagulación, la condensación y su posterior precipitación, etc. Todo ello implica un tiempo de vida en la atmósfera de estas partículas que puede oscilar entre minutos y semanas en la troposfera, o llegar incluso a años si las partículas alcanzan la estratosfera (fenómeno común tras las erupciones volcánicas), ya que los procesos de eliminación por condensación o precipitación no se producen en las capas altas de la atmósfera.

Los aerosoles son un constituyente importante de la atmósfera, que interactúan de forma directa e indirecta con la radiación solar y terrestre, afectando al balance radiativo Tierra – Atmósfera. De forma directa, los aerosoles absorben y dispersan la radiación proveniente del Sol en su paso a través de la atmósfera. Como el tamaño de estas partículas es similar al de la longitud de onda de la radiación solar, los aerosoles pueden interactuar eficazmente con ésta, reduciendo la irradiancia solar total que alcanza la superficie de la Tierra. De forma indirecta, los aerosoles actúan como núcleos de condensación (CCN) en la formación de nubes, lo que produce un aumento de la reflectividad de la nube para la radiación de onda corta, pero muy poca o ninguna variación para la radiación de onda larga. Además, los procesos de formación de lluvia se debilitan, aumentando la vida media de la nube. Esta influencia de los aerosoles sobre el balance radiativo Tierra – Atmósfera se conoce como *forzamiento radiativo* de los aerosoles, y su efecto puede ser de la misma magnitud pero de sentido opuesto que el forzamiento radiativo debido a los gases de efecto invernadero [Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2007].

1. Aerosoles atmosféricos

1.2 Tipos de aerosoles

El estudio de los aerosoles atmosféricos se puede realizar analizando diferentes parámetros. Cada tipo de aerosol viene caracterizado por:

- La fuente que lo genera, que determina su composición química.
- Su mecanismo de producción, que da lugar a la forma y a la distribución de tamaños (es decir, la cantidad de partículas que hay con cada tamaño en un determinado volumen de aire).
- La capacidad de producción, que indica su importancia relativa.
- El mecanismo de deposición, que determina las causas de su desaparición de la atmósfera.
- El tiempo de residencia en la atmósfera, que normalmente indica cuál es el rango de tamaños a considerar, teniendo en cuenta que cuanto menor es el tamaño de la partícula, mayor será el tiempo de residencia de ésta en la atmósfera.

Las dos primeras características son las que nos indicarán la capacidad de interacción de los aerosoles con el vapor de agua atmosférico (fundamental para estudiar su efecto sobre la formación de nubes) y con la radiación solar (fundamental para conocer su efecto sobre el balance radiativo).

Por los mecanismos de producción, los aerosoles se dividen en *primarios* y *secundarios*. Los primarios son mayoritariamente de origen natural y se generan directamente por la inyección en la atmósfera de material particulado procedente de los mares y océanos, las regiones áridas, las erupciones volcánicas, la actividad biológica en las regiones forestales... Los secundarios se forman en la atmósfera mediante mecanismos de producción que transforman los aerosoles primarios. Estos mecanismos incluyen las reacciones químicas que generan aerosoles líquidos y sólidos a partir de gases traza (mecanismo denominado Conversión Gas – Partícula (CGP)).

Considerando los aerosoles como partículas esféricas, se los puede caracterizar de forma sencilla por su radio. Sin embargo, en realidad las partículas sólidas presentan una gran variedad de formas irregulares y mucho más complejas [Lenoble, 1993], por lo que al analizar todo el conjunto de las partículas presentes en la atmósfera debe de tenerse en cuenta que el radio que las caracteriza no es único. Este tipo de enfoque hace que deba considerarse para los aerosoles una distribución de partículas de diferentes tamaños. Según la clasificación de Whitby [1980], se identifican tres modos bien diferenciados:

1. Aerosoles atmosféricos

1. El *modo de nucleación* o *partículas Aitken* está formado por los aerosoles más pequeños, cuyas dimensiones varían entre $0.001\ \mu\text{m}$ y $0.1\ \mu\text{m}$. Debido a su pequeño tamaño, su contribución a la masa total de aerosoles es prácticamente despreciable. Radiativamente son poco importantes. Su tiempo de residencia en la atmósfera es muy breve, eliminándose a través de su papel como núcleos de condensación, o bien por coagulación formando aerosoles mayores en mezcla heterogénea.
2. El *modo de acumulación* está formado por los aerosoles que se crean por coagulación de partículas más pequeñas, aunque también forman parte de él aerosoles primarios de origen antropogénico como el hollín o los sulfatos. Este modo cubre el rango de tamaños entre $0.1\ \mu\text{m}$ y $1\ \mu\text{m}$, y es el más importante desde el punto de vista radiativo. También actúan como núcleos de condensación, siendo eliminados por precipitación en el agua de lluvia.
3. Las *partículas gruesas*, con tamaños que van desde $1\ \mu\text{m}$ a $100\ \mu\text{m}$, principalmente se forman a partir de procesos mecánicos de origen natural (polvo arrastrado por el viento, erupciones volcánicas...). Este tipo de aerosoles se elimina por sedimentación al actuar la gravedad debido a su masa.

Generalmente, se habla de distribuciones de tamaños bimodales, formadas por un modo fino (*fine*), que agrupa los modos de nucleación y de acumulación, y un modo grueso (*coarse*).

Además de la clasificación básica anterior, la forma más útil y práctica de clasificar los aerosoles a nivel global es empleando modelos climáticos. Generalmente éstos se basan en valores promedio de unos pocos parámetros obtenidos a partir de la recopilación de datos tomados en extensas campañas de medida realizadas en lugares que pueden considerarse representativos de ciertos tipos de aerosoles puros (desiertos, zonas urbanas, zonas marítimas, etc.). A partir de las clasificaciones climatológicas básicas, estas características pueden ser modificadas según algunas condiciones meteorológicas (humedad relativa, origen de masas de aire, etc.) y combinar los distintos componentes para reproducir situaciones atmosféricas más realistas. Desde la década de los setenta se han desarrollado multitud de modelos diferentes, aunque la mayoría están basados en clasificaciones similares. Entre los más destacados están los de Shettle & Fenn [1979], d'Almeida *et al.* [1991] y OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds) [Hess *et al.*, 1998].

1. Aerosoles atmosféricos

Clasificación por componentes

Los componentes básicos de los aerosoles que suelen repetirse en todos los modelos climáticos son los siguientes:

- **Aerosoles extraterrestres.** Las partículas de origen extraterrestre provienen en su mayor parte de pequeños meteoritos que se desintegran total o parcialmente al llegar a la atmósfera terrestre, y también de polvo interplanetario. Fundamentalmente se componen de elementos como Hierro, Magnesio, Silicio, Azufre, Argón, Calcio, Níquel, Cromo, Cloro, Manganeseo, Potasio, Cobalto o Titanio [Cameron, 1981]. Su efecto a nivel climático es prácticamente despreciable y en nuestras latitudes apenas son diferenciables.
- **Sales marinas.** Las partículas de sal marina se generan en los mares y océanos debido a la acción mecánica del viento o la lluvia sobre su superficie, desprendiendo burbujas, que al explotar inyectan pequeñas gotas de agua en el aire. Estas gotas de agua, bajo determinadas condiciones de humedad (superior al 98%), pueden quedar en suspensión en la atmósfera [Blanchard & Woodcock, 1980], y cuando la humedad disminuye puede producirse una evaporación en estas pequeñas gotas obteniendo partículas salinas sólidas de NaCl o de $2(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. El rango típico de tamaños para estas partículas abarca desde $0.001 \mu\text{m}$ hasta $100 \mu\text{m}$. Las sales marinas son el tipo de aerosol más frecuente y extendido en el planeta dado que dos tercios de la superficie terrestre está cubierta por océanos.
- **Minerales.** Las partículas minerales se generan por la acción mecánica del viento en zonas desérticas o áridas, donde son arrancadas de la superficie e incorporadas a la atmósfera mediante mecanismos de convección y circulación atmosférica, pudiendo llegar a las capas altas de la atmósfera, viajando prácticamente por todo el planeta. Fundamentalmente se trata de óxidos (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , CaO ...) y carbonatos (CaCO_3 , MgCO_3), que son los constituyentes principales de la corteza terrestre. El rango típico de tamaños para estas partículas comprende desde $0.02 \mu\text{m}$ hasta $100 \mu\text{m}$, siendo las partículas con radio comprendido entre 0.1 y $5 \mu\text{m}$ las que se transportan más lejos, alcanzando distancias de hasta 5000 km [Prospero *et al.*, 1981]. También se trata de un componente muy importante a nivel global ya que la extensión espacial de sus fuentes ocupa un tercio de la superficie terrestre. A nivel global, el desierto del Sáhara es la principal fuente de partículas minerales, que son dispersadas en el mar Mediterráneo hacia Europa, y en el Caribe hacia el norte de América del Sur, América Central y América del Norte. El desierto de Gobi es otra gran fuente de polvo mineral, que afecta a Asia oriental y al oeste de América del Norte.

1. Aerosoles atmosféricos

- **Sustancias carbonáceas.** Las partículas de carbón aparecen en fenómenos de combustión, tanto industriales como procedentes de vehículos a motor, siendo de especial importancia a nivel global tanto los generados en la quema de grandes extensiones de biomasa forestal como los ligados a la actividad industrial y urbana. Algunos de ellos son muy absorbentes, como el hollín, mientras que otros son derivados orgánicos con poca absorción. Debido a su comportamiento frente a la absorción de la radiación, ambos tipos pueden influir decisivamente en el balance radiativo [Rosen & Novakov, 1984]. El tamaño de estas partículas es normalmente inferior a 1 μm .
- **Sulfatos.** Las partículas que contienen sulfatos o compuestos con azufre pueden ser de origen natural (erupciones volcánicas, procesos biológicos de los seres vivos marinos...) o antropogénico (procesos relacionados con combustibles fósiles). El SO_2 producido por la acción del hombre origina alrededor del 95% del total de sulfatos presentes en la atmósfera [Hidy, 1984]. Estas partículas son de pequeño tamaño, y actúan como núcleos de condensación interviniendo decisivamente en la formación de nubes y dando lugar a la conocida lluvia ácida.
- **Nitratos.** Los compuestos nitrogenados más frecuentes son los derivados del N_2O , generado en los fertilizantes agrícolas, o del NO_2 , generado en los procesos industriales, tormentas y oxidaciones de algunos gases atmosféricos. Estos compuestos no suelen considerarse por separado en las clasificaciones climáticas debido a su pequeño tamaño y a su alta afinidad por unirse a partículas más grandes y más complejas [Hidy, 1984].
- **Compuestos orgánicos.** Tienen tamaños muy variables debido a que sus procesos de generación pueden ser muy diversos. Los hay de origen antropogénico (quema de biomasa) y natural (aerosoles pequeños generados por conversión de los gases emitidos por la cobertura vegetal de los bosques, pero también grandes como el polen).
- **Aerosoles volcánicos.** Los aerosoles generados en las erupciones volcánicas están formados por cenizas, polvo no soluble y gases reactivos (H_2S , SO_2 , HCl) [Hidy, 1984]. Estas partículas alcanzan la alta troposfera y la estratosfera, y sufren largos desplazamientos por todo el planeta, llegando a tener tiempos de residencia en la atmósfera de varios años [Jaenicke & d'Almeida, 1983; Rosen & Novakov, 1984]. El rango típico de tamaños para estas partículas abarca desde entre 0.001 μm y 1 μm para las gotas de H_2SO_4 hasta tamaños mayores de 1 μm para las cenizas.

1. Aerosoles atmosféricos

En la Tabla 1.1 se muestran algunas de las características de los componentes fundamentales de los aerosoles de acuerdo a la clasificación dada por d'Almeida *et al.* [1991].

Tabla 1.1 – Características de la distribución de tamaño para los componentes fundamentales de los aerosoles según la clasificación dada por d'Almeida *et al.* [1991].

		Radio del modo (μm)	Anchura del modo (μm)
Polvo		0.471	2.51
Solubles en agua		0.0285	2.24
Hollín		0.0118	2.00
Sal	Nucleación	0.05	2.03
	Acumulación	0.40	2.03
	Gruesas	3.30	2.03
Minerales	Nucleación	0.07	1.95
	Acumulación	0.39	2.00
	Gruesas	1.90	2.15
H₂SO₄		0.069	1.86
Sulfatos		0.217	1.77
Volcánicos		0.069	2.03

Una vez creados los aerosoles, éstos pueden interactuar con la radiación solar, el vapor de agua y otras partículas de diferente tipo. Algunos de ellos, como las sales marinas y los sulfatos, son solubles en agua y pueden aumentar su tamaño por absorción del agua, cambiando así sus propiedades microfísicas y radiativas. La interacción con otros tipos de partículas da lugar a mezclas homogéneas o heterogéneas, cuyas propiedades serán la resultante de las propiedades de cada uno de los componentes que la forman.

Clasificación climática

Los componentes fundamentales de los aerosoles descritos anteriormente se pueden combinar entre sí para dar lugar a tipos de aerosoles con unas propiedades radiativas bien diferenciadas. Como ya se ha comentado anteriormente, la forma más

1. Aerosoles atmosféricos

útil y práctica de clasificar los aerosoles a nivel global es emplear modelos climáticos, ya que éstos establecen unos pocos tipos básicos de aerosoles. A continuación se muestran los cinco tipos de aerosoles más importantes:

- **Aerosoles marítimos.** Dado que dos tercios de la superficie terrestre está cubierta por océanos, este tipo de aerosol se considera que es de los más importantes a nivel climatológico. Fundamentalmente está formado por sustancias solubles en agua (en un 99.96%) y partículas salinas (en un 0.04%) [World Climate Programme (WCP), 1986]. Dada su interacción con otros tipos de aerosoles, se definen hasta tres subtipos:
 - *Marítimo limpio o puro.* Este aerosol se encuentra en regiones oceánicas muy alejadas de la costa, y consiste en sulfatos biogénicos¹ y sales marinas de varios tamaños. En general, definen masas de aire bastante limpias [Smirnov *et al.*, 2002].
 - *Marítimo mineral.* Este aerosol se encuentra en aquellas regiones del planeta donde las partículas marinas se mezclan con aerosoles de origen desértico, que pueden haber sido transportados a grandes distancias de sus fuentes. Esta mezcla es un tipo de aerosol muy común en el Mediterráneo y al oeste de África, donde las partículas de polvo sahariano se mezclan con masas de aire cargadas de aerosol marítimo.
 - *Marítimo contaminado.* Este aerosol se produce por la mezcla del aerosol marítimo puro con masas de aire de regiones muy contaminadas (contaminación urbana, industrial o quema de biomasa). Se trata de un tipo importante de aerosol en la formación de nubes, y por lo tanto en el balance radiativo. Este tipo de aerosol está presente en el Mediterráneo, donde el aerosol marítimo se mezcla con las masas de aire contaminadas de Europa.
- **Aerosoles continentales.** En general se trata de aerosoles compuestos de polvo y sustancias solubles en agua. Para reflejar la gran variedad de sustancias que pueden formar parte de este tipo, se definen cuatro subtipos:
 - *Rural o continental puro.* Este aerosol está compuesto principalmente por sustancias solubles en agua y partículas minerales, y se encuentra en zonas continentales alejadas de fuentes de contaminación (zonas rurales por ejemplo).

¹ *Non Sea Salt (NSS) sulfates* en terminología anglosajona.

1. Aerosoles atmosféricos

- *Forestal puro*. Este aerosol es típico de zonas forestales densas y muy extensas (selvas africanas y sudamericanas por ejemplo), y fundamentalmente se compone de sustancias biológicas.
- *Continental promedio*. Este aerosol se genera al mezclar el aerosol rural con el proveniente de zonas industrializadas, y consiste en una mezcla de hollín, polvo y aerosoles solubles en agua. Este tipo es muy frecuente en zonas del continente europeo.
- *Urbano*. Este aerosol se genera en zonas con un alto grado de contaminación antropogénica, originada por la actividad industrial, residencial, agrícola y por el tráfico a motor. Su composición es muy variable, con proporciones variables de hollín, polvo, sulfatos, nitratos y material orgánico.

- **Aerosoles desérticos**. Este tipo de aerosol puede provocar episodios de alta turbiedad en zonas lejanas a donde se originó. Básicamente se componen de partículas minerales de diferentes tamaños, presentando gran variabilidad en sus propiedades ópticas y microfísicas. La proximidad geográfica de la península ibérica a las regiones desérticas del norte de África hacen de este aerosol uno de los más importantes en nuestro caso.
- **Aerosoles árticos**. Este tipo de aerosol tiene su origen en las plataformas continentales del norte de Europa y Asia, así como en los océanos que las circundan. Su composición consiste principalmente en partículas marinas y minerales. En las regiones polares tiene lugar un fenómeno habitual llamado *artic haze* [Bodhaine & Dutton, 1993]. En invierno y primavera, el frente polar se sitúa en latitudes bajas, permitiendo la entrada de masas de aire contaminadas en las regiones árticas, donde residen durante largos periodos debido a la escasa precipitación. Durante el resto del año, el frente se sitúa en latitudes más altas haciendo de barrera frente a las masas contaminadas.
- **Aerosoles antárticos**. Estos aerosoles son similares a los aerosoles árticos, pero son menos variables ya que están más alejados de las fuentes de polución troposférica. Representan las condiciones del continente antártico. Su composición consiste fundamentalmente en partículas minerales, sulfatos y sales marinas.

Algunas de las propiedades de estos tipos básicos de aerosoles según la base de datos de OPAC [Hess *et al.*, 1998] se muestran en la Tabla 1.2. El modelo OPAC es una aplicación software muy útil de la clasificación de d'Almeida *et al.* [1991], que consta de diferentes ficheros con las propiedades de los componentes básicos de los aerosoles, de forma que éstos puedan ser mezclados convenientemente para generar un tipo de aerosol específico por parte del usuario.

1. Aerosoles atmosféricos

Tabla 1.2 – Composición y propiedades ópticas de los tipos de aerosoles según la clasificación de OPAC [Hess *et al.*, 1998].

Tipo de aerosol	Componentes ²	AOD (0.5 μ m)	α (0.35-0.5 μ m)	α (0.5-0.8 μ m)	Mezcla (%)
Continental	waso				58-65
	inso	0.064-0.327	1.10-1.13	1.42-1.45	30-40
	soot				0-4
Urbanos	waso				56.3
	inso	0.643	1.14	1.43	25.8
	soot				8
Desérticos	waso				1.8
	minm	0.286	0.20	0.17	3.2
	miam				75
	micm				20
Marítimos	waso				7-16
	ssam	0.056-0.117	0.07-0.41	0.04-0.35	81-92
	sscm				0.6-2
Árticos	waso				38
	inso	0.063	0.85	0.89	3
	ssam				54
	soot				5
Antárticos	suso				91
	ssam	0.072	0.34	0.73	4.5
	mitr				4.5

²El nombre de los componentes sigue la clasificación y las abreviaturas de OPAC [Hess *et al.*, 1998]. **waso**: solubles en agua; **inso**: insolubles; **soot**: hollín; **minm**: mineral, nucleación; **miam**: mineral, acumulación; **micm**: mineral, grueso; **ssam**: sal marina, acumulación; **sscm**: sal marina, grueso; **suso**: sulfatos; **mitr**: mineral transportado.

1.3 Interacción con la radiación solar

La interacción de la radiación solar con la atmósfera tiene lugar fundamentalmente a través de los procesos de absorción y dispersión. En particular, la interacción de la radiación solar con los aerosoles es principalmente de tipo dispersivo, por lo que a continuación sólo se comentarán los aspectos físicos que afectan a este fenómeno.

En la dispersión o *scattering*, una partícula absorbe una cierta cantidad de energía de una onda electromagnética incidente, para luego emitirla en un ángulo sólido centrado en dicha partícula. Este proceso puede interpretarse a partir de la teoría electromagnética, de forma que el campo eléctrico de la onda incidente genera multipolos en las cargas eléctricas de las partículas, que a su vez emiten ondas secundarias de la misma frecuencia que la onda primaria. En la atmósfera tienen lugar dos fenómenos de dispersión diferentes: uno debido a las moléculas de aire (*dispersión de Rayleigh*) y otro debido a los aerosoles (*dispersión de Mie*).

La teoría de Rayleigh, publicada en 1899, analiza la dispersión por moléculas de tamaño mucho menor que la longitud de onda (λ) de la radiación incidente ($< 0.05 \mu\text{m}$) como una solución de las ecuaciones de Maxwell. Esta solución implica una dependencia de la intensidad dispersada proporcional a λ^{-4} y poco dependiente del ángulo de dispersión. Para la interacción de la radiación solar con las moléculas atmosféricas, esto implica una mayor selectividad cromática para el rango azul del espectro visible, explicando así el color azul del cielo.

Por otra parte, la teoría de Mie, publicada en 1908, resuelve el problema de la interacción de una onda plana electromagnética con una esfera dieléctrica, asumiendo que ésta es homogénea e isotrópica. Esta teoría hace de puente entre la teoría de Rayleigh de la dispersión molecular y la óptica geométrica que se aplica a la dispersión por esferas de tamaño mayor que la longitud de onda incidente ($> 10 \mu\text{m}$). Aunque las bases físicas de la teoría de Mie son análogas a las de la teoría de Rayleigh, resulta mucho más complicada al ser el tamaño de la partícula comparable a la longitud de onda de la radiación incidente, de forma que considera el efecto conjunto de los multipolos de la partícula, que generan ondas parciales que interfieren entre ellas produciendo interferencias espaciales y temporales debidas a diferencias de fase. Las características principales de la dispersión de Mie son:

1. Fuerte y compleja dependencia de la intensidad de la luz dispersada con el ángulo de observación. Esta dependencia aumenta con la razón entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente.

1. Aerosoles atmosféricos

2. Menor dependencia con la longitud de onda, y ésta disminuye con el aumento del tamaño de las partículas (hecho que explica el color blanco del cielo en presencia de nubes).
3. Aumento (comparado con la dispersión de Rayleigh) de la dispersión hacia adelante con el aumento del tamaño de las partículas (Figura 1.1).

Estas tres características de la dispersión de Mie convergen con los resultados de la dispersión de Rayleigh cuando el tamaño de las partículas disminuye, y por el contrario, se hacen más acusadas para partículas mayores.

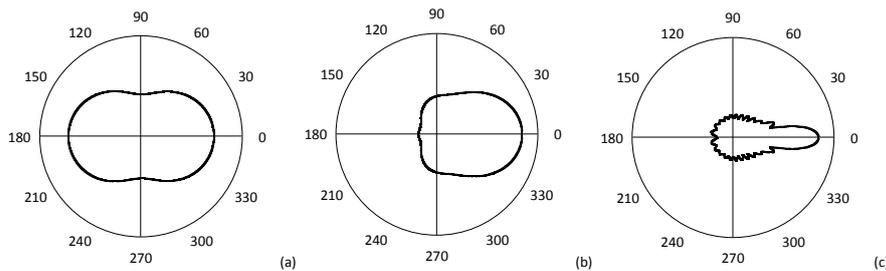


Figura 1.1 – Función de fase calculada usando el software *Scatlab* [Bazhan, 2003] para la interacción de una onda electromagnética ($\lambda = 0.5 \mu\text{m}$) con partículas de distintos tamaños: (a) $r = 0.01 \mu\text{m}$, (b) $r = 0.1 \mu\text{m}$ y (c) $r = 1 \mu\text{m}$.

La teoría de Mie sólo es aplicable a partículas esféricas e isotropas. En la atmósfera, las únicas partículas que pueden considerarse como esféricas son las partículas higroscópicas (sales marinas) o los derivados del carbono [Torres *et al.*, 1998]. Sin embargo, las partículas de polvo (minerales) y los núcleos de condensación que generan cristales de hielo a humedades relativas bajas provocan una dispersión mucho más compleja [Mischenko *et al.*, 2002]. Dada la gran variabilidad de las partículas que conforman un determinado tipo de aerosol, se puede suponer que se trata en promedio de partículas esféricas, lo que proporciona generalmente resultados aceptables.

El efecto radiativo de los aerosoles en la atmósfera se analiza resolviendo la ecuación de transferencia radiativa [Thomas & Stamnes, 1999], y requiere las siguientes propiedades ópticas: *espesor óptico de aerosoles* $\delta_a(\lambda)$, que representa la carga total de aerosoles; *albedo de dispersión simple* $\omega_0(\lambda)$, que da la relación entre la radiación dispersada y la extinguida; y *función de fase* $P(\theta; \lambda)$, que describe la dependencia angular de la dispersión. Los modelos de aerosoles suelen asociar estas propiedades radiativas con las propiedades físico-químicas de las partículas (*tamaño, composición y forma*), por lo que pueden derivarse unas de las otras.

1.3.1 Propiedades físicas de los aerosoles

Distribución de tamaños

El estudio del tamaño de los aerosoles atmosféricos se realiza considerando el conjunto de todos ellos, de forma que el tamaño de las partículas (determinado por su radio r) viene descrito por la función de *distribución de tamaños* $n(r)$, definida como

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

que representa la cantidad de partículas por unidad de volumen en una columna atmosférica de sección unidad. En esta definición, N representa el número total de partículas en la columna completa, y se obtiene integrando

$$N = \int_0^{\infty} n(r) d \ln r \quad (1.2)$$

También es posible definir las distribuciones de *superficie* $s(r)$ y *volumen* $v(r)$, a partir de la distribución de tamaños.

$$s(r) = \frac{dS}{d \ln r} = 4\pi r^2 \frac{dN}{d \ln r} \quad (1.3)$$

$$v(r) = \frac{dV}{d \ln r} = \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{dN}{d \ln r} \quad (1.4)$$

Evidentemente existen relaciones simples entre todas estas formas de expresar la distribución de tamaños. Para hablar de los aerosoles en toda la columna atmosférica generalmente se emplea la distribución de volumen ya que ésta es la única capaz de mostrar simultáneamente los modos de acumulación y grueso de forma adecuada (Figura 1.2).

La distribución de tamaños de los aerosoles es uno de los parámetros físicos más importantes en la determinación y clasificación de los tipos de aerosoles presentes en la atmósfera, y en la bibliografía se encuentran diversas expresiones que describen la distribución de tamaños de los aerosoles. Entre las más destacadas están la distribución de Junge [1952], la distribución Gamma [Hansen, 1971; Hansen & Travis, 1974] y la distribución log-normal [Davies, 1974], siendo esta última la más empleada ya que permite describir adecuadamente las distribuciones de tamaños experimentales en función de sus componentes, y deducir así la naturaleza de sus fuentes.

1. Aerosoles atmosféricos

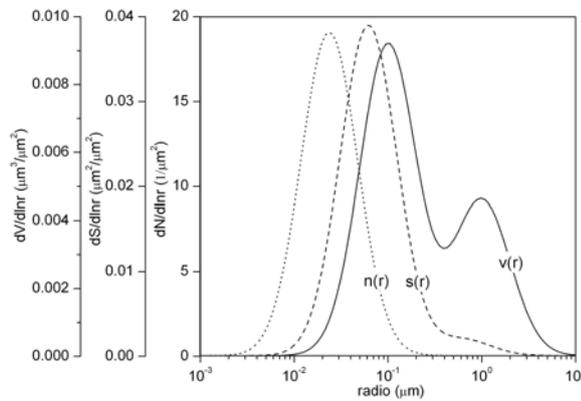


Figura 1.2 – Distribución de tamaños expresada en número $n(r)$, superficie $s(r)$ y volumen $v(r)$.

Composición química

La composición química de los aerosoles es muy variable y depende de la fuente donde éstos hayan sido generados. Esta característica determina las propiedades radiativas del aerosol, principalmente a través del *índice de refracción complejo*. Generalmente, el índice de refracción se expresa como $m = n - ik$, donde la parte real n representa la desviación de la onda que se propaga a través del medio, mientras que la parte imaginaria k es directamente proporcional a la absorción de la sustancia involucrada. El valor de la parte real oscila entre 1.33 para el agua pura y 1.75 para el hollín, mientras que los valores de la parte imaginaria se sitúan entre aproximadamente 0 para las sales marinas y 0.4 para algunos hollines [d'Almeida *et al.*, 1991].

Forma

Los aerosoles atmosféricos suelen ser considerados como partículas esféricas dada la complejidad del análisis de la dispersión por partículas no esféricas [Mischenko *et al.*, 2002; Dubovik *et al.*, 2002], de forma que los modelos de aerosoles más habituales puedan aplicar la teoría de Mie. Sin embargo, como se ha dicho anteriormente, esta hipótesis sólo es válida para el caso de las partículas higroscópicas (sales marinas) o los derivados del carbono de pequeño tamaño, mientras que no es aplicable para las partículas de polvo o los núcleos de condensación.

1.3.2 Propiedades radiativas de los aerosoles

Espesor óptico de aerosoles

El espesor óptico caracteriza la carga de aerosoles presente en la atmósfera [Holben *et al.*, 2001], y representa la extinción debida a la suma de la dispersión y absorción espectral de las partículas, normalizada en la vertical o columna atmosférica.

De acuerdo con la teoría de Mie, el espesor óptico de aerosoles³ en la columna se puede obtener como la suma de la extinción de las partículas:

$$\delta_{\text{ext}}(\lambda, m) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{\text{ext}}[x, m] \frac{n(r)}{r} dr \quad (1.5)$$

donde $Q_{\text{ext}}[x, m]$ es el *factor de eficiencia de extinción* de una partícula de radio r e índice de refracción m que interactúa con radiación de longitud de onda λ , tal que $x = 2\pi r / \lambda$. Este factor se define como la razón de la sección eficaz y la sección geométrica, y representa la extinción de la radiación incidente λ por una partícula de radio r e índice m .

El espesor óptico de aerosoles depende de la longitud de onda, y esta dependencia se puede parametrizar de forma sencilla mediante la ley de Ångström [1929]:

$$\delta_{\text{ext}}(\lambda) = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1.6)$$

donde α y β son dos parámetros de ajuste. El parámetro β es el *coeficiente de turbiedad*, y coincide con el espesor óptico de aerosoles a $\lambda = 1 \mu\text{m}$. El parámetro α es el llamado *exponente de Ångström*, que está directamente relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles. Este parámetro se puede utilizar para analizar la proporción relativa de partículas finas y gruesas en la distribución de tamaños, ya que habrá mayor número de partículas gruesas cuando su valor esté más próximo a 0, mientras que la proporción de partículas finas aumentará cuanto más alejado de 1 se encuentre este valor.

Albedo de dispersión simple

El espesor óptico de aerosoles considera la extinción de la radiación incidente sin tener en cuenta si ésta se produce por absorción o por dispersión. La teoría de Mie también define un *factor de eficiencia de dispersión* Q_{scat} para una partícula, de forma que es posible determinar la relación existente entre la extinción debida únicamente a

³ *Aerosol Optical Depth (AOD)* en terminología anglosajona.

1. Aerosoles atmosféricos

la dispersión y la debida a la dispersión más la absorción, definiendo así el *albedo de dispersión simple* ϖ_0 de la partícula:

$$\varpi_0(x,m) = \frac{Q_{\text{scat}}[x,m]}{Q_{\text{ext}}[x,m]} \quad (1.7)$$

Del mismo modo que en el caso de la extinción (ecuación 1.5), se puede definir el *coeficiente de dispersión* o *scattering* de aerosoles como:

$$\delta_{\text{scat}}(\lambda,m) = \int_0^\infty \pi r^2 Q_{\text{scat}}[x,m] \frac{n(r)}{r} dr \quad (1.8)$$

Así, combinando las expresiones 1.5 y 1.7, se puede obtener el albedo de dispersión simple en la columna atmosférica como:

$$\varpi_0(\lambda,m) = \frac{\delta_{\text{scat}}(\lambda,m)}{\delta_{\text{ext}}(\lambda,m)} \quad (1.9)$$

El albedo de dispersión simple es un indicador de la capacidad absorbente del aerosol, y su valor puede oscilar entre 0 (partículas muy absorbentes) y 1 (partículas poco absorbentes). Habitualmente se encuentran valores alrededor de 0.93 para el aerosol continental, 0.89 para el aerosol desértico ó 0.82 para el aerosol urbano [d'Almeida *et al.*, 1991].

Función de fase

La *función de fase* de los aerosoles atmosféricos representa la distribución angular de la energía dispersada, y viene dada por la expresión

$$P_a(\lambda, \Theta, m) = \frac{1}{\delta_{\text{scat}}(\lambda, m)} \int_0^\infty \pi r^2 p(x, m, \Theta) \frac{n(r)}{r} dr \quad (1.10)$$

donde $p(x, m, \Theta)$ es la función de fase obtenida con la teoría de Mie de una partícula aislada, siendo Θ el ángulo de dispersión descrito por las coordenadas polares (θ, ϕ) con origen de coordenadas en el centro de la partícula.

Como las funciones de fase están normalizadas en el espacio, la suma de la energía dispersada en todas las direcciones es el ángulo sólido 4π :

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi P_a(\lambda, \Theta, m) \sin\theta d\theta d\phi = 4\pi \quad (1.11)$$

1. Aerosoles atmosféricos

y como la función de fase es simétrica respecto al ángulo azimutal de dispersión ϕ , la expresión (1.11) queda como

$$\int_0^\pi P_a(\lambda, \Theta, m) \sin\Theta d\Theta = 2 \quad (1.12)$$

Una forma más sencilla de describir la distribución angular de la dispersión consiste en utilizar el llamado *parámetro de asimetría*, que viene dado por:

$$g(\lambda, m) = \frac{1}{2} \int_0^\pi P_a(\lambda, \Theta, m) \cos\Theta \sin\Theta d\Theta \quad (1.13)$$

El parámetro de asimetría proporciona una estimación de la direccionalidad de la función de fase, es decir, de la asimetría de la radiación dispersada, y puede tomar valores entre -1 y 1. Cuando $g(\lambda) = 0$, la función de fase es simétrica respecto a $\Theta = 90^\circ$; cuando $g(\lambda) > 0$, la dispersión se produce principalmente hacia adelante; y cuando $g(\lambda) < 0$, domina la *retrodispersión* o *backscattering*. Además, el parámetro de asimetría equivale a un promedio angular de la función de fase, y por lo tanto es independiente del ángulo de dispersión Θ . Por ello suele ser empleada en lugar de $P_a(\lambda, \Theta, m)$ para describir la distribución angular de dispersión, y de hecho se trata de un parámetro fundamental en los modelos de transferencia radiativa.

Capítulo 2

Instrumentación

2. Instrumentación

2.1 Generalidades

Cuando un haz de luz atraviesa un medio absorbente y/o dispersor (como la atmósfera, por ejemplo), éste experimenta un proceso de atenuación que viene descrito por la *ley de Beer - Lambert*:

$$I = I_0 e^{-\sigma_{ext} x} \quad (2.1)$$

donde I_0 es la intensidad de la radiación incidente e I la de la radiación a la salida del medio, y donde la atenuación de la radiación solar por unidad de longitud viene dada por el *coeficiente de extinción* σ_{ext} . En el caso de la atmósfera, el coeficiente de extinción se puede dividir en cuatro componentes: absorción (σ_{ag}) y dispersión (σ_{sg}) por moléculas de gas, y absorción (σ_{ap}) y dispersión (σ_{sp}) por partículas. En el caso de la radiación solar, y para condiciones de cielo despejado, la mayor contribución a su extinción a nivel del suelo y en la columna atmosférica se debe a la dispersión por aerosoles σ_{sp} . Por lo tanto, y teniendo en cuenta además la importancia que los aerosoles atmosféricos tienen en el balance radiativo Tierra – Atmósfera, podemos afirmar que σ_{sp} es un factor importante tanto en la visibilidad atmosférica como en el cambio climático.

La dispersión por aerosoles de la radiación solar puede determinarse mediante un *nefelómetro de integración* [Heintzenberg & Charlson, 1996], cuyo principal objetivo es proporcionar una medida directa del *coeficiente de dispersión* o *scattering* σ_{sp} , así como del *coeficiente de retrodispersión* o *backscattering* σ_{bsp} que lo acompaña, que sea independiente del tamaño, la composición y el estado físico de las partículas atmosféricas que dispersan la luz solar.

El nefelómetro de integración fue inventado por el teniente R. G. Beuttell de la Real Fuerza Aérea Británica durante la Segunda Guerra Mundial [Beuttell & Brewer, 1949]. La aplicación original del instrumento era estimar la visibilidad atmosférica horizontal por la noche, magnitud necesaria para las misiones militares. Desde entonces, gracias al desarrollo de mecanismos electrónicos más sensibles para la medida de la luz, han aparecido numerosas aplicaciones más del nefelómetro de integración. Con el creciente interés por el forzamiento radiativo debido a los aerosoles antropogénicos [Charlson *et al.*, 1991, 1992; Kiehl & Briegleb, 1993], este instrumento ha ganado importancia en la medida de las propiedades de los aerosoles relacionadas con el clima, esto es, los coeficientes de dispersión y retrodispersión espectrales.

El diseño original del nefelómetro de integración se basa en la integración geométrica de la distribución angular de la intensidad dispersada, de forma que el

2. Instrumentación

coeficiente de dispersión de un gas o un aerosol puede medirse combinando una fuente de luz lambertiana y un fotodetector colocado perpendicularmente a ésta. Las primeras versiones de este instrumento constaban de un volumen de medida abierto [Ruppertsberg 1959, 1964; Crosby & Koerber, 1963; Heinicke, 1967]. Ahlquist y Charlson [1967] describieron la primera versión cerrada del instrumento, que permite su calibración con gases de coeficiente de dispersión conocido (CO_2 , CCl_2F_2 , SF_6 , R22, He, Ar...) [Charlson *et al.*, 1967; Bhardwaja *et al.*, 1973]. Además, esta versión del instrumento permite también la medida de la dispersión por moléculas de aire limpio (es decir, libre de partículas), para después restar su valor a las medidas realizadas para una muestra de aire cualquiera, obteniendo así σ_{sp} .

Si al nefelómetro de integración se le añade un obturador que bloquee la parte iluminada correspondiente a ángulos de dispersión menores de 90° [Charlson *et al.*, 1974], también puede medirse el coeficiente de retrodispersión hemisférica debido a los aerosoles, σ_{bsp} . Heintzenberg y Bäcklin [1983] describieron por primera vez una versión altamente sensible de este instrumento, que incluía: 1) un obturador giratorio de referencia que permite corregir las medidas por la señal de oscuridad del fotodetector y por los cambios en el brillo de la lámpara y en la sensibilidad del tubo fotomultiplicador; y 2) medidas continuas de la temperatura y la presión en el interior del instrumento para corregir el valor de la dispersión debida a las moléculas de aire. Estas características, junto a los divisores del haz usados para medir simultáneamente en 3 longitudes de onda, se describen con detalle en Bodhaine *et al.* [1991].

Las medidas de los coeficientes de dispersión y retrodispersión utilizadas en este trabajo fueron realizadas con el modelo 3563 del nefelómetro de integración de la casa TSI (Figura 2.1), que combina la geometría cerrada de Ahlquist y Charlson [1967] con la alta sensibilidad y múltiples longitudes de onda descritas por Bodhaine *et al.* [1991], así como el obturador de retrodispersión [Charlson *et al.*, 1974]. El nefelómetro de integración TSI 3563 es un instrumento ampliamente utilizado en la determinación de los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) de la luz por aerosoles y de la visibilidad tanto en medidas realizadas en superficie como las realizadas en columna con la ayuda de aviones.



Figura 2.1 - Nefelómetro de integración TSI 3563.

2.2 Descripción del nefelómetro de integración TSI 3563

El nefelómetro de integración TSI 3563 (Figura 2.2) es un instrumento altamente sensible, capaz de medir las propiedades dispersoras de los aerosoles en tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm), que está diseñado para medidas de larga o corta duración tanto de aerosoles atmosféricos como de laboratorio. La determinación del coeficiente de dispersión se basa en la medida de la luz dispersada por el aerosol y la posterior sustracción de la luz dispersada por las paredes del volumen de medida y por las moléculas de aire, así como del ruido inherente a los detectores electrónicos.

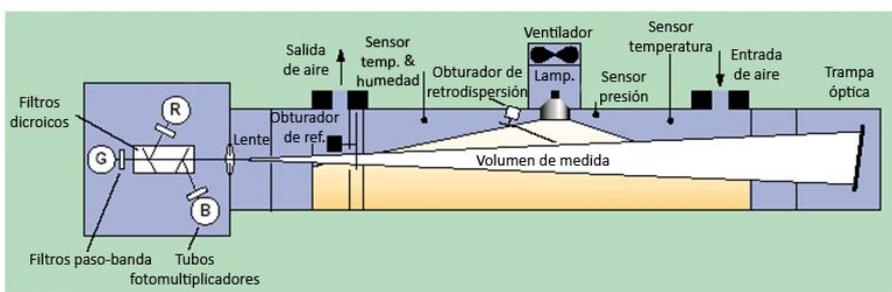


Figura 2.2 - Esquema del nefelómetro de integración TSI 3563.

Las características principales de este instrumento son las siguientes:

- Instrumento compacto, sin más elementos externos que la fuente de alimentación. Este hecho minimiza la pérdida de muestra de aerosol a través del sistema, con una eficacia en el transporte de las partículas superior al 95% para partículas cuyo radio se encuentra en el rango 0.025 – 2.5 μm . Las dimensiones del instrumento son 110 cm \times 30 cm \times 25 cm, siendo su peso inferior a 18 kg.
- Volumen de medida con alta integridad del vacío para asegurar medidas muy precisas sin fugas, incluso cuando la muestra de aire es mucho más limpia o contaminada que el aire que rodea al instrumento.
- Medida de la dispersión (de 7 a 170°) o retrodispersión (90 a 170°) mediante un obturador de retrodispersión que bloquea la muestra iluminada de 7 a 90°, cambiando la integración angular y posibilitando así la medida del coeficiente de retrodispersión.

2. Instrumentación

- Detección simultánea en tres longitudes de onda para medidas con dependencia espectral: 450 nm (azul), 550 nm (verde) y 700 nm (rojo). Todas ellas tienen un ancho de banda de 40 nm.
- Sustracción en tiempo real de la dispersión de fondo debida a las moléculas gaseosas del aire de la muestra a partir de la medida de su temperatura y presión.
- Sensores internos de humedad relativa, presión y temperatura.
- Compensación en tiempo real por la corriente de oscuridad de los tubos fotomultiplicadores (PMT¹) y la fuente de luz mediante el uso de un obturador de referencia.
- Calentador incorporado para minimizar la condensación en las paredes del instrumento causada por humedades relativas altas. Sin embargo, se trata de un calentamiento mínimo para preservar la humedad relativa de la muestra de aerosol.
- Microprocesadores acoplados para recoger y procesar los datos, controlar todas las funciones del instrumento y comunicarse con un ordenador externo a través de un software en entorno Windows de fácil manejo.
- Ciclo de filtrado automático para purgar el volumen de medida y obtener la señal de aire limpio.

Durante el funcionamiento del nefelómetro de integración, la bomba absorbe continuamente aire hacia el volumen de medida, donde es iluminado en un rango angular de 7 a 170° por una fuente de luz halógena, que ha sido direccionada a través de un conducto óptico y un difusor de cristal de ópalo, actuando así como una fuente lambertiana de luz. La muestra es observada entonces por los tres PMT con un sistema de aperturas distribuidas a lo largo del eje del cuerpo principal del instrumento. La detección de la luz dispersada por los aerosoles es altamente eficaz, ya que distintos componentes del instrumento (trampa óptica, aperturas a lo largo del cuerpo principal y un revestimiento altamente absorbente en todas las superficies internas) se combinan de forma que la señal de la dispersión debida a las paredes del instrumento sea muy baja.

La luz dispersada es dirigida hacia los PMT mediante filtros dicróicos, y allí es dividida en tres longitudes de onda: 450 nm (azul), 550 nm (verde) y 700 nm (rojo). El primer filtro, centrado en 450 nm, deja pasar la luz del intervalo espectral 500 – 800 nm y refleja la del rango 400 – 500 nm. La luz que ha atravesado el primer

¹ PhotoMultiplier Tube (PMT) en terminología anglosajona.

2. Instrumentación

filtro es dividida de nuevo por un filtro centrado en 700 nm, que deja pasar la luz del intervalo 500 – 600 nm y refleja la del rango 600 – 800 nm. Por último, la luz que ha atravesado los dos filtros anteriores (500 – 600 nm) atraviesa un filtro centrado en 550 nm.

El obturador de referencia, que está continuamente rotando, proporciona tres modos de detección de la señal (Figura 2.3). El primer modo (*modo de señal*) cubre 180° y proporciona una medida de la luz dispersada por el aerosol. El segundo modo (*modo de oscuridad*) cubre 100° y bloquea toda la luz dando una medida de la corriente de oscuridad de los PMT, que se resta de la señal medida. El tercer modo (*modo de calibración*) cubre 80° e introduce una parte translúcida del obturador en la trayectoria directa de la luz para proporcionar una medida de la señal de la fuente luminosa. De este modo, el instrumento compensa cualquier cambio en la fuente de luz a lo largo del tiempo. Para reducir la intensidad de la lámpara a un nivel que no sature los PMT, el modo de calibración incorpora un filtro de densidad neutro que bloquea aproximadamente el 99.9% de la luz incidente.

En el modo de retrodispersión, el obturador de retrodispersión se interpone delante de la lámpara bloqueando la luz en el rango angular de 7 a 90°. Cuando esta fracción de luz es bloqueada, sólo la luz dispersada en la dirección hacia atrás es transmitida a los PMT. La señal de retrodispersión puede restarse de la señal total para calcular la señal de dispersión hacia adelante. Cuando esta medida no es de interés, el obturador de retrodispersión puede fijarse en la posición de dispersión total.

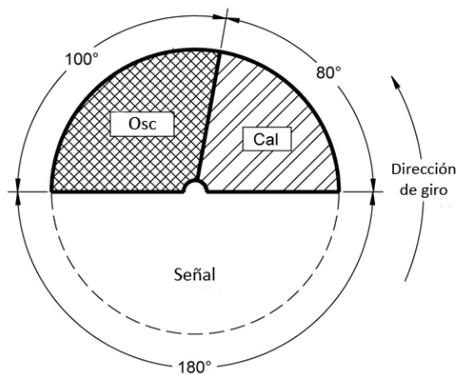


Figura 2.3- Modos del obturador de referencia.

2. Instrumentación

Periódicamente, se activa una válvula automática situada en el interior de la entrada para desviar la muestra de aerosol a través de un filtro HEPA (High Efficiency Particulate Air), obteniendo así una medida de la señal del aire limpio. Esta señal se resta, junto con la corriente oscura de los PMT, de la señal de dispersión para proporcionar únicamente aquella parte de la dispersión debida a la muestra de aerosol.

El nefelómetro de integración TSI 3563 lleva incorporado además un calentador que reduce al mínimo la condensación en las paredes del instrumento. Con humedades altas, aerosoles atmosféricos como sulfatos o NaCl adsorben el agua, lo que daría lugar a cambios de tamaño, forma e índice de refracción de la partícula. El calentador protege contra este problema calentando las paredes del compartimento de la muestra para igualar la temperatura de la muestra de aire con la de la entrada.

2.2.1 Integración angular de la luz dispersada

Anteriormente se ha visto que la extinción de la luz al atravesar la atmósfera se debe a procesos de absorción y dispersión, de forma que el coeficiente de extinción que aparece en la ley de Beer – Lambert (ecuación 2.1) se puede escribir como:

$$\sigma_{\text{ext}} = \sigma_{\text{scat}} + \sigma_{\text{abs}} \quad (2.2)$$

donde σ_{scat} y σ_{abs} son los coeficientes de dispersión y absorción, respectivamente. Cada uno de ellos a su vez se divide en dos componentes

$$\sigma_{\text{scat}} = \sigma_{\text{sg}} + \sigma_{\text{sp}} \quad (2.3)$$

$$\sigma_{\text{abs}} = \sigma_{\text{ag}} + \sigma_{\text{ap}} \quad (2.4)$$

donde σ_{sg} es el coeficiente de dispersión por moléculas gaseosas, σ_{sp} es el coeficiente de dispersión por partículas, σ_{ag} es el coeficiente de absorción por gases y σ_{ap} es el coeficiente de absorción por partículas.

Los nefelómetros de integración permiten determinar la parte de la extinción de la luz en la atmósfera debida únicamente a la dispersión por aerosoles. Para ello, estos instrumentos miden σ_{scat} y σ_{sg} , y restan ambas magnitudes para obtener σ_{sp} . Normalmente, σ_{ag} es despreciable. Generalmente, estos instrumentos proporcionan una buena aproximación de la componente de la extinción debida a la dispersión por partículas (σ_{sp}) ya que su geometría (Figura 2.4) permite integrar la intensidad de la luz dispersada sobre 2π estereorradianes. Así, el flujo B detectado por el sensor debido a una fuente de luz de intensidad I_0 situada a una distancia y de su eje viene dado por:

2. Instrumentación

$$B = \frac{I_0}{y} \int_{\phi_1}^{\phi_2} \beta(\phi) \sin \phi d\phi \quad (2.5)$$

siendo $\beta(\phi)$ la función angular de dispersión y ϕ el ángulo de integración.

Como el nefelómetro cuenta con una fuente de luz lambertiana, y asumiendo que $\phi_1 = 0$ y $\phi_2 = \pi$, se obtiene la ecuación que rige la integración geométrica de la distribución angular de la intensidad dispersada [Middleton, 1958; Butcher & Charlson, 1972]:

$$B = \frac{I_0 \sigma_{scat}}{y 2\pi} \quad (2.6)$$

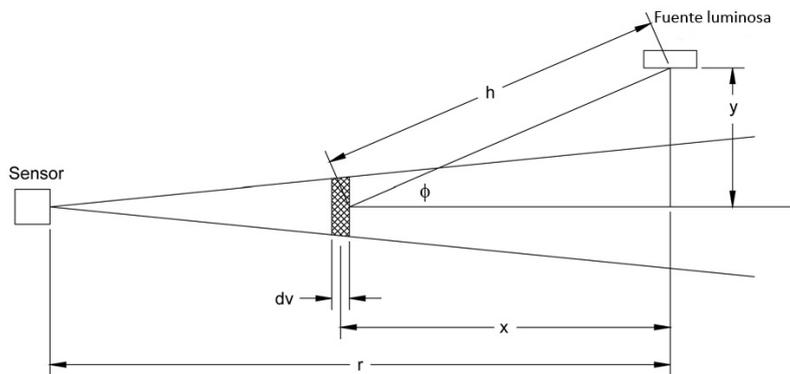


Figura 2.4 – Geometría del nefelómetro de integración.

2.2.2 Dependencia espectral de la dispersión

La dispersión de la luz por partículas depende del llamado *parámetro de tamaño* (x), que indica la relación del radio de la partícula (r) con la longitud de onda de la luz incidente (λ), y viene dado por la expresión:

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.7)$$

Cuando el tamaño de la partícula es mucho menor que la longitud de onda incidente ($x \ll 1$), la dispersión de la luz por las partículas viene descrita por la teoría de Rayleigh. Sin embargo, cuando el tamaño de la partícula es comparable a la longitud de onda de la luz incidente ($x \approx 1$), la dispersión viene descrita por la teoría de Mie.

2. Instrumentación

A continuación se analizará el modo en que la distribución de tamaños de los aerosoles controla la dependencia espectral de la dispersión de la luz por partículas cuando el tamaño de éstas es comparable a la longitud de onda incidente ($x \approx 1$). Para ello, tendremos en cuenta que, para los aerosoles atmosféricos, el coeficiente de dispersión σ_{sp} se puede aproximar generalmente a una función potencial de la longitud de onda:

$$\sigma_{sp} = C\lambda^{-\alpha_s} \quad (2.8)$$

donde la constante C se relaciona con la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera y α_s es el exponente de Ångström de dispersión.

La distribución de tamaños $n(r)$ para aerosoles atmosféricos de radios comprendidos entre $0.1 \mu\text{m}$ y $10 \mu\text{m}$ se puede caracterizar de forma sencilla mediante la distribución de Junge [1952], que ajusta la distribución por una ley potencial del tamaño [Schmid *et al.*, 1997]:

$$\frac{dN}{d\ln r} = cr^{-\nu} \quad (2.9)$$

donde N es el número total de partículas, r es el radio de una partícula, la cantidad c es un parámetro de concentración y el exponente ν determina la pendiente de la distribución en una gráfica doble logarítmica.

Cuando el tamaño de las partículas es comparable a la longitud de onda incidente ($x \approx 1$), puede demostrarse que:

$$\alpha = \nu - 2 \quad (2.10)$$

De este modo, lo que controla al exponente de Ångström α es la pendiente de la distribución de tamaños, es decir, las cantidades relativas de partículas finas y gruesas. Los valores típicos de α varían entre 0 (aerosoles muy gruesos) y 4 (moléculas de gas). Cuando se tengan valores muy altos de α , habrá grandes diferencias en la dispersión para las distintas longitudes de onda, mientras que la dispersión a distintas longitudes de onda será prácticamente la misma para valores pequeños de α .

El nefelómetro de integración TSI 3563 nos permite calcular el exponente de Ångström de dispersión a partir de las medidas del coeficiente de dispersión σ_{sp} . Tomando logaritmos en la ecuación (2.8),

$$\ln \sigma_{sp} = \ln C - \alpha_s \ln \lambda \quad (2.11)$$

y derivando en la ecuación (2.11), se tiene que:

2. Instrumentación

$$d\ln\sigma_{sp} = -\alpha_s d\ln\lambda \quad (2.12)$$

Como el nefelómetro de integración mide en diferentes longitudes de onda, podremos calcular el exponente de Ångström de dispersión como:

$$\alpha_s \approx \frac{\Delta\ln\sigma_{sp}}{\Delta\ln\lambda} = -\frac{\ln\sigma_{sp}(\lambda_1) - \ln\sigma_{sp}(\lambda_2)}{\ln\lambda_1 - \ln\lambda_2} \quad (2.13)$$

Uno de los principales motivos para medir el coeficiente de dispersión σ_{sp} es el de cuantificar y entender cómo domina éste la extinción de la radiación solar en la atmósfera. Tal y como se ha visto, la dispersión de la luz solar debida a los aerosoles depende de la longitud de onda, de forma que ésta será mayor para las longitudes de onda menores. Sin embargo, como la luz visible incluye un amplio rango de longitudes de onda (400 – 700 nm), es necesario conocer el exponente de Ångström de dispersión α_s para poder cuantificar la dispersión en todas ellas. Además, la medida de α_s también proporciona un registro continuo de las variaciones en la distribución de tamaños.

2.2.3 Procesado de la señal

Para cada una de las tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) en las que el nefelómetro de integración TSI 3563 mide los coeficientes de dispersión y retrodispersión, se realiza el procedimiento que se describe a continuación.

El procesado de la señal comienza con las señales recibidas de los PMT para cada longitud de onda, cada modo del obturador de referencia y cada giro del obturador de retrodispersión, de forma que en total se tienen 18 valores. Además, también se tiene el número de ciclos del obturador para cada longitud de onda. Estos son los datos en bruto del nefelómetro.

Como cada modo del obturador de referencia tiene una anchura angular diferente, los datos se normalizan utilizando la anchura angular real y el número de ciclos del obturador durante la medida.

$$C_s = \frac{360 \times C \times S}{G \times N} \quad (2.14)$$

donde C_s es la tasa normalizada de fotones (Hz), C es la tasa de fotones en bruto, S es la velocidad del obturador de referencia, G es la anchura angular real (40° para el modo de calibración, 140° para el modo de señal, 60° para el modo de oscuridad), y N es el número de revoluciones durante la medida. Hay que tener en cuenta que la anchura angular real del obturador de referencia no coincide con la anchura angular física ya que entre cada uno de sus modos hay una separación de 40° para evitar que éstos se

2. Instrumentación

superpongan, de forma que la suma de las anchuras angulares reales no suman 360°. En la Tabla 2.1 se muestra la comparación de las anchuras angulares física y real del obturador de referencia.

Debido a la anchura del pulso del PMT, hay que aplicar una corrección por tiempo muerto para evitar que se registre un segundo pulso en la misma medida. Esta corrección se realiza mediante la aproximación:

$$F = C_s \times (C_s \times K_1 + 1) \quad (2.15)$$

donde K_1 es una constante de calibrado relacionada con la anchura del pulso (20000 ps/fotón), C_s es la tasa normalizada de fotones (Hz) y F es la tasa de fotones corregida (Hz).

Tabla 2.1 – Comparación de la anchura angular física y real del obturador de referencia del nefelómetro de integración TSI 3563.

Modo	Anchura física (°)	Anchura real (°)	Anchura del hueco (°)
Calibración	80	40	40
Señal	180	140	40
Oscuridad	100	60	40
Total	360	240	120

A partir de los valores de las tasas de fotones normalizados y corregidos, se calculan dos señales de dispersión: una para el aire filtrado (ecuación 2.16) y otra para el aerosol (ecuación 2.17).

$$B_f = K_2 \times \frac{S_f - D_f}{C_f - D_f} \quad (2.16)$$

$$B_a = K_2 \times \frac{S_a - D_a}{C_a - D_a} \quad (2.17)$$

donde B es la señal de dispersión, K_2 es una constante de calibrado determinada por el gas usado en la calibración, C es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de calibración, S es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de señal y D es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de oscuridad. Los subíndices f y a indican que se trata de los valores para el aire filtrado y el aerosol, respectivamente.

2. Instrumentación

Del mismo modo, se pueden calcular también la dispersión de Rayleigh debida al aire filtrado (ecuación 2.18) y al aerosol (ecuación 2.19) a partir de la medida de su temperatura y presión.

$$R_f = K_3 \times \frac{P_f}{P_s} \times \frac{T_s}{T_f} \quad (2.18)$$

$$R_a = K_3 \times \frac{P_a}{P_s} \times \frac{T_s}{T_a} \quad (2.19)$$

donde R es la dispersión de Rayleigh, K_3 es la dispersión de Rayleigh debida al aire para una longitud de onda determinada, P es la presión de la medida, T es la temperatura de la medida, P_s es la presión estándar (1013.3 hPa) y T_s es la temperatura estándar (273.2 K). Los subíndices f y a indican que se trata de los valores para el aire filtrado y el aerosol, respectivamente.

Así, la dispersión total debida a las partículas y a las moléculas gaseosas, B_s , vendrá dada por:

$$B_s = B_a - W \quad (2.20)$$

donde B_a es la señal de dispersión del aerosol y W es la dispersión debida a las paredes del instrumento para el aire filtrado. La dispersión debida a las paredes del nefelómetro se puede calcular como:

$$W = B_f - R_f \quad (2.21)$$

donde B_f es la señal de dispersión del aire filtrado y R_f es la dispersión de Rayleigh para el aire filtrado.

Por lo tanto, el coeficiente de dispersión del aerosol σ_{sp} para cada uno de los tres colores vendrá dado por:

$$\sigma_{sp} = B_s - R_a \quad (2.22)$$

Las ecuaciones 2.20, 2.21 y 2.22 también pueden utilizarse para calcular el coeficiente de retrodispersión del aerosol usando la señal de retrodispersión y multiplicando todas las dispersiones de Rayleigh por la constante de calibrado K_4 .

2. Instrumentación

2.3 Estación de medida

El nefelómetro de integración TSI 3563 del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València está situado en la estación del Campus de Burjassot (Figura 2.5). Esta estación (latitud 39.507° , longitud -0.420° , 60 metros sobre el nivel del mar aproximadamente) se encuentra en la terraza del edificio C de la Facultat de Física, en el Campus de Burjassot de la Universitat de València.

Burjassot es una ciudad de 38.400 habitantes situada al noroeste del área metropolitana de Valencia, cuya población total es de 1.832.000 habitantes, de los cuales unos 814.000 pertenecen a la ciudad de Valencia (según censo del año 2009²). Dada su proximidad al núcleo principal de población (5 km en dirección sureste), la estación se encuentra bajo la influencia directa de la polución urbana e industrial típica del área metropolitana. Su cercanía a la costa occidental del mar Mediterráneo (10 km en dirección este) también determina el tipo de aerosoles y su dinámica en esta región.

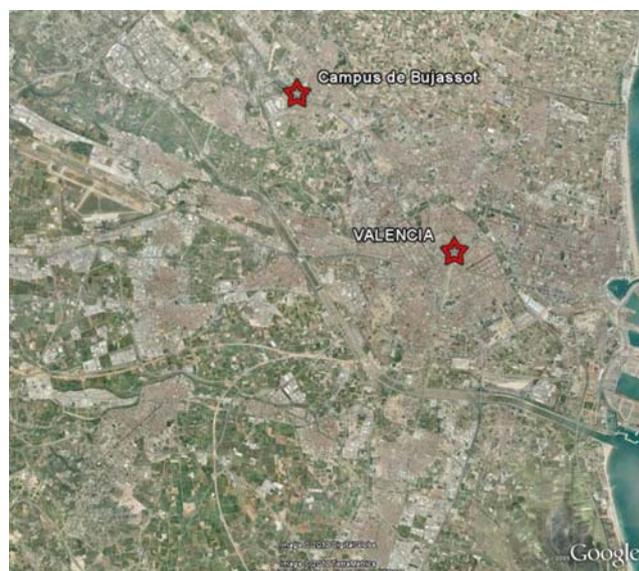


Figura 2.5 – Localización de la estación del Campus de Burjassot.

² <http://www.ine.es/nomen2/index.do>

2. Instrumentación

El nefelómetro de integración TSI 3563 se encuentra funcionando en esta estación desde Marzo de 2006, interrumpido con ocasión de la campaña de medida DAMOCLES 2006 (del 28 de Junio al 4 de Julio de 2006) y un periodo sin medidas (Febrero 2007 – Octubre 2008) en el que el instrumento estuvo inoperativo debido a problemas técnicos.

El instrumento se encuentra en el interior de una habitación, en la terraza del edificio C de la Facultat de Física. El aire se introduce en el interior del instrumento a través de un tubo de policloruro de vinilo (PVC) de 1 m de longitud y 4 cm de diámetro. El extremo de este tubo está cubierto con una mosquitera para evitar que los insectos entren en el instrumento. La entrada del aire está situada a 1.5 m de altura sobre la terraza y 15 m sobre el nivel del suelo aproximadamente.

Otros instrumentos que posee también el Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València en la estación del Campus de Burjassot son los siguientes:

- *Fotómetro solar CIMEL CE318*: Este fotómetro está diseñado para la medida autónoma y automática de la radiancia solar directa y de cielo, tanto en el plano almucantar solar como en el principal. Dispone de 5 canales básicos (440, 670, 870, 940 y 1020 nm), con un ancho de banda nominal de 10 nm. Se utiliza principalmente para medir el espesor óptico de aerosoles y el contenido en vapor de agua precipitable, aunque pueden obtenerse también las distribuciones de tamaño así como otras propiedades de los aerosoles de forma más elaborada.
- *Fotómetro Microtops II*: Este fotómetro manual se emplea para la medida del contenido de ozono en la columna atmosférica (canales en 305, 312 y 320 nm), el contenido de vapor de agua en la columna (canal en 940 nm) y el espesor óptico de aerosoles (canal en 1020 nm).
- *Radiómetro PREDE POM-01L*: Este radiómetro mide de forma autónoma y automática la radiación solar directa y difusa. Dispone de 6 canales básicos (315, 443, 675, 870, 940 y 1020 nm), con FOV de 1°. Se utiliza principalmente para medir el espesor óptico de aerosoles, aunque también pueden obtenerse otras propiedades de los aerosoles de forma más elaborada.
- *Micro-LIDAR CIMEL CAML CE370-2*: Se trata de un LIDAR de pequeño tamaño (≈ 20 kg) fácilmente transportable, que se utiliza para obtener la distribución vertical de los aerosoles y las nubes en la atmósfera. Este instrumento tiene un láser Nd-YAG que emite pulsos a 532 nm, de energía 4 μ J y duración inferior a 1 ns, con una frecuencia de 5 kHz.

2. Instrumentación

- *Medidas de radiación solar:* Diferentes radiómetros y piranómetros permiten medir la radiación solar en distintos rangos del espectro. Algunos de ellos son los piranómetros CM-6 (305 – 2800 nm), CM-11 (285 – 2800 nm) y CM-21 (285 – 2800 nm) de Kipp & Zonen; el pirheliómetro NIP de Eppley (280 – 3000 nm); los radiómetros TUVR de Eppley (290 – 385 nm) y UVB-1 de YES (Yankee Environmental System) (280 – 400 nm); y los espectrorradiómetros Li-Cor 1800 (300 – 1100nm) y OL754 de Optronic (250 – 800 nm).
- *Estación meteorológica:* Las magnitudes meteorológicas básicas (temperatura del aire, humedad relativa, velocidad y dirección de viento) también se miden en el Campus de Burjassot.

En la figura 2.6 se pueden ver algunos de los instrumentos que el Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València tiene en la estación del Campus de Burjassot.



Figura 2.6 – Instrumentación del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València en la estación del Campus de Burjassot: a) fotómetro CIMEL CE318; b) micro-LIDAR CIMEL CAML CE370-2; c) nefelómetro de integración TSI 3563.

2.4 Calibración

Anteriormente se ha visto que en las ecuaciones para el procesado de la señal del nefelómetro de integración TSI 3563 aparecen cuatro constantes de calibrado. La constante K_1 depende de la anchura del pulso de los fotomultiplicadores, y su valor viene fijado de fábrica ($K_1 = 20000$ ps/fotón). K_2 se calcula a partir de los coeficientes espectrales de dispersión de Rayleigh teóricos [Bodhaine *et al.*, 1979]. La constante K_3 representa el valor conocido del coeficiente espectral de dispersión para el aire en condiciones estándar de presión y temperatura (Tabla 2.2). K_4 es una constante de valor próximo a 0.5, que representa la fracción de retrodispersión de Rayleigh respecto a la dispersión total de Rayleigh.

Tabla 2.2 – Coeficientes espectrales de dispersión K_3 para el aire a condiciones estándar de presión y temperatura (STP) [Anderson *et al.*, 1996].

	450 nm ($\times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$)	550 nm ($\times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$)	700 nm ($\times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$)
K_3	2.789	1.226	0.4605

La constante de calibrado K_2 puede calcularse a partir de las señales de dispersión total (ecuaciones 2.21 y 2.22) de los dos gases empleados en la calibración. Durante la calibración, los coeficientes de dispersión serán igual a cero ya que en los gases de calibrado no hay partículas presentes, y por lo tanto la dispersión debida a ellas será nula. En este caso la señal se debe únicamente a las paredes del instrumento y a la dispersión de Rayleigh por moléculas gaseosas.

$$\sigma_{sp_i} = B_i - W_t - R_i = K_2 \frac{S_i - D_i}{C_i - D_i} - K_3 \frac{P_i T_s}{T_i P_s} - W_t = 0 \quad (2.23)$$

$$\sigma_{sp_h} = B_h - W_t - R_h = K_2 \frac{S_h - D_h}{C_h - D_h} - K_3 \frac{P_h T_s}{T_h P_s} - W_t = 0 \quad (2.24)$$

donde B es la señal de dispersión, R es la dispersión de Rayleigh, W_t es la dispersión total debida a las paredes del instrumento, C es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de calibración, D es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de oscuridad, S es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de señal, P es la presión de calibrado, T es la temperatura de calibrado, K_3 es la dispersión espectral de Rayleigh debida al aire, P_s es la presión estándar y T_s es la temperatura estándar. Los subíndices l y h

2. Instrumentación

indican que se trata de los valores para el gas de calibrado de baja y alta dispersión³ respectivamente.

De esta forma, se tienen dos ecuaciones con dos incógnitas K_2 y W_t . Restando la ecuación 2.23 de la 2.24 para eliminar W_t , y resolviendo para K_2 se obtiene:

$$K_2 = \frac{\frac{T_s}{P_s} \left(K_{3h} \frac{P_h}{T_h} - K_{3l} \frac{P_l}{T_l} \right)}{\frac{S_h - D_h}{C_h - D_h} - \frac{S_l - D_l}{C_l - D_l}} \quad (2.25)$$

Del mismo modo, la constante K_4 puede calcularse usando las señales de retrodispersión y la constante K_2 obtenida anteriormente.

$$\sigma_{sp_{lb}} = K_2 \frac{S_{lb} - D_l}{C_l - D_l} - K_4 K_{3l} \frac{P_l T_s}{T_l P_s} - W_b = 0 \quad (2.26)$$

$$\sigma_{sp_{hb}} = K_2 \left(\frac{S_{hb} - D_h}{C_h - D_h} \right) - K_4 K_{3h} \frac{P_h T_s}{T_h P_s} - W_b = 0 \quad (2.27)$$

donde W_b es la retrodispersión debida a las paredes del instrumento, C es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de calibración, D es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de oscuridad, S es la tasa normalizada de fotones (Hz) del modo de señal, P es la presión de calibrado, T es la temperatura de calibrado, K_3 es la dispersión espectral de Rayleigh debida al aire, P_s es la presión estándar y T_s es la temperatura estándar. Los subíndices l y h indican que se trata de los valores para el gas de calibrado de baja y alta dispersión respectivamente.

De nuevo, restando la ecuación 2.26 de la 2.27 para eliminar W_b , y resolviendo para K_4 se obtiene:

$$K_4 = \frac{K_2 \left[\left(\frac{S_{hb} - D_h}{C_h - D_h} \right) - \left(\frac{S_{lb} - D_l}{C_l - D_l} \right) \right]}{\frac{T_s}{P_s} \left(\frac{P_h}{T_h} K_{3h} - \frac{P_l}{T_l} K_{3l} \right)} \quad (2.28)$$

³ *Low span gas* y *high span gas* en terminología anglosajona.

2. Instrumentación

La calibración del nefelómetro se realiza introduciendo en el interior del instrumento gases de calibrado libres de partículas y de coeficiente de dispersión diferente y conocido, y resolviendo las ecuaciones 2.25 y 2.28. Tradicionalmente, los gases empleados eran aire y CFC-12. Sin embargo, con las restricciones impuestas sobre los clorofluorocarbonos (CFCs) en el *Protocolo de Montreal* [United Nations Environment Programme (UNEP), 1987], se propusieron otros gases de calibrado de alta dispersión (CO_2 , CFC-22, HFC-134a y SF_6) [Horvath & Kaller, 1994]. De todos ellos, el CO_2 es el que proporciona una mejor calibración del nefelómetro TSI 3563, con incertidumbres de $\pm 1\%$ en el coeficiente de dispersión [Anderson *et al.*, 1996], por lo que generalmente suele usarse aire como gas de calibrado de baja dispersión y CO_2 como gas de calibrado de alta dispersión.

El proceso de calibrado del nefelómetro TSI 3563 consta de una serie de pasos específicos que son controlados a través del software en entorno Windows que incluye el instrumento (Figura 2.7). En primer lugar se seleccionan los gases de calibrado (pasos 1 y 2). A continuación, se introduce aire en el interior del instrumento a través del filtro HEPA y se registran los datos de la dispersión de la luz (pasos 3 a 6). Luego se repite el procedimiento anterior con el CO_2 (pasos 7 a 12). Por último, se guardan los resultados de la calibración (pasos 13 y 14) y se purga el instrumento para eliminar los restos del gas de calibrado (paso 15).

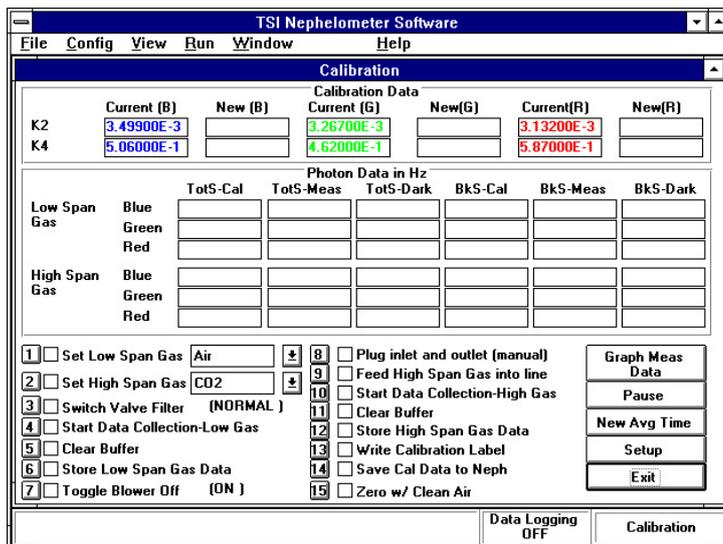


Figura 2.7 – Menú de visualización de datos y pasos 1 a 15 de la calibración del nefelómetro de integración TSI 3563.

2. Instrumentación

La calibración del nefelómetro de integración TSI 3563 debe realizarse de forma periódica para comprobar el funcionamiento del instrumento y corregir las posibles desviaciones respecto del calibrado anterior. En el caso del instrumento del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València, la calibración se realiza normalmente 2 veces al año, de forma que para el periodo de medidas que comprende esta memoria se han obtenido las constantes K_2 y K_4 que pueden observarse en las tablas 2.3 y 2.4 respectivamente.

Tabla 2.3 – Constantes de calibrado K_2 del nefelómetro de integración TSI 3563 para tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

	450 nm ($\times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$)	550 nm ($\times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$)	700 nm ($\times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$)
04/01/2006	1.89578	2.32969	1.86658
28/06/2006	1.89300	2.27000	1.80600
16/10/2008	1.80945	2.17435	1.70930
23/04/2009	1.79678	2.21335	1.81249
05/11/2009	1.78750	2.16405	1.70032

Tabla 2.4 – Constantes de calibrado K_4 del nefelómetro de integración TSI 3563 para tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

	450 nm (m^{-1})	550 nm (m^{-1})	700 nm (m^{-1})
04/01/2006	0.489442	0.500118	0.510685
28/06/2006	0.494000	0.487000	0.493000
16/10/2008	0.491250	0.487124	0.489272
23/04/2009	0.497270	0.495673	0.502978
05/11/2009	0.497488	0.485080	0.489460

En la Figura 2.8 se muestra la variación de cada una de las constantes de calibrado K_2 y K_4 respecto del calibrado anterior para el periodo de medidas que comprende esta memoria. Se observa que la variación del valor de ambas constantes entre los distintos calibrados es muy pequeña, siendo inferior al 6% en el caso más desfavorable de K_2 y al 4% en el de K_4 . Para la constante de calibrado K_2 , la mayor variación se observa para el canal a 700 nm (3.3% – 6.2%), especialmente en las últimas dos calibraciones. Sin

2. Instrumentación

embargo, la variación es menor para los canales a 550 nm (2.2% - 4.2%) y 450 nm (0.2% - 4.4%), especialmente entre las calibraciones más próximas entre sí. Para la constante de calibrado K_4 , la mayor variación vuelve a observarse para el canal a 700 nm (0.8% - 3.5%), siendo considerablemente menor para los canales a 550 nm (0% - 2.6%) y 450 nm (0% - 1.2%).

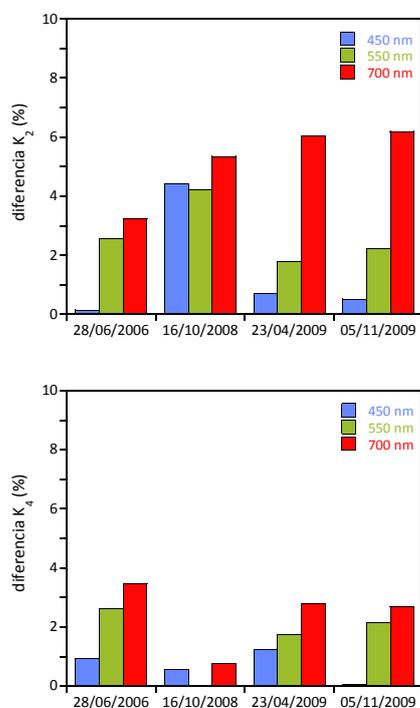


Figura 2.8 – Variación de las constantes de calibrado K_2 y K_4 respecto del calibrado anterior para las tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) del nefelómetro de integración TSI 3563 del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València.

2.5 Metodología

Los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) de los aerosoles atmosféricos son medidos por el nefelómetro de integración TSI 3563 para tres longitudes de onda: 450 nm (azul), 550 nm (verde) y 700 nm (rojo). El tiempo de promediado de las medidas es de 1 minuto, y la señal de cero del aire limpio se mide cada hora. Los datos correspondientes a picos anormales, calibraciones, fallos en el instrumento... no han sido considerados en el análisis realizado en esta memoria. Además, los valores de las medidas empleadas son superiores a 1 Mm^{-1} , que es el umbral de ruido correspondiente a concentraciones de aerosoles muy bajas.

Como las constantes de calibrado del instrumento se calculan a partir de los valores conocidos de los coeficientes espectrales de dispersión para el aire y el CO_2 en condiciones estándar de temperatura y presión, las medidas del coeficiente de dispersión y retrodispersión han de ajustarse también a estas condiciones. Este ajuste puede realizarse mediante la ley del gas ideal [Anderson *et al.*, 1996]:

$$\sigma_{\text{STP}} = \sigma \times \left(\frac{T}{273.2} \right) \times \left(\frac{1013.3}{p} \right) \quad (2.29)$$

donde la temperatura y presión estándar se han definido como 273.2 K y 1013.3 hPa, respectivamente.

Las medidas de σ_{sp} y σ_{bsp} realizadas con el nefelómetro de integración contienen errores sistemáticos debidos a las imperfecciones angulares y espectrales impuestas por las limitaciones en el diseño práctico del instrumento. Las imperfecciones espectrales se deben a que la dispersión se detecta en un rango espectral estrecho pero finito que no está perfectamente centrado en el valor nominal, y pueden considerarse despreciables [Anderson *et al.*, 1996]. Las imperfecciones angulares se deben a varios motivos: 1) la intensidad luminosa no está perfectamente pesada por el coseno (*error no lambertiano*); 2) la geometría del nefelómetro limita los ángulos que ven los PMT al rango $7^\circ - 170^\circ$ (*error de truncamiento*); y 3) el bloqueo de la luz por el obturador de retrodispersión no proporciona una separación perfecta en los 90° . Los factores que se aplican a las medidas del nefelómetro de integración para corregir estas imperfecciones angulares fueron calculados por Anderson y Ogren [1998] (Tabla 2.5). De este modo, el error en las medidas del coeficiente de dispersión del nefelómetro de integración TSI 3563 es de $\approx 10\%$ para partículas submicrométricas, niveles de señal $> 10 \text{ Mm}^{-1}$ e intervalos de promediado de las medidas de 60 s [Anderson *et al.*, 1996].

2. Instrumentación

A partir de los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) para tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) medidos con el nefelómetro de integración TSI 3563 se pueden calcular el exponente de Ångström de dispersión (α_s), la fracción de retrodispersión hemisférica (b) y el parámetro de asimetría (g). Todos estos parámetros pueden calcularse mediante las expresiones siguientes:

$$\alpha_s = -\frac{\ln(\sigma_{sp}^{450} / \sigma_{sp}^{700})}{\ln(450 / 700)} \quad (2.30)$$

$$b = \frac{\sigma_{bsp}}{\sigma_{sp}} \quad (2.31)$$

$$g = -7.143889b^3 + 7.464439b^2 - 3.96356b + 0.9896 \quad (2.32)$$

donde la parametrización del parámetro de asimetría [Andrews *et al.*, 2006] es el ajuste de la curva que relaciona la fracción de retrodispersión hemisférica con el parámetro de asimetría obtenida por Wiscombe y Grams [1976].

Los parámetros medidos con el nefelómetro de integración (σ_{sp} y σ_{bsp}) son un indicador de la cantidad de aerosol presente en la atmósfera, mientras que los parámetros calculados (b , α_s y g) reflejan la naturaleza de los aerosoles. A las propiedades de los aerosoles que dependen de la cantidad de partículas presentes se les suele llamar *propiedades extensivas*, mientras que a las que están relacionadas con la naturaleza del aerosol se les llama *propiedades intensivas* [Ogren, 1995].

Tabla 2.5 – Factores de corrección para las imperfecciones angulares del nefelómetro de integración TSI 3563 [Anderson & Ogren, 1998].

		450 nm	550 nm	700 nm
DISPERSIÓN	todas	1.29 ± 0.23	1.29 ± 0.23	1.26 ± 0.21
	sub-µm	1.094 ± 0.042	1.073 ± 0.033	1.049 ± 0.023
	super-µm	1.64 ± 0.38	1.51 ± 0.28	1.38 ± 0.20
RETRODISPERSIÓN	todas	0.981 ± 0.038	0.982 ± 0.038	0.985 ± 0.040
	sub-µm	0.951 ± 0.009	0.947 ± 0.009	0.952 ± 0.010
	super-µm	1.027 ± 0.060	1.026 ± 0.047	1.005 ± 0.051

2.6 Intercomparación. Campaña DAMOCLES 2006

En el año 2004 se creó en España la red temática DAMOCLES (Determinación de Aerosoles por Medidas Obtenidas en Columna (Lidar), Extinción y Suelo), cuyo principal objetivo es establecer un vínculo de cooperación entre los diferentes grupos que estudian los aerosoles atmosféricos en España, con el fin de potenciar el intercambio de conocimientos, experiencias y técnicas.

Bajo la coordinación de la red DAMOCLES se llevó a cabo una campaña intensiva de medidas en el verano de 2006 en las instalaciones que el INTA (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial) posee en El Arenosillo (Huelva, España). El objetivo principal de esta campaña fue realizar una intercomparación de diferentes tipos de instrumentos dedicados a las medidas *in-situ* y en columna de los aerosoles. La estación de sondeos atmosféricos El Arenosillo (latitud 37.1°, longitud -6.7°, 40 m aproximadamente sobre el nivel del mar) está situada en el Suroeste de la Península Ibérica y constituye una plataforma excepcional para la medida temporal y continua de parámetros atmosféricos. La campaña tuvo lugar desde el 28 de Junio al 4 de Julio de 2006.

Las propiedades de los aerosoles en la columna atmosférica fueron medidas por cinco LIDAR y siete fotómetros CIMEL CE318. Para la medida de la dispersión y la absorción se utilizaron tres nefelómetros de integración TSI 3563 y un fotómetro MAAP (Multi Angle Absorption Photometer), respectivamente. Para la caracterización *in-situ* de material particulado PM10, PM2.5 y PM1 se usaron ocho colectores de volumen (DIGITEL y MCV), un SMPS (Scanning Mobility Particle Sizer), dos APS (Aerodynamic Particle Sizer) y un espectrómetro Grimm. Durante esta campaña, se realizaron dos sondeos meteorológicos diarios para caracterizar las condiciones atmosféricas, uno al mediodía y otro a medianoche. Además, durante uno de los días de la campaña, un avión del INTA voló para medir diversos parámetros meteorológicos, el ozono y la distribución de tamaños de los aerosoles.

En este apartado se va a comprobar la validez de nuestros resultados a través de la comparación de las medidas obtenidas durante la campaña DAMOCLES 2006, donde el nefelómetro de integración TSI 3563 del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València (VAL) estuvo trabajando simultáneamente con otros dos instrumentos del mismo modelo pertenecientes a la Universidad de Granada (UGR) y al Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA).

Antes de iniciar las medidas de la campaña, y ya en las instalaciones de El Arenosillo, los tres instrumentos fueron calibrados el día 28 de Junio siguiendo el procedimiento descrito en el apartado 2.4, y utilizando aire como gas de calibrado a baja presión y CO₂ como gas de calibrado a alta presión. En el caso del instrumento VAL, ésta fue la primera calibración realizada por miembros del Grupo de Radiación

2. Instrumentación

Solar de la Universitat de València desde la adquisición del instrumento. Esta calibración sirvió para comprobar que las posibles desviaciones respecto del calibrado de origen eran mínimas (por debajo del 3.5% aproximadamente para ambas constantes K_2 y K_4).

Durante los primeros días de la campaña (28 Junio – 1 Julio), el instrumento VAL estuvo midiendo bajo las mismas condiciones de humedad relativa (RH) que los instrumentos UGR e INTA. Debido a problemas técnicos, las medidas realizadas por el nefelómetro de integración del INTA durante este periodo no son válidas, por lo que para la intercomparación sólo se usará como instrumento de referencia el nefelómetro de la Universidad de Granada.

En la Figura 2.9 se muestra el coeficiente de dispersión σ_{sp} a 450, 550 y 700 nm a lo largo del periodo de intercomparación, ajustado a condiciones estándar de temperatura y presión y corregido por imperfecciones angulares, y en la Figura 2.10 se muestran las correlaciones de los coeficientes de dispersión σ_{sp} a 450, 550 y 700 nm medidos por los instrumentos VAL y UGR. En general, se observan buenos resultados en la intercomparación de las medidas del nefelómetro VAL con el UGR, siendo los valores registrados por el instrumento del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València mayores que los medidos por el nefelómetro de la Universidad de Granada en menos de un 10% para las tres longitudes de onda. El caso más favorable se tiene para 550 nm (3%) y el más desfavorable para 700 nm (9%), mientras que para 450 nm los valores del instrumento VAL sólo son un 4% mayores que los del UGR.

Esta diferencia inferior al 10% entre los valores del coeficiente de dispersión σ_{sp} registrados por el nefelómetro de integración TSI 3563 del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València y el de la Universidad de Granada puede explicarse en base a los distintos valores de la humedad relativa que registran ambos instrumentos, ya que los coeficientes de dispersión de los aerosoles pueden verse modificados considerablemente por cambios en los valores de la humedad relativa [Hänel, 1976; Charlson, 1984; Tang, 1996]. Esta diferencia en la humedad relativa medida por los nefelómetros VAL y UGR puede deberse a diversos motivos, como son la incertidumbre del sensor de humedad del propio instrumento ($\approx 5\%$), el distinto tubo de entrada del aire para cada instrumento, el diferente calentamiento de la muestra, etc. En la Figura 2.11 se muestra la humedad relativa a lo largo del periodo de intercomparación, y en la Figura 2.12 se muestran las correlaciones de las humedades relativas medidas por los instrumentos VAL y UGR. Se observa que los valores registrados por el primer instrumento son un 9% mayores que los medidos por el segundo, de forma que es de esperar que el coeficiente de dispersión σ_{sp} registrado por el nefelómetro de integración TSI 3563 del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València sea mayor que el de la Universidad de Granada.

2. Instrumentación

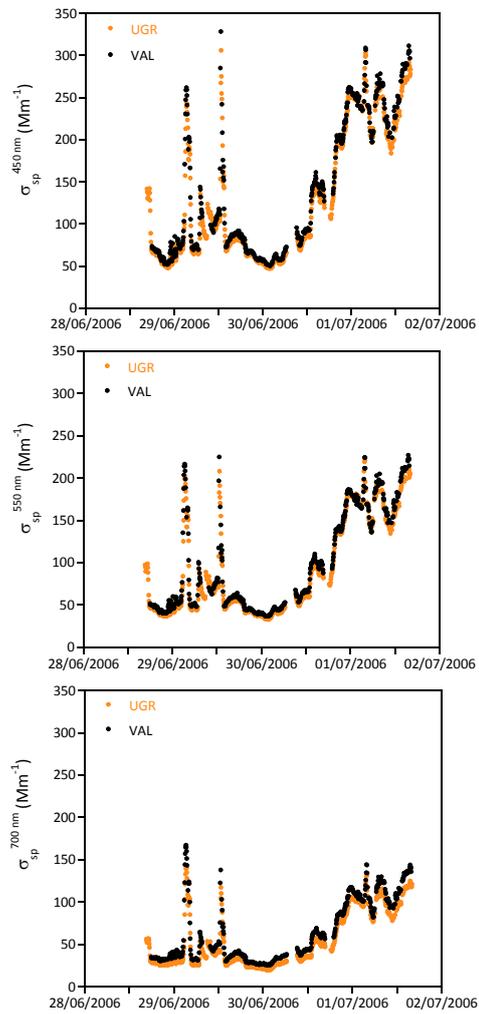


Figura 2.9 – Coeficiente de dispersión σ_{sp} a 450, 550 y 700 nm durante el periodo de intercomparación en DAMOCLES 2006.

2. Instrumentación

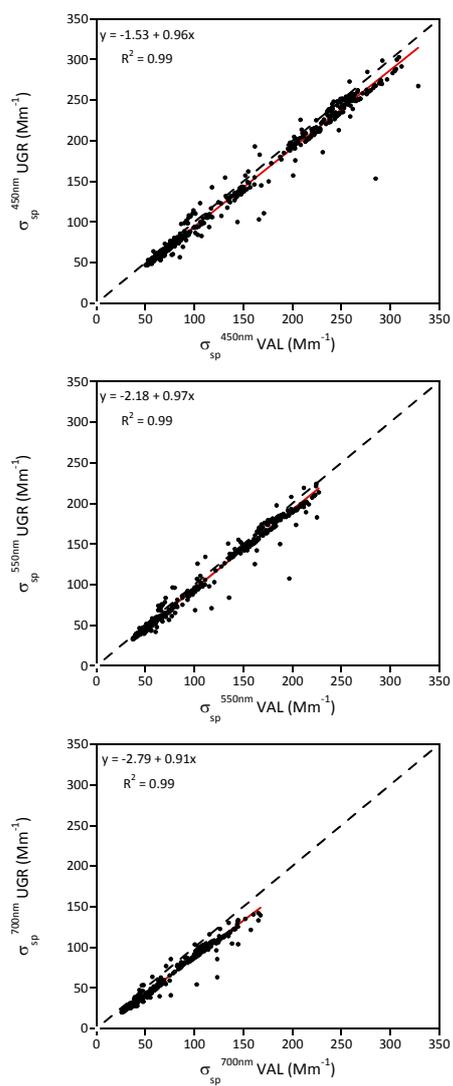


Figura 2.10 – Correlación de los coeficientes de dispersión σ_{sp} a 450, 550 y 700 nm medidos por los instrumentos VAL y UGR durante el periodo de intercomparación en DAMOCLES 2006.

2. Instrumentación

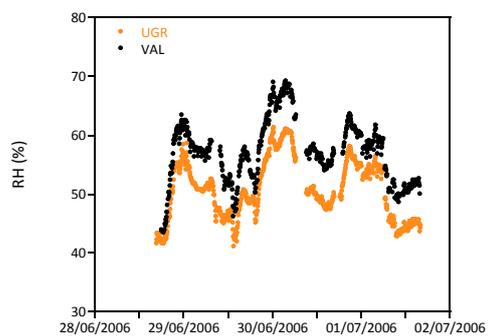


Figura 2.11 – Humedad relativa durante el periodo de intercomparación en DAMOCLES 2006.

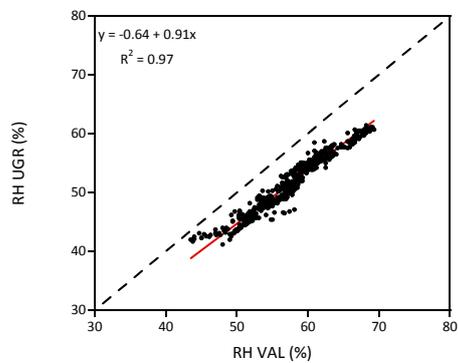


Figura 2.12 – Correlación de las humedades relativas medidas por los instrumentos VAL y UGR durante el periodo de intercomparación en DAMOCLES 2006.

Capítulo 3

Climatología local de aerosoles

3. Climatología local de aerosoles

3.1 Coeficiente de dispersión

El coeficiente de dispersión σ_{sp} es un indicador de la radiación solar que se atenúa por unidad de longitud al atravesar la atmósfera debido únicamente a procesos de dispersión por aerosoles. Generalmente se expresa en unidades de Mm^{-1} .

En los apartados siguientes se analizará el coeficiente de dispersión σ_{sp} para las tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) en las que mide el nefelómetro de integración TSI 3563. Tal y como se ha visto anteriormente, la dispersión de la radiación solar debida a los aerosoles atmosféricos es un fenómeno espectral, siendo ésta mayor para las longitudes de onda menores (los máximos valores se observan para 450 nm), disminuyendo a medida que aumenta la longitud de onda (los valores mínimos se observan para 700 nm).

Variabilidad anual

En la Figura 3.1 se muestra la evolución del promedio diario del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo de los casi tres años de medida en Burjassot, con un total de 635 días válidos. Durante el periodo comprendido entre Febrero de 2007 y Octubre de 2008 el instrumento estuvo inoperativo debido a problemas técnicos, por lo que no se tienen medidas. Se observa una gran dispersión de los datos, lo que indica una gran variabilidad día a día, alcanzándose los valores más altos entre los meses de Octubre y Abril y los más bajos entre Mayo y Septiembre.

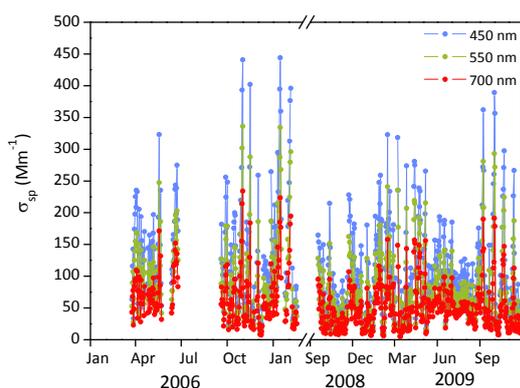


Figura 3.1 - Evolución del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo del periodo completo de medida en Burjassot.

3. Climatología local de aerosoles

En la Figura 3.2 se ha representado en un diagrama de cajas la variabilidad anual del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm). En todos los diagramas de cajas que se presentan en este trabajo, la media mensual está señalada por un punto. Los límites superior e inferior de la caja indican la media mensual más y menos la desviación estándar. Las barras verticales de la caja representan los percentiles P_5 y P_{95} . La línea divisoria de la caja indica la mediana. Las aspas se refieren a los percentiles P_1 y P_{99} , que en la mayoría de los casos no se distinguen de los mínimos y máximos, representados como un segmento horizontal. En el Anexo I se incluyen las tablas resumen de cada parámetro analizado de forma mensual y anual.

A continuación comentaremos únicamente los resultados del coeficiente de dispersión a 550 nm, σ_{sp}^{550nm} , ya que su comportamiento es equivalente al que presenta en las otras longitudes de onda (450 y 700 nm). Este canal en 550 nm es de especial importancia ya que el Sol emite su máximo de intensidad alrededor de los 500 nm, por lo que este canal es usado para la corrección atmosférica de imágenes de satélite así como en los modelos de transferencia radiativa.

El valor medio mensual de σ_{sp}^{550nm} varía entre 59 Mm^{-1} en Diciembre y 99 Mm^{-1} en Mayo, mostrando un promedio de $81 \pm 2 \text{ Mm}^{-1}$ (mediana y desviación estándar: 69 Mm^{-1} y 56 Mm^{-1} , respectivamente). Este valor medio mensual registrado en Burjassot es mayor que los valores observados en otras zonas de la Península Ibérica: 46 Mm^{-1} en Évora (Portugal) [Pereira *et al.*, 2008] y 60 Mm^{-1} en Granada (España) [Lyamani *et al.*, 2010]. Este valor también es superior a los observados en el Mediterráneo oriental: 65 Mm^{-1} al norte de Grecia [Gerasopoulos *et al.*, 2003] y 60 Mm^{-1} en el desierto del Néguev (Israel) [Derimian *et al.*, 2006]. Sin embargo, es inferior a los valores medios observados en Atlanta (ciudad relativamente contaminada de los EE.UU.) (121 Mm^{-1}) durante Agosto de 1999 [Carrico *et al.*, 2003] y en Sde Boker (Israel) (87 Mm^{-1}) por la contaminación continental y episodios de polvo sahariano [Andreae *et al.*, 2002]. Además, todos estos valores se encuentran dentro del rango de valores registrados para áreas urbanas de los EE.UU. ($30 - 210 \text{ Mm}^{-1}$) [Waggoner *et al.*, 1981].

Al fijarnos en las medias mensuales, se observa que existe un máximo del coeficiente de dispersión durante los meses de Mayo y Junio, mientras que el mínimo se produce en los meses de Noviembre y Diciembre. Estos máximos se producen debido a una combinación de factores, como el aumento de la irradiancia solar que favorece la generación de partículas o la ausencia de mecanismos de eliminación húmeda. También se observa que la desviación estándar es mayor en los meses de invierno que en los de verano, indicando una mayor variabilidad día a día en esa época del año. Este hecho se debe a que en invierno las condiciones meteorológicas presentan una mayor variabilidad que en verano, alternando situaciones anticiclónicas

3. Climatología local de aerosoles

estables, que favorecen la acumulación de partículas cerca de la superficie, y sistemas frontales procedentes del Atlántico, que limpian el aire mediante procesos de advección o de eliminación húmeda.

En la Figura 3.3 se muestra la distribución de frecuencias y de probabilidad acumulada anual para el coeficiente de dispersión en intervalos de 25 Mm^{-1} , para el total de los 636 días con medidas válidas. Casi un 25% de los días poseen un $\sigma_{sp}^{550\text{nm}}$ medio diario entre 50 y 75 Mm^{-1} . El 75% de los días, el promedio de $\sigma_{sp}^{550\text{nm}}$ se encuentra por debajo de 100 Mm^{-1} . En general, la distribución muestra una situación con coeficientes de dispersión no muy elevados, pero con una cola que desciende suavemente llegando a alcanzar valores de 350 Mm^{-1} .

Dependencia estacional

Para analizar la dependencia estacional del coeficiente de dispersión, los datos se han dividido en las cuatro estaciones del año: invierno (Diciembre – Enero – Febrero), primavera (Marzo – Abril – Mayo), verano (Junio – Julio – Agosto) y otoño (Septiembre – Octubre – Noviembre). En la Figura 3.4 se muestra la distribución de frecuencias de forma estacional del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm). El diferente comportamiento estacional comentado anteriormente es patente, observándose la moda de la distribución para $\sigma_{sp}^{550\text{nm}}$ entre 50 y 100 Mm^{-1} en verano, y entre 25 y 75 Mm^{-1} en otoño, mientras que en invierno y primavera la distribución se ensancha, desapareciendo las diferencias anteriores.

Variabilidad diaria

En la Figura 3.5 se muestra la evolución del promedio horario estacional del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo de un día medio obtenido a partir de los 635 días válidos del periodo de medida en Burjassot. Para todas las estaciones se observan claros patrones diarios, con dos máximos y dos mínimos a lo largo del día. En las primeras horas del día, σ_{sp} disminuye hasta un primer mínimo alrededor de las 4:00 – 5:00 GMT, y después de eso aumenta alcanzando valores altos a las 7:00 – 8:00 GMT, para volver a disminuir alcanzando su segundo mínimo del día alrededor de las 14:00 – 15:00 GMT. Durante la tarde, σ_{sp} vuelve a aumentar alcanzando el segundo máximo alrededor de las 19:00 – 20:00 GMT en otoño e invierno, y las 22:00 – 23:00 en verano y primavera. Este tipo de variabilidad diaria es típica de zonas urbanas [Horvath *et al.*, 1997], y se debe principalmente al tráfico en las horas centrales del día y a la evolución de la capa límite a lo largo del día (a primera y última hora del día su altura es menor, permitiendo la presencia de una mayor cantidad de partículas cerca de la superficie terrestre, mientras que en las horas centrales del día su altura es máxima, por lo que las partículas se reparten en un volumen de aire mayor).

3. Climatología local de aerosoles

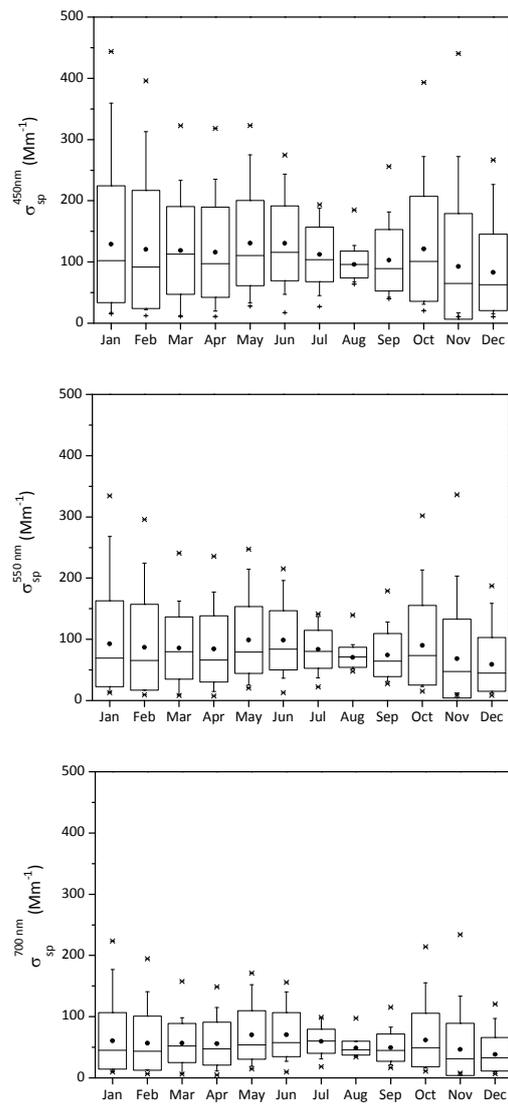


Figura 3.2 – Estadística por meses del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo del periodo completo de medida en Burjassot.

3. Climatología local de aerosoles

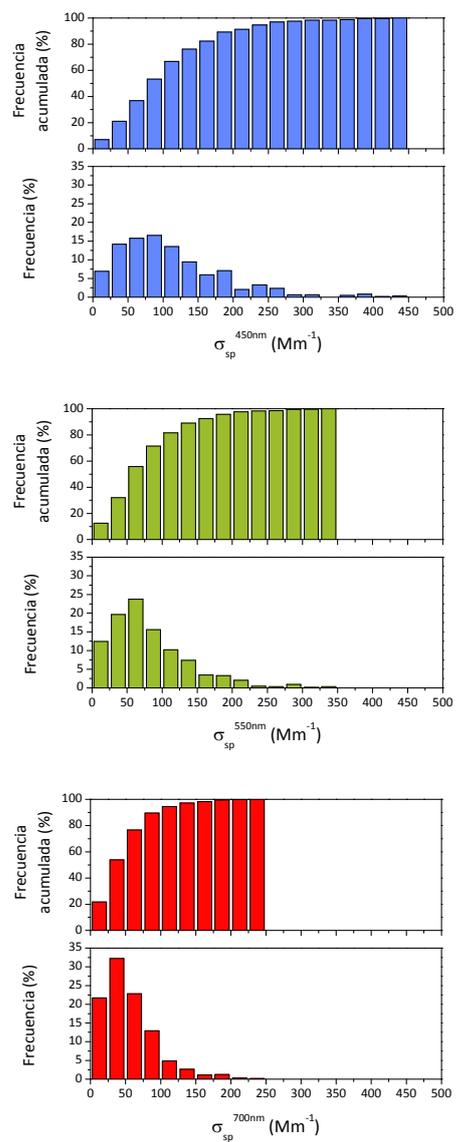


Figura 3.3 – Distribución anual de frecuencias y probabilidad acumulada del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

3. Climatología local de aerosoles

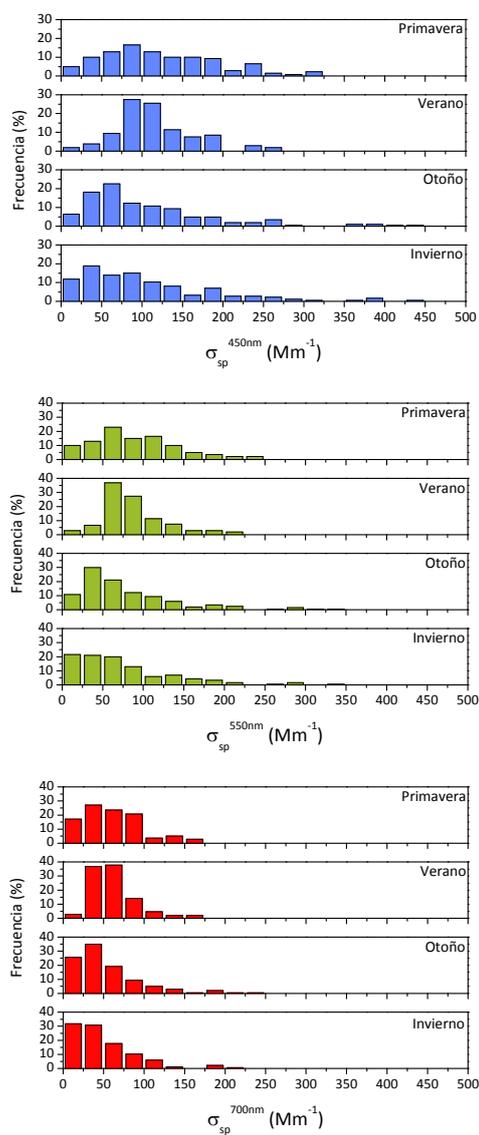


Figura 3.4 – Distribución estacional de frecuencias del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

3. Climatología local de aerosoles

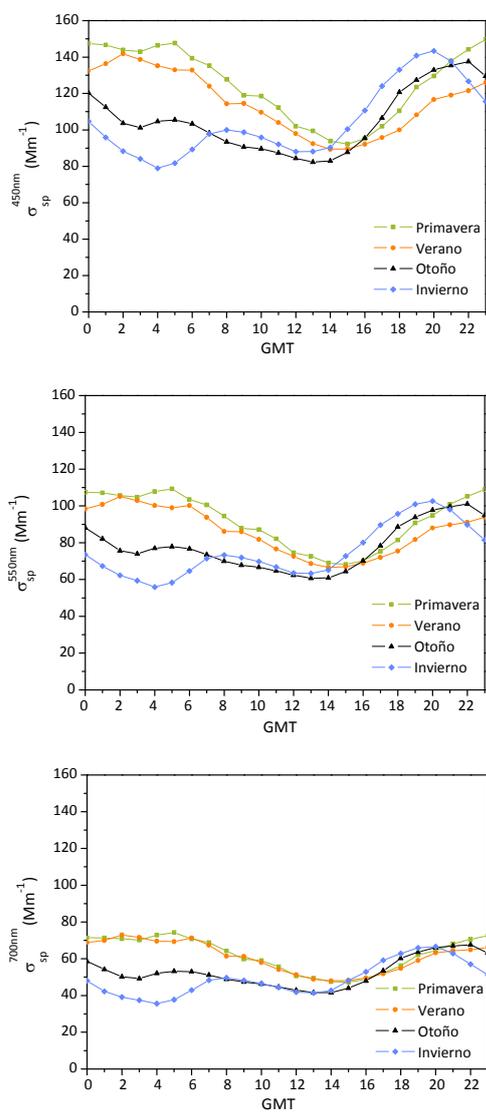


Figura 3.5 – Evolución diaria estacional del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

3.2 Coeficiente de retrodispersión

El coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} , parámetro que acompaña al coeficiente de dispersión, es también un indicador de la radiación solar que se atenúa por unidad de longitud al atravesar la atmósfera debido únicamente a procesos de dispersión por aerosoles, pero en este caso solamente en el rango angular 90 - 170°. Generalmente se expresa en unidades de Mm^{-1} .

En los apartados siguientes se analizará el coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} para las tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) en las que mide el nefelómetro de integración TSI 3563, centrandó nuestra atención y comentarios en el valor a 550 nm, σ_{bsp}^{550nm} , ya que su comportamiento es equivalente al que presenta en las otras longitudes de onda (450 y 700 nm).

Variabilidad anual

En la Figura 3.6 se muestra la evolución del promedio diario del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo de los 635 días válidos del periodo de medida en Burjassot. Los valores de σ_{bsp} son menores que los del coeficiente de dispersión σ_{sp} en un factor 10 aproximadamente. Al igual que en el caso del coeficiente de dispersión σ_{sp} , se observa una gran dispersión de los datos, lo que indica una gran variabilidad día a día, alcanzándose los valores más altos entre los meses de Octubre y Abril y los más bajos entre Mayo y Septiembre.

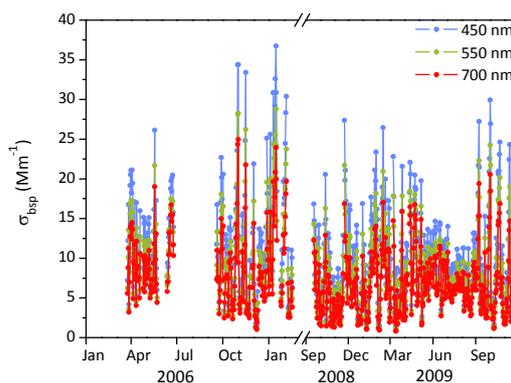


Figura 3.6 - Evolución del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo del periodo completo de medida en Burjassot.

3. Climatología local de aerosoles

En la Figura 3.7 se ha representado en un diagrama de cajas la variabilidad anual del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

El valor medio mensual de σ_{bsp}^{550nm} varía entre 6.9 Mm^{-1} en Diciembre y 9.9 Mm^{-1} en Junio, mostrando un promedio de $8.6 \pm 0.2 \text{ Mm}^{-1}$ (mediana y desviación estándar: 7.6 Mm^{-1} y 4.9 Mm^{-1} , respectivamente). Este valor medio mensual registrado en Burjassot es similar al valor de 9 Mm^{-1} observado en Granada (España) [Lyamani *et al.*, 2010], aunque es mayor que el observado al norte de Grecia (7.2 Mm^{-1}) [Gerasopoulos *et al.*, 2003].

Al fijarnos en las medias mensuales, se observa que existe un máximo del coeficiente de retrodispersión durante los meses de Mayo y Junio, mientras que el mínimo se produce en los meses de Noviembre y Diciembre. Además, al igual que ocurre con el coeficiente de dispersión, la desviación estándar es mayor en los meses de invierno que en los de verano, indicando una mayor variabilidad día a día en esa época del año debido al hecho de que en invierno las condiciones meteorológicas presentan una mayor variabilidad que en verano.

En la Figura 3.8 se muestra la distribución de frecuencias y de probabilidad acumulada anual, en intervalos de 2.5 Mm^{-1} , para el total de 635 días. Casi un 25% de los días poseen un σ_{bsp}^{550nm} medio diario entre 5 y 7.5 Mm^{-1} . El 75% de los días, el promedio de σ_{bsp}^{550nm} se encuentra por debajo de 10 Mm^{-1} . En general, la distribución muestra una situación con coeficientes de dispersión no muy elevados, pero con una cola que desciende suavemente hasta valores de 30 Mm^{-1} .

Dependencia estacional

En la Figura 3.9 se muestra la distribución de frecuencias de forma estacional del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm). El diferente comportamiento estacional comentado anteriormente es patente, observándose la moda de la distribución para σ_{bsp}^{550nm} entre 5 y 10 Mm^{-1} en verano, y entre 2.5 y 7.5 Mm^{-1} en otoño, mientras que en invierno y primavera la distribución se ensancha, desapareciendo las diferencias anteriores.

Variabilidad diaria

En la Figura 3.10 se muestra la evolución del promedio horario estacional del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo de un día medio obtenido a partir de los 635 días válidos del periodo de medida en Burjassot. Se observan el mismo patrón diario que en el caso del coeficiente de dispersión, mostrando dos máximos y dos mínimos a lo largo del día, relacionados con una mayor densidad de tráfico en las horas centrales del día y la evolución de la capa límite.

3. Climatología local de aerosoles

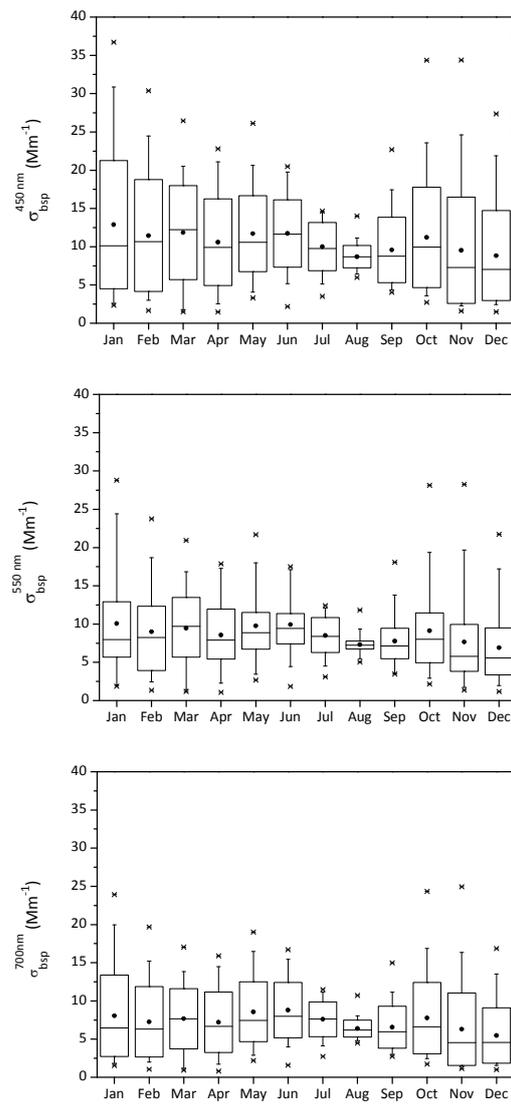


Figura 3.7 – Estadística por meses del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) a lo largo del periodo completo de medida en Burjassot.

3. Climatología local de aerosoles

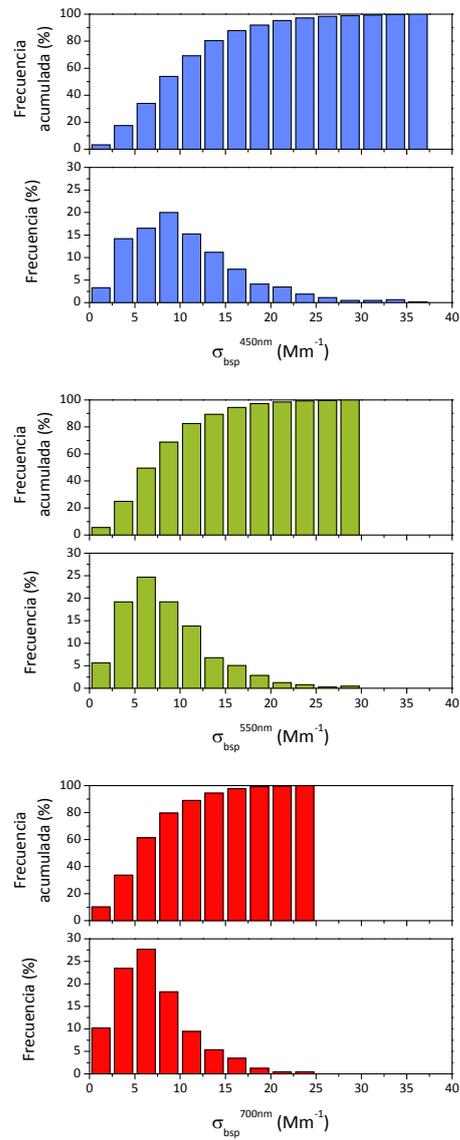


Figura 3.8 – Distribución anual de frecuencias y probabilidad acumulada del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

3. Climatología local de aerosoles

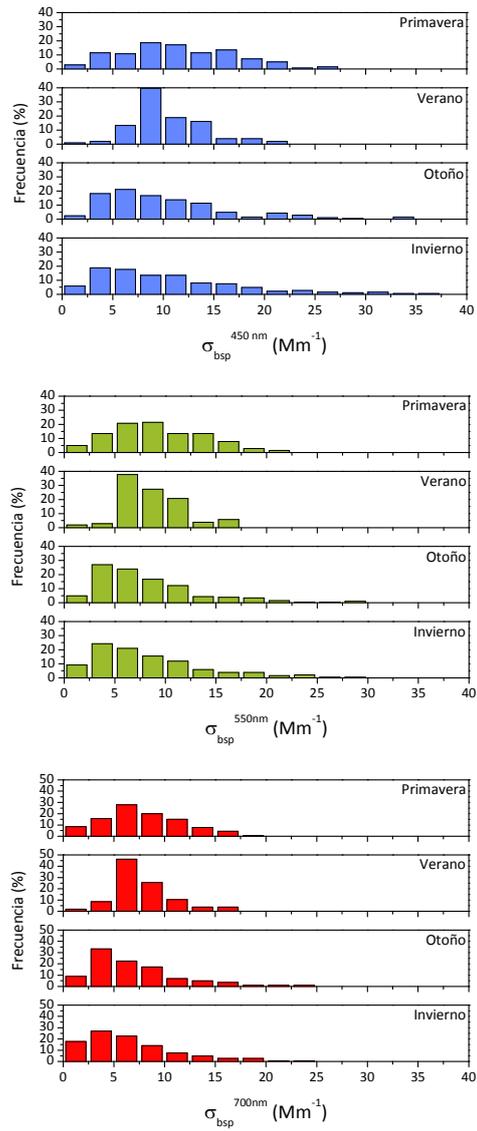


Figura 3.9 – Distribución estacional de frecuencias del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

3. Climatología local de aerosoles

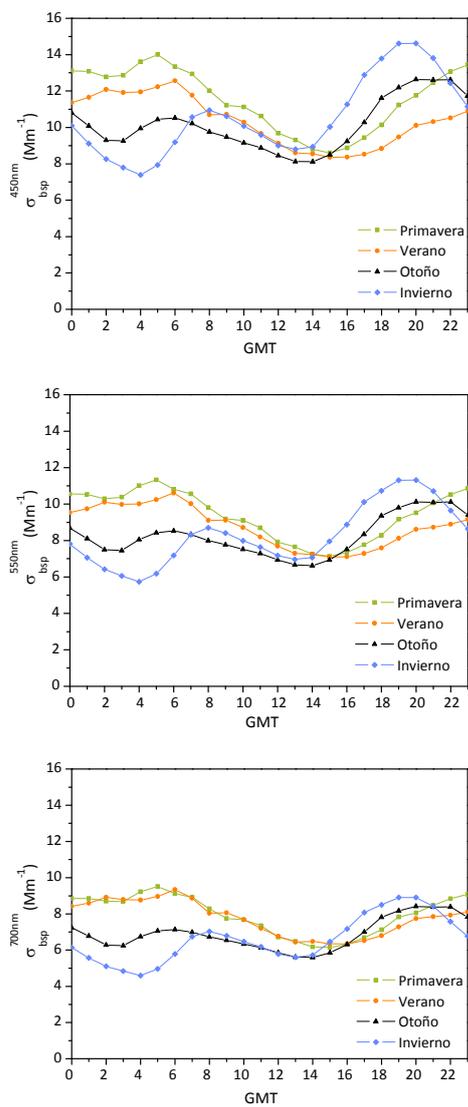


Figura 3.10 – Evolución diaria estacional del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm).

3.3 Exponente de Ångström de dispersión

El exponente de Ångström α es un parámetro que está directamente relacionado con la distribución de tamaños de los aerosoles y que se puede utilizar para analizar de forma sencilla y compacta la proporción relativa de partículas finas y gruesas en la distribución de tamaños. Un valor típico para un aerosol de tipo continental es 1.3 [Gerasopoulos *et al.*, 2003]. Cuando la distribución está constituida principalmente por partículas finas, el parámetro crece hasta valores de 1.5 - 2.0. Cuando la distribución se centra en partículas de mayor radio (polvo, partículas higroscópicas o agregadas), disminuye hasta valores casi nulos (incluso negativos en algunas ocasiones).

El exponente de Ångström se suele calcular a partir del espesor óptico de aerosoles, que representa la extinción debida a la suma de la dispersión y absorción de las partículas. Sin embargo, en los apartados siguientes se analizará el exponente de Ångström de dispersión α_s , obtenido teniendo en cuenta la extinción debida únicamente a la dispersión por aerosoles. El parámetro analizado a continuación se ha obtenido empleando las longitudes de onda de 450 y 700 nm.

Variabilidad anual

En la Figura 3.11 se muestra la evolución del promedio diario del exponente de Ångström de dispersión α_s a lo largo del periodo de medida en Burjassot. No se observa ninguna tendencia anual ni estacional en la evolución de α_s , exceptuando quizá una leve disminución en los meses de verano, periodo en el que se producen un mayor número de episodios esporádicos con una mayor carga de partículas gruesas (intrusiones saharianas).

En la Figura 3.11 también se ha representado la variabilidad anual del exponente de Ångström de dispersión α_s en un diagrama de cajas. La relativa coincidencia del valor medio y la mediana mensuales indica distribuciones poco sesgadas. Se observa que los valores máximos mensuales son aproximadamente constantes ($\alpha_s \approx 2$), mientras que los valores mínimos son más variables (α_s entre 0.69 y 1.13), lo que indica una mayor variabilidad en el tamaño de las partículas gruesas que en el de las finas.

3. Climatología local de aerosoles

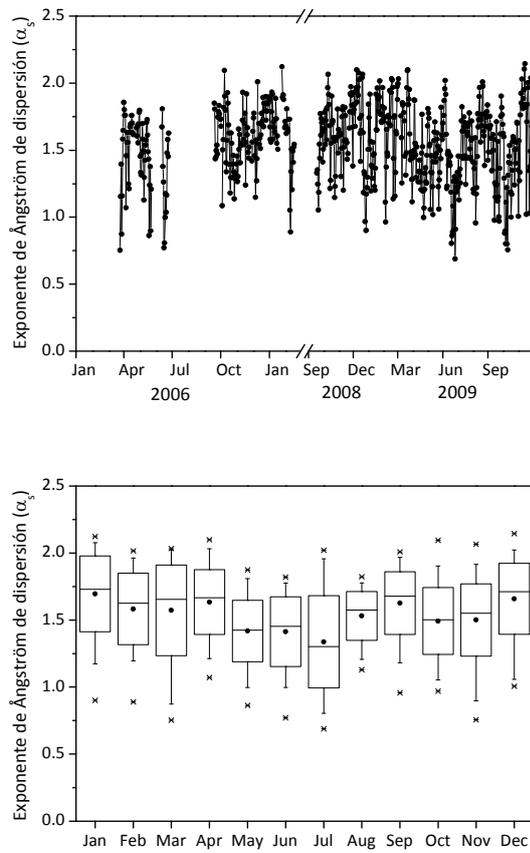


Figura 3.11 - Evolución del exponente de Ångström de dispersión α_s a lo largo del periodo completo de medida en Burjassot (arriba) y su estadística por meses (abajo).

3. Climatología local de aerosoles

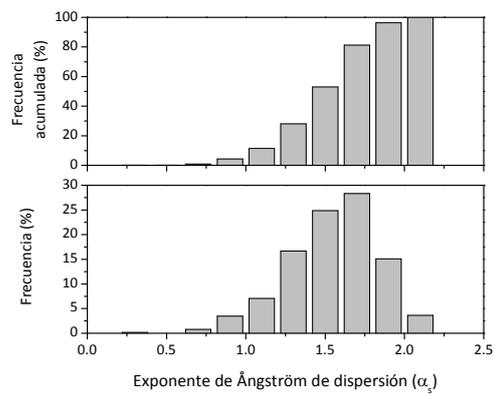


Figura 3.12 – Distribución anual de frecuencias y probabilidad acumulada del exponente de Ångström de dispersión α_s .

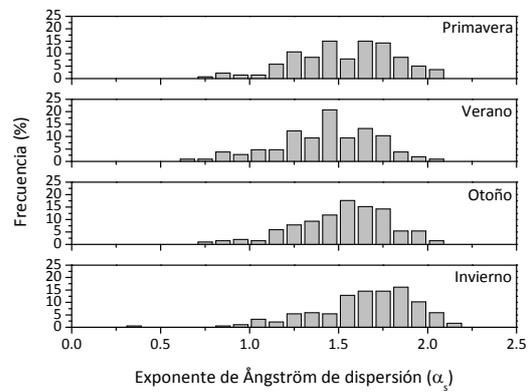


Figura 3.13 – Distribución estacional de frecuencias del exponente de Ångström de dispersión α_s .

3. Climatología local de aerosoles

El valor medio mensual del exponente de Ångström de dispersión α_s varía entre 1.34 en Julio y 1.70 en Enero, mostrando un promedio de 1.55 ± 0.01 (mediana y desviación estándar: 1.58 y 0.28, respectivamente). Este valor es algo mayor que los valores en el rango 1.28 – 1.47 obtenidos en Finokalia (Grecia), una zona remota de la costa del Mediterráneo, [Bryant *et al.*, 2006], y al valor medio de 1.4 obtenido en Évora (Portugal) [Pereira *et al.*, 2010]; aunque es inferior al valor de 1.7 obtenido en un área rural al Norte de Grecia [Gerasopoulos *et al.*, 2003].

Este valor en superficie es ligeramente mayor al valor de 1.3 observado también en Burjassot para el exponente de Ångström de extinción en la columna atmosférica [Estellés *et al.*, 2007a]. Este tipo de diferencias entre los valores del exponente de Ångström en la superficie terrestre y en la columna atmosférica han sido observados también por otros autores [Lyamani *et al.*, 2010], y se deben principalmente a las distintas técnicas empleadas en la obtención del exponente de Ångström: los valores observados para la columna atmosférica por el fotómetro CIMEL CE318 se obtienen promediando la extinción de la luz en toda la columna atmosférica, mientras que los valores del nefelómetro de integración TSI 3563 se obtienen a partir de las medidas de dispersión de la luz en la superficie, donde además la contribución de partículas finas debidas a fuentes antropogénicas es mayor.

En el histograma anual de frecuencias de la Figura 3.12 se observa que el máximo de frecuencia se produce para días con α_s entre 1.50 y 1.75, siendo los días con α_s mayor de 2.0 muy escasos, correspondiendo a días de intensa polución, generalmente en situaciones de gran estabilidad y escasa renovación del aire.

Por lo tanto, en nuestra región la mayoría de días están caracterizados por partículas finas, principalmente de origen urbano, industrial y agrícola (quemadas), aunque también se observan episodios ocasionales con valores de α_s bajos, causados por intrusiones de polvo local o regional, fenómenos de higroscopicidad o por coagulación de partículas más finas en días de mayor polución. La proximidad de la ciudad de Valencia es determinante en la climatología del área metropolitana, ya que actúa como una fuente constante de aerosol de tipo urbano.

Dependencia estacional

En la distribución estacional de frecuencias del exponente de Ångström de dispersión α_s (Figura 3.13), apenas se observan diferencias entre las distintas estaciones. La única excepción es en los meses de verano, donde se observa un aumento del número de días con α_s inferior a 1.5, que corresponden a episodios esporádicos con una mayor carga de partículas gruesas.

3. Climatología local de aerosoles

Variabilidad diaria

En la Figura 3.14 se muestra la evolución del promedio horario estacional del exponente de Ångström de dispersión α_s a lo largo de un día medio obtenido a partir de los 635 días válidos del periodo de medida en Burjassot. Para todas las estaciones se observan claros patrones diarios. El exponente de Ångström de dispersión α_s es máximo en las primeras horas del día y va disminuyendo hasta alrededor de las 6:00 – 7:00 GMT, cuando alcanza un valor mínimo estable que se mantiene a lo largo de toda la mañana, y no es hasta las 16:00 – 18:00 GMT cuando vuelve a aumentar para alcanzar de nuevo valores máximos en las horas finales del día. Por lo tanto, podemos afirmar que la contribución de las partículas gruesas a la distribución de tamaños es mayor durante las horas centrales del día, mientras que a primera y última hora ésta es menor. Como se ha dicho anteriormente, este tipo de variabilidad diaria se debe principalmente al tráfico y a la evolución de la capa límite a lo largo del día.

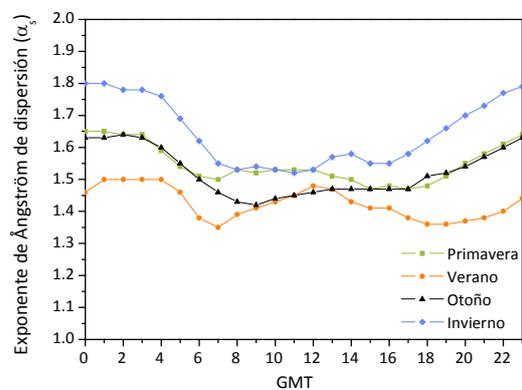


Figura 3.14 – Evolución diaria estacional del exponente de Ångström de dispersión α_s .

3.4 Fracción de retrodispersión

La fracción de retrodispersión b es un indicador de la cantidad de radiación que es dispersada en la dirección hacia atrás (90 - 170°) frente a la que es dispersada en todas las direcciones (7 - 170°). Se trata de un parámetro necesario en los modelos de transferencia radiativa para el cálculo de la radiación dispersada por los aerosoles que llega al suelo [Iqbal, 1983].

En los siguientes apartados analizaremos únicamente la fracción de retrodispersión b a 550 nm ya que su comportamiento es equivalente al que presenta en otras longitudes de onda (450 y 700 nm).

Variabilidad anual

La evolución del promedio diario de la fracción de retrodispersión b a 550 nm a lo largo del periodo de medida en Burjassot se muestra en la Figura 3.15. Se observa una leve disminución de la fracción de retrodispersión en los meses de verano, aunque otros autores no han observado un patrón temporal significativo: Aaltonen *et al.* [2006] en Pallas (Finlandia), Bryant *et al.* [2006] en Finokalia (Grecia) y Lyamani *et al.* [2010] en Granada (España).

En la Figura 3.15 también se ha representado la variabilidad anual de la fracción de retrodispersión b a 550 nm con un diagrama de cajas. La relativa coincidencia del valor medio y la mediana mensuales indica distribuciones menos sesgadas que en el caso de los coeficientes de dispersión y retrodispersión.

El valor medio mensual de la fracción de retrodispersión b a 550 nm varía entre 0.106 en Agosto y 0.127 en Noviembre, mostrando un promedio de 0.117 ± 0.001 (mediana y desviación estándar: 0.115 y 0.018, respectivamente). Este valor es algo menor que los obtenidos en otras regiones próximas al mar Mediterráneo: 0.14 en Granada (España) [Lyamani *et al.*, 2010]; 0.13 en el desierto del Néguev (Israel) [Formenti *et al.*, 2001]; 0.13 – 0.20 en Finokalia (Grecia) [Bryant *et al.*, 2006].

En el histograma anual de frecuencias de la Figura 3.16 se encuentra una distribución bastante simétrica y centrada en el intervalo 0.095 – 0.140.

Dependencia estacional

En la distribución estacional de frecuencias de la fracción de retrodispersión b a 550 nm (Figura 3.17), apenas se observan diferencias entre las distintas estaciones, con la única excepción de los meses de verano, cuando se observa un aumento de días con b comprendida entre 0.09 y 0.11.

3. Climatología local de aerosoles

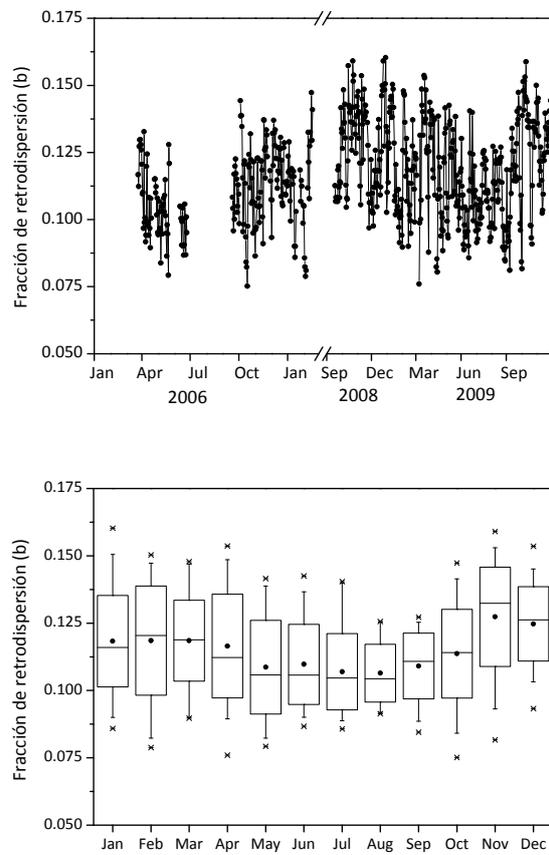


Figura 3.15 - Evolución de la fracción de retrodispersión b a 550 nm a lo largo del periodo completo de medida en Burjassot (arriba) y su estadística por meses (abajo).

3. Climatología local de aerosoles

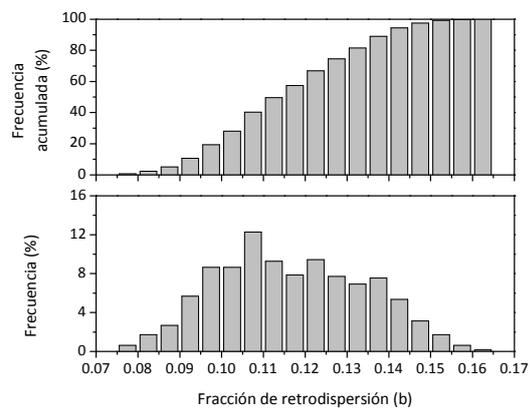


Figura 3.16 – Distribución anual de frecuencias y probabilidad acumulada de la fracción de retrodispersión b a 550 nm.

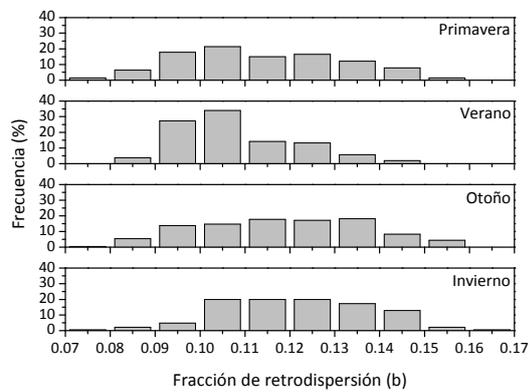


Figura 3.17 – Distribución estacional de frecuencias de la fracción de retrodispersión b a 550 nm.

3. Climatología local de aerosoles

Variabilidad diaria

En la Figura 3.18 se muestra la evolución del promedio horario estacional de la fracción de retrodispersión b a 550 nm a lo largo de un día medio obtenido a partir de los 635 días válidos del periodo de medida en Burjassot. Para todas las estaciones se observan claros patrones diarios. La fracción de retrodispersión b es mínima en las primeras horas del día y va aumentando hasta alrededor de las 5:00 – 7:00 GMT, cuando alcanza un valor máximo estable que se mantiene a lo largo de toda la mañana, y no es hasta las 14:00 – 16:00 GMT cuando vuelve a disminuir para alcanzar de nuevo valores mínimos en las horas finales del día.

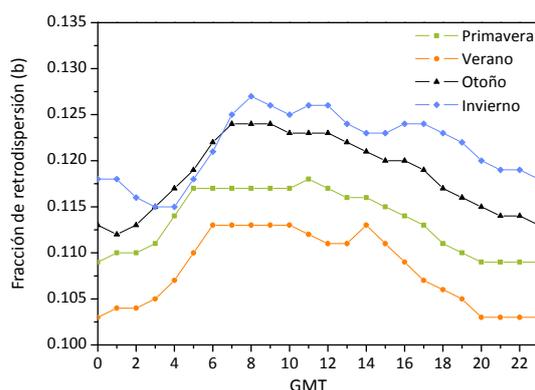


Figura 3.18 – Evolución diaria estacional de la fracción de retrodispersión b a 550 nm.

Según la teoría de la dispersión de Mie, la fracción de retrodispersión b es mayor para las partículas finas que para las de mayor tamaño. Sin embargo, en nuestro caso b aumenta cuando α_s disminuye, es decir, cuando el tamaño de los aerosoles aumenta, mostrando el comportamiento contrario al esperado. Este hecho puede deberse a que la forma de las partículas influye en la relación de la fracción de retrodispersión y el tamaño de éstas, de forma que partículas gruesas no esféricas podrían dispersar más radiación en la dirección hacia atrás que aerosoles esféricos del mismo tamaño. Este tipo de resultados también fueron observados por Doherty *et al.* [2005] durante el experimento ACE-Asia realizado en 2001. Jefferson [2010] ha mostrado que la fracción de retrodispersión b no sólo depende del tamaño medio de la partícula, sino también de la anchura de la distribución de tamaños. Sin embargo, esta dependencia de la fracción de retrodispersión b con la forma de las partículas todavía no se conoce en profundidad.

3.5 Parámetro de asimetría

El parámetro de asimetría g es indicativo de la proporción de radiación dispersada hacia adelante, y está por lo tanto relacionado con el tamaño de las partículas.

En los siguientes apartados analizaremos únicamente el parámetro de asimetría g a 550 nm, ya que su comportamiento es equivalente al que presenta en otras longitudes de onda (450 y 700 nm).

Variabilidad anual

La evolución del promedio diario del parámetro de asimetría g a 550 nm a lo largo del periodo de medida en Burjassot (Figura 3.19) muestra un leve aumento en los meses de verano.

En la Figura 3.19 también se ha representado la variabilidad anual del parámetro de asimetría g a 550 nm en un diagrama de cajas. La relativa coincidencia del valor medio y la mediana mensuales indica distribuciones poco sesgadas.

El valor medio mensual del parámetro de asimetría g a 550 nm varía entre 0.59 en Noviembre y 0.64 en los meses de Mayo a Septiembre, mostrando un promedio de 0.620 ± 0.002 (mediana y desviación estándar: 0.622 y 0.044, respectivamente). Según Zege *et al.* [1991], el parámetro de asimetría puede variar entre 0.1 para atmósferas muy limpias y 0.75 para atmósferas contaminadas. Para Burjassot, Estellés *et al.* [2007a] obtuvieron un valor algo mayor del parámetro de asimetría (0.67) para los aerosoles medidos en la columna atmosférica con un fotómetro solar CIMEL CE318. Estos valores del parámetro de asimetría para Burjassot indican una atmósfera de contaminación moderada durante todo el año. Di Iorio *et al.* [2003] obtuvo en Lampedusa (Italia) valores en el rango 0.61 - 0.72 para masas de aire que habían atravesado el continente europeo. Nuestros valores del parámetro de asimetría son compatibles con la existencia de una mezcla de sulfatos, sales marinas y partículas de polvo [Lacis & Mishchenko, 1995].

En el histograma anual de frecuencias de la Figura 3.20 se encuentra una distribución bastante simétrica y centrada en el intervalo 0.60 – 0.65.

3. Climatología local de aerosoles

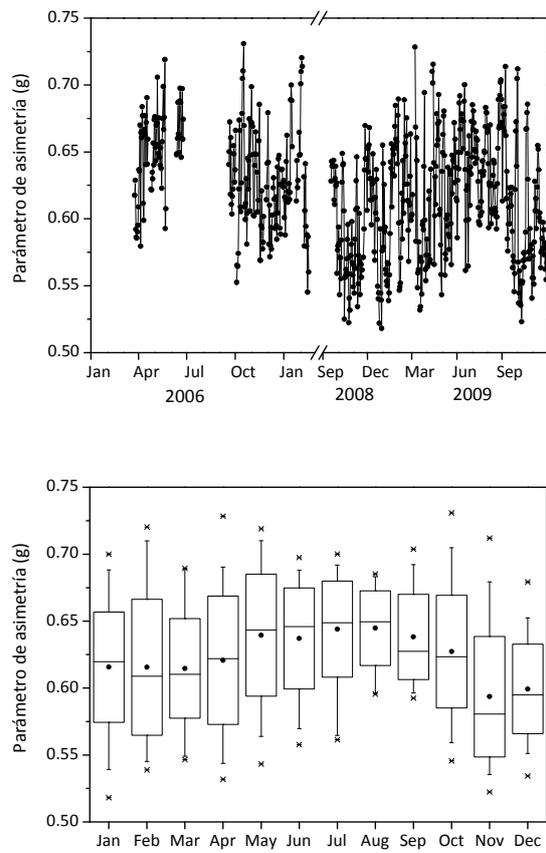


Figura 3.19 - Evolución del exponente del parámetro de asimetría g a 550 nm a lo largo del periodo completo de medida en Burjassot (arriba) y su estadística por meses (abajo).

3. Climatología local de aerosoles

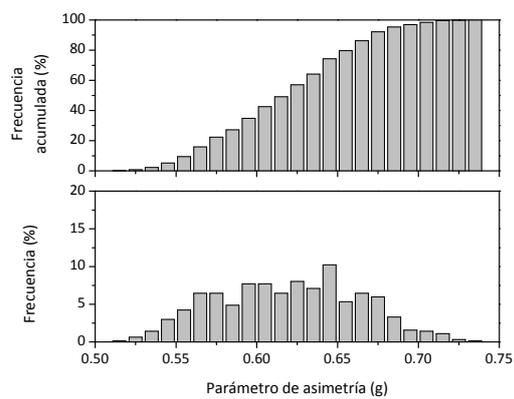


Figura 3.20 – Distribución anual de frecuencias y probabilidad acumulada del parámetro de asimetría g a 550 nm.

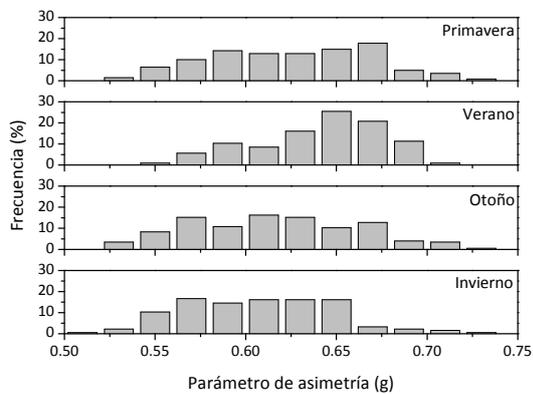


Figura 3.21 – Distribución estacional de frecuencias del parámetro de asimetría g a 550 nm.

3. Climatología local de aerosoles

Dependencia estacional

En la distribución estacional de frecuencias del parámetro de asimetría g a 550 nm (Figura 3.21) apenas se observan diferencias entre las distintas estaciones, con la única excepción de los meses de verano, cuando se observa un aumento de días con g mayor que 0.65, que corresponderían a episodios con una mayor carga de partículas gruesas.

Variabilidad diaria

En la Figura 3.22 se muestra la evolución del promedio horario estacional del parámetro de asimetría g a 550 nm a lo largo de un día medio obtenido a partir de los 635 días válidos del periodo de medida en Burjassot. Para todas las estaciones se observan claros patrones diarios. El parámetro de asimetría g es máximo en las primeras horas del día y va disminuyendo hasta alrededor de las 5:00 – 7:00 GMT, cuando alcanza un valor mínimo estable que se mantiene aproximadamente a lo largo de toda la mañana, y no es hasta las 14:00 – 16:00 GMT cuando vuelve a aumentar para alcanzar de nuevo valores máximos en las horas finales del día.

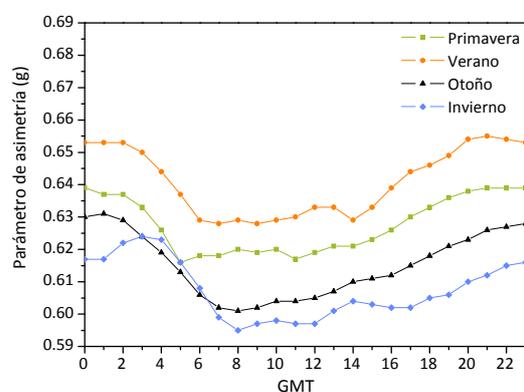


Figura 3.22 – Evolución diaria estacional del parámetro de asimetría g a 550 nm.

En nuestro caso, el parámetro de asimetría g muestra el comportamiento contrario al esperado según la teoría de la dispersión de Mie, ya que éste se ha calculado a partir de la fracción de retrodispersión b , y ésta presenta una dependencia con la forma de las partículas poco conocida

3.7 Correlaciones entre los parámetros

Una vez analizado el comportamiento anual, estacional y diario de las propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos, resulta interesante estudiar ciertas correlaciones existentes entre los diferentes parámetros obtenidos. Para el estudio de estas correlaciones, se han utilizado los valores medios diarios de los parámetros.

En la Figura 3.23 se muestra el diagrama de correlación existente entre el coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} y el coeficiente de dispersión σ_{sp} a 550 nm. Se observa que ambos parámetros están fuertemente correlacionados entre sí ($R^2 = 0.956$), siendo el valor de la pendiente (≈ 0.1) similar al valor medio anual obtenido para la fracción de retrodispersión b , que es la fracción de luz que es dispersada en la dirección hacia atrás frente a la que es dispersada en todas las direcciones. Además, también puede observarse que la fracción de retrodispersión b depende del valor de σ_{sp} (Figura 3.24). Para $\sigma_{sp} > 10 \text{ Mm}^{-1}$, el valor de b disminuye a medida que σ_{sp} aumenta, siendo esta disminución más rápida para $\sigma_{sp} < 100 \text{ Mm}^{-1}$. Este tipo de comportamiento también se ha observado en varios lugares de los EE. UU. [Delene & Ogren, 2002] y en el norte de Finlandia [Aaltonen *et al.*, 2006].

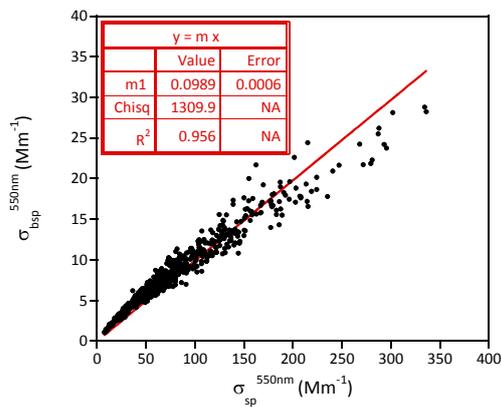


Figura 3.23 – Relación entre el coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} y el coeficiente de dispersión σ_{sp} a 550 nm.

3. Climatología local de aerosoles

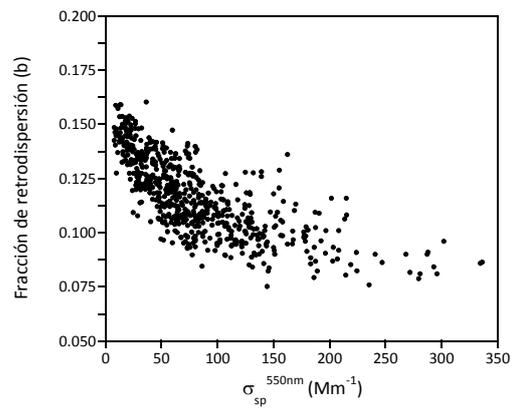


Figura 3.24 – Relación entre la fracción de retrodispersión b y el coeficiente de dispersión σ_{sp} a 550 nm.

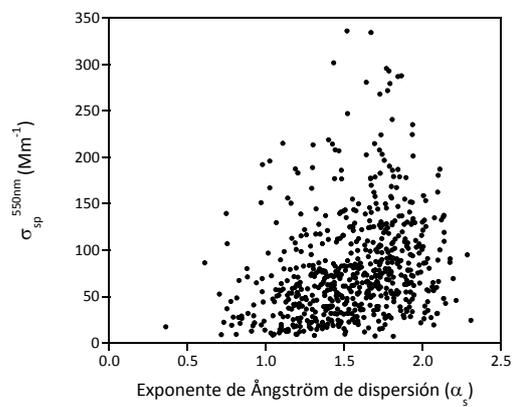


Figura 3.25 – Relación entre el coeficiente de dispersión σ_{sp} a 550 nm y el exponente de Ångström de dispersión α_s .

3. Climatología local de aerosoles

En la Figura 3.25 se muestra la correlación existente entre el coeficiente de dispersión σ_{sp} a 550 nm y el exponente de Ångström de dispersión α_s , donde se observa un ligero aumento de σ_{sp} con el valor de α_s . Los valores más altos de σ_{sp} ($\sigma_{sp} > 200 \text{ Mm}^{-1}$) se observan para valores de α_s comprendidos en el rango 1.5 – 2.0, mientras que los valores más bajos se observan fundamentalmente para $\alpha_s \leq 1.0$.

En la Figura 3.26 se muestra el diagrama de correlación anual entre el exponente de Ångström de dispersión α_s y la fracción de retrodispersión b . No se observa ninguna correlación entre estos dos parámetros, ya que en ambos parámetros domina su propia variabilidad para escalas de tiempo pequeñas, aunque Pereira *et al.* [2010] sí que encontraron una correlación apreciable con los valores mensuales, es decir, para escalas de tiempo mayores.

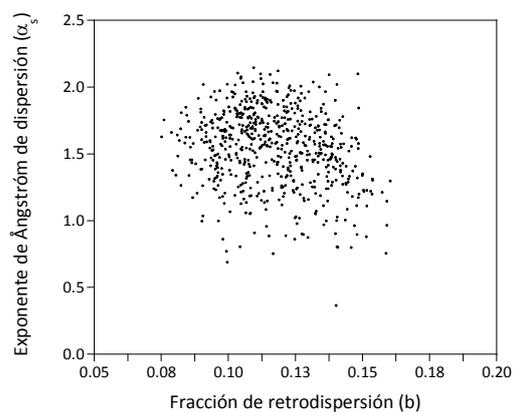


Figura 3.26 – Relación entre el exponente de Ångström de dispersión α_s y la fracción de retrodispersión b .

3.7 Influencia del tráfico en las propiedades de los aerosoles

El tráfico es una de las principales fuentes de partículas contaminantes en las zonas urbanas. Como en cualquier otra región urbana del planeta, la densidad del tráfico en el área metropolitana de Valencia varía considerablemente entre los días laborables (lunes a viernes) y los fines de semana (sábado y domingo), con una fuerte disminución durante el fin de semana debido a los descansos en las industrias, oficinas, colegios, etc.

Para comprobar la influencia que el tráfico tiene sobre las propiedades de los aerosoles en el área metropolitana de Valencia, en este apartado se analizan las evoluciones diarias de los coeficientes de dispersión σ_{sp} y retrodispersión σ_{bsp} y del exponente de Ångström de dispersión α_s , tanto para el conjunto de los días laborables (lunes a viernes) como para los fines de semana (sábado y domingo).

En la Figura 3.27 se muestra la evolución del promedio horario de los coeficientes de dispersión σ_{sp} y retrodispersión σ_{bsp} a 550 nm para los días laborables y los fines de semana. Para los días laborables se observan dos máximos (alrededor de las 6:00 GMT y las 21:00 GMT) y dos mínimos (alrededor de las 3:00 GMT y las 14:00 GMT) a lo largo del día. Sin embargo, este patrón es diferente para los fines de semana, donde sólo se observan un máximo (alrededor de las 20:00 GMT) y un mínimo (alrededor de las 12:00 GMT).

Para hacernos una idea del tamaño de las partículas que participan en este fenómeno, en la Figura 3.28 se ha representado la evolución del promedio horario del exponente de Ångström de dispersión α_s para los días laborables y los fines de semana. Para los días laborables, α_s disminuye durante las primeras horas del día, hasta alcanzar un valor mínimo alrededor de las 7:00 GMT, que se mantiene prácticamente constante hasta alrededor de las 17:00 GMT, momento en el que α_s vuelve a aumentar. Por lo tanto, la contribución de las partículas gruesas a la distribución de tamaños aumenta durante las horas centrales del día, coincidiendo con la mayor densidad de tráfico, mientras que a primera y última hora esta contribución es menor. Sin embargo, para los fines de semana el patrón diario es diferente, ya que los valores de α_s se mantienen aproximadamente constantes durante todo el día, hasta alrededor de las 17:00 GMT, momento en el que α_s empieza a aumentar. Por lo tanto, durante los fines de semana el tamaño de las partículas es prácticamente constante, aunque se sigue observando una pequeña disminución en el tamaño de éstas por la tarde (alrededor de las 17:00 GMT).

Resultados similares han sido observados también en otras áreas urbanas [Carrico *et al.*, 2003; Lyamani *et al.*, 2008; Pereira *et al.*, 2010].

3. Climatología local de aerosoles

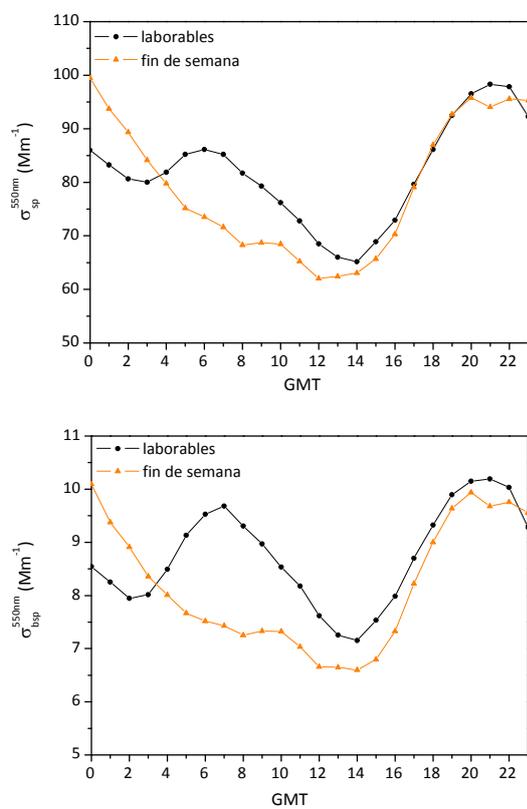


Figura 3.27 – Evolución diaria para los días laborables (lunes a viernes) y los fines de semana (sábado y domingo) de los coeficientes de dispersión σ_{sp} y retrodispersión σ_{bsp} a 550 nm.

3. Climatología local de aerosoles

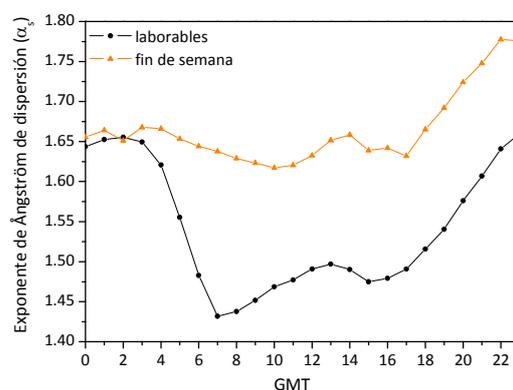


Figura 3.28 – Evolución diaria para los días laborables (lunes a viernes) y los fines de semana (sábado y domingo) del exponente de Ångström de dispersión α_s .

El aumento de la contribución de las partículas gruesas a la distribución de tamaños en las horas centrales de los días laborables, que se corresponden con las horas de más tráfico debido a la actividad en las industrias, oficinas, comercios, colegios, etc., se debe fundamentalmente a la resuspensión de las partículas depositadas en las vías de circulación (*road dust*) que provoca el tráfico con su movimiento [Lenschow *et al.*, 2001; Querol *et al.*, 2004; Pey *et al.*, 2008; Amato *et al.*, 2009]. El tráfico emite principalmente partículas finas, depositándose sobre las vías de circulación las partículas de mayor tamaño dado su corto tiempo de residencia en la atmósfera, de forma que al pasar los vehículos, estas partículas gruesas vuelven a ser suspendidas en la atmósfera por la turbulencia que generan los vehículos y el contacto de sus neumáticos con el pavimento.

Capítulo 4

Aerosoles y masas de aire

4. Aerosoles y masas de aire

4.1 Definición

La atmósfera terrestre, debido a la distribución no homogénea de la radiación solar en la superficie del planeta, se encuentra sometida a una serie de fuerzas que son las responsables del patrón de circulación del aire a escala global.

La descripción más sencilla de la circulación atmosférica la proporciona el modelo de tres células de circulación global (Figura 4.1). Según este modelo, el aire circula en cada hemisferio en tres células diferentes, intercambiando masa y energía entre las regiones ecuatoriales y polares. De este modo, en el hemisferio norte se generan dos cinturones principales, que constituyen las regiones fuente de centros de altas y bajas presiones. Además, se define una región o zona de convergencia intertropical (ITCZ¹), cuya localización exacta alrededor del Ecuador depende de la estación del año. La variación en la posición e intensidad de estas regiones de convergencia es la responsable de gran parte de los cambios estacionales en las características de las masas de aire que afectan a una determinada localidad situada en latitudes medias, como por ejemplo Valencia.

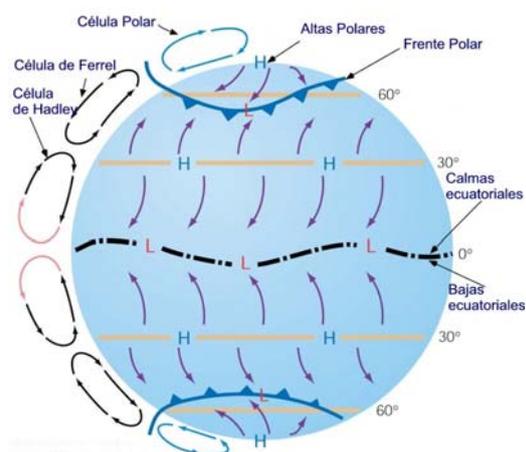


Figura 4.1 – Esquema de la circulación atmosférica según el modelo de tres células.

¹ *InterTropical Convergence Zone* en terminología anglosajona.

4. Aerosoles y masas de aire

Una *masa de aire* se define como un volumen de aire cuyas propiedades físicas (principalmente, temperatura y humedad) permanecen relativamente constantes en superficies de cientos a miles de kilómetros cuadrados [Barry & Chorley, 1987]. Las masas de aire adquieren sus características al interactuar con las superficies sobre las que se sitúan (regiones fuente), donde deben permanecer estacionarias durante un cierto tiempo. Las regiones fuente deben ser además suficientemente extensas y homogéneas para poder imprimir una huella característica en la masa de aire. En nuestro caso, la región de estudio está rodeada de algunas de ellas: 1) el océano Atlántico, región fuente próxima de gran importancia tanto por su extensión como por su situación respecto de la circulación general de vientos; 2) las regiones desérticas del norte de África, que constituyen una región fuente con características propias muy marcadas; 3) la plataforma continental de Europa occidental y el mar Mediterráneo, regiones fuente próximas que imprimen sus propias características a las masas de aire que se mueven sobre ellas; y 4) el Ártico, región fuente lejana, y por lo tanto de menor importancia.

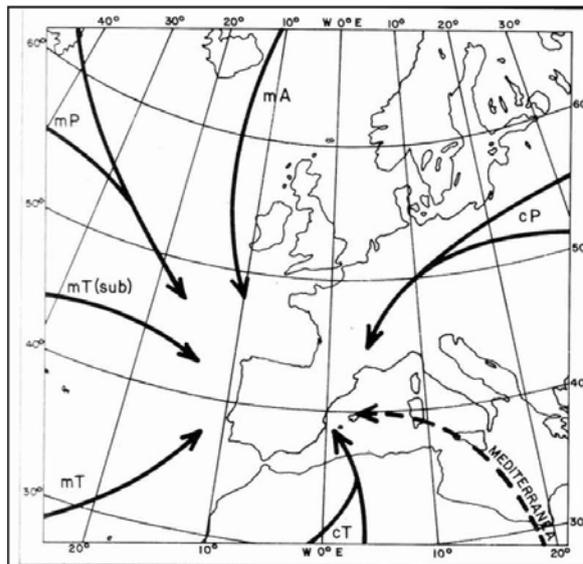


Figura 4.2 - Principales tipos de masa de aire que afectan la península Ibérica.

4.2 Clasificación de las masas de aire

Las masas de aire se clasifican según la región fuente de origen y su recorrido posterior. Respecto de la región fuente, se clasifican en función de dos factores básicos: la temperatura y el tipo de superficie. La consideración de la temperatura permite diferenciar entre masas de aire *árticas* (A), *polares* (P) y *tropicales* (T). Según el tipo de superficie de la región fuente, se habla también de masas *continentales* (c) y *marítimas* (m) [Barry & Chorley, 1987]. En la Figura 4.2 se muestran las masas de aire que suelen afectar a la península Ibérica, según Font Tullot [2000].

Aunque en la definición de masa de aire tradicional no se tienen en cuenta las propiedades de las partículas suspendidas en ella, es razonable suponer que la interacción continuada entre la superficie de la región fuente y la masa de aire también determinará la naturaleza y la concentración de sus aerosoles. Esto es especialmente cierto si tenemos en cuenta que la vida media de las partículas en la troposfera es de 5 a 10 días, por lo que una masa de aire que se mantenga algunos días sobre una misma región habrá sustituido gran parte de la carga de aerosoles que poseía con anterioridad. En realidad lo más probable es que las masas de aire que encontremos no sean masas puras, bien por haber sufrido mezcla homogénea o heterogénea con masas de otras características, o bien por emplear un cierto tiempo en desplazarse sobre otras regiones.

Birmili *et al.* [2001] realizaron una clasificación de las distribuciones de tamaño medidas *in-situ* en función de las masas de aire para el norte de Europa. Las masas de aire se clasificaban obedeciendo la clasificación anterior, obteniendo un total de 16 subtipos. La clasificación de las situaciones diarias se realizaban observando los mapas sinópticos del Institute für Meteorologie (Berlín, Alemania). Sin embargo, para poder dar resultados estadísticos significativos redujeron las 16 subclases a únicamente 5 (marítima norte, continental norte, latitudes medias, marítima sur y continental sur). El motivo es que una clasificación muy detallada no permite realizar una estadística suficientemente representativa para series temporales relativamente limitadas. Dado que las masas de aire puras sufren diversos cambios en su movimiento hacia una localidad concreta de estudio en función de numerosos factores, este tipo de trabajos resultan complicados de realizar.

Una segunda opción para estudiar la relación entre el tipo de masa de aire y los aerosoles consiste en calcular la trayectoria histórica seguida por la parcela de aire que en un determinado instante se encuentra sobre nuestra región. Para ello es imprescindible utilizar campos atmosféricos globales de medidas cinéticas y termodinámicas y, después de interpolarlos sobre una malla regular previamente definida, aplicar un modelo de cálculo que permita conocer la historia de cualquier parcela de aire. El recorrido seguido por esta parcela se denomina retrotrayectoria y

4. Aerosoles y masas de aire

permite tener un conocimiento aproximado de las regiones con las que ha interactuado una determinada masa de aire.

Uno de los modelos de cálculo de retrotrayectorias más empleados es el modelo HYSPLIT² (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), desarrollado por el NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Este modelo combina una aproximación lagrangiana para resolver el transporte de masas de aire con una aproximación euleriana para describir los fenómenos de difusión de contaminantes. El modelo emplea como entradas datos meteorológicos globales de diferente origen, interpolados en mallas para la aplicación de las ecuaciones de transporte. Los detalles del modelo se pueden consultar en diversos trabajos, como por ejemplo Heffter [2002].

Algunos trabajos han empleado las retrotrayectorias como una herramienta para analizar el origen de las masas de aire predominantes en un determinado momento, y comprender así el origen de las partículas que transportan [Grousset *et al.*, 2003; Niemi *et al.*, 2004; Estellés *et al.*, 2004]. En un número más limitado de casos, se han clasificado manualmente las retrotrayectorias o los mapas sinópticos con el objetivo de comprender el papel del transporte en la climatología de aerosoles local [Birmili *et al.*, 2001; Gerasopoulos *et al.*, 2003; Slater & Dibb, 2004].

En nuestro caso, utilizaremos una metodología diferente para estudiar la relación entre el tipo de masa de aire y los aerosoles. Dado que el modelo HYSPLIT ofrece la posibilidad de obtener la trayectoria de la parcela de aire (y algunos parámetros meteorológicos clave) de forma cuantitativa en archivos de formato texto, Estellés *et al.* [2007b] diseñaron un modelo simple de clasificación que permite describir las retrotrayectorias mediante unos índices básicos, y otorgar con ellos una característica primaria o secundaria a la masa de aire. Al realizarse la clasificación de forma automática, se permite también aplicar de forma objetiva los criterios de clasificación, así como estudiar la sensibilidad de la clasificación a los diferentes parámetros de entrada del modelo HYSPLIT.

El modelo de transporte vertical aplicado es el obtenido directamente a partir de los campos de velocidad vertical del fichero meteorológico. El tiempo de vuelo se limita a 5 días (120 horas), que permite un buen seguimiento de la carga de aerosoles de la masa de aire. Los datos meteorológicos se obtienen de la base de datos GDAS (Global Data Assimilation System) del ARL (Air Resources Laboratory) del NOAA. Se realizan asimismo tres retrotrayectorias simultáneas partiendo de diferentes alturas sobre la estación: a 500 m sobre el nivel del mar, que representa la capa límite donde

² <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>

4. Aerosoles y masas de aire

se producen la mayor parte de las interacciones que afectan a los aerosoles, a pesar de que precisamente esta interacción dinámica introduce mayores incertidumbres en la retrotrayectoria. A 1500 m sobre el nivel del mar, que representa la parte superior de la capa límite. Y por último, a 3000 m sobre el nivel del mar, que representa la troposfera libre apenas sin aerosoles ya, aunque es decisiva en el estudio de las intrusiones de polvo africano, ya que se producen precisamente por desplazamientos en capas elevadas sobre la capa límite. En la Figura 4.3 se muestra un ejemplo de una terna de retrotrayectorias obtenida mediante el modelo HYSPLIT directamente de su página web.

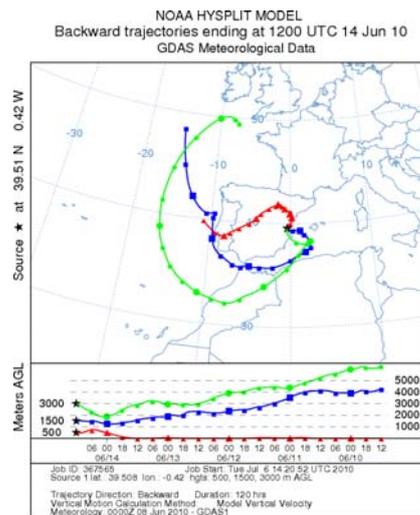


Figura 4.3 - Ejemplo de retrotrayectorias obtenidas mediante el modelo HYSPLIT versión 4, para el caso de una masa de aire que llega a Valencia el día 14 de Junio del 2010 a las 12 del mediodía, con un tiempo de vuelo de 120 horas.

En la Figura 4.4 se muestran los sectores seleccionados por *Estellés et al.* [2007b] para clasificar el origen de las distintas retrotrayectorias. Los sectores han sido definidos considerando tanto las definiciones anteriores de masas de aire como otros aspectos relacionados con la física de aerosoles.

- **Tipo EU:** Este sector define masas de carácter continental polar, y se incluye en él la costa mediterránea septentrional. Dado su carácter continental, se espera que las masas de aire acarreen partículas minerales originadas en los suelos del este de Europa, pero su característica diferencial es la carga de aerosoles de polución (hollines).

4. Aerosoles y masas de aire

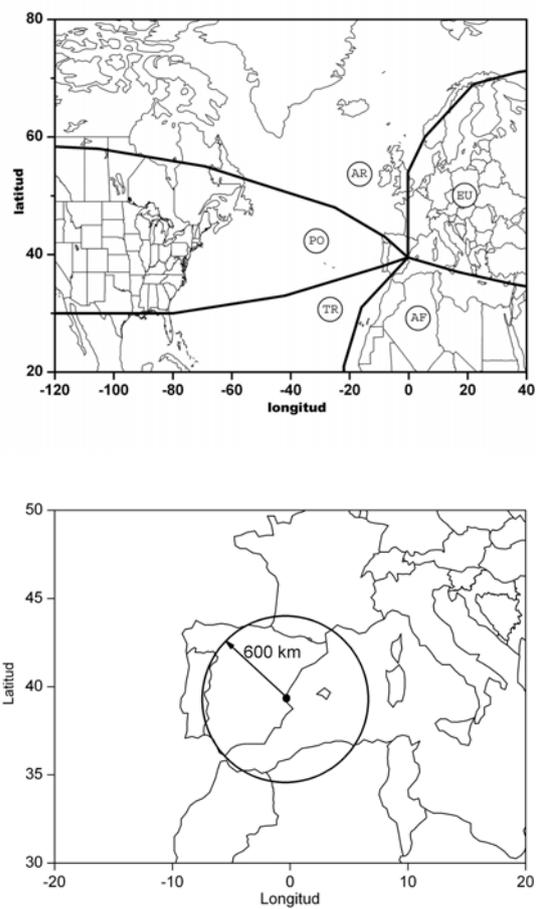


Figura 4.4 - Sectores principales delimitados para la clasificación de las retrotrayectorias.

4. Aerosoles y masas de aire

- **Tipo AF:** Sector caracterizado por masas continentales tropicales, con una carga en polvo mineral muy importante a causa del desierto del Sáhara y de las células de baja presión que se generan en verano por la intensa insolación, causando la incorporación del polvo a capas altas desde donde se transporta a otras latitudes.
- **Tipo TR:** Sector que comprende la región del Atlántico de masas marítimas tropicales situada al Oeste del continente africano. A causa de la circulación global del Este por debajo de los 30°, posee una cierta huella de aerosoles minerales transportados desde el desierto hacia el continente americano, desde donde parte puede ser desviado hacia nuestra región. El aire será cálido y húmedo.
- **Tipo PO:** La región del Atlántico situada en latitudes medias (entre 30 y 60 grados de latitud) tendrá un carácter intermedio entre las masas marítimas tropicales y las árticas. Son masas marítimas polares que se generan a partir del desplazamiento de masas continentales de Norteamérica, quizá con alguna contribución ocasional de aerosoles antropogénicos.
- **Tipo AR:** Son masas marítimas que se originan en Canadá o en la cuenca ártica. También se incluyen masas generadas en los mares al sur de Islandia. Dado el tiempo empleado en su viaje por el océano, su recuerdo continental será muy vago. Se espera que sean las masas más limpias a pesar de cualquier contribución de la bruma ártica, cuyo recuerdo quedaría también minimizado en su pasaje marítimo.
- **Tipo O:** De forma complementaria se define una clase regional, caracterizada por aquellas trayectorias cuya distancia máxima alcanzada durante los cinco días no supere un valor máximo de 600km al lugar de origen. Esta clase es indicativa de situaciones sinópticas con gradientes de presión débiles y por tanto son masas estacionarias. Es de esperar que estas masas posean una turbiedad relativamente alta, a causa de la remanencia sobre la Península Ibérica, el norte de África o el mar Mediterráneo. A ello también contribuye la acumulación de partículas producidas de forma local, al no existir una buena renovación del aire en la zona metropolitana de Valencia. Durante estos episodios se hace especialmente notable el efecto de la brisa marina, que durante la etapa nocturna o de tierra arrastra las partículas hacia el mar, y durante su fase diurna o marina vuelve a llevarlas a tierra.

Para conocer en primera aproximación el carácter de una retrotrayectoria dada, Estellés *et al.* [2007b] definen 5 índices porcentuales ζ_i , que describen el carácter de una masa de aire en función de las cinco clases básicas (EU, AF, TR, PO o AR) y que se obtienen como el cociente del número de horas que emplea la parcela de aire en

4. Aerosoles y masas de aire

desplazarse a través de un determinado sector i (t_i), y el tiempo total de viaje (en nuestro caso, $T = 120$ h). Ambos valores están ponderados respecto a dos factores que tienen en cuenta la vida media de los aerosoles y la altura de la parcela de aire respecto del suelo, y que en nuestro caso han sido fijados en 120 h y 2000 m.

$$\zeta_i(\%) = \frac{\tilde{t}_i}{T} \times 100 \quad (4.1)$$

siendo

$$\tilde{t}_i = \sum_{k=1}^3 \sum_{j=1}^N w(h_{kj}) w(t_{kj}) \Delta t_i \quad (4.2)$$

$$\tilde{T} = \sum_{i=1}^5 \sum_{k=1}^3 \sum_{j=1}^N \Delta t_i \quad (4.3)$$

donde los índices i, j, k hacen referencia a la categoría, instante y altura de la trayectoria, y las ponderaciones vienen dadas por las siguientes expresiones:

$$w(t_{kj}) = \exp\left(\frac{-t_{kj}}{120}\right) \quad (4.4)$$

$$w(h_{kj}) = \exp\left(\frac{-h_{kj}}{2000}\right) \quad (4.5)$$

Para asignar un carácter definitivo a cada terna de retrotrayectorias, en la práctica diremos que una masa de aire es pura de clase i si el índice ζ_i posee un valor mayor del 80%. En caso contrario, la masa será tratada como mixta, y en su composición se incluirán todas las clases cuyos índices sean mayores del 20%. En lo sucesivo únicamente se trabajará con masas puras, o mixtas compuestas de sólo dos clases.

4.3 Coeficiente de dispersión

En los apartados siguientes vamos a analizar las relaciones existentes entre el tipo de masa de aire dominante y las propiedades de los aerosoles. Para ello, las clasificaremos en función de la clase dominante pero también de las clases mixtas de dos componentes. Para mejorar la concordancia temporal entre las retrotrayectorias empleadas en la clasificación de las masas de aire y las medidas de las propiedades de los aerosoles, se han utilizado los valores medios horarios calculados a partir de los datos registrados cada minuto entre las 12:00 GMT y las 13:00 GMT, de forma que se minimiza el efecto de la variabilidad diaria debida a las fuentes locales.

En la Figura 4.5 se ha representado en un diagrama de cajas la clasificación del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) con la masa de aire. En el Anexo II se incluyen las tablas resumen de la clasificación de cada parámetro en función de las cinco clases básicas de masa de aire, sus subclases y la clase local. Únicamente se comentarán los resultados del coeficiente de dispersión a 550 nm ya que su comportamiento es equivalente al que presenta en las otras longitudes de onda (450 y 700 nm).

Se observa que el coeficiente de dispersión a 550 nm σ_{sp}^{550nm} es un parámetro sensible al tipo de masa de aire, a pesar de tratarse de un parámetro medido a nivel de la superficie. Los días que presentan mayor coeficiente de dispersión a 550 nm se encuentran bajo la influencia de masas mixtas y puras del tipo AF y EU. Las masas de tipo TR también presentan valores altos de σ_{sp}^{550nm} , probablemente por la presencia de restos de polvo mineral de origen desértico sumado al efecto de las relativamente altas temperaturas y humedades que favorecen el crecimiento higroscópico de las sales marinas y otros aerosoles originados por conversión gas – partícula. Las masas de tipo O presentan valores altos de σ_{sp}^{550nm} ya que se estancan en la zona facilitando la acumulación de diversos contaminantes antropogénicos en la cuenca mediterránea que se suman al posible polvo de origen peninsular o africano. El mínimo de σ_{sp}^{550nm} se produce en masas de tipo AR, que son las masas más limpias.

En la Figura 4.6 se muestra la distribución de frecuencia y de probabilidad acumulada para el coeficiente de dispersión σ_{sp} en intervalos de 50 Mm^{-1} para tres tipos principales de masas dominantes: AF, EU y PO. Las masas de tipo AF presentan un σ_{sp}^{550nm} por debajo de 150 Mm^{-1} en casi un 80% de los casos, de los cuales aproximadamente el 60% están entre 0 y 100 Mm^{-1} . Las masas de tipo EU poseen valores situados principalmente por debajo de 100 Mm^{-1} ($\approx 80\%$), mientras que las masas de tipo PO presentan bastantes valores situados por debajo de 50 Mm^{-1} ($\approx 60\%$).

4. Aerosoles y masas de aire

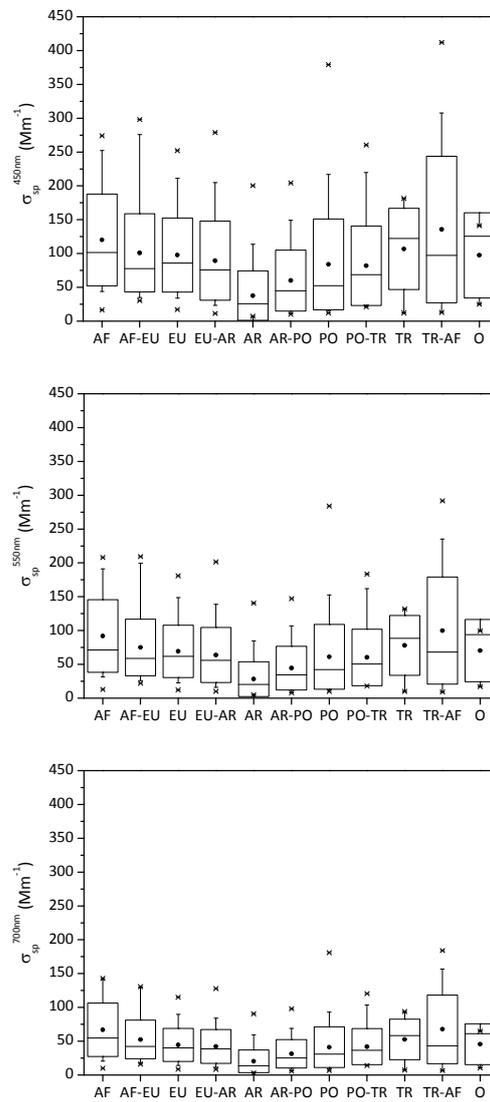


Figura 4.5 – Dependencia del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) con la masa de aire.

4. Aerosoles y masas de aire

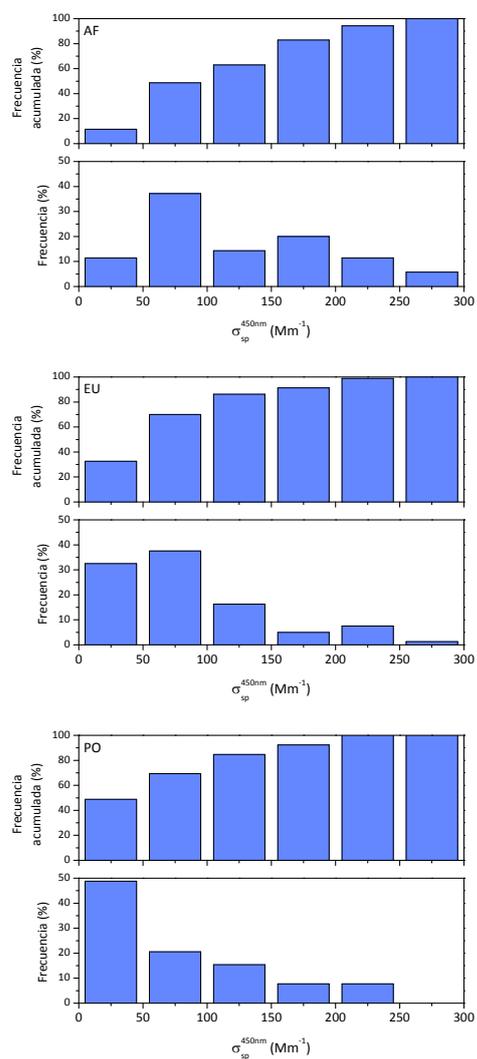


Figura 4.6 – Distribución de frecuencias del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4. Aerosoles y masas de aire

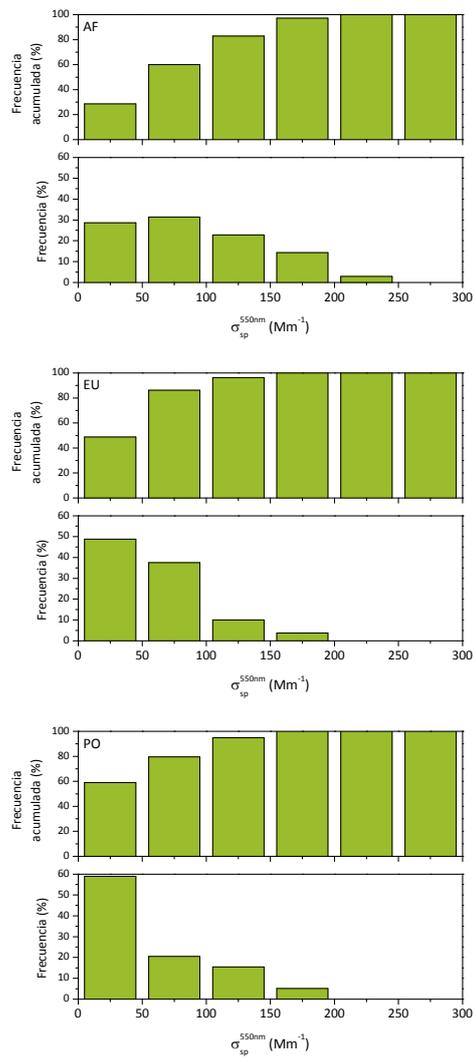


Figura 4.6 (cont.) – Distribución de frecuencias del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4. Aerosoles y masas de aire

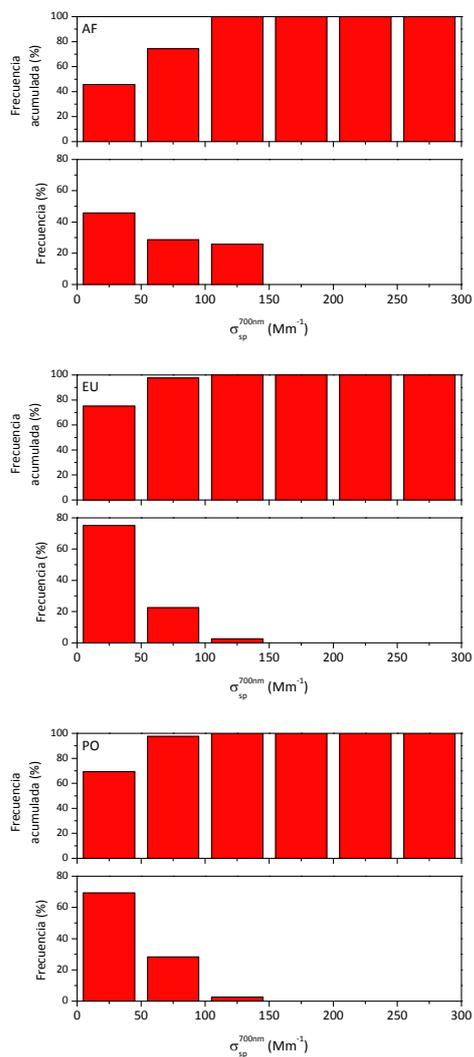


Figura 4.6 (cont.) – Distribución de frecuencias del coeficiente de dispersión σ_{sp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4.4 Coeficiente de retrodispersión

En la Figura 4.7 se ha representado en un diagrama de cajas la clasificación del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} para tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) con la masa de aire. Únicamente se comentarán los resultados del coeficiente de retrodispersión a 550 nm σ_{bsp}^{550nm} , ya que su comportamiento es equivalente al que presenta en las otras longitudes de onda (450 y 700 nm).

Se observa que el coeficiente de retrodispersión a 550 nm σ_{bsp}^{550nm} también es un parámetro sensible al tipo de masa de aire. Al igual que en el caso del coeficiente de dispersión, los días que presentan mayor σ_{bsp}^{550nm} se encuentran bajo la influencia de masas mixtas y puras del tipo AF y EU. Las masas de tipo TR y de tipo O también presentan valores altos de σ_{bsp}^{550nm} . El mínimo de σ_{bsp}^{550nm} se produce en masas de tipo AR.

En la Figura 4.8 se muestra la distribución de frecuencia y de probabilidad acumulada para el coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} en intervalos de 5 Mm^{-1} para tres tipos principales de masas dominantes: AF, EU y PO. Las masas de tipo AF presentan un σ_{bsp}^{550nm} por debajo de 15 Mm^{-1} en casi un 80% de los casos, de los cuales aproximadamente el 65% están entre 5 y 15 Mm^{-1} . Las masas de tipo EU poseen valores situados principalmente por debajo de 10 Mm^{-1} (> 80%), mientras que las masas de tipo PO presentan bastantes valores situados por debajo de 5 Mm^{-1} ($\approx 55\%$).

4. Aerosoles y masas de aire

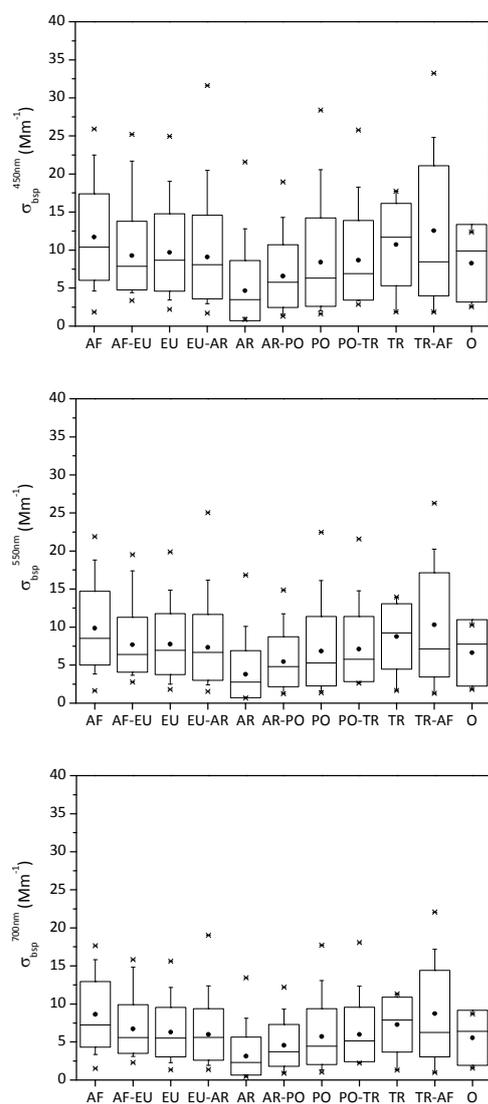


Figura 4.7 – Dependencia del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) con la masa de aire.

4. Aerosoles y masas de aire

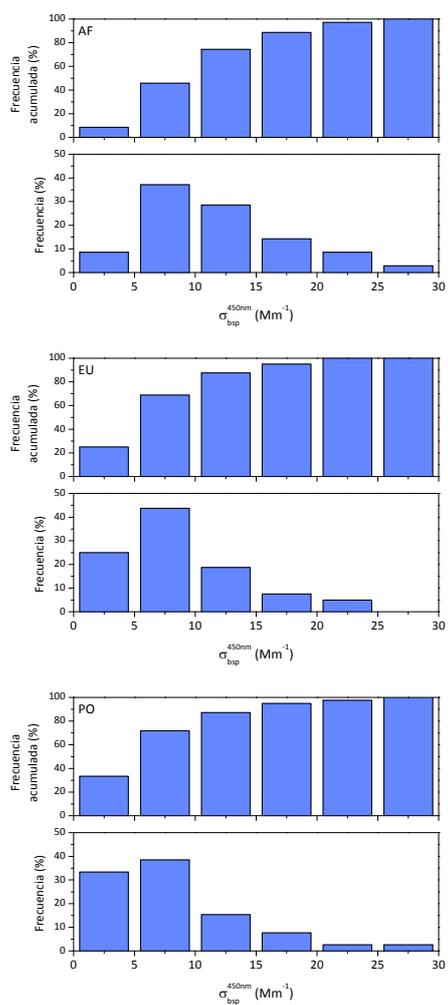


Figura 4.8 – Distribución de frecuencias del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4. Aerosoles y masas de aire

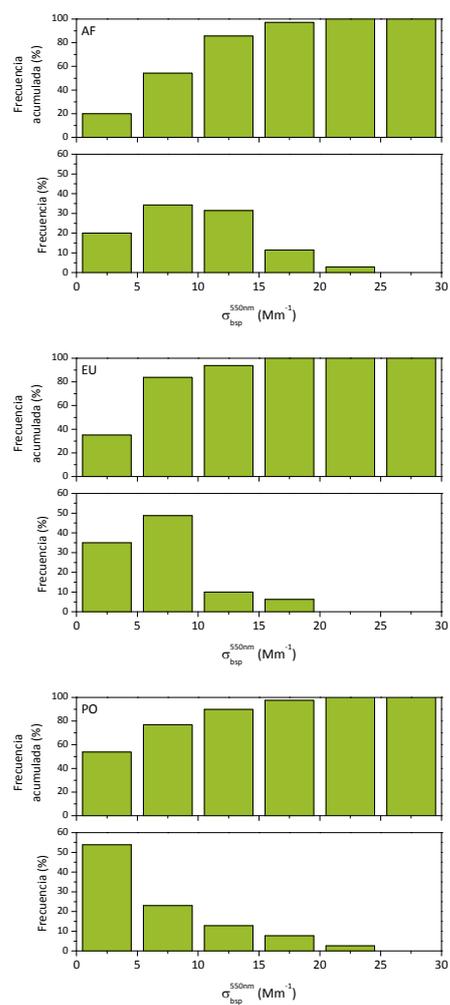


Figura 4.8 (cont.) – Distribución de frecuencias del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4. Aerosoles y masas de aire

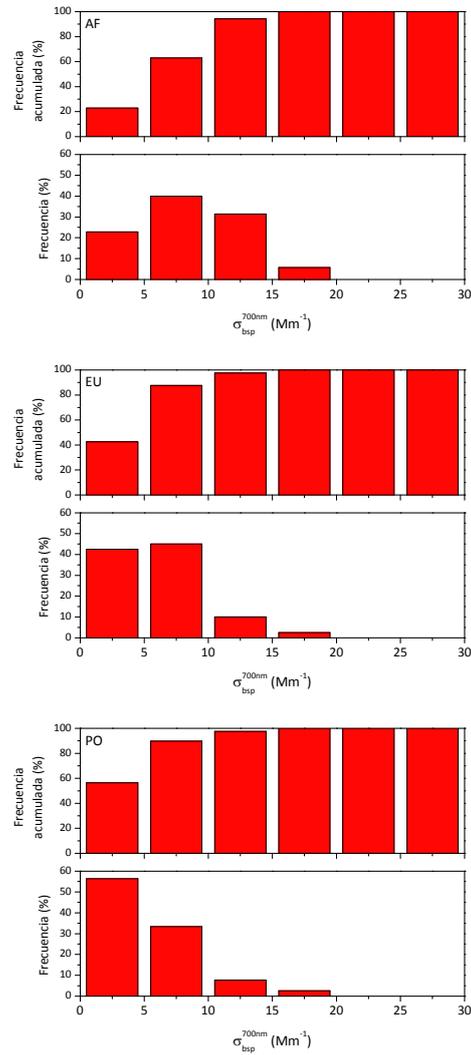


Figura 4.8 (cont.) – Distribución de frecuencias del coeficiente de retrodispersión σ_{bsp} a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4.5 Exponente de Ångström de dispersión

En la Figura 4.9 se ha representado en un diagrama de cajas la clasificación del exponente de Ångström de dispersión α_s con la masa de aire. Aunque era de esperar que los valores mínimos de α_s se encontrasen para las masas de tipo AF y sus mezclas con el tipo TR, dada la presencia de polvo mineral en este sector que suele proporcionar gran cantidad de aerosoles de mayor tamaño, éstos se encuentran en las masas de tipo PO y AR. El principal motivo de esto es que el transporte de polvo mineral generalmente tiene lugar en las capas altas de la atmósfera, por lo que las masas de tipo AF no siempre son detectables en la superficie [Derimian *et al.*, 2006; Elias *et al.*, 2006; Pereira *et al.*, 2010]. Por el contrario, los valores máximos de α_s se encuentran en las masas de tipo EU, que acarrean gran cantidad de partículas contaminantes de origen antropogénico. Las masas de tipo O también presentan valores altos de α_s , ya que éstas se estancan en la zona facilitando la acumulación de diversos contaminantes antropogénicos en la cuenca mediterránea.

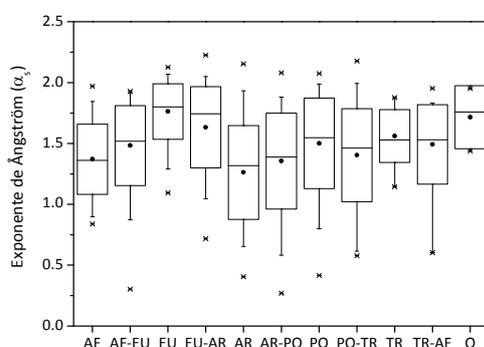


Figura 4.9 – Dependencia del exponente de Ångström de dispersión α_s con la masa de aire.

En la Figura 4.10 se muestra la distribución de frecuencia y de probabilidad acumulada para el exponente de Ångström de dispersión α_s en intervalos de 0.25 para tres tipos principales de masas dominantes: AF, EU y PO. Las masas de tipo AF presentan un α_s por debajo de 1.25 en casi un 40% de los casos. Las masas de tipo EU poseen valores situados por encima de 1.75 en casi un 50% de los casos, mientras que las masas de tipo PO presentan valores por encima de 1.25 en más del 80% de los casos.

4. Aerosoles y masas de aire

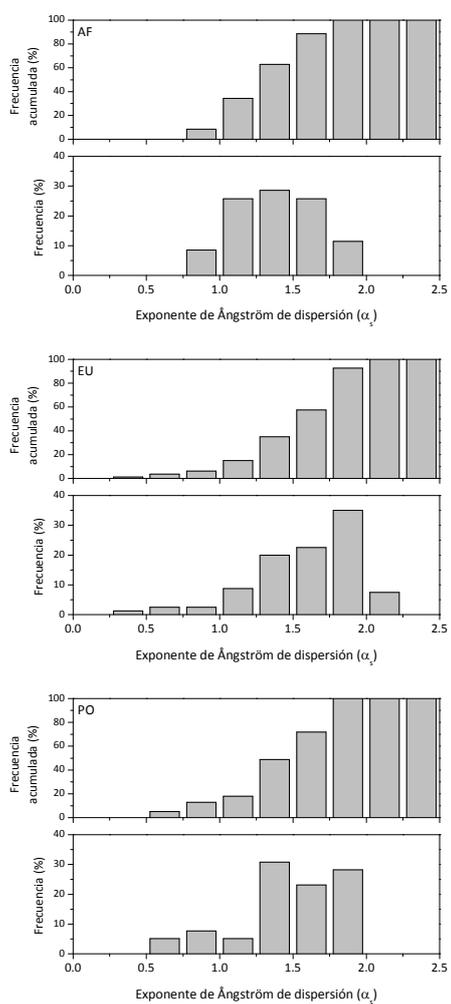


Figura 4.10 – Distribución de frecuencias del exponente de Ångström de dispersión α_s para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4.6 Fracción de retrodispersión

En la Figura 4.11 se ha representado en un diagrama de cajas la clasificación de la fracción de retrodispersión b a 550 nm con la masa de aire. También la fracción de retrodispersión b a 550 nm es un parámetro sensible al tipo de masa de aire, y esta dependencia está relacionada con el tipo de aerosol dominante en cada tipo de masa de aire. Los días que presentan menor fracción de retrodispersión a 550 nm se encuentran bajo la influencia de masas mixtas y puras del tipo AF y EU. Las masas de tipo TR y de tipo O también presentan valores bajos de la fracción de retrodispersión a 550 nm. El máximo de la fracción de retrodispersión b a 550 nm se produce en masas de tipo AR y PO.

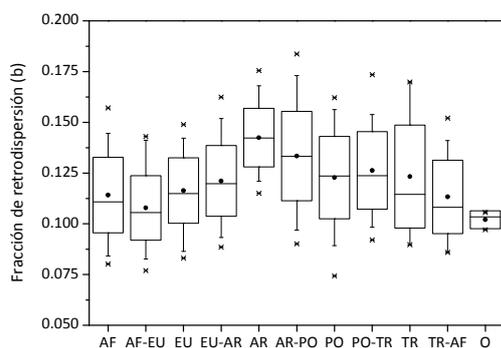


Figura 4.11 – Dependencia de la fracción de retrodispersión b a 550 nm con la masa de aire.

En la Figura 4.12 se muestra la distribución de frecuencia y de probabilidad acumulada para la fracción de retrodispersión b a 550 nm en intervalos de 0.025 de acuerdo con la clasificación de las masas de aire para tres tipos principales de masas dominantes: AF, EU y PO. Las masas de tipo AF presentan un valor de b entre 0.100 y 0.125 en casi un 45% de los casos. Las masas de tipo EU poseen valores situados entre 0.100 y 0.150 en casi un 80%, mientras que las masas de tipo PO presentan la mayoría de valores situados entre 0.100 y 0.150 ($\approx 90\%$).

4. Aerosoles y masas de aire

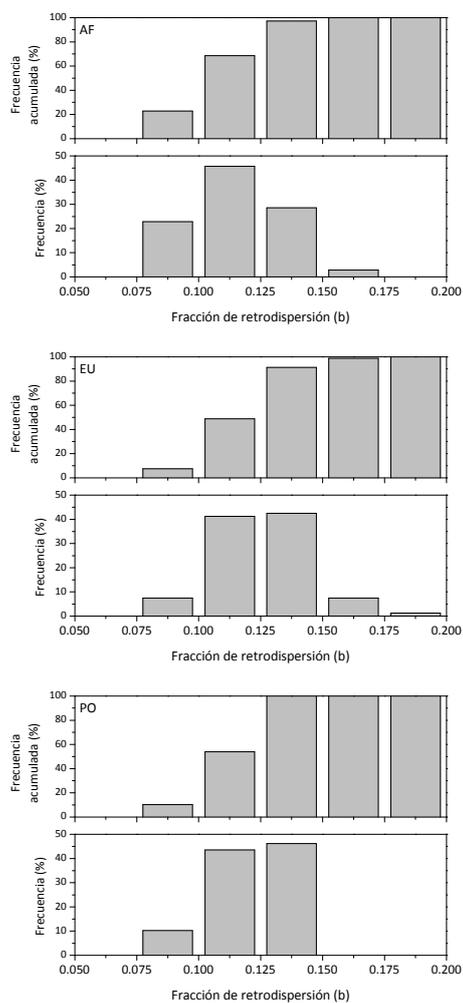


Figura 4.12 – Distribución de frecuencias de la fracción de retrodispersión b a 550 nm para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

4.7 Parámetro de asimetría

En la Figura 4.13 se ha representado en un diagrama de cajas la clasificación del parámetro de asimetría g a 550 nm con la masa de aire.

Se observa que el parámetro de asimetría a 550 nm presenta una leve dependencia con el tipo de masa de aire. Los días que presentan mayor parámetro de asimetría a 550 nm se encuentran bajo la influencia de masas de tipo O. Las masas mixtas y puras del tipo AF y EU también presentan valores altos del parámetro de asimetría a 550 nm. El mínimo del parámetro de asimetría g a 550 nm se produce en masas de tipo AR y PO.

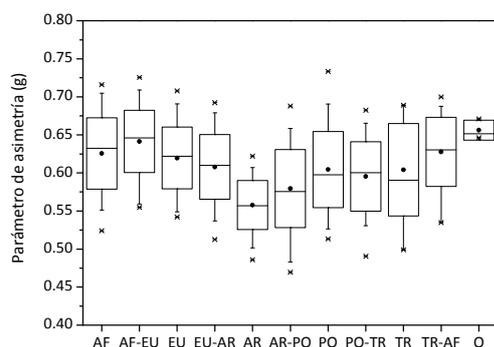


Figura 4.13 – Dependencia del parámetro de simetría g a 550 nm con la masa de aire.

En la Figura 4.14 se muestra la distribución de frecuencia y de probabilidad acumulada para el parámetro de asimetría g a 550 nm en intervalos de 0.02 para tres tipos principales de masas dominantes: AF, EU y PO. Las masas de tipo AF presentan un valor de g entre 0.60 y 0.65 en casi un 35% de los casos. Las masas de tipo EU poseen valores situados entre 0.55 y 0.60 en casi un 40%, mientras que las masas de tipo PO presentan bastantes valores situados entre 0.55 y 0.60 ($\approx 50\%$).

4. Aerosoles y masas de aire

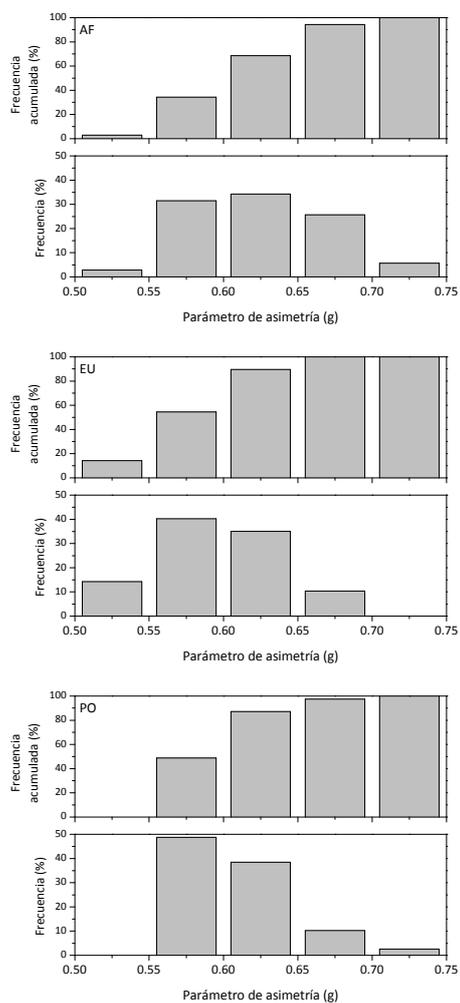


Figura 4.14 – Distribución de frecuencias del parámetro de simetría g a 550 nm para tres tipos principales de masas de aire dominantes (AF, EU y PO).

Capítulo 5

Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

5.1 Generalidades

Las propiedades ópticas de los aerosoles se pueden obtener mediante diversos tipos de medidas, como las medidas *in-situ*, la radiometría a nivel de suelo o la teledetección desde el espacio. La red AERONET (Aerosol RObotic NETwork), que consta de aproximadamente 500 fotómetros CIMEL distribuidos por todo el mundo, realiza medidas de las propiedades ópticas de los aerosoles en la columna atmosférica [Holben *et al.*, 2001]. También existen numerosas redes de medida alrededor del mundo que permiten la medida *in-situ* de las propiedades ópticas y la composición de los aerosoles atmosféricos [Delene & Ogren, 2002; VanCuren, 2003]. Sin embargo, se realizan muy pocas medidas en toda la columna atmosférica del conjunto de propiedades necesarias para calcular el forzamiento radiativo de los aerosoles [Hegg *et al.*, 1996a, 1996b; Kotchenruther *et al.*, 1999; Sheridan & Ogren, 1999; Öström & Noone, 2000; Russell & Heintzenberg, 2000; Sheridan *et al.*, 2002; Andrews *et al.*, 2004; Osborne & Haywood, 2005; Taubman *et al.*, 2006]. Además, la mayoría de estos perfiles verticales se realizan durante campañas de medida de corta duración.

Un método para realizar perfiles verticales *in-situ* es el uso de aviones dedicados exclusivamente a este tipo de medidas de las propiedades de los aerosoles en la columna atmosférica. En este sentido, el NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) puso en funcionamiento en el año 2000 el programa *In-situ Aerosol Profiles* (IAP) con el objetivo de realizar perfiles verticales de forma rutinaria sobre la estación de medida *Southern Great Plains* (SGP) situada cerca de Lamont (Oklahoma, EE.UU.) (latitud 36.6°, longitud -97.5°, 315 metros sobre el nivel del mar aproximadamente). Del mismo modo, en el año 2006 el NOAA también puso en funcionamiento el programa *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), con el objetivo de realizar perfiles verticales de forma rutinaria sobre Bondville (Illinois, EE.UU.) (latitud 40.05°, longitud -88.37°, 229 metros sobre el nivel del mar aproximadamente). Mediante estos dos programas, se han obtenido medidas en la columna atmosférica de las propiedades físicas, ópticas y químicas de los aerosoles atmosféricos, así como medidas de ozono y gases de efecto invernadero.

El Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València colaboró durante el verano de 2009 con el Grupo de Aerosoles del *Earth System Research Laboratory* del NOAA en el análisis de los resultados obtenidos por el programa *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). El objetivo principal de esta colaboración ha sido comparar las propiedades de los aerosoles medidas en la columna atmosférica por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con las obtenidas por la red de medida AERONET durante el periodo 2006 – 2008 [Esteve *et al.*, 2010]. Este tipo de validación se ha realizado en contadas ocasiones, y la mayoría bajo condiciones de elevado espesor óptico de aerosoles (AOD) [Remer *et al.*, 1997; Ramanathan *et al.*, 2001; Bergstrom *et al.*, 2003;

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

Haywood *et al.*, 2003; Reid *et al.*, 2003; Smirnov *et al.*, 2003; Chand *et al.*, 2006; Leahy *et al.*, 2007; Osborne *et al.*, 2008; Schafer *et al.*, 2008; Atkinson *et al.*, 2010; Johnson *et al.*, 2009].

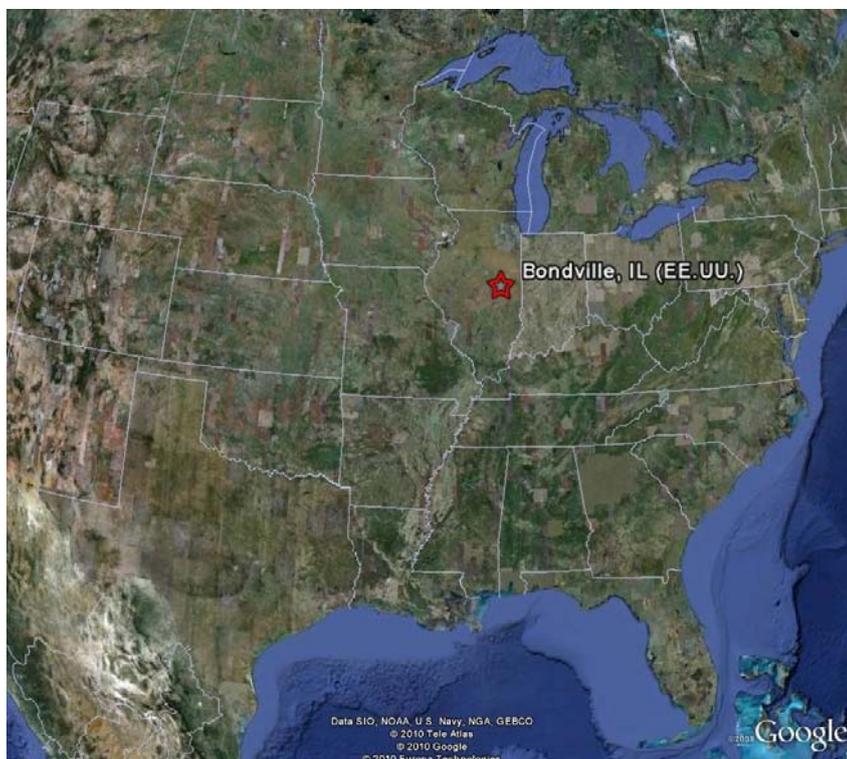


Figura 5.1 – Localización de Bondville (Illinois, EE.UU.).

5.2 NOAA Airborne Aerosol Observatory

El programa *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) del NOAA se puso en funcionamiento en Junio de 2006 con el objetivo de realizar perfiles verticales de las propiedades físicas, ópticas y químicas de los aerosoles atmosféricos, así como del ozono y de los gases de efecto invernadero, de forma rutinaria sobre la estación regional de medida situada en Bondville (Illinois, EE.UU.) (latitud 40.05°, longitud -88.37°, 229 metros sobre el nivel del mar aproximadamente) (Figura 5.1). Esta estación, llamada *Bondville Environmental and Atmospheric Research Site* (BEARS), es una estación continental con influencia antropogénica situada a 6.5 km al sur de Bondville, 16 km al oeste de Champaign–Urbana (200.000 habitantes), y está rodeada de campos de maíz y soja. Este programa estuvo funcionando de forma continuada hasta Septiembre de 2009.

Las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) se realizan mediante un pequeño avión (Cessna T206H) con instrumentación a bordo para la medida de aerosoles (Figura 5.2), similar a la empleada en el *In-situ Aerosol Profiles* (IAP) [Andrews *et al.*, 2004]. Esta instrumentación incluye: un nefelómetro de integración TSI 3563 ($\lambda = 450, 550$ y 700 nm); 3 nefelómetros Radiance Research M903 ($\lambda = 545$ nm) después de un impactador de partículas de $1 \mu\text{m}$; y un fotómetro de absorción PSAP (Particle Soot Absorption Photometer) ($\lambda = 467, 530$ y 660 nm). Las medidas se realizan en condiciones de baja humedad relativa ($\text{RH} < 40\%$), excepto en 2 de los nefelómetros Radiance Research M903, que miden a humedades del 65% y el 85% [Covert *et al.*, 1972; Gassó *et al.*, 2000]. El tubo de entrada al avión es una copia del utilizado por el avión DC-8 de la NASA, de forma que el tamaño de corte del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) es $D_p \approx 7 \mu\text{m}$.

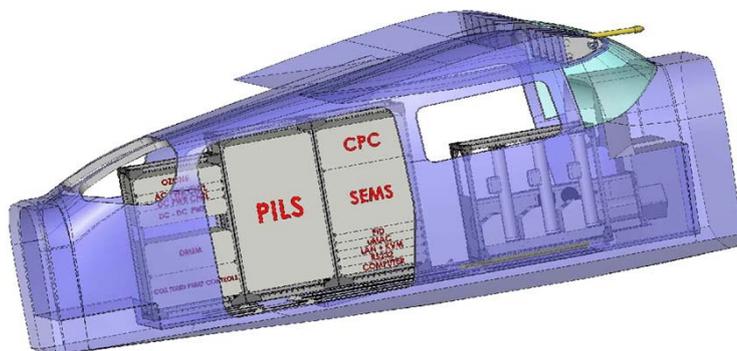


Figura 5.2 – Esquema de la instrumentación a bordo del *Airborne Aerosol Observatory*.

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

El Airborne Aerosol Observatory (AAO) realizó 286 perfiles verticales entre Junio de 2006 y Octubre de 2008. Los vuelos se realizaban 1 ó 2 veces por semana, eligiendo de forma aleatoria el día y la hora, aunque limitándose únicamente a las horas con luz. Para cada vuelo (Figura 5.3), el Airborne Aerosol Observatory (AAO) realizaba medidas en 11 niveles de diferente altitud (15000, 12000, 10000, 9000, 8000, 7000, 6000, 5000, 4000, 3000 y 2000 pies sobre el nivel del mar aproximadamente)¹, permaneciendo 10 minutos en los 7 niveles superiores y 5 minutos en los 4 inferiores. El avión también volaba un nivel adicional a 1500 pies (457 m) de altitud directamente sobre la estación de medida, de forma que las medidas de ésta y de este último nivel fuesen comparables de forma directa. Los datos son registrados cada segundo, y luego se promedian para la duración del vuelo en cada uno de los 11 niveles de distinta altitud (5 ó 10 minutos).

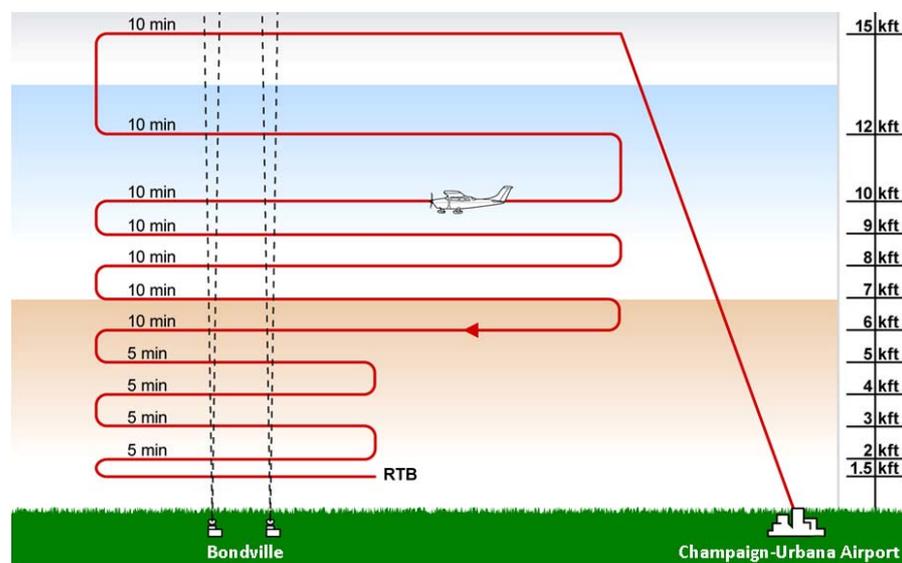


Figura 5.3 – Esquema de vuelo del Airborne Aerosol Observatory.

¹ Estos niveles de altitud corresponden a 4572, 3658, 2743, 2438, 2134, 1524, 1219, 914 y 610 metros sobre el nivel del mar aproximadamente (1 pie = 0.3048 m).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

Las propiedades ópticas de los aerosoles medidas por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) incluyen: el coeficiente de absorción (σ_{ap}) a tres longitudes de onda (467, 530 y 660 nm) para $D_p < 7 \mu\text{m}$; los coeficientes de dispersión (σ_{sp}) y retrodispersión (σ_{bsp}) a tres longitudes de onda (450, 550 y 700 nm) para $D_p < 7 \mu\text{m}$; y el coeficiente de dispersión (σ_{sp}) a una longitud de onda (545 nm) para $D_p < 1 \mu\text{m}$. Estas medidas son corregidas mediante los algoritmos descritos por Anderson y Ogren [1998] y Bond *et al.* [1999].

Para calcular el AOD a partir de las medidas de σ_{ap} y σ_{sp} del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) primero hay que ajustar estas medidas a condiciones de temperatura (T), presión (p) y humedad relativa (RH) ambiente. Los coeficientes de dispersión se ajustan a humedad relativa ambiente mediante las medidas de humedad del sensor a bordo del avión y la ecuación del crecimiento higroscópico $f(RH)$ obtenida para la *Bondville Environmental and Atmospheric Research Site* (BEARS) por Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001], y que tiene la forma

$$f(RH)_{sp} = \frac{\sigma_{sp}(RH=85\%)}{\sigma_{sp}(RH=40\%)} = 1 + A_1 \times RH + A_2 \times RH^2 + A_3 \times RH^3 \quad (5.1)$$

donde los parámetros A_1 , A_2 y A_3 son los coeficientes del ajuste polinómico que dependen de la longitud de onda y del tamaño de las partículas. A los coeficientes de absorción no se les aplica ninguna corrección por crecimiento higroscópico ya que se desconoce la naturaleza de este ajuste.

En el cálculo del AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) no se aplica ninguna corrección para tener en cuenta la posible presencia de aerosoles por encima del nivel más alto de vuelo que no son detectados ni de aerosoles cuyo tamaño sea superior a $7 \mu\text{m}$, y se supone que los 11 niveles de altitud para cada vuelo son representativos de toda la columna atmosférica. Además, la longitud de onda del coeficiente de absorción σ_{ap} se ajusta a 550 nm mediante una interpolación de tipo potencial.

Una vez se tienen los valores corregidos de σ_{ap} y σ_{sp} para cada uno de los 11 niveles de altitud del vuelo, el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) se calcula mediante la siguiente expresión [Andrews *et al.*, 2004]

$$\text{AOD} = \sum \Delta_i \sigma_{ext,i} \quad (5.2)$$

donde Δ_i es el grosor del nivel de vuelo y $\sigma_{ext,i}$ es el coeficiente de extinción debido a los aerosoles de ese nivel, que se supone constante en todo él. El espesor del nivel de vuelo Δ_i se define como la distancia entre el punto medio del nivel actual ℓ_i con el inferior hasta el punto medio del nivel actual ℓ_i con el superior:

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

$$\Delta_i = \left(\frac{\ell_{i+1} - \ell_i}{2} \right) + \left(\frac{\ell_i - \ell_{i-1}}{2} \right) \quad (5.3)$$

A partir de los valores de σ_{ap} y σ_{sp} promediados en la columna, pueden obtenerse también otros parámetros intensivos de los aerosoles como el albedo de dispersión simple (ω_0), la fracción de retrodispersión (b) y el parámetro de asimetría (g), que vienen dados por las expresiones

$$\omega_0 = \frac{\sigma_{sp}}{\sigma_{sp} + \sigma_{ap}} \quad (5.4)$$

$$b = \frac{\sigma_{bsp}}{\sigma_{sp}} \quad (5.5)$$

$$g = -7.143889b^3 + 7.464439b^2 - 3.96356b + 0.9896 \quad (5.6)$$

Además, también puede calcularse la fracción de extinción para partículas submicrométricas (FMF') para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) mediante la expresión

$$FMF' = \frac{\sigma_{ext}^{1\mu m}}{\sigma_{ext}^{7\mu m}} \quad (5.7)$$

5.3 Comparación de las propiedades de los aerosoles obtenidas por el Airborne Aerosol Observatory y por AERONET

El objetivo de la colaboración entre el Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València y el Grupo de Aerosoles del *Earth System Research Laboratory* del NOAA ha sido comparar las propiedades de los aerosoles medidas *in-situ* por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con las obtenidas por la red de medida AERONET. Para ello, se han utilizado los datos de máxima calidad (nivel 2.0) de AERONET registrados en Bondville (Illinois, EE.UU.) para el periodo 2006 – 2008. Además de las medidas de AOD del fotómetro solar CIMEL, también se han utilizado los productos de inversión, que incluyen: el albedo de dispersión simple; el parámetro de asimetría; la función de fase, que permite el cálculo de la fracción de retrodispersión; y la fracción de extinción para el modo fino (FMF (Fine Mode Fraction)) [Dubovik & King, 2000; O'Neill *et al.*, 2001]. En esta comparación sólo se han utilizado vuelos completos del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), es decir, vuelos con medidas válidas de los coeficientes de absorción (σ_{ap}) y dispersión (σ_{sp}) para los 11 niveles de altitud. Un total de 157 vuelos cumplen este requisito. Además, también se ha utilizado el criterio de que los datos de AERONET han sido obtenidos en el periodo de las 2 horas anteriores o posteriores a la finalización del vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

Las propiedades de los aerosoles obtenidas por AERONET difieren de las del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) en longitud de onda, altura de la columna atmosférica, condiciones de humedad y tamaño de corte de las partículas. Sin embargo, podemos comparar ambos conjuntos de medidas ajustando las medidas *in-situ* del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) a condiciones ambiente y la longitud de onda de las medidas de AERONET a 550 nm mediante una interpolación de tipo potencial, e integrando en toda la columna atmosférica.

La Figura 5.4 muestra la comparación del espesor óptico de aerosoles (AOD) medido por el fotómetro solar de AERONET con el obtenido a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) a condiciones ambiente. La longitud de onda de las medidas de AERONET se ha ajustado a 550 nm mediante una interpolación de tipo potencial. La comparación muestra una buena correlación ($R^2 = 0.79$), aunque el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) presenta una desviación respecto del origen de ordenadas de 0.05. Además, los valores del AOD de AERONET son mayores que los calculados para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), aproximadamente en un factor 2 de media. Otros estudios han mostrado también que el AOD obtenido mediante técnicas de teledetección se correlaciona bien con el obtenido a partir de medidas *in-situ*, siendo típicamente mayor el primero [Schmid *et al.*, 2000; Hartley *et al.*, 2000; Sheridan *et al.*, 2002; Andrews *et al.*, 2004; Schmid *et al.*, 2009].

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

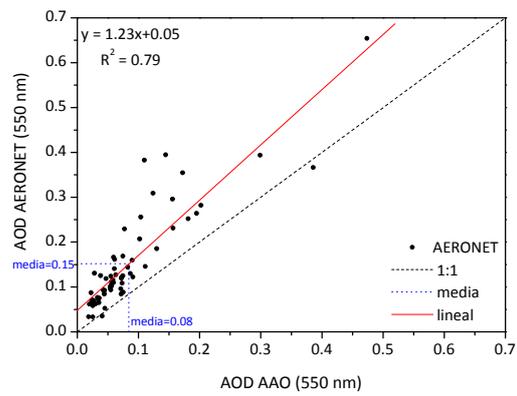


Figura 5.4 – Comparación del espesor óptico de aerosoles (AOD) obtenido por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con el obtenido por AERONET (ajustado a 550 nm).

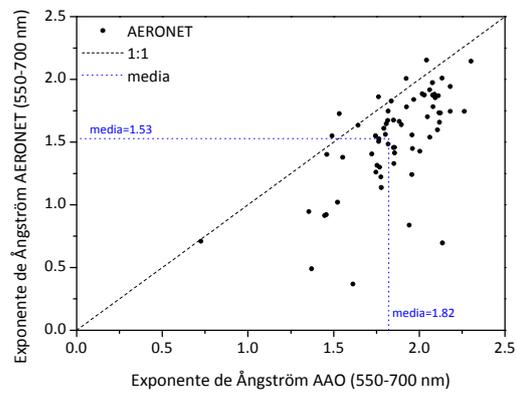


Figura 5.5 – Comparación del exponente de Ångström obtenido por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con el obtenido por AERONET (ajustado a 550-700 nm).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

La Figura 5.5 muestra la comparación del exponente de Ångström α calculado a partir de las medidas de AERONET con el obtenido a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) a condiciones ambiente. La longitud de onda de los valores de AERONET se han ajustado a 550 – 700 nm mediante una interpolación de tipo potencial. La comparación muestra muy poca correlación entre los datos ($R^2 = 0.41$), siendo el valor de α obtenido por AERONET menor que el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). Dado que el exponente de Ångström es inversamente proporcional al tamaño de las partículas, una posible razón para esta diferencia es los distintos tamaños de los aerosoles detectados por cada una de las dos técnicas de medida.

La Figura 5.6 muestra la comparación del albedo de dispersión simple ω_0 calculado a partir de las medidas de AERONET con el obtenido a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) a condiciones ambiente. La longitud de onda de los valores de AERONET se ha ajustado a 550 nm mediante una interpolación de tipo potencial. El único punto rojo corresponde a datos de nivel 2.0 de AERONET, mientras que los puntos negros corresponden a datos de nivel 1.5. La razón para que haya sólo un valor de nivel 2.0 frente a los ≈ 30 valores de nivel 1.5 es que los datos de AERONET en Bondville (Illinois, EE.UU.) raramente cumplen los criterios de inversión de nivel 2.0 para el albedo de dispersión simple ($AOD_{\lambda=440nm} > 0.40$) [Dubovik *et al.*, 2000]. Por lo tanto, para nuestra comparación hemos incluido los datos de nivel 1.5 para el albedo de dispersión simple, aunque la incertidumbre de estos valores sea mayor. Los valores del albedo de dispersión simple del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son mayores y están repartidos en un rango menor de valores que los calculados por AERONET, hecho consistente con la mayor incertidumbre de las inversiones de AERONET para los datos de nivel 1.5. Ambos valores están muy poco correlacionados ($R^2 = 0.22$).

Las Figuras 5.7 y 5.8 muestran, respectivamente, la comparación de la fracción de retrodispersión b y el parámetro de asimetría g calculados a partir de las medidas de AERONET con los obtenidos a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) a condiciones ambiente. La longitud de onda de los valores de AERONET se ha ajustado a 550 nm mediante una interpolación de tipo potencial. Para ambos parámetros, los valores del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) están repartidos en un rango más amplio que los de AERONET, estando muy poco correlacionados ($R^2 = 0.32$ y $R^2 = 0.16$ para b y g , respectivamente). La fracción de retrodispersión y el parámetro de asimetría están estrechamente relacionadas, y son indicadores del tamaño de las partículas. Al igual que en el caso del exponente de Ångström, estas gráficas sugieren que las medidas de AERONET incluyen más partículas gruesas que las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

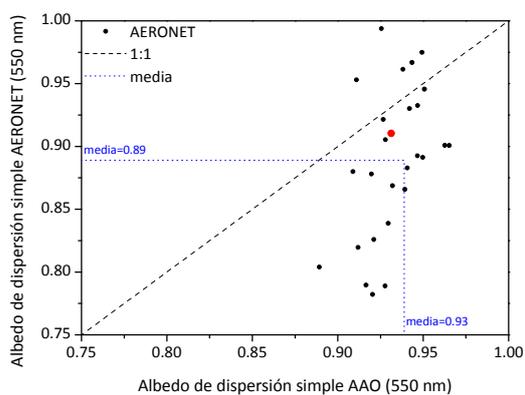


Figura 5.6 – Comparación del albedo de dispersión simple obtenido por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con el obtenido por AERONET (ajustado a 550 nm). El punto rojo corresponde a datos de nivel 2.0 de AERONET, mientras que los puntos negros corresponden a datos de nivel 1.5.

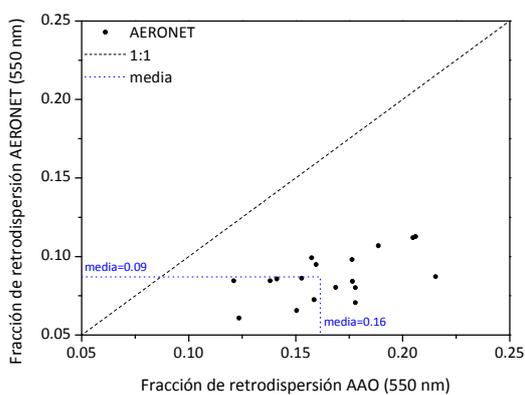


Figura 5.7 – Comparación de la fracción de retrodispersión obtenida por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con la obtenida por AERONET (calculada a partir de la función de fase y ajustada a 550 nm).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

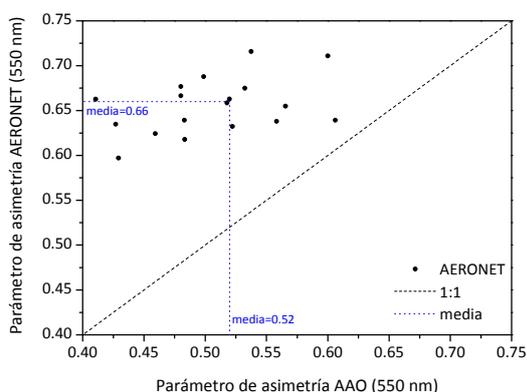


Figura 5.8 – Comparación del parámetro de asimetría obtenido por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con el obtenido por AERONET (ajustado a 550 nm).

La Figura 5.9 muestra la comparación de la fracción de extinción para el modo fino (FMF) calculada a partir de las medidas de AERONET con la fracción de extinción para partículas submicrométricas (FMF') obtenida de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). Aunque AERONET sólo proporciona la FMF para datos de nivel 1.5, en nuestra comparación únicamente hemos utilizado aquellos valores de FMF con datos de nivel 2.0 del AOD. AERONET calcula la FMF a 500 nm, mientras que la FMF' del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) está calculada para 545 nm. El hecho de comparar estos valores con diferente longitud de onda introduce un error de $\approx 6\%$, ya que el valor medio de la FMF' del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) es 0.79 a 545 nm, mientras que el valor de la fracción de dispersión submicrométrica R_{sp} para la superficie de Bondville es de 0.85 a 550 nm [Delene & Ogren, 2002]. Los valores del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son ligeramente superiores a los de AERONET, estando repartidos en un rango de valores más estrecho. Las diferencias de esta comparación pueden deberse a la diferente definición de "Modo Fino": el impactador del avión tiene un diámetro aerodinámico de $1 \mu\text{m}$, aunque su diámetro geométrico para condiciones típicas es de $\approx 0.7 \mu\text{m}$, mientras que el modo fino de AERONET no está definido en base a un radio específico de las partículas sino que se trata de una definición óptica que depende de la respuesta espectral del aerosol grueso.

La Tabla 5.1 resume los principales resultados de la comparación de las propiedades de los aerosoles calculadas por AERONET con las obtenidas por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

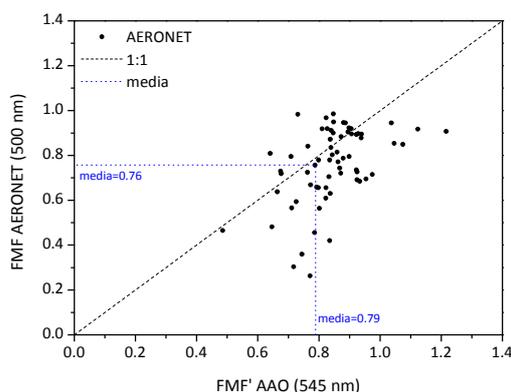


Figura 5.9 – Comparación de la fracción de extinción para partículas submicrométricas (FMF') obtenida por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) (a 545 nm) con la fracción de extinción para el modo fino (FMF) obtenida por AERONET (a 500 nm).

Tabla 5.1 – Valores medios del espesor óptico de aerosoles (AOD), el exponente de Ångström (α), el albedo de dispersión simple (ω_0), la fracción de retrodispersión (b), el parámetro de asimetría (g) y la fracción de extinción para el modo fino (FMF) para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y AERONET. Ajustes lineales y coeficientes de correlación para la comparación entre el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y AERONET.

	AAO	AERONET	ajuste lineal ²	R ²
AOD	0.08	0.15	$y = 1.23x + 0.05$	0.79
α	1.82	1.53	$y = 0.93x - 0.19$	0.41
ω_0	0.93	0.89 ³	$y = 1.62x - 0.63$	0.22
b	0.16	0.09	$y = 0.31x + 0.03$	0.32
g	0.52	0.66	$y = 0.22x + 0.54$	0.16
FMF	0.79	0.76	$y = 0.69x + 0.17$	0.23

² x = AAO, y = AERONET

³ albedo de dispersión simple de nivel 1.5 de AERONET

5.4 Análisis de las diferencias en el espesor óptico de aerosoles obtenido por el *Airborne Aerosol Observatory* y por AERONET

Las comparaciones mostradas en el apartado anterior sugieren discrepancias entre el espesor óptico de aerosoles y las propiedades intensivas de los aerosoles obtenidas por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y AERONET. En este apartado vamos a centrarnos en analizar las posibles causas de las diferencias entre el espesor óptico de aerosoles (AOD) de estos dos conjuntos de medidas.

Las posibles causas de la discrepancia entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) incluyen:

- 1) El tubo de entrada de los aerosoles al avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) excluye a los aerosoles grandes, mientras que el fotómetro solar CIMEL de AERONET mide teniendo en cuenta todas las partículas de la columna.
- 2) Una corrección errónea por imperfecciones angulares, incluyendo efectos de truncamiento, de los datos del nefelómetro.
- 3) Un ajuste incorrecto de los valores de σ_{sp} y σ_{bsp} a humedad relativa ambiente usando aproximaciones del crecimiento higroscópico.
- 4) Un método de filtrado por nubes incorrecto para el AOD de AERONET.
- 5) Un ajuste incorrecto de la longitud de onda del fotómetro solar de AERONET a 550 nm.
- 6) La existencia de capas de aerosoles por debajo, encima o entre los niveles de vuelo establecidos del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).
- 7) La variabilidad temporal de las propiedades ópticas de los aerosoles.
- 8) Errores en las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) o de AERONET.

A continuación analizaremos en detalle cada una de estas hipótesis.

5.4.1 Entrada de los aerosoles al *Airborne Aerosol Observatory*

La hipótesis de que el tubo de entrada de los aerosoles al avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) excluye a los aerosoles grandes es consistente con los valores del AOD menores y del exponente de Ångström y la FMF mayores observados para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). Esta hipótesis es consistente con dos observaciones previas: 1) en la superficie de Bondville, únicamente el 15% de la dispersión es debida a partículas gruesas [Delene & Ogren, 2002]; y 2) el AOD calculado a partir de los perfiles verticales realizados *in-situ* sobre la estación de medida

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

Southern Great Plains (SGP) durante la campaña ALIVE (Aerosol Lidar Validation Experiment) utilizando el mismo tipo de tubo de entrada de los aerosoles al avión que el Airborne Aerosol Observatory (AAO) coincidían con las medidas del fotómetro solar [Schmid *et al.*, 2009].

La Figura 5.10 muestra la comparación del AOD de partículas finas medido por AERONET (calculado como el producto de la FMF y el AOD) con el AOD submicrométrico calculado a partir de las medidas del avión del Airborne Aerosol Observatory (AAO). El AOD de partículas finas de AERONET se ha calculado a 500 nm, mientras que el AOD submicrométrico del Airborne Aerosol Observatory (AAO) está calculado a 545 nm. La comparación muestra una buena correlación ($R^2 = 0.85$), con una desviación respecto del origen de ordenadas de 0.02. Además, los valores del AOD de partículas finas de AERONET son mayores que los del AOD submicrométrico del Airborne Aerosol Observatory (AAO), de forma que la discrepancia en el AOD existe incluso para las partículas finas.

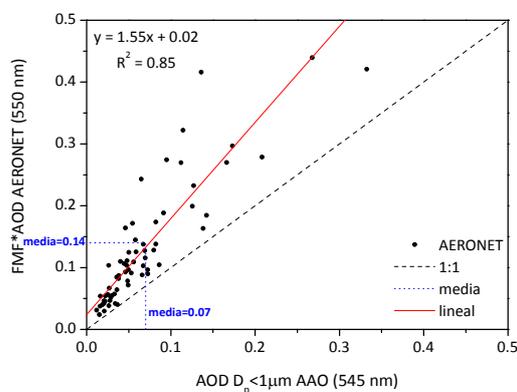


Figura 5.10 – Comparación del AOD de partículas finas medido por AERONET (calculado como el producto de la FMF y el AOD) con el AOD submicrométrico calculado a partir de las medidas del avión del Airborne Aerosol Observatory (AAO).

Para analizar si la entrada de los aerosoles al avión realmente está excluyendo a las partículas grandes, podemos comparar directamente también las medidas del coeficiente de dispersión del Airborne Aerosol Observatory (AAO) con las realizadas en la superficie. La Figura 5.11 muestra la comparación del coeficiente de dispersión medio para el nivel de vuelo más bajo sobre Bondville del Airborne Aerosol Observatory (AAO) con el coeficiente de dispersión medido en la superficie promediado para la duración de cada perfil vertical. Se observa que la dispersión

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

medida por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) es un 10 - 20% menor que la medida en la superficie. Una posible explicación es que el tubo de entrada de los aerosoles al avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) esté excluyendo a algunas partículas supermicrométricas. Sin embargo, otra posibilidad, que será analizada más adelante, es que las partículas en la superficie sean diferentes (tamaño, concentración, composición...) a las que se detectan en el nivel más bajo de vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

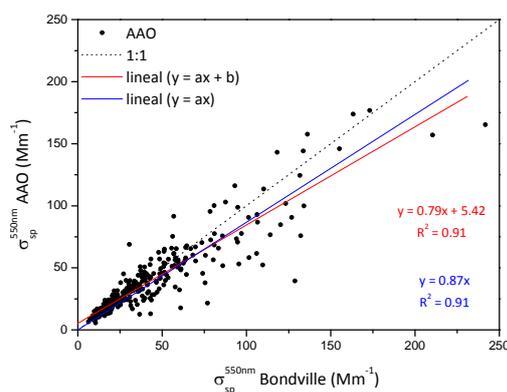


Figura 5.11 – Comparación del coeficiente de dispersión medio para el nivel de vuelo más bajo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con el coeficiente de dispersión en la superficie promediado para el tiempo de cada perfil vertical.

Otro modo de analizar si la entrada de los aerosoles al avión está excluyendo a las partículas grandes es comparar la fracción de dispersión submicrométrica, R_{sp}^4 , medida en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con la medida en la superficie. La Figura 5.12 muestra la distribución de frecuencias de R_{sp} para los niveles de vuelos realizados sobre Bondville calculada de dos maneras: a) para todos los niveles de vuelo sobre Bondville, y b) para los niveles de vuelo con $\sigma_{sp} > 5 \text{ Mm}^{-1}$, de forma que se da más importancia a los niveles de vuelo más bajos ($\approx 30\%$ de los niveles son excluidos). Para el caso limitado ($\sigma_{sp} > 5 \text{ Mm}^{-1}$), el rango de valores más observado es 0.90 – 0.95. La mediana de esta distribución es 0.88, con un valor medio de 0.86, que está de acuerdo con las

⁴ La fracción de dispersión submicrométrica, R_{sp} , es un indicador de la cantidad de radiación dispersada por partículas de tamaño $D_p < 1 \mu\text{m}$ frente a la dispersada por partículas de tamaño $D_p < 10 \mu\text{m}$.

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

observaciones de R_{sp} para la superficie de Bondville (0.85 ± 0.09) [Delene & Ogren, 2002].

Los valores similares de R_{sp} para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y la superficie de Bondville sugieren que la naturaleza de los aerosoles (distribución de tamaños, composición...) es similar en las distintas altitudes. Sin embargo, la comparación que se ha visto en la Figura 5.11 sugiere que o hay menos aerosoles en el nivel más bajo de vuelo o que no todo el aerosol está llegando al nefelómetro. Desafortunadamente, con este conjunto de datos no es posible separar estas dos hipótesis, lo que nos impide poder descartar alguna de ellas. Así, es posible que el tubo de entrada de los aerosoles al avión esté excluyendo a los aerosoles grandes, lo que constituye una posible fuente de discrepancia entre el AOD de AERONET y el del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

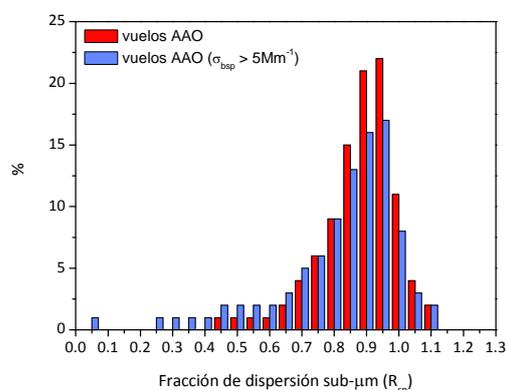


Figure 5.12 – Distribución de frecuencias de R_{sp} del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) para todos los niveles de vuelo sobre Bondville (en rojo) y para los niveles de vuelo con $\sigma_{sp} > 5 \text{ Mm}^{-1}$ (en azul).

5.4.2 Corrección por truncamiento del nefelómetro

El error de truncamiento del nefelómetro es menor al 5% para partículas submicrométricas [Anderson & Ogren, 1998], de forma que la mayor contribución a este error vendrá de las partículas gruesas. Las partículas gruesas sólo contribuyen en un 15% a la dispersión en la superficie de Bondville [Delene & Ogren, 2002] y en un 14 – 20% a la dispersión medida en el avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) (Figura 5.12). Así, aunque la incertidumbre del error de truncamiento sea del orden de un factor 2 para las partículas supermicrométricas, la incertidumbre total en la

corrección por truncamiento del nefelómetro será tan sólo del 30%. Por lo tanto, una corrección errónea de los datos del nefelómetro por efectos de truncamiento para las partículas supermicrométricas podría ser una pequeña causa de la discrepancia entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), aunque no explicaría la diferencia en un factor 2 de media.

5.4.3 Ajuste a humedad relativa ambiente

Para poder comparar las medidas realizadas por AERONET con las del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), éstas se ajustan a condiciones de humedad relativa (RH) ambiente utilizando las medidas del sensor de humedad a bordo del avión junto a la ecuación del crecimiento higroscópico obtenida a partir de 12 meses de medidas en la superficie de Bondville por Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001].

Para los vuelos del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) en los que la humedad relativa de cada uno de los once niveles de altitud es baja (RH < 60%), este ajuste debería ser mínimo. La Figura 5.13 muestra la comparación del AOD medido por AERONET con el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) para vuelos que cumplen este criterio de baja humedad relativa (RH < 60%). Esta comparación sugiere que los valores del AOD medido por AERONET y los calculados para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) concuerdan mejor a humedades bajas (aunque sigue apareciendo la desviación respecto al origen de ordenadas de ≈ 0.05). La Figura 5.12 apoya la hipótesis de que existe un problema con el ajuste a humedad relativa ambiente, por lo que a continuación analizaremos las dos componentes de este ajuste: a) la medida de la humedad relativa en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), y b) la ecuación del crecimiento higroscópico de Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001].

En primer lugar, para analizar la hipótesis de que las medidas de humedad relativa en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son incorrectas, se han comparado los datos de humedad relativa de los radiosondeos atmosféricos realizados en Lincoln (Illinois, EE.UU.) (≈ 80 km al oeste de Bondville) por el Departamento de Ciencias Atmosféricas de la Universidad de Wyoming con las medidas de humedad del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). La Figura 5.14 muestra con diagramas de cajas los perfiles verticales clasificados por estaciones de la humedad relativa de los radiosondeos correspondientes a las fechas de los vuelos del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y con una línea amarilla la humedad relativa media de los vuelos. Se observa que los valores de humedad relativa medidos por el sensor a bordo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son menores que los medidos por los radiosondeos. Sin embargo, parte de las diferencias en estos valores son de esperar dados los distintos protocolos de medida, ya que el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) evita volar entre las nubes, mientras que los radiosondeos miden en todo el perfil vertical sin evitar las nubes, lo que explicaría los valores más elevados de humedad relativa.

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

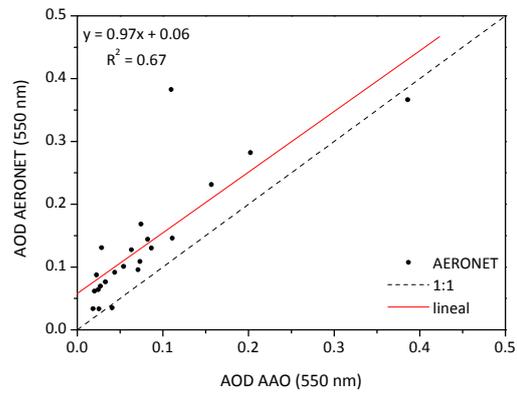


Figura 5.13 – Comparación del AOD calculado para el Airborne Aerosol Observatory (AAO) con el AOD de AERONET (ajustado a 550 nm) para vuelos con baja humedad relativa ($RH < 60\%$) en los 11 niveles de altitud.

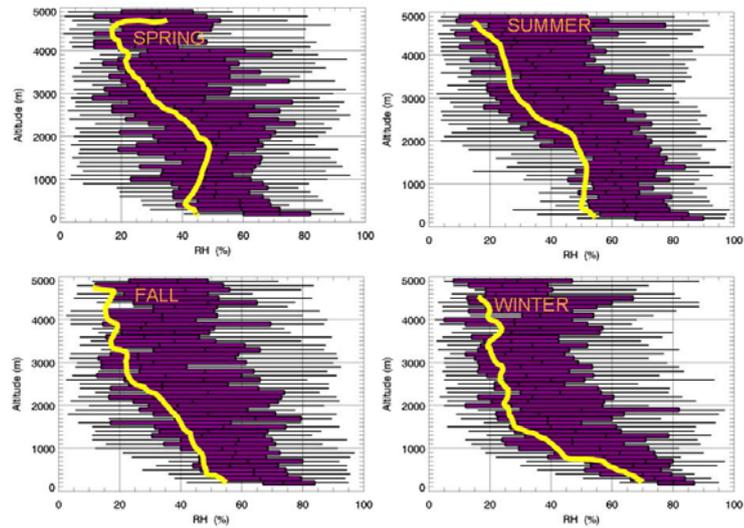


Figura 5.14 – Perfiles verticales por estaciones de la humedad relativa de los radiosondeos atmosféricos en Lincoln (Illinois, EE.UU.) correspondientes a vuelos del Airborne Aerosol Observatory (AAO) (diagramas de cajas) y humedad relativa media de los vuelos de AAO (línea amarilla).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

Para ver cómo los valores más bajos de la humedad relativa medidos por el sensor a bordo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) afectan a los resultados, el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ha sido ajustado a la humedad ambiente calculada a partir del perfil vertical de la temperatura del punto de rocío medido por el radiosondeo y la temperatura ambiente medida por el avión mediante la aproximación de Magnus – Tetens [Murray, 1967], y comparado con el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ajustado a la humedad ambiente de sensor de humedad a bordo del avión (Figura 5.15). La comparación muestra muy buena correlación ($R^2 \approx 1$), siendo el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ajustado a la humedad ambiente del radiosondeo aproximadamente igual al ajustado a la humedad del sensor a bordo del avión. Por lo tanto, este hecho sugiere que si la discrepancia entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) se debe al ajuste a humedad relativa ambiente, es más probable que se deba al uso de una ecuación del crecimiento higroscópico errónea que a medidas de humedad demasiado bajas en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

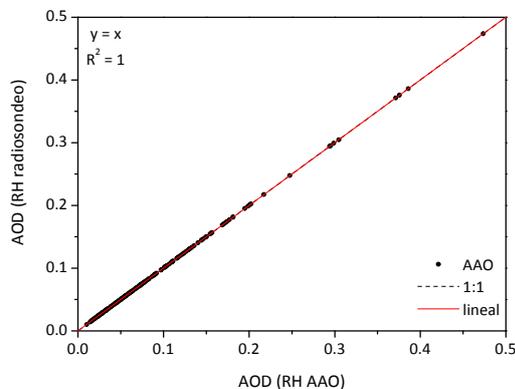


Figura 5.15 – Comparación entre el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ajustado a la humedad ambiente del radiosondeo atmosférico y el ajustado a la humedad ambiente del sensor a bordo del avión (a 550 nm).

A continuación, se analizarán diferentes parametrizaciones del crecimiento higroscópico, y su efecto sobre el AOD calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). Quinn *et al.* [2005] derivaron una parametrización del factor de crecimiento higroscópico $f(RH)$ que viene dada por

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

$$f(RH) = \left(\frac{100 - RH_{ref}}{100 - RH} \right)^\gamma \quad (5.8)$$

donde el parámetro γ se calcula a partir de las cantidades relativas de materia particulada orgánica (POM) y sulfatos (SO_4) en el aerosol.

$$\gamma = 0.9 - 0.6 \frac{POM}{POM + SO_4} \quad (5.9)$$

Para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) no se tienen medidas simultáneas de POM y SO_4 , sin embargo, ambas cantidades fueron medidas en la superficie de Bondville durante campañas de medida de corta duración [Koloutsou-Vakakis *et al.*, 2001]. Para estas campañas, los valores de POM y SO_4 fueron del 22.3% y del 36.6% de la masa del aerosol submicrométrico, respectivamente. Usando estos valores y una humedad relativa de referencia del 40%, se obtiene un valor del parámetro γ de 0.67. Este valor es idéntico al que se obtiene utilizando las medidas químicas del programa IMPROVE⁵ (Interagency Monitoring of PROtected Visual Environments) realizadas en la estación de medida de Bondville entre Enero de 2006 y Diciembre de 2008, asumiendo una fracción de carbono orgánico de 1.4. Este valor de $\gamma = 0.67$ proporciona un valor de $f(RH)$ (para una humedad relativa del 82.5%) de 2.8 usando la parametrización de Quinn *et al.* [2005], en comparación con el valor $f(RH) = 1.5$ ($\gamma = 0.33$) que se obtiene para la misma humedad relativa con la parametrización de Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001].

Un segundo valor del parámetro γ se puede obtener a partir de las medidas de los 3 nefelómetros Radiance Research a bordo del avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). Estos nefelómetros proporcionan medidas del coeficiente de dispersión submicrométrico en función de la humedad relativa (<40%, 65% y 85%), de forma que las medidas del nefelómetro húmedo (RH = 85%) se pueden ajustar a una curva de la forma

$$f(RH) = \left(\frac{1 - RH_{wet}}{1 - RH_{dry}} \right)^{-\gamma} \quad (5.10)$$

obteniéndose un valor del parámetro γ de 0.49, que proporciona un valor de $f(RH)$ (para una humedad relativa del 82.5%) de 1.83.

⁵ <http://vista.cira.colostate.edu/improve/>

La Figura 5.16 muestra el factor de crecimiento higroscópico $f(RH)$ para las parametrizaciones de Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001] ($\gamma = 0.33$) y Quinn *et al.* [2005] ($\gamma = 0.49$) y el análisis del crecimiento higroscópico en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). En este trabajo no se han analizado los motivos que generan las diferencias entre estas tres parametrizaciones del factor de crecimiento higroscópico $f(RH)$, únicamente se han utilizado para mostrar el rango de posibilidades del ajuste a condiciones de humedad relativa ambiente de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

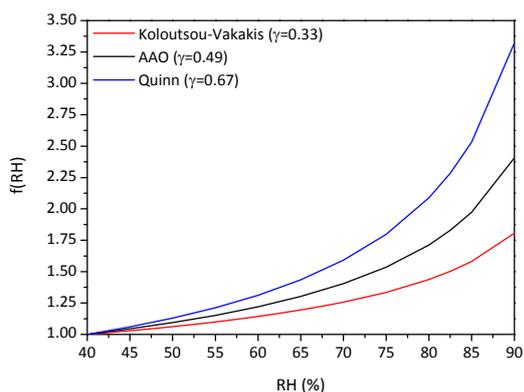


Figure 5.16 – Factor de crecimiento higroscópico $f(RH)$ para las parametrizaciones de Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001] y Quinn *et al.* [2005] y el análisis del crecimiento higroscópico en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

Para comprobar la sensibilidad del AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) a la elección de la parametrización del factor de crecimiento higroscópico $f(RH)$, se han repetido los cálculos utilizando la parametrización de Quinn *et al.* [2005] ($\gamma = 0.67$) y el análisis del crecimiento higroscópico en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ($\gamma = 0.49$). La Figura 5.17 muestra la comparación del AOD calculado para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y ajustado a humedad relativa ambiente utilizando la parametrización de Quinn *et al.* [2005] (Figura 5.17a) y el análisis del $f(RH)$ del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) (Figura 5.17b) con el ajustado a humedad relativa ambiente utilizando la parametrización de Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001]. Al utilizar estos ajustes alternativos, los resultados mejoran en un 5% ($\gamma = 0.49$) y 10% ($\gamma = 0.67$) respecto a los obtenidos mediante la ecuación de Koloutsou-Vakakis ($\gamma = 0.33$). Sin embargo, aunque esta mejora es en la dirección adecuada, no es suficiente para

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

explicar las discrepancias observadas entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

La Tabla 5.2 muestra los ajustes lineales y los coeficientes de correlación obtenidos para la comparación entre AERONET y el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) para cada uno de los tres ajustes a condiciones de humedad relativa ambiente y las 2 medidas de humedad relativa. La comparación muestra una buena correlación para todos los casos (R^2 entre 0.78 y 0.80), aunque los valores del AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) presentan la desviación respecto al origen de ordenadas de ≈ 0.05 . Estos resultados sugieren que la elección del tipo de medida de la humedad relativa tiene un efecto despreciable en el AOD, mientras que la elección de la parametrización del crecimiento higroscópico es más importante.

Tabla 5.2 – Regresiones lineales y coeficientes de correlación para la comparación entre AERONET y el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) utilizando diferentes medidas de humedad relativa y ajustes a humedad ambiente.

	ajuste lineal	R^2
RH AAO / Koloutsou-Vakakis ($\gamma = 0.33$)	$y = 1.23x + 0.05$	0.79
RH radiosondeo / Koloutsou-Vakakis ($\gamma = 0.33$)	$y = 1.23x + 0.05$	0.79
RH AAO /Quinn ($\gamma = 0.67$)	$y = 1.14x + 0.05$	0.80
RH radiosondeo / Quinn ($\gamma = 0.67$)	$y = 1.14x + 0.05$	0.78
RH AAO / AAO f(RH) ($\gamma = 0.49$)	$y = 1.19x + 0.05$	0.80
RH radiosondeo / AAO f(RH) ($\gamma = 0.49$)	$y = 1.19x + 0.05$	0.78

5.4.4 Método de filtrado por nubes

Con el objetivo de analizar si el método de filtrado por nubes que aplica AERONET [Smirnov *et al.*, 2000] es una posible causa de la discrepancia observada entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), se ha comparado el AOD de éste último con el medido por la red SURFRAD (SURFace RADiation) del NOAA [Augustine *et al.*, 2000, 2005]. Esta red, compuesta por 7 estaciones de medida distribuidas por EE.UU., realiza medidas del AOD mediante radiómetros MFRSR (MultiFilter Rotating Shadowband Radiometer). Además, la red SURFRAD aplica un método de filtrado por nubes diferente al que emplea AERONET [Alexandrov *et al.*, 2004].

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

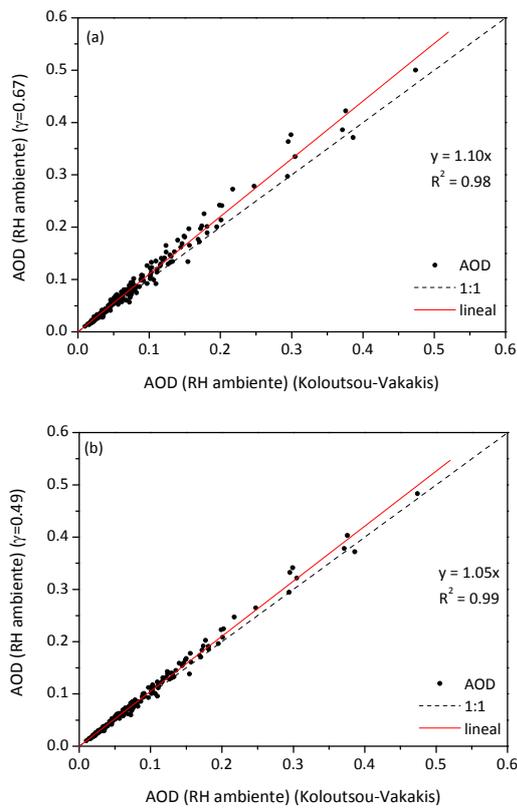


Figura 5.17 – Comparación del AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ajustado a humedad relativa ambiente usando (a) la parametrización de Quinn *et al.* [2005] ($\gamma = 0.67$) y (b) el análisis del crecimiento higroscópico $f(RH)$ en el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ($\gamma = 0.49$) con el ajustado a humedad relativa ambiente mediante la parametrización de Koloutsou-Vakakis *et al.* [2001] ($\gamma = 0.33$) (a 550 nm).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

La Figura 5.18 muestra la comparación del AOD medido por la red SURFRAD en Bondville (Illinois, EE.UU.) con el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). La longitud de onda de las medidas de SURFRAD ha sido ajustada a 550 nm mediante una interpolación de tipo potencial. La comparación muestra una buena correlación de los datos ($R^2 \approx 0.79$), y un ajuste lineal similar al que se obtenía con las medidas de AERONET ($y = 1.20x + 0.05$). La diferencia del 3% entre las medidas de las redes AERONET y SURFRAD es consistente con los resultados obtenidos por Augustine *et al.* [2007], que mostró que las medidas del AOD de AERONET en Bondville son aproximadamente un 2% mayores que las realizadas por SURFRAD.

A pesar de que la red SURFRAD utiliza un método de filtrado por nubes diferente al de AERONET, la comparación con el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) no cambia, por lo que podemos desestimar la hipótesis de que el método de filtrado por nubes para el AOD aplicado por AERONET sea una causa de la discrepancia entre el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y el de AERONET.

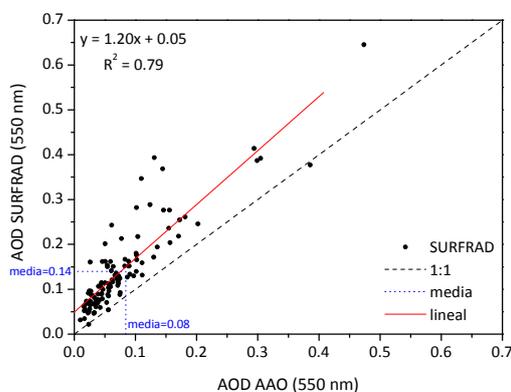


Figura 5.18 – Comparación del espesor óptico de aerosoles obtenido por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con el obtenido por SURFRAD (ajustado a 550 nm).

5.4.5 Ajuste de la longitud de onda

El *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) realiza medidas de los coeficientes de absorción y de dispersión a tres longitudes de onda diferentes ($\lambda = 467, 530$ y 660 nm para σ_{ap} y $\lambda = 450, 550$ y 700 nm para σ_{sp}), de modo que si la longitud de onda de σ_{ap} se ajusta a 550 nm mediante una interpolación de tipo potencial se puede calcular el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) a esta longitud de onda. Además, la red AERONET realiza medidas del AOD a cuatro longitudes de onda ($\lambda = 440, 500, 675$ y 870 nm), de forma que para poder comparar estas medidas con el AOD calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) será necesario ajustar las medidas de AERONET a 550 nm. En las comparaciones anteriores, se ha utilizado una interpolación de tipo potencial para ajustar las medidas de AERONET a 550 nm.

Para comprobar si se está aplicando un ajuste de la longitud de onda del fotómetro solar de AERONET a 550 nm incorrecto, la longitud de onda de las medidas de AERONET se ha ajustado a 550 nm mediante una interpolación de tipo lineal en vez de una de tipo potencial. Al repetir la comparación del AOD de AERONET con el del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) (Figura 5.19) se observa que la discrepancia es mayor al usar la interpolación de tipo lineal, de modo que podemos descartar la hipótesis de que el tipo de interpolación empleada para ajustar la longitud de onda de las medidas de AERONET a 550 nm sea una causa de la discrepancia entre el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) y el de AERONET.

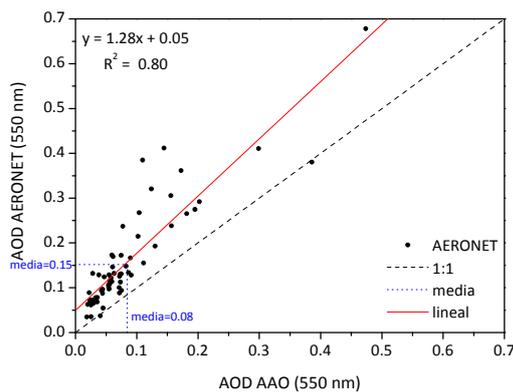


Figura 5.19 – Comparación del espesor óptico de aerosoles obtenido por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con el obtenido por AERONET (ajustado a 550 nm mediante interpolación lineal).

5.4.6 Capas de aerosoles por debajo, en medio o encima de los niveles de vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO)

En la comparación del AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), únicamente se han utilizado los valores promedio medidos en los 11 niveles de altitud del vuelo de éste. Sin embargo, los instrumentos a bordo del avión también registran datos cada segundo durante el descenso entre niveles y el aterrizaje.

Para analizar la posibilidad de que existan capas de aerosoles por debajo del nivel más bajo de vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), se ha calculado el AOD de dispersión entre la superficie y una altitud de 1750 pies (533 m) de dos modos diferentes: a) asumiendo que la dispersión medida durante el nivel más bajo de vuelo es representativa de la dispersión en toda esa capa (0 – 1750 pies), y b) usando los datos obtenidos durante el descenso del avión desde los 1750 pies hasta el suelo. Los coeficientes de absorción del PSAP no se han utilizado porque este instrumento no responde bien en los cambios rápidos de altitud. La Figura 5.20 muestra que, a pesar de la dispersión en los datos ($R^2 = 0.73$), la pendiente (0.99) sugiere que el nivel más bajo del vuelo es representativo de toda la capa comprendida entre el suelo y los 1750 pies de altitud.

Sin embargo, la Figura 5.11 sugería que tal vez haya menos cantidad de aerosol en el nivel más bajo de vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) o que no todo el aerosol entra en el nefelómetro a bordo del avión. Tal y como se ha dicho anteriormente, con este conjunto de datos no es posible separar estas dos hipótesis, lo que nos impide el poder descartar alguna de ellas. Por lo tanto, puede que exista una diferencia real entre lo que se mide a nivel de suelo y lo que se mide en la columna atmosférica, de forma que en ésta podría haber mayor cantidad de partículas que no crecerían tan rápidamente con la humedad como el aerosol rico en sulfatos de la superficie. Así, la posible presencia de capas de aerosoles por debajo de los 11 niveles de vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) puede ser una de las causas de la discrepancia entre el AOD calculado a partir de las medidas de éste y el medido por AERONET.

Para analizar la posibilidad de la existencia de capas de aerosoles entre los niveles fijados de vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), se ha realizado un análisis similar al anterior. La Figura 5.21 muestra la comparación del AOD de dispersión calculado a partir de los datos del descenso del avión entre niveles de vuelo con el AOD de dispersión calculado para los 11 niveles de vuelo. Los datos para los 11 niveles de altitud del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) han sido excluidos del conjunto de datos del descenso del avión. La comparación muestra muy buena correlación ($R^2 \approx 0.97$), con el AOD de dispersión para los datos del descenso aproximadamente

igual que el de los 11 niveles de vuelo. Por lo tanto, podemos afirmar que la presencia de capas de aerosol entre los niveles de vuelo establecidos no es significativa, y que los niveles de vuelo elegidos son representativos de toda la columna, lo que nos permite descartar la hipótesis de la existencia de capas de aerosoles entre los niveles fijados de vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) como una de las causas de la discrepancia entre el AOD calculado a partir de las medidas de éste y el medido por AERONET.

La existencia de capas de aerosoles por encima del nivel de vuelo más alto es poco probable ya que el avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) vuela a altitudes elevadas (15000 pies / 4572 m), y generalmente la mayor parte de los aerosoles se encuentran en las capas más cercanas a la superficie terrestre. Sin embargo, si se quisiese estimar la contribución de las capas más altas de la atmósfera, podrían utilizarse las observaciones del satélite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), que proporcionan la estructura vertical y las propiedades de las nubes y los aerosoles alrededor del planeta. Sin embargo, está fuera de los objetivos de este trabajo el uso de datos de satélite.

5.4.7 Variabilidad temporal de las propiedades ópticas de los aerosoles

En la comparación del AOD medido por AERONET con el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) se han utilizado los datos de AERONET registrados en un intervalo de ± 2 horas del final del vuelo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO). Una variabilidad temporal significativa de las propiedades ópticas de los aerosoles en este intervalo de 2 horas podría dar lugar a una discrepancia entre ambos valores del AOD, aunque es poco probable que esa variabilidad provocase un sesgo positivo o negativo consistente.

Anderson *et al.* [2003] cuantificaron cómo una medida realizada en un punto, del tiempo o del espacio, es representativa del valor en otro punto, usando el coeficiente de autocorrelación, que se define como el coeficiente de correlación que existe entre los datos de 2 conjuntos de medida separados en un cierto intervalo. Para los datos en la superficie de Bondville, el coeficiente de autocorrelación para el lapso de 2 horas es de 0.92, lo que implica que las medidas en la superficie están altamente correlacionadas durante un periodo de 2 horas. Por lo tanto, es poco probable que la variabilidad temporal en las propiedades ópticas de los aerosoles en Bondville sea una causa de la discrepancia entre el AOD de AERONET y el del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

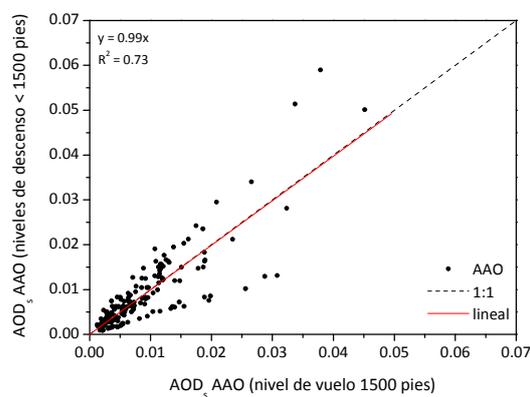


Figura 5.20 – Comparación del AOD de dispersión calculado para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ajustado a humedad ambiente para el descenso del avión por debajo de los 1750 pies (533 m) con el AOD de dispersión ajustado a humedad ambiente para el nivel de vuelo a 1500 pies (457 m) (a 550 nm).

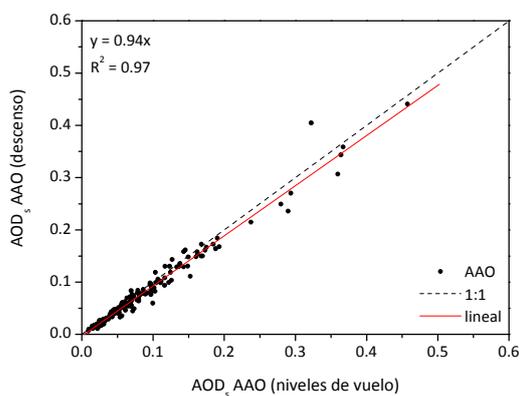


Figura 5.21 – Comparación del AOD de dispersión calculado para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) ajustado a humedad ambiente para todo el descenso del avión con el AOD de dispersión ajustado a humedad ambiente para los niveles fijos de vuelo (a 550 nm).

5.4.8 Errores en las medidas de los instrumentos

La incertidumbre en el calibrado del nefelómetro a bordo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) introduce un error de $\approx 1\%$, mientras que el error de truncamiento de este instrumento es inferior al 5% para partículas submicrométricas [Anderson & Ogren, 1998].

El PSAP a bordo del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) presenta un sesgo potencialmente positivo debido al aerosol orgánico [Cappa *et al.*, 2008; Lack *et al.*, 2008], e interpreta $\approx 2\%$ de la dispersión como absorción [Bond *et al.*, 1999]. Además, la absorción por aerosoles generalmente contribuye muy poco al AOD (la absorción es inferior al 10% para la superficie de Bondville).

La incertidumbre en el AOD medido por el fotómetro solar de AERONET es de $0.01 - 0.02$ para $\lambda > 440$ nm [Holben *et al.*, 1998].

Todos estos errores en las medidas de AERONET y del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son muy pequeños, por lo que es poco probable que éstos sean una causa de la discrepancia entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

5.6 Resultados del *Airborne Aerosol Observatory*

La comparación de las propiedades de los aerosoles medidas en la columna atmosférica por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) con las obtenidas por la red de medida AERONET durante el periodo 2006 – 2008 muestra discrepancias entre el espesor óptico de aerosoles y las propiedades intensivas de los aerosoles obtenidas por ambos métodos. Estas discrepancias son relativamente pequeñas para el AOD, mientras que las diferencias más grandes se observan para las propiedades intensivas (τ_0 , g , b).

La comparación del AOD medido por AERONET con el obtenido a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) muestra una buena correlación ($R^2 = 0.79$), aunque el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) presenta una desviación respecto del origen de ordenadas de 0.05, y los valores del AOD de AERONET son un 14% - 23% mayores que los calculados para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).

Las posibles causas de la discrepancia entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) se han analizado, y éstas incluyen: el tubo de entrada de los aerosoles al avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) excluye a los aerosoles grandes; una corrección errónea por imperfecciones angulares de los datos del nefelómetro; un ajuste incorrecto de los valores de σ_{sp} y σ_{bsp} a humedad relativa ambiente usando aproximaciones del crecimiento higroscópico; un método de filtrado por nubes incorrecto para el AOD de AERONET; un ajuste incorrecto de la longitud de onda del fotómetro solar de AERONET a 550 nm; la existencia de capas de aerosoles por debajo, encima o entre los niveles de vuelo establecidos del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO); la variabilidad temporal de las propiedades ópticas de los aerosoles; errores en las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) o de AERONET.

Después de analizar estas hipótesis, podemos afirmar que la mayor parte de la diferencia observada en el AOD se debe probablemente a un ajuste incorrecto de los valores de σ_{sp} a humedad relativa ambiente. Otra parte significativa de la discrepancia se debe al hecho que o hay menos aerosoles en el nivel más bajo de vuelo o que no todo el aerosol está llegando al nefelómetro (junto a la incertidumbre de la corrección por efectos de truncamiento del nefelómetro). Desafortunadamente, con nuestro conjunto de datos no ha sido posible separar estas dos hipótesis, lo que nos ha impedido poder descartar alguna de ellas. Además, la posible existencia de capas de aerosoles por encima del nivel de vuelo más alto del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) tampoco ha sido analizada al estar fuera de los objetivos de este trabajo el uso de datos de satélite.

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

La comparación de las propiedades intensivas (α , ω_0 , g , b , FMF) calculadas por AERONET con las obtenidas a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) muestra poca correlación entre los datos y diferencias significativas. Los valores del exponente de Ångström α del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son mayores que los calculados por AERONET. Los valores del albedo de dispersión simple ω_0 y de la fracción de retrodispersión b del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son mayores, y están repartidos en un rango menor de valores en el caso de ω_0 y en un rango mayor en el de b , que los calculados por AERONET. Los valores del parámetro de asimetría g del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son menores, y están repartidos en un rango más amplio que los de AERONET. Los valores de la fracción de extinción para partículas submicrométricas (FMF') del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) son ligeramente superiores a los de la fracción de extinción para el modo fino (FMF) de AERONET, estando repartidos en un rango de valores más estrecho.

Aunque el ajuste a humedad relativa ambiente también afectará a las comparaciones de las propiedades intensivas calculadas por AERONET y las obtenidas a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO), no se han analizado en esta memoria las posibles causas de la discrepancia entre estas propiedades de los aerosoles.

Por lo tanto, de los resultados del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) obtenidos se deduce que la utilización de aviones para la realización de perfiles verticales *in-situ* de las propiedades de los aerosoles en la columna atmosférica es un método eficaz para el estudio de los aerosoles, aunque no está exento de problemas y limitaciones. Algunos de ellos se pueden eliminar con un mejor diseño del montaje experimental (un tubo de entrada de los aerosoles al avión que no excluya a los aerosoles grandes o medidas que permitan determinar el crecimiento higroscópico en el interior del avión para ajustar correctamente los valores de σ_{sp} y σ_{bsp} a la humedad relativa ambiente) o la elección del lugar de estudio (alto AOD, baja humedad relativa...).

5. Aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563: NOAA Airborne Aerosol Observatory

Conclusiones

Conclusiones

Conclusiones

En esta tesis doctoral se recogen los resultados del análisis de las propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos que dominan el área metropolitana de Valencia (representada por Burjassot), así como los resultados del análisis de la dependencia de estas propiedades con el origen y la forma de transporte de estos aerosoles. Además, se han visto otras aplicaciones del nefelómetro de integración TSI 3563 al comparar las medidas de las propiedades de los aerosoles realizadas en la columna atmosférica por el *Airborne Aerosol Observatory* del NOAA con las obtenidas por la red de medida AERONET.

A continuación se resumen los resultados más relevantes de esta tesis doctoral:

- Se ha instalado y mantenido un nefelómetro de integración TSI 3563 para la medida *in-situ* de los coeficientes de dispersión y retrodispersión de los aerosoles atmosféricos en la estación del Campus de Burjassot de la Universitat de València. Este instrumento ha estado midiendo con una resolución temporal de 1 minuto, y con él se han obtenido un total de 635 valores medios diarios válidos en diferentes condiciones atmosféricas.
- Se ha creado una metodología de procesado de las medidas, con el objetivo de obtener algunas de las propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos.
- Los coeficientes de dispersión σ_{sp} y retrodispersión σ_{bsp} a 550 nm poseen unos valores medios anuales de $81 \pm 2 \text{ Mm}^{-1}$ y $8.6 \pm 0.2 \text{ Mm}^{-1}$, respectivamente. Además, ambos parámetros presentan una variabilidad anual apreciable, con valores mínimos en los meses de Noviembre y Diciembre y máximos durante los meses de Mayo y Junio.

Su variabilidad diaria presenta un claro patrón, con dos máximos y dos mínimos a lo largo del día, relacionados con una mayor densidad de tráfico en las horas centrales del día y la evolución de la capa límite.

- El exponente de Ångström de dispersión α_s no muestra ninguna tendencia anual ni estacional. Su valor medio anual es 1.55 ± 0.01 , lo que indica que existe un dominio de las partículas finas, principalmente de tipo urbano compuesto por partículas pequeñas de hollín.

Su variabilidad diaria presenta un valor aproximadamente constante y menor en las horas centrales del día, y valores más altos a primera y última hora del día.

Conclusiones

- La fracción de retrodispersión b muestra una leve disminución en los meses de verano. Su valor medio anual es de 0.117 ± 0.001 .

Su variabilidad diaria presenta un valor mayor y aproximadamente constante en las horas centrales del día, y valores más bajos a primera y última hora del día.

- El parámetro de asimetría g muestra un leve aumento en los meses de verano. Su valor medio anual es de 0.651 ± 0.002 , indicando una atmósfera de contaminación moderada durante todo el año para Burjassot.

Su variabilidad diaria presenta un valor menor y aproximadamente constante en las horas centrales del día, y valores más altos a primera y última hora del día.

- Se ha comprobado la influencia que tiene el tráfico sobre las propiedades de los aerosoles analizando cómo varían los coeficientes de dispersión σ_{sp} y retrodispersión σ_{bsp} a 550 nm y el exponente de Ångström de dispersión α_s en los días laborables y los fines de semana.

El patrón diario de estas propiedades de los aerosoles es distinto para los días laborables y los fines de semana, aumentando el tamaño de las partículas durante las horas centrales de los días laborables debido fundamentalmente a la resuspensión de las partículas depositadas en las vías de circulación que provoca el tráfico (*road dust*).

- Los coeficientes de dispersión σ_{sp} y retrodispersión σ_{bsp} a 550 nm son parámetros sensibles al tipo de masa de aire. Los mayores valores se obtienen bajo la influencia de masas procedentes del Norte de África y del continente europeo. Los mínimos en cambio se obtienen con las masas de aire de tipo ártico.
- El exponente de Ångström de dispersión α_s presenta sus valores más altos bajo la influencia de masas de tipo europeo, cargadas principalmente con hollines de pequeño tamaño debidos a la combustión de combustibles fósiles. Los valores más bajos se obtienen con las masas de tipo polar y ártico.
- La fracción de retrodispersión b a 550 nm presenta sus valores más altos bajo la influencia de masas de tipo polar y ártico. Los valores más bajos se obtienen con las masas procedentes del Norte de África y del continente europeo.
- El parámetro de asimetría g a 550 nm presenta sus valores más altos bajo la influencia de masas procedentes del Norte de África y del continente europeo. Los mínimos en cambio se obtienen con las masas de aire de tipo polar y ártico.

Conclusiones

- Se han comparado las propiedades de los aerosoles medidas sobre Bondville (Illinois, EE.UU.) por el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) del NOAA con las obtenidas por la red de medida AERONET durante el periodo 2006 – 2008.
- La comparación del AOD medido por AERONET con el obtenido a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) muestra una buena correlación ($R^2 = 0.79$), aunque el AOD del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) presenta una desviación respecto del origen de ordenadas de 0.05, y los valores del AOD de AERONET son un 14% - 23% mayores que los calculados para el *Airborne Aerosol Observatory* (AAO).
- La mayor parte de la discrepancia entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) se debe probablemente a un ajuste incorrecto de los valores de σ_{sp} y σ_{bsp} a humedad relativa ambiente usando aproximaciones del crecimiento higroscópico.

Otra parte significativa de la discrepancia entre el AOD medido por AERONET y el calculado a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) (junto a la incertidumbre de la corrección por efectos de truncamiento del nefelómetro) se debe al hecho de que puede haber menos aerosoles en el nivel más bajo de vuelo o que no todo el aerosol está llegando al nefelómetro ya que el tubo de entrada de los aerosoles al avión del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) excluye a los aerosoles grandes. Desafortunadamente, con nuestro conjunto de datos no ha sido posible descartar ninguna de estas dos hipótesis.

- La comparación de las propiedades intensivas (α , ω_0 , g , b , FMF) calculadas por AERONET con las obtenidas a partir de las medidas del *Airborne Aerosol Observatory* (AAO) muestra poca correlación entre los datos y diferencias significativas entre ellos.

Conclusiones

Perspectivas futuras

Perspectivas futuras

Perspectivas futuras

Como perspectivas futuras es imprescindible mantener operativo el nefelómetro de integración TSI 3563 en la estación del Campus de Burjassot de la Universitat de València para extender el estudio actual durante los próximos años con el objetivo de obtener una estadística más precisa.

Para realizar un estudio más completo de las propiedades de los aerosoles atmosféricos a partir de medidas *in-situ* realizadas en la superficie, será necesario tener medidas del coeficiente de absorción. Recientemente, el Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València ha adquirido un aetalómetro de Magee Scientific Company que permite la medida del coeficiente de absorción en 7 longitudes de onda ($\lambda = 370, 470, 520, 590, 660, 880$ y 950 nm). Este nuevo instrumento, junto al nefelómetro de integración TSI 3563, nos permitirá obtener otras propiedades de los aerosoles, como el coeficiente de extinción o el albedo de dispersión simple, a nivel de la superficie, y por lo tanto se podrá realizar una caracterización más completa de los aerosoles atmosféricos *in-situ*.

Por lo tanto, en el futuro será necesario crear una metodología de procesado conjunto de las medidas del nefelómetro de integración TSI 3563 y del aetalómetro, con el objetivo de obtener algunas de las principales propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos.

A largo plazo, cuando se disponga de una amplia base de datos conjunta de medidas *in-situ* realizadas con el nefelómetro de integración TSI 3563 y el aetalómetro, las propiedades de los aerosoles obtenidas a partir de ella podrán ser comparadas con las obtenidas a partir de la base de datos de medidas en la columna atmosférica realizadas por el fotómetro solar CIMEL CE318 o el radiómetro PREDE POM-01L del Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València. En esta comparación resultará de especial importancia el micro-LIDAR CIMEL CAML CE370-2 que también posee el Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València, que permitirá obtener información sobre el perfil vertical de extinción de los aerosoles.

Así, en el futuro el Grupo de Radiación Solar de la Universitat de València integrará diferentes técnicas de medida para una mejor caracterización de las propiedades de los aerosoles atmosféricos que dominan el área metropolitana de Valencia.

Perspectivas futuras

Anexo I

Caracterización de aerosoles

I. Caracterización de aerosoles

I. Caracterización de aerosoles

Tabla I.1 - Resumen mensual y anual del coeficiente de dispersión a 450 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio σ_{sp}^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{sp}^{450nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{sp}^{450nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{sp}^{450nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
Ene	129	14	102	95	16	444	53
Feb	120	15	92	96	12	396	43
Mar	119	12	113	72	11	323	38
Abr	116	10	102	74	11	318	50
May	131	10	112	70	28	323	52
Jun	130	9	116	61	17	275	44
Jul	112	8	104	44	27	194	31
Ago	96	4	96	22	64	185	31
Sep	103	8	91	50	40	256	42
Oct	121	10	102	86	21	393	76
Nov	93	9	66	86	10	441	86
Dic	83	7	63	62	11	266	89
Anual	110	3	94	75	10	444	635

Tabla I.2 - Resumen mensual y anual del coeficiente de dispersión a 550 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio σ_{sp}^{550nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{sp}^{550nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{sp}^{550nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{sp}^{550nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
Ene	93	9	69	70	13	334	53
Feb	87	11	65	70	9	296	43
Mar	86	8	80	51	8	241	38
Abr	84	8	71	54	7	235	50
May	99	8	80	55	20	247	52
Jun	98	7	85	48	13	215	44
Jul	84	6	80	31	22	141	31
Ago	71	3	71	16	48	140	31
Sep	74	5	66	35	27	179	42
Oct	90	7	74	65	15	302	76
Nov	68	7	48	64	9	336	86
Dic	59	5	45	44	9	187	89
Anual	81	2	69	56	7	336	635

I. Caracterización de aerosoles

Tabla I.3 - Resumen mensual y anual del coeficiente de dispersión a 700 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio σ_{sp}^{700nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{sp}^{700nm} \rangle$, desviación estándar S.D., mínimo *min*, máximo *max* y número de días N.

	σ_{sp}^{700nm} (Mm ⁻¹)	ϵ (Mm ⁻¹)	$\langle \sigma_{sp}^{700nm} \rangle$ (Mm ⁻¹)	S.D. (Mm ⁻¹)	min (Mm ⁻¹)	max (Mm ⁻¹)	N
Ene	60	6	45	46	10	224	53
Feb	57	7	44	44	7	195	43
Mar	57	5	52	32	6	158	38
Abr	56	5	48	35	5	149	50
May	70	5	55	40	14	171	52
Jun	71	5	58	36	10	156	44
Jul	60	4	60	20	19	99	31
Ago	49	2	46	11	34	97	31
Sep	49	3	47	22	17	115	42
Oct	62	5	50	44	11	214	76
Nov	47	5	32	43	8	234	86
Dic	38	3	33	27	7	121	89
Anual	55	1	47	37	5	234	635

Tabla I.4 - Resumen mensual y anual del coeficiente de retrodispersión a 450 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio σ_{bsp}^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{bsp}^{450nm} \rangle$, desviación estándar S.D., mínimo *min*, máximo *max* y número de días N.

	σ_{bsp}^{450nm} (Mm ⁻¹)	ϵ (Mm ⁻¹)	$\langle \sigma_{bsp}^{450nm} \rangle$ (Mm ⁻¹)	S.D. (Mm ⁻¹)	min (Mm ⁻¹)	max (Mm ⁻¹)	N
Ene	13	1	10	8	2	37	53
Feb	12	1	11	7	2	30	43
Mar	12	1	12	6	2	26	38
Abr	10.6	0.8	10.0	5.7	1.5	22.8	50
May	11.7	0.7	10.8	5.0	3.3	26.1	52
Jun	11.7	0.7	11.6	4.4	2.2	20.5	44
Jul	10.0	0.6	9.8	3.1	3.5	14.7	31
Ago	8.7	0.3	8.7	1.5	6.0	14.0	31
Sep	9.6	0.7	8.8	4.3	4.0	22.7	42
Oct	11.2	0.8	10.0	6.6	2.7	34.4	76
Nov	9.5	0.7	7.4	7.0	1.6	34.4	86
Dic	8.8	0.6	7.0	5.9	1.5	27.4	89
Anual	10.6	0.2	9.3	6.1	1.5	36.7	635

I. Caracterización de aerosoles

Tabla I.5 - Resumen mensual y anual del coeficiente de retrodispersión a 550 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio σ_{bsp}^{550nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{bsp}^{550nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{bsp}^{550nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{bsp}^{550nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
Ene	10.1	0.9	8.0	6.6	1.9	28.8	53
Feb	9.0	0.9	8.2	5.6	1.3	23.8	43
Mar	9.4	0.8	9.8	4.9	1.2	20.9	38
Abr	8.6	0.6	8.2	4.6	1.1	17.9	50
May	9.8	0.6	8.9	4.2	2.7	21.7	52
Jun	9.9	0.6	9.5	3.8	1.9	17.5	44
Jul	8.5	0.5	8.4	2.6	3.1	12.4	31
Ago	7.3	0.2	7.2	1.2	5.0	11.8	31
Sep	7.8	0.5	7.2	3.4	3.5	18.1	42
Oct	9.1	0.6	8.1	5.4	2.2	28.1	76
Nov	7.7	0.6	5.8	5.6	1.4	28.3	86
Dic	6.9	0.5	5.6	4.6	1.2	21.7	89
Anual	8.6	0.2	7.6	4.9	1.1	28.8	635

Tabla I.6 - Resumen mensual y anual del coeficiente de retrodispersión a 700 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio σ_{bsp}^{700nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{bsp}^{700nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{bsp}^{700nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{bsp}^{700nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
Ene	8.1	0.7	6.5	5.3	1.5	23.9	53
Feb	7.3	0.7	6.3	4.6	1.1	19.7	43
Mar	7.7	0.6	7.7	3.9	0.9	17.0	38
Abr	7.2	0.6	6.9	4.0	0.8	15.9	50
May	8.6	0.5	7.6	3.9	2.2	19.0	52
Jun	8.8	0.5	8.0	3.6	1.6	16.7	44
Jul	7.6	0.4	7.6	2.3	2.7	11.5	31
Ago	6.4	0.2	6.2	1.1	4.5	10.7	31
Sep	6.6	0.4	6.0	2.8	2.7	15.0	42
Oct	7.8	0.5	6.8	4.7	1.7	24.3	76
Nov	6.3	0.5	4.6	4.8	1.1	25.0	86
Dic	5.5	0.4	4.6	3.6	1.0	16.9	89
Anual	7.2	0.2	6.4	4.2	0.8	25.0	635

I. Caracterización de aerosoles

Tabla I.7 - Resumen mensual y anual del exponente de Ångström de dispersión en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio α_s , error estándar ϵ , mediana $\langle \alpha_s \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	α_s	ϵ	$\langle \alpha_s \rangle$	<i>S.D.</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>N</i>
Ene	1.70	0.04	1.73	0.28	0.90	2.12	53
Feb	1.58	0.04	1.62	0.27	0.89	2.02	43
Mar	1.57	0.05	1.67	0.34	0.75	2.03	38
Abr	1.63	0.03	1.67	0.24	1.07	2.10	50
May	1.42	0.03	1.43	0.23	0.86	1.87	52
Jun	1.41	0.04	1.46	0.26	0.77	1.82	44
Jul	1.34	0.06	1.30	0.34	0.69	2.02	31
Ago	1.53	0.03	1.57	0.18	1.13	1.82	31
Sep	1.63	0.04	1.68	0.23	0.96	2.01	42
Oct	1.49	0.03	1.50	0.25	0.97	2.09	76
Nov	1.50	0.03	1.55	0.27	0.76	2.07	86
Dic	1.66	0.03	1.71	0.26	1.01	2.14	89
Anual	1.55	0.01	1.58	0.28	0.69	2.14	635

Tabla I.8 - Resumen mensual y anual de la fracción de retrodispersión a 450 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio b^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle b^{450nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	b^{450nm}	ϵ	$\langle b^{450nm} \rangle$	<i>S.D.</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>N</i>
Ene	0.108	0.003	0.105	0.019	0.074	0.166	53
Feb	0.108	0.003	0.106	0.019	0.075	0.143	43
Mar	0.107	0.002	0.106	0.015	0.080	0.142	38
Abr	0.100	0.002	0.095	0.017	0.072	0.136	50
May	0.096	0.002	0.092	0.015	0.073	0.125	52
Jun	0.095	0.002	0.092	0.014	0.074	0.127	44
Jul	0.093	0.002	0.090	0.013	0.074	0.130	31
Ago	0.092	0.002	0.090	0.010	0.076	0.114	31
Sep	0.095	0.002	0.095	0.010	0.074	0.111	42
Oct	0.101	0.002	0.100	0.017	0.069	0.138	76
Nov	0.116	0.002	0.118	0.019	0.076	0.157	86
Dic	0.114	0.002	0.114	0.015	0.085	0.159	89
Anual	0.104	0.001	0.102	0.018	0.069	0.166	635

I. Caracterización de aerosoles

Tabla I.9 - Resumen mensual y anual de la fracción de retrodispersión a 550 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio b^{550nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle b^{550nm} \rangle$, desviación estándar $S.D.$, mínimo min , máximo max y número de días N .

	b^{550nm}	ϵ	$\langle b^{550nm} \rangle$	$S.D.$	min	max	N
Ene	0.118	0.002	0.116	0.017	0.086	0.160	53
Feb	0.119	0.003	0.120	0.020	0.079	0.150	43
Mar	0.119	0.002	0.119	0.015	0.090	0.148	38
Abr	0.117	0.003	0.114	0.019	0.076	0.154	50
May	0.109	0.002	0.106	0.017	0.079	0.142	52
Jun	0.110	0.002	0.106	0.015	0.087	0.143	44
Jul	0.107	0.003	0.105	0.014	0.086	0.140	31
Ago	0.106	0.002	0.104	0.011	0.091	0.126	31
Sep	0.109	0.002	0.112	0.012	0.084	0.127	42
Oct	0.114	0.002	0.114	0.016	0.075	0.147	76
Nov	0.127	0.002	0.133	0.018	0.082	0.159	86
Dic	0.125	0.001	0.126	0.014	0.093	0.154	89
Anual	0.117	0.001	0.115	0.018	0.075	0.160	635

Tabla I.10 - Resumen mensual y anual de la fracción de retrodispersión a 700 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio b^{700nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle b^{700nm} \rangle$, desviación estándar $S.D.$, mínimo min , máximo max y número de días N .

	b^{700nm}	ϵ	$\langle b^{700nm} \rangle$	$S.D.$	min	max	N
Ene	0.141	0.002	0.142	0.015	0.100	0.177	53
Feb	0.138	0.002	0.137	0.016	0.099	0.160	43
Mar	0.139	0.002	0.140	0.013	0.108	0.164	38
Abr	0.137	0.002	0.135	0.017	0.099	0.172	50
May	0.130	0.002	0.127	0.017	0.099	0.163	52
Jun	0.131	0.002	0.131	0.015	0.095	0.165	44
Jul	0.129	0.002	0.127	0.010	0.113	0.150	31
Ago	0.133	0.002	0.132	0.012	0.109	0.154	31
Sep	0.135	0.002	0.136	0.013	0.111	0.164	42
Oct	0.134	0.002	0.135	0.015	0.102	0.163	76
Nov	0.147	0.002	0.152	0.016	0.103	0.172	86
Dic	0.147	0.001	0.148	0.011	0.119	0.177	89
Anual	0.138	0.001	0.139	0.016	0.095	0.177	635

I. Caracterización de aerosoles

Tabla I.11 - Resumen mensual y anual del parámetro de asimetría a 450 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio g^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle g^{450nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	g^{450nm}	ϵ	$\langle g^{450nm} \rangle$	<i>S.D.</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>N</i>
Ene	0.641	0.006	0.648	0.047	0.505	0.734	53
Feb	0.642	0.008	0.645	0.049	0.555	0.731	43
Mar	0.644	0.006	0.645	0.040	0.557	0.717	38
Abr	0.662	0.007	0.673	0.046	0.569	0.741	50
May	0.674	0.005	0.682	0.039	0.596	0.736	52
Jun	0.675	0.006	0.683	0.038	0.591	0.733	44
Jul	0.680	0.006	0.688	0.036	0.585	0.733	31
Ago	0.683	0.005	0.687	0.029	0.623	0.729	31
Sep	0.673	0.004	0.674	0.027	0.632	0.735	42
Oct	0.658	0.005	0.662	0.045	0.566	0.749	76
Nov	0.621	0.005	0.614	0.050	0.524	0.729	86
Dic	0.624	0.004	0.625	0.038	0.518	0.703	89
Anual	0.651	0.002	0.656	0.047	0.506	0.750	635

Tabla I.12 - Resumen mensual y anual del parámetro de asimetría a 550 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio g^{550nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle g^{550nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	g^{550nm}	ϵ	$\langle g^{550nm} \rangle$	<i>S.D.</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>N</i>
Ene	0.615	0.006	0.620	0.041	0.518	0.700	53
Feb	0.616	0.008	0.609	0.051	0.539	0.720	43
Mar	0.615	0.006	0.611	0.037	0.547	0.689	38
Abr	0.621	0.007	0.626	0.048	0.532	0.728	50
May	0.639	0.006	0.645	0.046	0.543	0.719	52
Jun	0.637	0.006	0.646	0.038	0.558	0.698	44
Jul	0.644	0.006	0.649	0.036	0.561	0.700	31
Ago	0.645	0.005	0.650	0.028	0.596	0.685	31
Sep	0.638	0.005	0.630	0.032	0.592	0.704	42
Oct	0.627	0.005	0.624	0.042	0.546	0.731	76
Nov	0.594	0.005	0.581	0.045	0.522	0.712	86
Dic	0.599	0.004	0.595	0.033	0.534	0.679	89
Anual	0.620	0.002	0.622	0.044	0.518	0.731	635

I. Caracterización de aerosoles

Tabla I.13 - Resumen mensual y anual del parámetro de asimetría a 700 nm en el periodo de medida 2006 - 2009: promedio g^{700nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle g^{700nm} \rangle$, desviación estándar $S.D.$, mínimo min , máximo max y número de días N .

	g^{700nm}	ϵ	$\langle g^{700nm} \rangle$	$S.D.$	min	max	N
Ene	0.560	0.005	0.556	0.036	0.482	0.661	53
Feb	0.566	0.006	0.567	0.038	0.517	0.663	43
Mar	0.564	0.005	0.561	0.029	0.509	0.639	38
Abr	0.569	0.006	0.572	0.040	0.491	0.663	50
May	0.587	0.005	0.592	0.040	0.511	0.662	52
Jun	0.583	0.005	0.582	0.036	0.506	0.673	44
Jul	0.588	0.004	0.592	0.024	0.538	0.627	31
Ago	0.578	0.005	0.580	0.028	0.529	0.638	31
Sep	0.572	0.005	0.570	0.030	0.508	0.630	42
Oct	0.577	0.004	0.572	0.034	0.510	0.655	76
Nov	0.547	0.004	0.534	0.037	0.492	0.651	86
Dic	0.545	0.003	0.544	0.025	0.483	0.611	89
Anual	0.567	0.001	0.564	0.036	0.482	0.673	635

I. Caracterización de aerosoles

Anexo II

Caracterización de masas de aire

II. Caracterización de masas de aire

II. Caracterización de masas de aire

Tabla II.1 - Características del coeficiente de dispersión a 450 nm en función de la masa de aire dominante: promedio σ_{sp}^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{sp}^{450nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{sp}^{450nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{sp}^{450nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
AF	120	11	101	68	17	274	35
AF-EU	101	9	78	58	30	298	39
EU	98	7	87	55	17	252	60
EU-AR	89	7	76	59	11	279	71
AR	38	5	26	37	7	200	52
AR-PO	60	5	45	45	10	204	80
PO	84	7	56	67	12	379	86
PO-TR	82	10	69	59	21	260	33
TR	107	19	128	60	12	181	10
TR-AF	135	24	97	108	13	412	20
O	97	36	126	63	25	141	3

Tabla II.2 - Características del coeficiente de dispersión a 550 nm en función de la masa de aire dominante: promedio σ_{sp}^{550nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{sp}^{550nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{sp}^{550nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{sp}^{550nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
AF	92	9	71	54	13	208	35
AF-EU	75	7	59	42	22	209	39
EU	69	5	62	39	12	181	60
EU-AR	64	5	56	41	10	201	71
AR	28	4	21	26	5	141	52
AR-PO	44	4	35	32	8	147	80
PO	61	5	42	48	10	284	86
PO-TR	60	7	51	42	18	183	33
TR	78	14	90	44	10	132	10
TR-AF	100	18	70	79	9	292	20
O	70	27	94	46	17	100	3

II. Caracterización de masas de aire

Tabla II.3 - Características del coeficiente de dispersión a 700 nm en función de la masa de aire dominante: promedio σ_{sp}^{700nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{sp}^{700nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{sp}^{700nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{sp}^{700nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
AF	67	7	55	40	10	143	35
AF-EU	52	5	42	29	16	131	39
EU	44	3	40	24	9	115	60
EU-AR	42	3	39	25	9	128	71
AR	20	2	14	17	3	91	52
AR-PO	31	2	25	21	6	98	80
PO	41	3	32	30	7	181	86
PO-TR	42	5	37	27	14	120	33
TR	53	10	58	30	7	94	10
TR-AF	68	11	47	51	7	184	20
O	46	17	61	30	11	65	3

Tabla II.4 - Características del coeficiente de retrodispersión a 450 nm en función de la masa de aire dominante: promedio σ_{bsp}^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{bsp}^{450nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{bsp}^{450nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{bsp}^{450nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
AF	12	1	10	6	2	26	35
AF-EU	9.3	0.7	7.9	4.5	3.4	25.2	39
EU	9.7	0.7	8.7	5.1	2.2	25.0	60
EU-AR	9.1	0.7	8.1	5.5	1.7	31.6	71
AR	4.6	0.5	3.5	4.0	0.9	21.6	52
AR-PO	6.6	0.5	5.9	4.1	1.3	19.0	80
PO	8.4	0.6	6.4	5.8	1.6	28.4	86
PO-TR	8.6	0.9	6.9	5.2	2.9	25.8	33
TR	11	2	12	5	2	18	10
TR-AF	13	2	8	9	2	33	20
O	8	3	10	5	3	12	3

II. Caracterización de masas de aire

Tabla II.5 - Características del coeficiente de retrodispersión a 550 nm en función de la masa de aire dominante: promedio σ_{bsp}^{550nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{bsp}^{550nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{bsp}^{550nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{bsp}^{550nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
AF	9.9	0.8	8.5	4.8	1.6	21.9	35
AF-EU	7.7	0.6	6.4	3.6	2.8	19.5	39
EU	7.8	0.5	7.0	4.0	1.8	19.9	60
EU-AR	7.3	0.5	6.7	4.3	1.5	25.1	71
AR	3.8	0.4	2.8	3.1	0.7	16.8	52
AR-PO	5.4	0.4	4.8	3.3	1.2	14.9	80
PO	6.8	0.5	5.4	4.6	1.4	22.5	86
PO-TR	7.1	0.7	5.8	4.3	2.6	21.6	33
TR	9	1	10	4	2	14	10
TR-AF	10	2	7	7	1	26	20
O	7	3	8	4	2	10	3

Tabla II.6 - Características del coeficiente de retrodispersión a 700 nm en función de la masa de aire dominante: promedio σ_{bsp}^{700nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle \sigma_{bsp}^{700nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	σ_{bsp}^{700nm} (Mm^{-1})	ϵ (Mm^{-1})	$\langle \sigma_{bsp}^{700nm} \rangle$ (Mm^{-1})	<i>S.D.</i> (Mm^{-1})	<i>min</i> (Mm^{-1})	<i>max</i> (Mm^{-1})	<i>N</i>
AF	8.6	0.7	7.2	4.3	1.5	17.6	35
AF-EU	6.7	0.5	5.6	3.2	2.3	15.8	39
EU	6.3	0.4	5.5	3.3	1.4	15.6	60
EU-AR	6.0	0.4	5.6	3.4	1.4	19.0	71
AR	3.1	0.3	2.3	2.5	0.5	13.4	52
AR-PO	4.6	0.3	3.9	2.8	0.9	12.2	80
PO	5.7	0.4	4.7	3.7	1.0	17.7	86
PO-TR	6.0	0.6	5.2	3.6	2.2	18.1	33
TR	7	1	8	4	1	11	10
TR-AF	9	1	6	6	1	22	20
O	6	2	6	4	2	9	3

II. Caracterización de masas de aire

Tabla II.7 - Características del exponente de Ångström de dispersión en función de la masa de aire dominante: promedio α_s , error estándar ϵ , mediana $\langle \alpha_s \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	α_s	ϵ	$\langle \alpha_s \rangle$	<i>S.D.</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>N</i>
AF	1.37	0.05	1.36	0.29	0.84	1.97	35
AF-EU	1.48	0.05	1.52	0.33	0.30	1.93	39
EU	1.76	0.03	1.80	0.23	1.09	2.12	60
EU-AR	1.63	0.04	1.74	0.33	0.72	2.22	71
AR	1.26	0.05	1.33	0.39	0.40	2.15	52
AR-PO	1.36	0.04	1.40	0.39	0.27	2.08	80
PO	1.50	0.04	1.55	0.37	0.42	2.07	86
PO-TR	1.40	0.07	1.46	0.38	0.58	2.18	33
TR	1.56	0.07	1.57	0.22	1.14	1.88	10
TR-AF	1.49	0.07	1.53	0.33	0.60	1.95	20
O	1.72	0.15	1.76	0.26	1.44	1.95	3

Tabla II.8 - Características de la fracción de retrodispersión a 450 nm en función de la masa de aire dominante: promedio b^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle b^{450nm} \rangle$, desviación estándar *S.D.*, mínimo *min*, máximo *max* y número de días *N*.

	b^{450nm}	ϵ	$\langle b^{450nm} \rangle$	<i>S.D.</i>	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>N</i>
AF	0.103	0.003	0.098	0.018	0.075	0.149	35
AF-EU	0.096	0.002	0.095	0.014	0.068	0.132	39
EU	0.103	0.002	0.101	0.015	0.074	0.134	60
EU-AR	0.108	0.002	0.107	0.018	0.077	0.151	71
AR	0.134	0.003	0.133	0.019	0.100	0.170	52
AR-PO	0.120	0.002	0.120	0.022	0.078	0.180	80
PO	0.111	0.002	0.110	0.021	0.071	0.147	86
PO-TR	0.115	0.004	0.111	0.020	0.084	0.166	33
TR	0.110	0.007	0.104	0.023	0.080	0.155	10
TR-AF	0.103	0.005	0.097	0.020	0.081	0.150	20
O	0.093	0.004	0.091	0.007	0.088	0.102	3

II. Caracterización de masas de aire

Tabla II.9 - Características de la fracción de retrodispersión a 550 nm en función de la masa de aire dominante: promedio b^{550nm} , error estándar ε , mediana $\langle b^{550nm} \rangle$, desviación estándar S.D., mínimo *min*, máximo *max* y número de días N.

	b^{550nm}	ε	$\langle b^{550nm} \rangle$	S.D.	min	max	N
AF	0.114	0.003	0.111	0.019	0.080	0.157	35
AF-EU	0.108	0.003	0.106	0.016	0.077	0.143	39
EU	0.116	0.002	0.115	0.016	0.083	0.149	60
EU-AR	0.121	0.002	0.120	0.017	0.089	0.162	71
AR	0.142	0.002	0.143	0.014	0.115	0.175	52
AR-PO	0.133	0.002	0.134	0.022	0.090	0.184	80
PO	0.123	0.002	0.124	0.020	0.074	0.162	86
PO-TR	0.126	0.003	0.124	0.019	0.092	0.173	33
TR	0.123	0.008	0.121	0.025	0.090	0.170	10
TR-AF	0.113	0.004	0.110	0.018	0.086	0.152	20
O	0.102	0.003	0.103	0.004	0.097	0.106	3

Tabla II.10 - Características de la fracción de retrodispersión a 700 nm en función de la masa de aire dominante: promedio b^{700nm} , error estándar ε , mediana $\langle b^{700nm} \rangle$, desviación estándar S.D., mínimo *min*, máximo *max* y número de días N.

	b^{700nm}	ε	$\langle b^{700nm} \rangle$	S.D.	min	max	N
AF	0.137	0.003	0.139	0.017	0.104	0.169	35
AF-EU	0.133	0.002	0.129	0.015	0.105	0.170	39
EU	0.145	0.002	0.146	0.014	0.112	0.171	60
EU-AR	0.147	0.002	0.146	0.015	0.114	0.179	71
AR	0.159	0.002	0.158	0.011	0.137	0.182	52
AR-PO	0.152	0.002	0.152	0.018	0.114	0.191	80
PO	0.146	0.002	0.150	0.017	0.096	0.184	86
PO-TR	0.148	0.002	0.147	0.014	0.120	0.179	33
TR	0.148	0.007	0.150	0.021	0.118	0.180	10
TR-AF	0.138	0.004	0.139	0.017	0.110	0.175	20
O	0.132	0.010	0.134	0.018	0.113	0.149	3

II. Caracterización de masas de aire

Tabla II.11 - Características del parámetro de asimetría a 450 nm en función de la masa de aire dominante: promedio g^{450nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle g^{450nm} \rangle$, desviación estándar $S.D.$, mínimo min , máximo max y número de días N .

	g^{450nm}	ϵ	$\langle g^{450nm} \rangle$	$S.D.$	min	max	N
AF	0.655	0.008	0.666	0.047	0.541	0.732	35
AF-EU	0.672	0.006	0.675	0.038	0.581	0.753	39
EU	0.654	0.005	0.657	0.039	0.574	0.735	60
EU-AR	0.641	0.005	0.641	0.045	0.538	0.724	71
AR	0.578	0.006	0.579	0.043	0.498	0.660	52
AR-PO	0.611	0.006	0.608	0.053	0.478	0.721	80
PO	0.634	0.006	0.634	0.053	0.546	0.744	86
PO-TR	0.624	0.009	0.632	0.051	0.507	0.706	33
TR	0.638	0.019	0.650	0.059	0.530	0.715	10
TR-AF	0.655	0.012	0.668	0.052	0.539	0.715	20
O	0.680	0.012	0.688	0.020	0.657	0.695	3

Tabla II.12 - Características del parámetro de asimetría a 550 nm en función de la masa de aire dominante: promedio g^{550nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle g^{550nm} \rangle$, desviación estándar $S.D.$, mínimo min , máximo max y número de días N .

	g^{550nm}	ϵ	$\langle g^{550nm} \rangle$	$S.D.$	min	max	N
AF	0.626	0.008	0.632	0.047	0.524	0.716	35
AF-EU	0.641	0.007	0.646	0.041	0.555	0.726	39
EU	0.620	0.005	0.622	0.041	0.542	0.708	60
EU-AR	0.608	0.005	0.610	0.043	0.513	0.692	71
AR	0.558	0.004	0.558	0.032	0.486	0.622	52
AR-PO	0.580	0.006	0.576	0.051	0.470	0.688	80
PO	0.604	0.005	0.599	0.050	0.513	0.733	86
PO-TR	0.596	0.008	0.600	0.046	0.491	0.682	33
TR	0.604	0.019	0.607	0.061	0.499	0.689	10
TR-AF	0.628	0.010	0.635	0.045	0.535	0.700	20
O	0.656	0.008	0.652	0.013	0.646	0.671	3

II. Caracterización de masas de aire

Tabla II.13 - Características del parámetro de asimetría a 700 nm en función de la masa de aire dominante: promedio g^{700nm} , error estándar ϵ , mediana $\langle g^{700nm} \rangle$, desviación estándar $S.D.$, mínimo min , máximo max y número de días N .

	g^{700nm}	ϵ	$\langle g^{700nm} \rangle$	$S.D.$	min	max	N
AF	0.570	0.007	0.565	0.040	0.499	0.650	35
AF-EU	0.579	0.006	0.588	0.036	0.498	0.647	39
EU	0.552	0.004	0.549	0.031	0.495	0.629	60
EU-AR	0.548	0.004	0.547	0.034	0.480	0.624	71
AR	0.523	0.003	0.522	0.023	0.472	0.570	52
AR-PO	0.538	0.004	0.535	0.039	0.456	0.624	80
PO	0.549	0.004	0.541	0.037	0.471	0.671	86
PO-TR	0.545	0.005	0.546	0.031	0.479	0.608	33
TR	0.547	0.015	0.538	0.046	0.480	0.613	10
TR-AF	0.567	0.009	0.565	0.039	0.486	0.635	20
O	0.582	0.024	0.575	0.042	0.543	0.627	3

II. Caracterización de masas de aire

Bibliografía

Bibliografia

Bibliografia

- Aaltonen, V., H. Lihavainen, V.-M. Kerminen, M. Komppula, J. Hatakka, K. Eneroth, M. Kulmala & Y. Viisanen (2006). Measurements of optical properties of atmospheric aerosols in Northern Finland. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 1155–1164, doi:10.5194/acp-6-1155-2006.
- Ahlquist, N.C. & R.J. Charlson (1967). A new instrument for evaluating the visual quality of air. *Journal of Air Pollution Control Association*, 17, 467-469.
- Alexandrov, M.D., A. Marshak, B. Cairns, A.A. Lacis & B.E. Carlson (2004). Automated cloud screening algorithm for MFRSR data. *Geophysical Research Letters*, 31, L04118, doi:10.1029/2003GL019105.
- Amato, F., M. Pandolfi, M. Viana, X. Querol, A. Alastuey & T. Moreno (2009). Spatial and chemical patterns of PM10 in road dust deposited in urban environment. *Atmospheric Environment*, 43 (9), 1650-1659, doi:10.1016/j.atmosenv.2008.12.009.
- Anderson, T.L., D.S. Covert, S.F. Marshall, M.L. Laucks, R.J. Charlson, A.P. Waggoner, J.A. Ogren, R. Caldow, R.L. Holm, F.R. Quant, G.J. Sem, A. Wiedensohler, N.A. Ahlquist & T.S. Bates (1996). Performance characteristics of a high-sensitivity, three-wavelength, total scatter/backscatter nephelometer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13, 967-986.
- Anderson, T.L. & J.A. Ogren (1998). Determining aerosol radiative properties using the TSI 3563 integrating nephelometer. *Aerosol Science and Technology*, 29 (1), 57-69.
- Anderson, T.L., R.J. Charlson, D.M. Winker, J.A. Ogren & K. Holmen (2003). Mesoscale variations of tropospheric aerosols. *Journal of Atmospheric Sciences*, 60, 119-136.
- Andreae, T.W., M.O. Andreae, C. Ichoku, W. Maenhaut, J. Cafmeyer, A. Karnieli & L. Orlovsky (2002). Light scattering by dust and anthropogenic aerosol at a remote site in the Negev desert, Israel. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D2), 4008, doi:10.1029/2001JD900252.
- Andrews, E., P.J. Sheridan, J.A. Ogren & R. Ferrare (2004). In situ aerosol profiles over the Southern Great Plains cloud and radiation test bed site: 1. Aerosol optical properties. *Journal of Geophysical Research*, 109, D06208, doi:10.1029/2003JD004025.
- Andrews, E., P.J. Sheridan, M. Fiebig, A. McComiskey, J.A. Ogren, P. Arnott, D. Covert, R. Elleman, R. Gasparini, D. Collins, H. Jonsson, B. Schmid & J. Wang (2006). Comparison of methods for deriving aerosol asymmetry parameter. *Journal of Geophysical Research*, 111, D05S04, doi:10.1029/2004JD005734.

Bibliografía

- Ångström, A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and on the dust in the air. *Geography Annals*, 11, 156-166.
- Atkinson, D.B., P. Massoli, N.T. O'Neill, P.K. Quinn, S.D. Brooks & B. Lefer (2010). Comparison of in situ and columnar aerosol spectral measurements during TexAQS-GoMACCS 2006: testing parameterizations for estimating aerosol fine mode properties. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 51-61, doi:10.5194/acp-10-51-2010.
- Augustine, J.A., J.J. DeLuisi & C.N. Long (2000). SURFRAD—A national surface radiation budget network for atmospheric research. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 2341–2357.
- Augustine, J.A., G.B. Hodges, C.R. Cornwall, J.J. Michalsky & C.I. Medina (2005). An update on SURFRAD—The GCOS surface radiation budget network for the continental United States. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 1460–1472, doi:10.1175/JTECH1806.1.
- Augustine, J.A., G.B. Hodges, E.G. Dutton, J.J. Michalsky & C.R. Cornwall (2007). An aerosol optical depth climatology for NOAA's national surface radiation budget network (SURFRAD). *Journal of Geophysical Research*, 113, D11204, doi:10.1029/2007JD009504.
- Barry, R.G. & R.J. Chorley (1987). *Atmósfera, tiempo y clima*. Ediciones Omega, Barcelona, España.
- Bazhan, V. (2003). Scatlab: Light Scattering Software, version 1.2. Freeware.
- Bergstrom, R.W., P. Pilewskie, B. Schmid & P.B. Russell (2003). Estimates of the spectral aerosol single scattering albedo and aerosol radiative effects during SAFARI 2000. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D13), 8474, doi:10.1029/2002JD002435.
- Beuttell, R.G. & A.W. Brewer (1949). Instruments for the measurement of the visual range. *Journal of Scientific Instruments*, 26, 357–359.
- Bhardwaja, P.S., R.J. Charlson, A.P. Waggoner & N.C. Ahlquist (1973). Rayleigh scattering coefficients of Freon-12, Freon-22 and CO₂ relative to that of air. *Applied Optics*, 12, 135.
- Birmili, W., A. Wiedensohler, J. Heintzenberg & K. Lehman (2001). Atmospheric particle number size distribution in central Europe: Statistical relations to air masses and meteorology. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D23), 32005–32018, doi:10.1029/2000JD000220.

Bibliografia

- Blanchard, D.C. & A.E. Woodcock (1980). The production, concentration and vertical distribution of the sea-salt aerosol. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338, 330-347.
- Bodhaine, B.A. (1979). Measurement of the Rayleigh scattering properties of some gases with a nephelometer. *Applied Optics*, 18, 121-125.
- Bodhaine, B.A., N.C. Ahlquist & R.C. Schnell (1991). Three-wavelength nephelometer suitable for aircraft measurements of background aerosol scattering extinction coefficient. *Atmospheric Environment*, 25A, 2267-2276.
- Bodhaine, B.A. & E.G. Dutton (1993). A long-term decrease in arctic haze at Barrow, Alaska. *Geophysical Research Letters*, 20(10), 947-950.
- Bond, T.C., T.L. Anderson & D. Campbell (1999). Calibration and intercomparison of filter-based measurements of visible light absorption by aerosols. *Aerosol Science Technology*, 30, 582-600.
- Bryant, C., K. Eleftheriadis, J. Smolik, V. Zdimal, N. Mihalopoulos & I. Colbeck (2006). Optical properties of aerosols over the eastern Mediterranean. *Atmospheric Environment*, 40, 6229-6244, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.06.009.
- Butcher, S.S. & R.J. Charlson (1972). An introduction to air chemistry. *Academic Press*, New York, New York, USA.
- Cameron, A.G.W. (1981). Elementary and nuclidic abundances in the solar system. En C.A. Barnes, D.D. Clayton & D.D. Schramm, editores, *Essays in nuclear astrophysics*, pp. 23-43, *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.
- Cappa, C.D., D.A. Lack, J.B. Burkholder & A.R. Ravishankara (2008). Bias in filter-based aerosol light absorption measurements due to organic aerosol loading: Evidence from laboratory measurements. *Aerosol Science and Technology*, 42, 1022-1032, doi:10.1080/02786820802389285.
- Carrico, C.M., M.H. Bergin, J. Xu, K. Baumann & H. Maring (2003). Urban aerosol radiative properties: Measurements during the 1999 Atlanta Supersite Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D7), 8422, doi:10.1029/2001JD001222.
- Chand, D., P. Guyon, P. Artaxo, O. Schmid, G.P. Frank, L.V. Rizzo, O.L. Mayol-Bracero, L.V. Gatti & M.O. Andreae (2006). Optical and physical properties of aerosols in the boundary layer and free troposphere over the Amazon Basin during the biomass burning season. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 2911-2925, doi:10.5194/acp-6-2911-2006.

Bibliografia

- Charlson, R.J., H. Horvath & R.F. Pueschel (1967). The direct measurement of atmospheric light scattering coefficient for studies of visibility and pollution. *Atmospheric Environment*, 1, 469-478.
- Charlson, R.J., W.M. Porch, A.P. Waggoner & N.C. Ahlquist (1974). Background aerosol light scattering characteristics: nephelometric observations at Mauna Loa Observatory compared with results at other remote locations. *Tellus*, 26, 345-360.
- Charlson, R.J., D.S. Covert & T.V. Larson (1984). Observation of the effect of humidity on light scattering by aerosols. En T.H. Rukube & A. Deepak, editores, *Hygroscopic aerosols*, pp. 35-44, A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA.
- Charlson, R.J., J. Langner, H. Rodhe, C.B. Leovy & S.G. Warren (1991). Perturbation of the Northern Hemisphere radiative balance by backscattering of anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus*, 43AB, 152-163.
- Charlson, R.J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley Jr., J.E. Hansen & D.J. Hofmann (1992). Climate forcing by anthropogenic aerosol. *Science*, 255, 423-430.
- Covert, D.S., R.J. Charlson & N.C. Ahlquist (1972). A study of the relationship of chemical composition and humidity to light scattering by aerosols. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 968-976.
- Crosby, P. & B.W. Koerber (1963). Scattering of light in the lower atmosphere. *Journal of the Optical Society of America*, 53, 358-361.
- d'Almeida, G.A., P. Koepke, & E.P. Shettle (1991). Atmospheric aerosols, global climatology and radiative characteristics. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA.
- Davies, C.N. (1974). Size distribution of atmospheric particles. *Journal of Aerosol Science*, 5, 293-300.
- Delene, D.J. & J.A. Ogren (2002). Variability of aerosol optical properties at four North American surface monitoring sites. *Journal of Atmospheric Sciences*, 59, 1135-1150.
- Derimian, Y., A. Karnieli, Y.J. Kaufmann, M.O. Andreae, T.W. Andreae, O. Dubovik, W. Maenhaut, I. Koren, & B.N. Holben (2006). Dust and pollution aerosols over the Negev desert, Israel: properties, transport and radiative effect. *Journal of Geophysical Research*, 111, D05205, doi:10.1029/2005JD006549.

Bibliografia

- Di Carmine, C., M. Campanelli, T. Nakajima, C. Tomasi & V. Vitale (2005). Retrievals of Antarctic aerosol characteristics using a Sun-sky radiometer during the 2001-2002 austral summer campaign. *Journal of Geophysical Research*, 110 (D13), doi:10.1029/2004JD005280.
- Di Iorio, T., A. di Sarra, W. Junkermann, M. Cacciani, G. Fiocco & D. Fuà (2003). Tropospheric aerosols in the Mediterranean: 1. Microphysical and optical properties. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D10), 4316, doi:10.1029/2002JD002815.
- Doherty, S.J., P.K. Quinn, A. Jefferson, C.M. Carrico, T.L. Anderson & D. Hegg (2005). A comparison and summary of aerosol optical properties as observed in situ from aircraft, ship, and land during ACE-Asia. *Journal of Geophysical Research*, 110, D04201, doi:10.1029/2004JD004964.
- Dubovik, O. & M.D. King (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *Journal of Geophysical Research*, 105 (D16), 20673-20696, doi:10.1029/2000JD900282.
- Dubovik, O., B.N. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M.I. Mishchenko, P. Yang & I. Slutsker (2002). Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids. *Geophysical Research Letters*, 29 (10), 1415, doi:10.1029/2001GL014506.
- Elias, T., A.M. Silva, N. Belo, S. Pereira, P. Formenti, G. Helas & F. Wagner (2006). Aerosol extinction in a remote continental region of the Iberian Peninsula during summer. *Journal of Geophysical Research*, 111, D14204, doi:10.1029/2005JD006610.
- Estellés, V., M.P. Utrillas, J.L. Gómez-Amo, R. Pedrós & J.A. Martínez-Lozano (2004). Aerosol size distributions and air mass back trajectories over a Mediterranean coastal site. *International Journal of Remote Sensing*, 25 (1), 39–50, doi:10.1080/0143116031000115283.
- Estellés, V. (2006). Caracterización de aerosoles atmosféricos en Valencia mediante fotometría solar. *PhD. thesis*, Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, España.
- Estellés, V. J.A. Martínez-Lozano, M.P. Utrillas & M. Campanelli (2007a). Columnar aerosol properties in Valencia (Spain) by ground-based Sun photometry. *Journal of Geophysical Research*, 112, D11201, doi:10.1029/2006JD008167.

Bibliografía

- Estellés, V. J.A. Martínez-Lozano & M.P. Utrillas (2007b). Influence of air mass history on the columnar aerosol properties at Valencia, Spain. *Journal of Geophysical Research*, 112, D15211, doi:10.1029/2007JD008593.
- Esteve, A.R., J.A. Ogren, P.J. Sheridan, E. Andrews, B.N. Holben & M.P. Utrillas (2010). Statistical evaluation of aerosol retrievals from AERONET using in-situ aircraft measurements. *2010 International Aerosol Conference Abstracts*, P1D92, Helsinki (Finlandia).
- Font Tullot, I. (2000). Climatología de España y Portugal. *Ediciones Universidad Salamanca*, Salamanca, España.
- Formenti, P., M.O. Andreae, T.W. Andreae, E. Galani, A. Vasaras, C. Zerefos, V. Amiridis, L. Orlovsky, A. Karnieli, M. Wendisch, H. Wex, B.N. Holben, W. Maenhaut & J. Lelieveld (2001). Aerosol optical properties and large-scale transport of air masses: observations at a coastal and a semiarid site in the eastern Mediterranean during summer 1998. *Journal of Geophysical Research*, 106, 9807-9826, doi:10.1029/2000JD900609.
- Gassó, S., D.A. Hegg, D.S. Covert, D. Collins, K.J. Noone, E. Öström, B. Schmid, P.B. Russell, J.M. Livingston, P.A. Durkee & H. Johsson (2000). Influence of humidity on the aerosol scattering coefficient and its effect on the upwelling radiance during ACE-2. *Tellus*, Ser. B, 52, 546–567.
- Gerasopoulos, E., M.O. Andreae, C.S. Zeferos, T.W. Andreae, D. Balis, P. Formenti, P. Merlet, V. Amiridis, & C. Papastefanou (2003). Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 3, 2025–2041, doi:10.5194/acp-3-2028-2003.
- Gómez-Amo, J.L. (2006). Caracterización de aerosoles atmosféricos en zonas climáticas diferentes: Sodankylä, Barrax y Marrakech. *PhD. thesis*, Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, Universitat de València, España.
- Grousset, F.E., P. Ginoux, A. Bory & P.E. Biscaye (2003). Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps. *Geophysical Research Letters*, 30 (6), 1277–1281, doi:10.1029/2002GL016833.
- Hänel, G. (1976). The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Advances in Geophysics*, 19, 73-188.
- Hansen, J.E. (1971). Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II: Sunlight reflected by terrestrial water clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28, 1400-1426.

Bibliografía

- Hansen, J.E. & L.D. Travis (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, 16, 527-610.
- Hartley, W.S., P.V. Hobbs, J.L. Ross, P.B. Russell & J.M. Livingston (2000). Properties of aerosols aloft relevant to direct radiative forcing off the mid-Atlantic coast of the United States. *Journal of Geophysical Research*, 105, 9859–9885.
- Haywood, J.M., P.N. Francis, M.D. Glew, O. Dubovik & B.N. Holben (2003). Comparison of aerosol size distributions, radiative properties and optical depths determined by aircraft observations and sunphotometers during SAFARI 2000. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D13), 8473, doi:10.1029/2002JD002250.
- Heffter, J.L. (2002). Running HYSPLIT on the READY website. Manual de usuario., National Oceanic and Atmospheric Agency. Disponible en <http://www.arl.noaa.gov/ready/sec/training.pdf>.
- Hegg, D.A., D.S. Covert, M.J. Rood & P.V. Hobbs (1996a). Measurements of aerosol optical properties in marine air. *Journal of Geophysical Research*, 101 (D8), 12893–12903, doi:10.1029/96JD00751.
- Hegg, D.A., J. Livingston, P.V. Hobbs, J.D. Nance & A.L. Rangno (1996b). Aerosol measurements in the Arctic relevant to direct and indirect radiative forcing. *Journal of Geophysical Research*, 101, 23349–23363.
- Heinicke, J. (1967). Messung der Lichtstreuung im nahen infraroten und im sichtbaren Spektralbereich mit zwei Streulichtschreibern. *MSc. thesis*, Abteilung Meteorologie, Universität Mainz, Alemania.
- Heintzenberg, J. & L. Bäcklin (1983). A high sensitivity integrating nephelometer for airborne air pollution studies. *Atmospheric Environment*, 17, 433-436.
- Heintzenberg, J. & R.J. Charlson (1996). Design and applications of the integrating nephelometer: A review. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 13, 987-1000.
- Hess, M., P. Koepke & I. Schult (1998). Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79 (5), 831-844.
- Hidy, G.M. (1984). Aerosols: An industrial and environmental science. *Academic Press*, Orlando, Florida, USA.

Bibliografia

- Holben, B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak & A. Smirnov (1998). AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sensing of Environment*, 66 (1), 1–16.
- Holben, B.N., D. Tanré, A. Smirnov, T.F. Eck, I. Slutsker, N. Abuhassan, W.W. Newcomb, J. Schafer, B. Chatenet, F. Lavenue, Y.J. Kaufman, J. Vande-Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karnieli, N.T. O’Neill, C. Pietras, R.T. Pinker, K. Voss, & G. Zibordi (2001). An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D11), 12067–12098, doi:10.1029/2001JD900014.
- Horvath, H. & W. Kaller (1994). Calibration of integrating nephelometers in the post-halocarbon era. *Atmospheric Environment*, 28, 1219-1223.
- Horvath, H., L. Catalan & A. Trier (1997). A study of aerosol of Santiago de Chile III: Light absorption measurements. *Atmospheric Environment*, 31, 3737–3744.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK & New York, New York, USA.
- Iqbal, M. (1983). An introduction to solar radiation. *Academic Press*, New York, New York, USA.
- Jaenicke, R. & G.A. d’Almeida (1983). Atmospheric turbidity over Africa disturbed by the El Chichón Eruption. *Geophysical Research Letters*, 10, 233-235.
- Jefferson, A. (2010). Empirical predictions of CCN from aerosol optical properties at four remote sites. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 6855–6861, doi:10.5194/acpd-10-6855-2010.
- Johnson, B.T., S. Christopher, J.M. Haywood, S.R. Osborne, S. McFarlane, C. Hsu, C. Salustro & R. Kahn (2009). Measurements of aerosol properties from aircraft, satellite and ground-based remote sensing: A case-study from the Dust and Biomass-burning Experiment (DABEX). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135, 922–934, doi:10.1002/qj.420.
- Junge, C.E. (1952). Die Konstitution des atmosphärischen Aerosols. *Annalen der Meteorologie*, 12, 13–25.
- Kiehl, J.T. & B.P. Briegleb (1993). The relative roles of sulphate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, 260, 311-314.

Bibliografia

- Koloutsou-Vakakis, S., C.M. Carrico, P. Kus, M.J. Rood, Z. Li, R. Shrestha, J.A. Ogren, J.C. Chow & J.G. Watson (2001). Aerosol properties at a midlatitude Northern Hemisphere continental site. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D3), 3019-3032, doi:10.1029/2000JD900126.
- Kotchenruther, R.A., P.V. Hobbs & D.A. Hegg (1999). Humidification factors for atmospheric aerosols off the mid-Atlantic coast of the United States. *Journal of Geophysical Research*, 104, 2239–2251, doi:10.1029/98JD01751.
- Lack, D.A., C.D. Cappa, D.S. Covert, T. Baynard, P. Massoli, B. Sierau, T.S. Bates, P.K. Quinn, E.R. Lovejoy & A.R. Ravishankara (2008). Bias in filter-based aerosol light absorption measurements due to organic aerosol loading: Evidence from ambient measurements. *Aerosol Science and Technology*, 42, 1033–1041, doi:10.1080/02786820802389277.
- Lacis, A.A. & M.I. Mishchenko (1995). Climate forcing, climate sensitivity and climate response: a radiative modelling perspective on atmospheric aerosols. En R.J. Charlson & J. Heintzenberg, editores, *Aerosol forcing of climate*, pp. 11-42, *John Wiley*, Chichester, New York, USA.
- Leahy, L.V., T.L. Anderson, T.F. Eck & R.W. Bergstrom (2007). A synthesis of single scattering albedo of biomass burning aerosol over southern Africa during SAFARI 2000. *Geophysical Research Letters*, 34, L12814, doi:10.1029/2007GL029697.
- Lenoble, J. (1993). *Atmospheric radiative transfer*. A. Deepak Publishing, Hampton, Virginia, USA.
- Lenschow, P., H.J. Abraham, K. Kutzner, M. Lutz, J.D. Preu, W. Reichenbacher (2001). Some ideas about the sources of PM10. *Atmospheric Environment*, 35, 23–33.
- Lyamani, H., F.J. Olmo & L. Alados-Arboledas (2008). Light scattering and absorption properties of aerosol particles in the urban environment of Granada, Spain. *Atmospheric Environment*, 42, 2630–2642, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.10.070.
- Lyamani, H., F.J. Olmo & L. Alados-Arboledas (2010). Physical and optical properties of aerosol over an urban location in Spain: seasonal and diurnal variability. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 239-254, doi:10.5194/acp-10-239-2010.
- Middleton, W.E.K. (1958). *Vision through the atmosphere*. *University of Toronto Press*, Toronto, Ontario, Canada.
- Mishchenko, M.I., L.D. Travis & A.A. Lacis (2002). Scattering, absorption, and emission of light by small particles. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.

Bibliografia

- Murray, F.W. (1967). On the computation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 6, 203-204.
- Niemi, J.V., H. Tervahattu, H. Vehkamäki, M. Kulmala, T. Koskentalo, M. Sillanpää & M. Rantamäki (2004). Characterization and source identification of a fine particle episode in Finland. *Atmospheric Environment*, 38, 5003–5012, doi:10.1016/j.atmosenv.2004.06.023.
- O'Neill, N.T., T.F. Eck, B.N. Holben, A. Smimov, O. Dubovik & A. Royer (2001). Bimodal size distribution influences on the variation of Angstrom derivatives in spectral and optical depth space. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D9), 9787-9806, doi:10.1029/2000JD900245.
- Ogren, J.A. (1995). A systematic approach to in situ observations of aerosol properties. En R.J. Charlson & J. Heintzenberg, editores, *Aerosol forcing of climate*, pp. 215-226, *John Wiley*, Chichester, New York, USA.
- Osborne, S.R. & J.M. Haywood (2005). Aircraft observations of the microphysical and optical properties of major aerosol species. *Atmospheric Research*, 73, 173–201, doi:10.1016/j.atmosres.2004.09.002.
- Osborne, S.R., B.T. Johnson, J.M. Haywood, A.J. Baran, M.A.J. Harrison & C.L. McConnell (2008). Physical and optical properties of mineral dust aerosol during the Dust and Biomass-burning Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 113, D00C03, doi:10.1029/2007JD009551.
- Öström, E. & K.J. Noone (2000). Vertical profiles of aerosol scattering and absorption measured in situ during the North Atlantic Aerosol Characterization Experiment. *Tellus, Ser. B*, 52, 526–545.
- Pedros, R. (2001). Determinación de las propiedades físicas y radiativas de los aerosoles atmosféricos a partir de medidas de extinción de la radiación solar a nivel del suelo. *PhD. thesis*, Departament de Termodinàmica, Universitat de València, España.
- Pereira, S., F. Wagner & A.M. Silva (2008). Scattering properties and mass concentration of local and long-range transported aerosols over the South Western Iberia Peninsula. *Atmospheric Environment*, 42, 7623-7631, doi:10.1016/j.atmosenv.2008.06.008.
- Pereira, S., F. Wagner & A.M. Silva (2010). Seven years of measurements of aerosol scattering properties, near the surface, in the southwestern Iberia Peninsula. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 10, 13723–13754, doi:10.5194/acp-10-13723-2010.

Bibliografia

- Pey, J., S. Rodríguez, X. Querol, A. Alastuey, T. Moreno, J.P. Putaud & R. Van Dingenen (2008). Variations of urban aerosols in the western Mediterranean. *Atmospheric Environment*, 42, 9052–9062, doi:10.1016/j.atmosenv.2008.09.049.
- Prospero, J.M., R.A. Glaccum & R.T. Ness (1981). Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature*, 249, 570-572.
- Querol, X., A. Alastuey, C.R. Ruiz, B. Artinano, H.C. Hansson, R.M. Harrison, E. Buringh, H.M. ten Brink, M. Lutz & P. Bruckmann (2004). Speciation and origin of PM10 and PM2.5 in selected European cities. *Atmospheric Environment*, 38, 6547–6555, doi:10.1016/j.atmosenv.2004.08.037.
- Quinn, P.K., T.S. Bates, T. Baynard, A.D. Clarke, T.B. Onasch, W. Wang, M.J. Rood, E. Andrews, J. Allan, C.M. Carrico, D. Coffman & D. Worsnop (2005). Impact of particulate organic matter on the relative humidity dependence of light scattering: A simplified parameterization. *Geophysical Research Letters*, 32, L22809, doi:10.1029/2005GL024322.
- Ramanathan, V., P.J. Crutzen, J. Lelieveld, A.P. Mitra, D. Althausen, J. Anderson, M.O. Andreae, W. Cantrell, G.R. Cass, C.E. Chung, A.D. Clarke, J.A. Coakley, W.D. Collins, W.C. Conant, F. Dulac, J. Heintzenberg, A.J. Heymsfield, B. Holben, S. Howell, J. Hudson, A. Jayaraman, J.T. Kiehl, T.N. Krishnamurti, D. Lubin, G. McFarquhar, T. Novakov, J.A. Ogren, I.A. Podgorny, K. Prather, K. Priestley, J.M. Prospero, P.K. Quinn, K. Rajeev, P. Rasch, S. Rupert, R. Sadourny, S.K. Satheesh, G.E. Shaw, P. Sheridan & F.P.J. Valero (2001). Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *Journal of Geophysical Research*, 106 (D22), 28371-28399, doi:10.1029/2001JD900133.
- Reid, J.S., H.H. Jonsson, H.B. Maring, A. Smirnov, D.L. Savoie, S.S. Cliff, E.A. Reid, M.M. Meier, O. Dubovik & S.-C. Tsay (2003). Comparison of size and morphological measurements of coarse mode dust particles from Africa. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D19), 8593, doi:10.1029/2002JD002485.
- Remer, L.A., S. Gassó, D.A. Hegg, Y.J. Kaufman & B.N. Holben (1997). Urban/industrial aerosol: Ground-based Sun/sky radiometer and airborne in situ measurements. *Journal of Geophysical Research*, 102, 16849-16859, doi:10.1029/96JD01932.
- Rosen, H. & T. Novakov (1984). Role of graphitic carbon particles in atmospheric radiation on transfer, in aerosols and their climatic effects. *A. Deepak Publishing*, Hampton, Virginia, USA.
- Ruppersberg, G.H. (1959). Recent approaches to recording the visibility on airports. *Scientific Society for Air Traffic*, 230-236.

Bibliografia

- Ruppersberg, G.H. (1964). Registrierung der Sichtweite mit dem Streulichtschreiber. *Contributions to Atmospheric Physics*, 37, 252-263.
- Russell, P.B. & J. Heintzenberg (2000). An overview of the ACE-2 clear sky column closure experiment (CLEARCOLUMN). *Tellus*, Ser. B, 52, 463-483.
- Schafer, J.S., T.F. Eck, B.N. Holben, P. Artaxo & A.F. Duarte (2008). Characterization of the optical properties of atmospheric aerosols in Amazonia from long-term AERONET monitoring (1993-1995 and 1999-2006). *Journal of Geophysical Research*, 113, D04204, doi:10.1029/2007JD009319.
- Schmid, B., C. Mätzler, A. Heimo & N. Kämpfer. Retrieval of optical depth and particle size distribution of tropospheric and stratospheric aerosols by means of sun photometry (1997). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35 (1), 172-182.
- Schmid, B., J.M. Livingston, P.B. Russell, P.A. Durkee, H.H. Jonsson, D.R. Collins, R.C. Flagan, J.H. Seinfeld, S. Gassó, D.A. Hegg, E. Öström, K.J. Noone, E.J. Welton, K.J. Voss, H.R. Gordon, P. Formenti & M.O. Andreae (2000). Clear-sky closure studies of lower tropospheric aerosol and water vapor during ACE-2 using sunphotometer, airborne in-situ, space-borne and ground-based measurements. *Tellus*, Ser. B, 52, 568-593.
- Schmid, B., C.J. Flynn, R.K. Newsom, D.D. Turner, R.A. Ferrare, M.F. Clayton, E. Andrews, J.A. Ogren, R.R. Johnson, P.B. Russell, W.J. Gore & R. Dominguez (2009). Validation of aerosol extinction and water vapor profiles from routine Atmospheric Radiation Measurement Climate Research Facility measurements. *Journal of Geophysical Research*, 114, D22207, doi:10.1029/2009JD012682.
- Sheridan, P.J. & J.A. Ogren (1999). Observations of the vertical and regional variability of aerosol optical properties over central and eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, 104, 16793-16805, doi:10.1029/1999JD900241.
- Sheridan, P.J., A. Jefferson & J.A. Ogren (2002). Spatial variability of submicrometer aerosol radiative properties over the Indian Ocean during INDOEX. *Journal of Geophysical Research*, 107 (D19), 8011, doi:10.1029/2000JD000166.
- Shettle, E.P. & R.W. Fenn (1979). Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. *AFGL-TR-79-0214*, U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Force Base, Massachusetts, USA.
- Slater, J.F. & J.E. Dibb (2004). Relationships between surface and column aerosol radiative properties and air mass transport at a rural New England site. *Journal of Geophysical Research*, 109 (D01303), doi:10.1029/2003JD003406.

Bibliografia

- Smirnov, A., B.N. Holben, T.F. Eck, O. Dubovik & I. Slutsker (2000). Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sensing of Environment*, 73, 337-349.
- Smirnov, A., B.N. Holben, Y. Kaufman, O. Dubovik, T.F. Eck, I. Slutsker, C. Pietras & R.N. Halthore (2002). Optical properties of atmospheric aerosol in maritime environments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59, 501–523.
- Smirnov, A., B.N. Holben, O. Dubovik, R. Frouin, T.F. Eck & I. Slutsker (2003). Maritime component in aerosol optical models derived from Aerosol Robotic Network data. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D1), 4033, doi:10.1029/2002JD002701.
- Tang, I.N. (1996). Chemical and size effects of hygroscopic aerosols on light scattering coefficients. *Journal of Geophysical Research* 101, 19245–19250, doi:10.1029/96JD03003.
- Taubman, B.F., J.C. Hains, A.M. Thompson, L.T. Marufu, B.G. Doddridge, J.W. Stehr, C.A. Piety & R.R. Dickerson (2006). Aircraft vertical profiles of trace gas and aerosol pollution over the mid-Atlantic United States: Statistics and meteorological cluster analysis. *Journal of Geophysical Research*, 111, D10S07, doi:10.1029/2005JD006196.
- Thomas G.E. & K. Stamnes (1999). Radiative transfer in the atmosphere and ocean. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK.
- Torres, O., P.K. Bhartia, J.R. Hermann, Z. Ahmad & J. Gleason (1998). Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattering ultraviolet radiation: theoretical basis. *Journal of Geophysical Research*, 103 (D14), 17099-17110, doi:10.1029/98JD00900.
- United Nations Environment Programme (UNEP) (1987). Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer. Secretariat for The Vienna Convention for the Protection of the Ozone Layer & The Montreal Protocol on Substances that Deplete the Ozone Layer. *Ozone Secretariat, UNEP*, Nairobi, Kenya.
- Utrillas, M.P. (1995). Estudio de aerosoles a partir de medidas de irradiancia solar espectral. *PhD. thesis*, Departament de Termodinàmica, Universitat de València, España.
- VanCuren, R.A. (2003). Asian aerosols in North America: Extracting the chemical composition and mass concentration of the Asian continental aerosol plume from long-term aerosol records in the western United States. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D20), 4623, doi:10.1029/2003JD003459.

Bibliografia

- Waggoner, A.P., R.E. Weiss, N.C. Ahlquist, D.S. Covert, S. Will, & R.J. Charlson (1981). Optical characteristics of atmospheric aerosols. *Atmospheric Environment*, 15, 1891-1909.
- Whitby, K.T. (1980). Aerosol formation in urban plumes. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 338, 258–275.
- Wiscombe, W.J. & G.W. Grams (1976). The backscattered fraction in two-stream approximations. *Journal of Atmospheric Science*, 33, 2440–2451.
- World Climate Programme (WCP) (1986). A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, WCP-112, WMO/TD 24, *WMO Press*, Ginebra, Suiza.
- World Health Organization (WHO) (2006). WHO Air quality guidelines for particulate matter, ozone, nitrogen dioxide and sulfur dioxide. Global update 2005. Summary of risk assessment. WHO Press, Ginebra, Suiza.
- World Meteorological Organization (WMO) (1994). Report on the measurements of atmospheric turbidity in BAPMoN, GAW Report No. 94, *WMO Press*, Ginebra, Suiza.
- Zege, E.P., A.P. Ivanov & I.L. Katsev (1991). Image transfer through a scattering medium. *Springer*, New York, New York, USA.