



Universidad de Valladolid
Facultad de Ciencias
Departamento de Física Teórica,
Atómica y Óptica



Agencia Estatal de Meteorología
Centro de Investigación Atmosférica
de Izaña

TESIS DOCTORAL:

**“Caracterización de las propiedades de los aerosoles en
columna en la región subtropical”**

**Presentada por Carmen Guirado Fuentes para optar al grado de
Doctora por la Universidad de Valladolid**

Dirigida por:

Dr. Ángel M. de Frutos Baraja

Dr. Emilio Cuevas Agulló

“Hay una fuerza motriz más poderosa que
el vapor, la electricidad y la energía atómica:
la voluntad”
(Albert Einstein)

Agradecimientos

Este trabajo de tesis doctoral ha sido el resultado de un gran esfuerzo personal y de la aportación de muchas personas por lo que no es fácil resumir y al mismo tiempo realizar un reconocimiento adecuado. En primer lugar quiero agradecer a mis directores de tesis el Dr. Emilio Cuevas y el Dr. Ángel de Frutos por darme el empuje necesario para la finalización de esta tesis doctoral y abrirme las puertas para trabajar en el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, de la Agencia Estatal de Meteorología, y el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid. Agradezco también al Dr. Andrés Alastuey la confianza depositada en mí para trabajar en el Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua del Consejo Superior de Investigaciones Científicas. Estas tres instituciones me han visto desarrollarme como investigadora hasta llegar a este esperado momento, lo cual no habría sido posible sin los convenios específicos de colaboración entre AEMET y la Universidad de Valladolid, y el proyecto europeo ACTRIS.

También quiero agradecer a todos aquellos que han compartido conmigo sus conocimientos de un modo desinteresado y me han regalado parte de su tiempo permitiéndome aprender de ellos, ya fuera en la faceta puramente científica, en la puramente técnica (el ‘cacharreo’) o una combinación de ambas: Dr. Emilio Cuevas, Dra. Victoria Cachorro, Dr. Carlos Toledano, Ramón Ramos, César López, personal de mantenimiento de Izaña, Dr. Ángel de Frutos, Santiago González, Dr. Philippe Goloub, Luc Blarel, Thierry Podvin, Fernando Almansa, Bahy Damiri, Carlos Torres, Dr. Juan Pedro Díaz, Dr. Francisco Expósito,... Mención aparte realizo de todos mis compañeros, los actuales y los antiguos, del CIAI y del GOA, por compartir conmigo sus conocimientos, sus experiencias, y más...

Finalmente, pero no menos importante, quiero agradecer a todos los que (presentes o ya ausentes) me han brindado y me siguen brindando su amor y su apoyo incondicional. A mis padres Maca y Luis, a los que se lo debo todo, sin ellos no sería quien soy ni estaría donde estoy. A Jose, por ser mi apoyo y mi entrenador personal en esta carrera de fondo que ha sido la tesis doctoral. A mi hermano Luis, por nuestras convergencias y divergencias sin las que nuestra relación fraternal no sería la misma. A mi madrina Coral, por estar siempre pendiente de mí. A todos aquellos a los que considero mi familia, nos unan lazos de sangre o no, y a los amigos de verdad que me han apoyado todo este tiempo.

A todos los mencionados anteriormente y a los que por despiste haya podido olvidar mencionar, mi más sincero agradecimiento.

Y, finalmente, a ti lector de esta memoria de tesis doctoral, gracias por interesarte por ella.

Índice

Agradecimientos	I
Resumen	IX
Abstract	X
1. Introducción general	1
1.1. Aerosoles atmosféricos	3
1.2. Estado del arte	5
1.3. Motivación	6
1.4. Objetivos de la tesis doctoral	7
1.5. Estaciones de medida	8
1.5.1. Tamanrasset (Argelia).....	9
1.5.2. Tenerife (Islas Canarias, España).....	10
1.5.2.1. <i>Observatorio Atmosférico de Izaña (IZO)</i>	12
1.5.2.2. <i>Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO)</i>	14
1.6. Estructura de la memoria	15
2. Metodología	17
2.1. Gestión de la calidad de la instrumentación radiométrica solar	19
2.2. Medidas de aerosoles de la red AERONET	20
2.2.1. La red AERONET.....	20
2.2.2. Instrumento estándar: Fotómetro solar Cimel 318.....	21
2.2.3. Protocolo de calibración.....	23
2.2.3.1. <i>Calibración solar directa</i>	24
2.2.3.2. <i>Calibración de radiancia</i>	25
2.2.4. Procesado de datos.....	26
2.2.4.1. <i>Parámetros calculados a partir de las medidas de radiación solar directa</i>	26
2.2.4.2. <i>Parámetros calculados a partir de las medidas de radiancia</i>	27
2.2.5. Distribución de los datos.....	30

2.3. Clasificación de las propiedades de los aerosoles mediante el método gráfico de Gobbi.....	30
2.4. Perfiles verticales de extinción debida a los aerosoles.....	31
2.4.1. LIDAR Micropulsado.....	32
2.4.2. CALIOP.....	33
2.5. Identificación de las zonas de origen del aerosol atmosférico.....	34
2.5.1. Medidas de AOD del sensor MISR.....	34
2.5.2. Método <i>Concentration Weighted Trajectory</i> (CWT).....	35
2.6. Identificación de las zonas de origen de Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCMs).....	36
2.6.1. Modelo de predicción de polvo atmosférico NMMB/BSC-Dust...	37
2.6.2. Detección de polvo con <i>Meteosat Second Generation-Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager</i> (MSG-SEVIRI).....	37
2.6.3. Datos meteorológicos de reanálisis del ERA-Interim del <i>European Centre for Medium-range Weather Forecasts</i> (ECMWF).....	38
2.6.4. Medidas de AOD del MODIS Deep Blue.....	38
2.7. Identificación de las zonas origen de aerosol antropogénico mediante el producto satelital DMSP Nighttime Lights.....	39
3. Laboratorio de calibración óptica de instrumentos de radiación atmosférica del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI).....	41
3.1. Necesidad de un laboratorio de calibración óptica.....	43
3.2. Descripción de las calibraciones.....	45
3.3. Diseño del laboratorio y de los sistemas de calibración óptica.....	46
3.3.1. Planificación del laboratorio de calibración óptica.....	46
3.3.2. Sistema de calibración de irradiancia absoluta.....	48
3.3.2.1. <i>Sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición horizontal</i>	48
3.3.2.2. <i>Sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición vertical</i>	50
3.3.3. Sistema de calibración de radiancia absoluta.....	52
3.3.4. Sistema de calibración de respuesta angular.....	53

3.3.5. Sistema de calibración de respuesta espectral.....	56
3.4. Instalación del laboratorio de calibración óptica.....	58
3.5. Período de prueba de los sistemas de calibración óptica.....	60
3.5.1. Sistema de calibración de irradiancia absoluta.....	60
3.5.2. Sistema de calibración de radiancia absoluta.....	64
3.5.3. Sistema de calibración de respuesta angular.....	67
3.5.4. Sistema de calibración de respuesta espectral.....	68
3.6. Ejemplos de calibraciones realizadas.....	68
3.6.1. Sistema de calibración de irradiancia absoluta.....	68
3.6.2. Sistema de calibración de radiancia absoluta.....	71
3.6.3. Sistema de calibración de respuesta angular.....	73
3.6.4. Sistema de calibración de respuesta espectral.....	76
3.7. Sumario y conclusiones.....	77
3.6. Apéndices.....	81
Apéndice 1: Protocolo de calibración de irradiancia absoluta en posición horizontal.....	81
Apéndice 2: Protocolo de calibración de irradiancia absoluta en posición vertical.....	82
Apéndice 3: Protocolo de calibración de radiancia absoluta.....	83
Apéndice 4: Protocolo de calibración de respuesta angular.....	84
Apéndice 5: Protocolo de calibración de respuesta espectral.....	85
Apéndice 6: Certificado de calibración del 23 de agosto de 2006 para el piranómetro YES UVB-1 #970839 emitido por el WRC-PMOD.....	86
4. Caracterización de aerosoles en la estación AERONET de Tamanrasset, en el desierto del Sáhara.....	89
4.1. Serie de datos de espesor óptico de aerosoles.....	91
4.1.1. Aplicación del método KCICLO para la corrección de datos.....	91
4.1.2. Validación externa de la corrección de KCICLO realizada.....	95
4.2. Caracterización de los aerosoles.....	97
4.2.1. Estadísticas y evolución temporal de los aerosoles.....	97
4.2.2. Clasificación de los aerosoles.....	103

4.2.3. Microfísica de los aerosoles.....	104
4.2.4. Propiedades ópticas de los aerosoles.....	106
4.3. Caracterización del vapor de agua precipitable.....	108
4.4. Potenciales zonas fuente de las masas de aire.....	109
4.4.1. Análisis basado en el método <i>Concentration Weighted Trajectory</i> (CWT).....	109
4.4.2. Análisis de sistemas convectivos mesoescalares.....	114
4.5. Caso de estudio: Aerosoles antropogénicos.....	117
4.6. Sumario y conclusiones.....	119
5. Caracterización de aerosoles en Tenerife, en la región subtropical del Atlántico nororiental.....	123
5.1. Serie de datos de espesor óptico de aerosoles.....	125
5.1.1. Santa Cruz de Tenerife.....	125
5.1.2. Izaña.....	126
5.1.3. Período común para Santa Cruz de Tenerife e Izaña.....	128
5.2. Caracterización general de los aerosoles y del vapor de agua.....	129
5.2.1. Ciclo anual.....	129
5.2.2. Distribución de frecuencia.....	131
5.3. Caracterización de las masas de aire en función de los estratos atmosféricos.....	132
5.3.1. Estadísticas de los aerosoles y del vapor de agua precipitable.....	134
5.3.2. Identificación del tipo de aerosoles.....	136
5.3.3. Microfísica de los aerosoles.....	139
5.3.4. Propiedades ópticas de los aerosoles.....	140
5.3.5. Origen de las masas de aire.....	142
5.3.5.1. <i>Troposfera libre (FT)</i>	143
5.3.5.2. <i>Troposfera libre afectada por la capa de aire sahariano (FT-SAL)</i>	144
5.3.5.3. <i>Capa límite marina (MBL)</i>	146
5.3.5.4. <i>Capa límite marina afectada por la capa de aire sahariano (MBL-SAL)</i>	148
5.4. Sumario y conclusiones.....	150

Conclusiones generales y futuras líneas de investigación.....	153
Bibliografía.....	159
Anexo 1. Optical calibration facility at the Izaña Atmospheric Research Center.....	175
Anexo 2. Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset.....	183
Anexo 3. Publicaciones en el período 2011-2015.....	207
Anexo 4. Experiencia técnica y formativa.....	211
Anexo 5. Lista de acrónimos y símbolos.....	215

Resumen

Esta Memoria de Tesis Doctoral versa sobre la caracterización de los aerosoles atmosféricos en una amplia zona de la región subtropical del hemisferio norte, abarcando el desierto del Sáhara y la región subtropical del Atlántico nororiental. El análisis de las propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos se ha realizado a partir de técnicas de fotometría solar que permiten determinar el contenido y las propiedades de los aerosoles en la columna atmosférica.

El cinturón que forma la región subtropical del hemisferio norte está formado principalmente por zonas desérticas y oceánicas por lo que las medidas terrestres de aerosoles son escasas. Los principales aerosoles en esta región son de origen natural, fundamentalmente aerosol marino y polvo mineral, aunque la mezcla con aerosoles antropogénicos también está presente. El desierto del Sáhara es una de las fuentes de polvo mineral más importante del mundo y es objeto de un creciente interés por parte de la comunidad científica internacional.

El presente estudio de caracterización de los aerosoles en esta amplia región subtropical incluye, en primer lugar, el desarrollo y establecimiento de un laboratorio de calibración óptica en el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI, Agencia Estatal de Meteorología). Este laboratorio es fundamental para el CIAI como centro de calibración de fotómetros solares de la red AERONET (AErosol RObotic NETwork). En segundo lugar, se ha realizado un riguroso análisis de la capa límite continental sahariana, la capa límite marina y las condiciones limpias de troposfera libre, a partir de una serie relativamente larga de datos AERONET de propiedades ópticas de los aerosoles y de información auxiliar.

Se han analizado las medidas realizadas en la estación AERONET de Tamanrasset, que está estratégicamente situada en el corazón del desierto del Sáhara y que juega un papel clave en la evaluación de modelos de polvo y de sensores satelitales. El establecimiento y operación de esta estación es el resultado de un esfuerzo conjunto entre el CIAI, el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid, y el *Laboratoire d'Optique Atmosphérique* de la Universidad de Lille. Además, el CIAI participa en relevantes programas de investigación internacionales desarrollados en la isla de Tenerife en las Islas Canarias (España). Por este motivo, se han seleccionado las medidas realizadas en dos estaciones AERONET en esta isla, Santa Cruz de Tenerife e Izaña, para realizar un detallado y riguroso análisis y caracterización de los aerosoles en la capa límite marina y la troposfera libre del Atlántico Norte en condiciones de fondo, y evaluar el impacto de las intrusiones de la capa de aire sahariano sobre el Atlántico Norte.

Abstract

This Doctoral Thesis work focuses on the characterization of atmospheric aerosols over a large area in the subtropical region of the Northern Hemisphere covering the Sahara Desert and the eastern North Atlantic region. The approach used in the analysis of atmospheric aerosol optical properties is the solar photometry technique which provides aerosol content and properties in the atmospheric column.

The subtropical belt of the Northern Hemisphere is mainly covered by desert and oceanic regions, so ground-based aerosol measurements are very scarce. Natural aerosols, mostly composed by sea-salt aerosols and mineral dust, are the main constituents, although some mixing with anthropogenic aerosols also exists. The Sahara desert is one of the most important mineral dust sources in the world, which is the subject of growing interest among the international aerosols research community.

This study providing aerosol characterization in the wide subtropical region firstly includes the development and deployment of an optical calibration facility at the Izaña Atmospheric Research Center (IARC; State Meteorological Agency of Spain). This facility is essential for IARC as a fully AERONET (AERosol RObotic NETwork) sun photometer calibration facility. Secondly, an accurate analysis of relatively long data series of aerosol optical properties was performed in the Saharan continental boundary layer, the marine boundary layer, and the clean free troposphere, using data from AERONET and ancillary information.

Data from Tamanrasset (Algeria) were used as a strategic AERONET station in the heart of the Sahara desert, which plays a key role in dust model and satellite borne sensor evaluation. The deployment and operation of this station is the result of a joint effort of IARC, the Atmospheric Optics Group (University of Valladolid), and the *Laboratoire d' Optique Atmosphérique* (University of Lille). Furthermore, IARC is involved in relevant international aerosol research programmes conducted in Tenerife (Canary Islands, Spain). Therefore, data from two AERONET stations in the island, Santa Cruz de Tenerife and Izaña, were selected to perform a detailed and accurate analysis and characterization of aerosols in marine boundary layer and free troposphere background conditions over the North Atlantic Ocean, and to assess the impact of dust-laden Saharan Air Layer outbreaks over the North Atlantic.

Capítulo 1

Introducción general

1.1. Aerosoles atmosféricos

Los aerosoles atmosféricos son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera. Se pueden clasificar atendiendo a diferentes criterios tales como su origen, sus mecanismos de formación o su tamaño:

- Dependiendo de su **origen** se pueden clasificar en naturales o antropogénicos (derivados de la actividad humana):
 - Naturales: polvo mineral del desierto, sal marina, ceniza volcánica, polen, etc.
 - Antropogénicos: partículas minerales derivadas de procesos industriales, urbanos o agrícolas-ganaderos.
- En función de los **mecanismos de formación** los aerosoles se pueden clasificar en primarios o secundarios:
 - Primarios: son los emitidos directamente a la atmósfera.
 - Secundarios: surgen a partir de reacciones químicas que involucran tanto a los aerosoles como a los gases precursores de los aerosoles (H_2SO_4 , NH_3 , compuestos orgánicos, etc.).
- La clasificación por **tamaño** se fundamenta en los modos que presenta la distribución de tamaños (variación de la concentración en función del tamaño) de los aerosoles (Figura 1.1) y que pueden ser representados por funciones lognormales (distribución normal de una variable logarítmica). La clasificación se realiza por modos a partir del diámetro equivalente de las partículas (asumiendo forma esférica para las partículas no esféricas):
 - Modo de nucleación: su diámetro varía entre 0.001 y 0.01 μm . Se originan mediante nucleación homogénea a partir exclusivamente de gases precursores o mediante nucleación heterogénea en presencia de partículas ya existentes.
 - Modo Aitken: su diámetro varía entre 0.01 y 0.1 μm . Constituyen tanto partículas primarias de origen natural o antropogénico como partículas secundarias a partir de procesos de coagulación o condensación del modo de nucleación. Su nombre se debe al científico escocés John Aitken que diseñó un dispositivo que proporcionó las primeras evidencias de la formación de estas partículas en la atmósfera.
 - Modo de acumulación: su diámetro varía entre 0.1 y 1 μm . Corresponden tanto a partículas primarias (p. ej. humo procedente de la quema de biomasa) como a partículas secundarias. Estas últimas se originan a partir de las partículas menores de 0.1 μm mediante coagulación o condensación de gases atmosféricos sobre dichas partículas.

- Modo grueso: su diámetro es superior a 1 μm . Principalmente corresponde a partículas primarias generadas por procesos mecánicos de erosión o desintegración ya sea por procesos naturales (p. ej. polvo mineral, aerosol marino) o antropogénicos (p. ej. demolición de edificios). Las partículas del modo grueso se caracterizan por una baja concentración en número pero una alta concentración en volumen (Figura 1.1).

Los modos de nucleación y Aitken constituyen las denominadas partículas ultrafinas, mientras que las partículas finas se definen como aquellas de diámetro inferior a 1 μm .

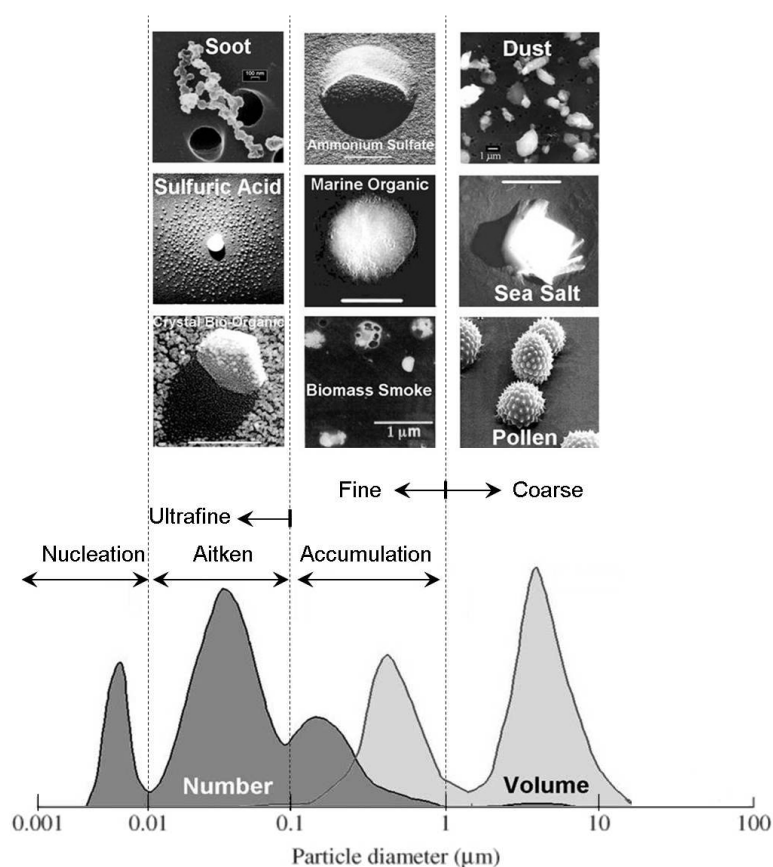


Figura 1.1. Representación de la clasificación y distribución genérica de tamaños de los aerosoles. Modificado de Heintzenberg et al., 2003.

El análisis de los aerosoles se puede realizar mediante diferentes técnicas. Por un lado se pueden extraer muestras, ya sea en tierra o a bordo de un avión, que pueden ser analizadas in-situ o en laboratorio. Por otro lado, se puede estudiar la interacción de los aerosoles con la radiación solar desde el punto de vista óptico (extinción), ya sea desde tierra o a bordo de satélites, mediante técnicas de teledetección activa y pasiva.

El fenómeno de la extinción, mediante los procesos de absorción y dispersión, depende de la región espectral de la radiación y de las características de los aerosoles. La absorción de la radiación está condicionada por la existencia de aerosoles absorbentes y sus respectivas bandas de absorción. En cambio, el fenómeno de

dispersión se produce de forma continua en todo el rango espectral y no por bandas espectrales. Sin embargo, la forma en la que la energía incidente se redistribuye en todas las direcciones del espacio depende de la relación entre la longitud de onda incidente (λ) y el tamaño de las partículas. En este sentido se define el parámetro de tamaño (x) que es una variable adimensional que cuantifica la relación entre ambas magnitudes:

$$x = \frac{2\pi R}{\lambda} \quad (1.1)$$

donde R es el radio de la partículas (asumiendo forma esférica).

En el caso en que las partículas son mucho más pequeñas que la longitud de onda la dispersión se puede analizar a partir de la teoría de dispersión de Rayleigh. En cambio, cuando las partículas son del orden o mayores que la longitud de onda incidente la dispersión se analiza a partir de la teoría de dispersión de Mie. Ambas teorías han sido desarrolladas bajo la suposición de que la dispersión es elástica, es decir, la longitud de onda de la radiación incidente es la misma que la de la dispersada, lo cual es válido en la mayoría de los procesos de dispersión en la atmósfera.

1.2. Estado del arte

La importancia del estudio de los aerosoles radica en sus efectos sobre aspectos tales como la salud humana, la calidad del aire, los ecosistemas terrestres y marinos, y el clima. El incremento en los niveles de aerosoles en el aire está relacionado con el aumento en las tasas de enfermedades respiratorias, cardiovasculares e infecciosas (Oberdörster et al., 2005; Cuevas et al., 2011; de Longueville et al., 2013, Goudi, 2014; Pérez García-Pando et al., 2014). Además, dicho incremento afecta a la calidad del aire (Prospero, 1999; Viana et al., 2002; Alonso-Pérez et al., 2007) y reduce la visibilidad (Bäumer et al., 2008; Wang et al., 2008; Jung et al., 2009) afectando a los transportes aéreos y por carretera. La deposición de polvo mineral puede afectar negativamente a las actividades agrícolas-ganaderas produciendo pérdidas en los cultivos y en el ganado (Stefanski and Sivakumar, 2009), e influye tanto positiva como negativamente en el ciclo bio-geo-químico de los ecosistemas terrestres y marinos (Okin et al., 2004; Jickells et al., 2005; Mahowald et al., 2005, 2010; Schulz et al., 2012) aportando nutrientes primarios o incluso microorganismos dañinos. A nivel global, el quinto informe de evaluación del Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change*), publicado en 2013, indica que los aerosoles son uno de los componentes atmosféricos, junto con las nubes, que continúan introduciendo una gran incertidumbre en la estimación e interpretación de los cambios que se producen en el balance energético del sistema Tierra-Atmósfera (Myhre et al., 2013). Los efectos de los aerosoles se deben, por un lado, a su interacción directa con la radiación solar y terrestre mediante absorción y dispersión de la misma y, por otro lado, a su interacción con las nubes alterando sus propiedades radiativas: crecimiento, tiempo de vida, albedo (Boucher et al., 2013).

La caracterización, a nivel regional, del polvo mineral, especialmente cerca de las zonas fuente, se ha convertido en una herramienta muy valiosa para el estudio de los diversos efectos anteriormente citados. La amplia variabilidad que caracteriza las emisiones globales de polvo mineral a la atmósfera —entre 1000 y 4000 toneladas al año (Boucher et al., 2013)— dificulta y, al mismo tiempo, incentiva su caracterización. Se estima que el norte de África puede llegar a aportar a la atmósfera la mitad de las emisiones globales de polvo mineral (Huneeus et al., 2011). El polvo mineral que es emitido a la atmósfera puede ser transportado dentro de la capa de mezcla denominada Capa de Aire Sahariano (SAL, *Saharan Air Layer*). Dicho transporte puede alcanzar grandes distancias sobre el Atlántico Norte llegando incluso al continente americano (Carlson and Prospero, 1972; Prospero et al., 1999; 2010). La caracterización del polvo mineral transportado permite mejorar el conocimiento sobre sus efectos lejos de las zonas fuente.

La red AERONET (AErosol RObotic NETwork, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>; Holben et al., 1998) proporciona medidas terrestres, a partir de fotómetros solares de teledetección pasiva, que permiten el seguimiento rutinario de las propiedades de los aerosoles atmosféricos a escala global y bajo precisos controles de estandarización y de calidad de las observaciones. Actualmente, los datos proporcionados por la red son ampliamente utilizados por la comunidad científica para la caracterización de los aerosoles, la validación de medidas satelitales y de modelos de predicción, y su uso combinado con las medidas procedentes de otras técnicas (Lidar, in-situ, radiación, etc.).

El presente estudio realiza una completa caracterización del contenido y las propiedades de los aerosoles en la columna atmosférica tanto en el desierto del Sáhara como en la región subtropical del Atlántico nororiental basándose, fundamentalmente, en medidas AERONET de las estaciones de Tamanrasset, en Argelia, y de Santa Cruz de Tenerife e Izaña, en las Islas Canarias (España).

1.3. Motivación

La región subtropical del Hemisferio Norte, a pesar de ser una región muy amplia, está poco estudiada desde el punto de vista atmosférico debido a que está ocupada en su mayor parte por zonas desérticas y océanos. Sin embargo, como se ha mencionado anteriormente, el desierto del Sáhara y la región subtropical del Atlántico nororiental son zonas clave para el estudio del polvo mineral, su transporte y sus efectos a escala global.

Conscientes de esta importancia, el programa de aerosoles en columna del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI, <http://izana.aemet.es/>) perteneciente a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET, <http://www.aemet.es/>) ha centrado sus esfuerzos en la implantación y gestión de un fotómetro solar en Tamanrasset (Argelia), en medio del desierto del Sáhara, destinado al estudio a largo plazo del polvo mineral

del desierto. El mantenimiento de esta estación de medida permanente es posible gracias a la capacidad, reconocida internacionalmente, del CIAI conjuntamente con el Grupo de Óptica Atmosférica (GOA; <http://goa.uva.es/>) de la Universidad de Valladolid (UVA; <http://www.uva.es/>) y del *Laboratoire d' Optique Atmosphérique* (LOA, Universidad de Lille; <http://www-loa.univ-lille1.fr/>) para la calibración, reparación y mantenimiento de fotómetros solares destinados a la medida de las propiedades de los aerosoles en columna.

Además de este fotómetro instalado en el norte de África, el CIAI dispone de dos estaciones permanentes de medida a largo plazo en Tenerife, Islas Canarias, muy próximas al continente africano y afectadas con frecuencia por transporte de polvo mineral del desierto. Una de estas estaciones (Santa Cruz de Tenerife) se encuentra a nivel del mar, en el seno de la capa límite marina y la otra (Izaña) se encuentra a 2400 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m) en condiciones de troposfera libre la mayor parte del año.

Todas estas estaciones de medida, que forman parte de la red AERONET, están estratégicamente situadas para el estudio de los aerosoles en el desierto del Sáhara, de las condiciones de fondo de la región subtropical del Atlántico nororiental y del impacto de las masas de aire cargadas de polvo sobre el Atlántico Norte.

1.4. Objetivos de la tesis doctoral

Los objetivos principales de esta tesis doctoral son dos:

1. El desarrollo e implantación de un laboratorio de calibración óptica en las dependencias del CIAI para garantizar la calidad, entre otras, de las medidas de los aerosoles de los fotómetros solares que gestiona este centro de investigación.
2. La caracterización de los aerosoles en columna en dos zonas bien diferenciadas de la región subtropical pero conectadas entre sí. La primera zona es la estación de Tamanrasset en el seno del desierto del Sáhara, una de las zonas fuente de polvo mineral más importante del mundo. La segunda es la isla de Tenerife, representativa de la región subtropical del Atlántico nororiental, y afectada por transporte de polvo mineral procedente del desierto del Sáhara.

En base a estos dos objetivos generales, se distinguen los siguientes objetivos específicos:

- Establecer las necesidades, diseñar e implementar un laboratorio de calibración óptica que cubra los requisitos de aseguramiento y control de calidad requerido por los diferentes programas y redes de observación internacionales en los que participa el CIAI.

- Analizar y aplicar métodos de corrección a la serie de datos de aerosoles de la estación de Tamanrasset para obtener una serie de calidad lo más larga posible con las medidas disponibles.
- Caracterizar las propiedades de los aerosoles en la estación de Tamanrasset, determinando las diferencias estacionales que presentan y estudiando las zonas fuente potenciales de las masas de aire.
- Analizar las series de datos de aerosoles y vapor de agua en las estaciones de Santa Cruz de Tenerife (SCO, a nivel del mar) y de Izaña (IZO, 2400 m s.n.m.) para establecer los criterios de identificación de las situaciones correspondientes a condiciones de fondo en IZO (troposfera libre), condiciones de fondo en SCO (capa límite marina y contaminación urbana) y la influencia de la capa de aire sahariana sobre ambas condiciones de fondo.
- Caracterizar las propiedades de los aerosoles y determinar el origen de las masas de aire para cada una de las condiciones establecidas en Tenerife.

1.5. Estaciones de medida

La ubicación estratégica de las tres estaciones de medida seleccionadas para la caracterización de la región subtropical: Tamanrasset, en Argelia, y Santa Cruz de Tenerife e Izaña, en la isla de Tenerife en el Archipiélago Canario, se muestra en la Figura 1.2.



Figura 1.2. Localización de Tamanrasset (Argelia), en el corazón del desierto del Sáhara, y de Tenerife (Islas Canarias, España), en la región subtropical el Atlántico nororiental.

1.5.1. Tamanrasset (Argelia)

La estación meteorológica de Tamanrasset (22.79°N, 5.53°E, 1377 m s.n.m.) en Argelia, situada en las montañas Hoggar, también conocidas como Ahaggar, presenta una localización estratégica en el corazón del desierto del Sáhara (Figura 1.2), a pesar de lo cual existen muy pocos estudios de aerosoles en esta zona y, generalmente, están limitados a campañas de medida de corta duración. A principios de los años 80 la estación de Tamanrasset formó parte de una campaña específica de muestreo de suelos y de aerosoles (d'Almeida and Schütz, 1983) y también participó en la Red de Monitorización de la Turbiedad Africana (1980-1984) con fines de modelización climática (d'Almeida, 1986, 1987). Más recientemente, en 2006, fue una de las estaciones implicadas en la campaña de Análisis Multidisciplinar del Monzón Africano (AMMA, Redelsperger et al., 2006). Esta última campaña permitió realizar una serie de estudios en la zona de Tamanrasset y del Hoggar en aspectos tales como la influencia de la discontinuidad intertropical monzónica (p. ej., Flamant et al., 2007; Bou Karam et al., 2008), la estructura de la capa límite sahariana (p. ej., Cuesta et al., 2008, 2009), la precipitación estacional (p. ej., Cuesta et al., 2010) y la validación de modelos (p. ej., Toledano et al., 2009; Haustein et al., 2009, 2012; Su and Toon, 2011; Cuevas et al., 2015).

Con el fin de disponer de una serie continua de medidas de aerosoles, en septiembre de 2006 se instaló en Tamanrasset un fotómetro solar Cimel (Figura 1.3) y se integró en la red AERONET. Esta acción se enmarcó en el proyecto SALAM (*Saharan Air Layer Analysis and Monitoring*) como parte de la cooperación entre la Oficina Nacional de Meteorología argelina (ONM, <http://www.meteo.dz/>) y el Instituto Nacional de Meteorología español (actualmente Agencia Estatal de Meteorología) dentro del programa de Vigilancia Atmosférica Global (VAG, www.wmo.int/gaw/) de la Organización Meteorológica Mundial (OMM, www.wmo.int/). En 2010, esta estación AERONET se incorporó en el Centro Regional para el Norte de África, Oriente Medio y Europa del Sistema de Evaluación y Avisos de Tormentas de Polvo y Arena (SDS-WAS: *Sand and Dust Storm – Warning Advisory and Assessment System*, <http://sds-was.aemet.es/>) de la OMM para la modelización y observación de polvo atmosférico. Esta nueva serie de medidas ha sido empleada para la caracterización de las propiedades de los aerosoles en Tamanrasset (Guirado et al., 2014), la evaluación de medidas satelitales (p. ej., Schuster et al., 2012) y la validación de modelos (p. ej., Tegen et al., 2013).



Figura 1.3. Fotómetro solar Cimel instalado en la azotea del edificio principal del Centro Meteorológico Regional de la ONM en Tamanrasset.

Tamanrasset es una ciudad libre de actividades industriales que está cerca de varias fuentes de polvo mineral localizadas en el sur de Argelia, Mali, Libia y Chad. Su clima está modulado por la influencia de las masas de aire húmedas del monzón en verano, mientras que el invierno se caracteriza por ser seco, con ocasionales cirros y nubes medias (Cuesta et al., 2008; Guirado et al., 2014).

1.5.2. Tenerife (Islas Canarias, España)

La isla de Tenerife ($28^{\circ}00'$ – $28^{\circ}36'$ N, $16^{\circ}07'$ – $16^{\circ}56'$ W, Islas Canarias, España) se encuentra situada en la región subtropical del Atlántico nororiental (SENAR, *Subtropical Eastern North Atlantic Region*), a unos 300 km de la costa africana (Figura 1.2). Con frecuencia se ve afectada por intrusiones de polvo mineral con una intensidad que puede llegar a ser alta dependiendo de la época del año (Viana et al., 2002; Alonso-Pérez et al., 2007). Su proximidad a África la convierte en un lugar ideal para la observación y el estudio del polvo mineral transportado hacia el Atlántico. Se han realizado diversos estudios con enfoques tales como la identificación de las fuentes de polvo (Bergametti et al., 1989; Alonso-Pérez et al., 2012), los mecanismos de transporte (Alonso-Pérez et al., 2007, 2011a, 2011b; Rodríguez et al., 2014), la caracterización química del polvo (Alastuey et al., 2005; Díaz et al., 2006; Rodríguez et al., 2011), la formación de nuevas partículas (García et al., 2014), el forzamiento radiativo (Díaz et al., 2001; García et al., 2012; García et al., 2014a; 2014b) y los efectos medioambientales (Viana et al., 2002).

La orografía de Tenerife se caracteriza por una caldera volcánica central, situada entre 2000 y 2200 m s.n.m., sobre la que se eleva el volcán Teide, cuyo pico se encuentra a 3718 m s.n.m. (Figura 1.4a). La montaña de Izaña (cuyo punto más alto se sitúa a unos 2400 m s.n.m.) se encuentra situada en una dorsal que atraviesa la isla

desde el extremo noreste hasta el centro de la misma, en dirección suroeste, y la separa en dos vertientes.

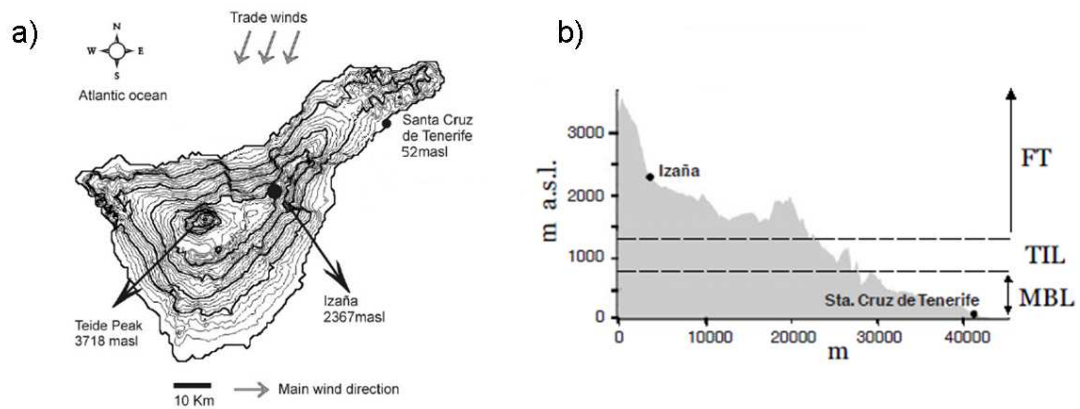


Figura 1.4. a) Mapa topográfico de Tenerife (la equidistancia entre las curvas de nivel es de 100 metros de altitud). b) Contorno vertical de Tenerife entre las estaciones de Izaña (IZO) y de Santa Cruz de Tenerife (SCO) junto con la estratificación de la baja troposfera en la SENAR, que suele estar bien establecida en la época estival. Fuentes: a) Rodríguez y Guerra, 2001 y b) Alastuey et al., 2005.

Las particulares condiciones climatológicas de Tenerife se deben a su ubicación en la SENAR y a su orografía. La baja troposfera de las Islas Canarias se encuentra fuertemente estratificada (Viana et al., 2002). Los vientos alisios dominantes en la zona inhiben la convección en la capa límite marina (MBL, *Marine Boundary Layer*) y realzan las condiciones de subsidencia casi-permanente en la troposfera libre (FT, *Free Troposphere*). Como consecuencia, se establece una capa de inversión térmica (TIL, *Temperature Inversion Layer*) que actúa de frontera entre dos masas de aire bien diferenciadas (Figura 1.4b): la húmeda y relativamente fría MBL y la muy seca y relativamente cálida FT (Font, 1956; Cuevas, 1995). La TIL se intensifica en la época estival situándose su tope a unos 1200 m s.n.m., con un grosor promedio de 500 m y un gradiente de temperatura promedio de unos 5 °C (Rodríguez, 1999; Torres et al., 2001). En invierno la altura del tope de la TIL se sitúa en promedio en torno a 1800 m s.n.m., pudiendo llegar a situarse más arriba o incluso casi desaparecer bajo ciertas condiciones sinópticas (Cuevas et al., 1995; 2013).

El tipo de transporte del polvo mineral africano sobre la SENAR está relacionado con la altura y el grosor de la TIL (Alonso-Pérez et al., 2007). Durante el invierno el transporte se produce a baja altura (pudiendo alcanzar una altura de unos 2 km) afectando directamente a la MBL (Viana et al. 2002; Alonso-Pérez et al., 2007). En verano, en cambio, cuando el régimen de vientos alisios está bien establecido, el transporte en la SAL (que puede alcanzar una altura de unos 6 km) se produce sobre la TIL afectando a la FT (Alonso-Pérez et al., 2011a; Rodríguez et al., 2011; Andrey et al., 2014; Cuevas et al., 2015). En esta época del año las intrusiones de polvo en la MBL se

suelen producir de un modo indirecto, mediante deposición gravitacional del mismo (Alastuey et al., 2005; Alonso-Pérez et al., 2007).

Tenerife es un lugar privilegiado para la caracterización de los aerosoles, tanto en condiciones de FT, como de MBL y bajo la influencia de la SAL, y además permite el análisis de los fenómenos de transporte entre las diferentes capas. Para el presente estudio se han seleccionado medidas de aerosoles realizadas en las estaciones de Santa Cruz de Tenerife, a nivel del mar, y el Observatorio de Izaña, situada en la montaña de Izaña, (Figura 1.4b). Ambas estaciones, que están gestionadas por el CIAI, se describen a continuación.

1.5.2.1. Observatorio Atmosférico de Izaña (IZO)

El Observatorio de alta montaña de Izaña (IZO; 28.3° N, 16.5° W, 2367 m s.n.m.; Figura 1.5) está alejado de las fuentes de contaminación locales y es representativo de las condiciones de FT durante la mayor parte del año, caracterizándose por una gran cantidad de días claros y despejados, con una atmósfera muy seca y valores bajos y estables de aerosoles y ozono total en columna. En verano, sin embargo, puede verse afectada con frecuencia por el transporte de polvo mineral en la SAL que alcanza y supera la altura de la estación. Por lo tanto, IZO es un lugar excepcional para la realización de estudios atmosféricos bajo diferentes condiciones sin la influencia de la contaminación antropogénica.

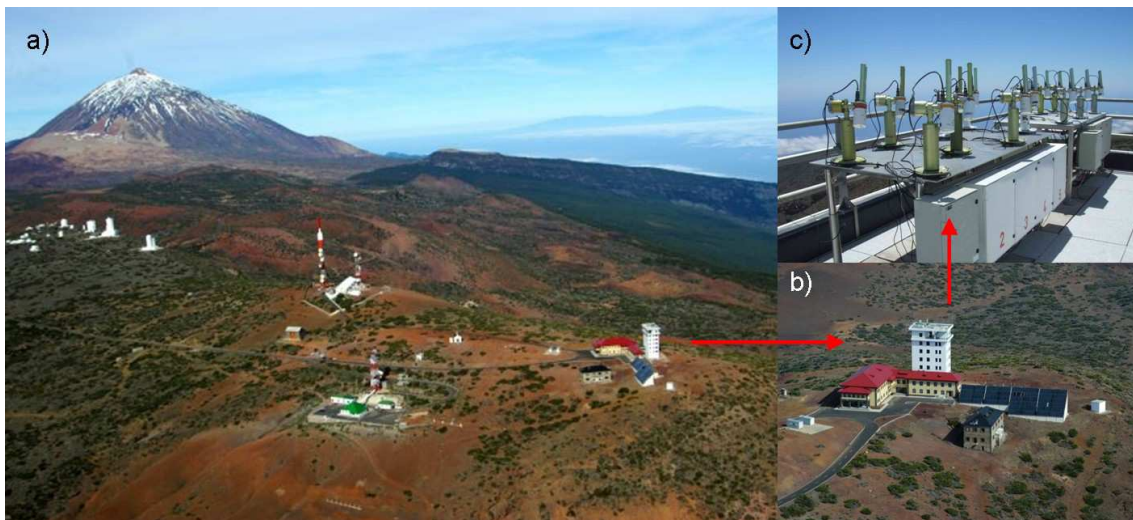


Figura 1.5. a) Vista general de la montaña de Izaña con el volcán Teide al fondo, b) edificio principal del Observatorio Atmosférico de Izaña (IZO) y c) fotómetros solares Cimel CE-318 instalados en la azotea de la torre del edificio principal.

IZO forma parte del sistema de VAG de la OMM cuya finalidad es la de conocer la evolución a largo plazo de la composición química y características físicas de la atmósfera con el fin de mejorar el conocimiento sobre los procesos atmosféricos y su relación con las modificaciones del clima a diferentes escalas espacio-temporales. En este contexto se enmarca su participación en la red VAG de Radiómetros de Filtros de

Precisión (PFR, *Precision Filter Radiometers*), gestionada por el Centro de Radiación Mundial (WRC, *World Radiation Centre*), para la obtención de series largas de medidas de alta precisión de espesor óptico de aerosoles.

IZO también está integrado en el programa de la Red para la Detección del Cambio en la Composición Atmosférica (NDACC, *Network for the Detection of Atmospheric Composition Change*, <http://www.ndsc.ncep.noaa.gov/>) para la detección de tendencias en la composición atmosférica total, el estudio de su impacto en la troposfera y la estratosfera, y el establecimiento de los vínculos entre el cambio climático y la composición atmosférica. Como miembro de dicho programa internacional IZO mantiene la tríada de instrumentos de referencia del Centro de Calibración Regional Brewer para Europa (RBCC-E, *Regional Brewer Calibration Centre - Europe*). Además, NDACC coopera con otras redes mundiales como la Red de Referencia de Radiación en Superficie (BSRN, *Baseline Surface Radiation Network*, <http://www.bsrn.awi.de/>), para la obtención de medidas de radiación de alta calidad, de la que IZO también forma parte.

Por otro lado, IZO es centro de calibración absoluta de la red mundial AERONET y de sus redes asociadas PHOTONS (*Photometrie pour le Traitement Operationnel de Normalisation Satellitaire*, Francia; <http://loaphotons.univ-lille1.fr/>) y RIMA (Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles, España; <http://www.rima.uva.es/>) que tienen como finalidad la vigilancia y estudio del espesor óptico de los aerosoles y su distribución por tamaños, así como la validación de sensores de aerosoles a bordo de satélites. En el marco del proyecto europeo ACTRIS (*Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure Network*, <http://www.actris.net/>), tanto PHOTONS, como RIMA y el CIAI forman la infraestructura AERONET-Europe (<http://www.actris.net/language/en-GB/AERONETEurope.aspx>), para la calibración y el mantenimiento de fotómetros solares, siendo IZO el lugar en el que se realiza la calibración absoluta de los fotómetros de referencia (maestros) de dicha infraestructura.

Por último, cabe destacar que, recientemente (julio de 2014), IZO ha sido nombrado banco de pruebas para instrumentos de teledetección de aerosoles y vapor de agua de la Comisión para Instrumentos y Métodos de Observación (CIMO, *Commission for Instruments and Methods of Observations*) de la OMM (WMO-CIMO *Testbed*). El objetivo general es probar, desarrollar y estandarizar sistemas e instrumentos meteorológicos, además de proporcionar asesoramiento al resto de los miembros de la OMM.

Todos estos programas y redes de observación refuerzan la posición de IZO como estación clave para el desarrollo de estudios atmosféricos basados tanto en medidas in situ como en teledetección, además de la calibración de instrumentos y la validación de modelos y medidas satelitales. En particular, para el estudio de aerosoles en columna dispone de una serie continuada de medidas, desde mediados de 2004 hasta la

actualidad, procedente de un fotómetro solar Cimel CE-318, que será analizada en el presente trabajo.

1.5.2.2. Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO)

El Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO; 28.5° N, 16.2° W, 52 m s.n.m.; Figura 1.6) se encuentra situado en la azotea de la sede del CIAI cerca del puerto de esta ciudad, cuya población se estima en algo más de 200,000 habitantes. Al norte de la ciudad se encuentra el macizo de Anaga, con una altura máxima de unos 1000 m s.n.m., que la protege de los vientos alisios dominantes en la región (Figura 1.4a).

SCO se encuentra en la MBL afectado directamente por las fuentes de contaminación local que son, principalmente, el tráfico, las actividades del puerto y la refinería de petróleo (que se encuentra a unos 3 km de distancia de SCO, en dirección suroeste). Cabe destacar que la emisión de estos contaminantes influye en las concentraciones de partículas ultrafinas (aquellas menores de 0.1 μm) pero está asociada a concentraciones pequeñas de partículas más grandes, entre 0.1 y 10 μm , (Rodríguez et al., 2010; González et al., 2011; González y Rodríguez, 2013) que son las que afectan, en mayor medida, a la extinción de la luz solar y, por tanto, al espesor óptico de aerosoles. En invierno, SCO puede verse afectada directamente por polvo mineral procedente del Sáhara mientras que en verano puede verse afectada de modo indirecto por deposición gravitacional del mismo. Por lo tanto, en SCO es posible realizar una caracterización, en términos de extinción, del polvo mineral en la MBL con una escasa influencia de otros contaminantes.

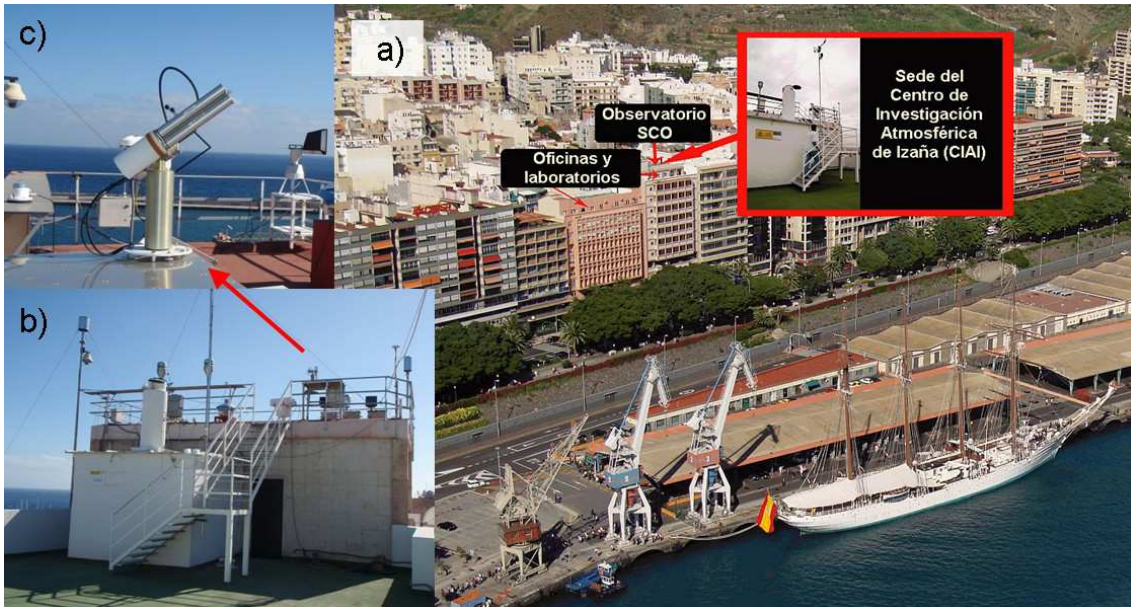


Figura 1.6. a) Vista general del Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (SCO), cerca del puerto de la ciudad, b) instalaciones del Observatorio en la azotea del edificio y c) fotómetro solar Cimel CE-318 instalado en SCO.

En SCO se desarrollan diversos programas de medidas continuas en áreas tales como aerosoles en columna, gases reactivos, radiación solar, aerosoles in-situ y aerobiología. En lo que respecta al programa de monitorización e investigación de aerosoles, desde finales de 2005 la estación dispone de un LIDAR (*Light Detection and Ranging*) micropulsado gracias a un convenio de colaboración entre el CIAI y el Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial (INTA, <http://www.inta.es/>). Este instrumento forma parte de la red MPLNET (*MicroPulse Lidar Network*, <http://mplnet.gsfc.nasa.gov/>, Welton et al., 2005) de NASA y proporciona información de la estructura vertical de los aerosoles con una alta resolución. Además, SCO forma parte de la red AERONET disponiendo, desde mediados de 2005 hasta la actualidad, de una serie continuada de medidas procedente de un fotómetro solar Cimel CE-318. Dicha serie será analizada en el presente trabajo.

1.6. Estructura de la memoria

La memoria de tesis doctoral se ha estructurado como sigue:

En el capítulo 2 se describen el tipo de medidas y las técnicas empleadas en este trabajo, tales como las medidas de la red AERONET, el método gráfico de Gobbi para la clasificación de los aerosoles, los perfiles verticales de extinción de los aerosoles (tanto terrestres como desde satélite), el método *Concentration Weighted Trajectory* para la identificación de las zonas de origen del aerosol atmosférico, las medidas satelitales de los sensores MISR, MODIS, MSG-SEVIRI y DMSP-OLS, y los productos obtenidos a partir de los modelos de predicción numérica NMMB/BSC-Dust y ERA-Interim del ECMWF.

En el capítulo 3 se exponen las labores asociadas al establecimiento de un laboratorio de calibración óptica en el CIAI. Además, se describen los sistemas de calibración instalados: sistemas de calibración de irradiancia absoluta en posición horizontal y vertical, sistema de calibración de radiancia absoluta, sistema de calibración de respuesta angular y sistema de calibración de respuesta espectral. Finalmente, se muestran las pruebas de funcionamiento, las mejoras en los sistemas asociadas a dichas pruebas y ejemplos de las calibraciones realizadas.

En el capítulo 4 se presenta la serie de datos de aerosoles corregida de la estación de Tamanrasset, se analizan sus características estacionales y se establecen dos períodos diferenciados, la estación seca y fría, y la estación cálida y húmeda. Para cada una de estas estaciones temporales se caracterizan el tipo y distribución de frecuencia de los aerosoles, el vapor de agua precipitable, y las propiedades microfísicas y ópticas. Además, se determinan las zonas fuente de las masas de aire. En lo que respecta a este punto se distinguen, además, el caso particular en que las masas de aire son generadas por sistemas convectivos mesoescalares y un caso de estudio de masas de aire cargadas de aerosol antropogénico.

En el capítulo 5 se establecen las condiciones representativas de las condiciones de troposfera libre y capa límite marina, además de la influencia de la capa de aire sahariana sobre ambas. Para cada una de estas cuatro situaciones definidas se proporciona la caracterización de los aerosoles y el vapor de agua precipitable, se identifican los tipos de aerosoles presentes, se estudian las propiedades microfísicas y ópticas, y se determina el origen de las masas de aire.

Finalmente, se presentan las conclusiones generales y las líneas futuras a partir de los resultados obtenidos.

Capítulo 2

Metodología

En este capítulo se analizan los factores que forman parte de la gestión de calidad de la instrumentación radiométrica solar y que han sido tenidos en cuenta para el desarrollo e implementación del laboratorio de calibración óptica del CIAI. Además, se describen las medidas empleadas en la caracterización de los aerosoles atmosféricos. Dicha caracterización se ha realizado, fundamentalmente, a partir de los datos proporcionados por la red AERONET aunque para completar el estudio también ha sido necesaria la utilización de medidas auxiliares proporcionadas por diversas técnicas.

2.1. Gestión de la calidad de la instrumentación radiométrica solar

La correcta caracterización de la instrumentación radiométrica solar implica el conocimiento de la incertidumbre de sus medidas, que depende de los siguientes factores (WMO, 2012):

- Resolución del instrumento: la variación más pequeña de cantidad de radiación que es capaz de detectar.
- Sensibilidad: la relación entre la mínima variación de la señal eléctrica y la irradiancia medida.
- Deriva: cambios en el tiempo de su sensibilidad.
- No linealidad de la respuesta: distinta sensibilidad para diferentes rangos de irradiancia.
- Variaciones en la respuesta espectral: distinta sensibilidad dependiendo de la longitud de onda en que se mida la irradiancia.
- Variaciones en la respuesta direccional, tales como respuesta coseno o respuesta acimutal.
- Constante de tiempo del instrumento: inercia o tiempo que tarda el instrumento en alcanzar un estado estacionario.
- Estabilidad de las características del instrumento durante las medidas de campo.

Por todo ello, la fiabilidad de las medidas dependen del aseguramiento y control de calidad (QA/QC, *Quality Assurance*, *Quality Control*) aplicados a los instrumentos, lo cual implica su revisión y calibración periódica mediante estándares e instalaciones de calibración adecuados.

El control de calidad de los instrumentos de radiación en general, y de los fotómetros solares, en particular, debe incluir dos tipos de acciones (WMO, 2003b). Una parte operativa de revisiones periódicas de la limpieza de las ventanas de entrada (lentes) del sistema óptico, de la nivelación del instrumento y de la precisión del seguidor solar, llevando un registro escrito de dichas acciones y de los problemas de funcionamiento detectados. La otra parte se centra en el procesado de datos mediante la identificación de medidas sospechosas de estar afectadas por la presencia de nubes u otro tipo de obstrucciones indeseadas del camino óptico.

El aseguramiento de la calidad consiste principalmente en la calibración regular de la instrumentación para determinar adecuadamente sus características y la evolución temporal de las mismas (WMO, 2003a). Esta caracterización abarca aspectos tales como

la constante extraterrestre de instrumento (radiación medida en ausencia de atmósfera), la respuesta coseno, la respuesta espectral, etc.

La calibración se define como el conjunto de operaciones que, bajo unas condiciones específicas, establece una relación, en el rango de operación del instrumento, entre los valores de las medidas experimentales y los valores conocidos de la magnitud física que se desea medir (WMO, 2012). Se requiere, por tanto, la utilización de un estándar de medida primario o que sea trazable a un estándar primario nacional o internacional. Esto permite la intercomparabilidad de medidas en diferentes estaciones.

Una correcta calibración implica el conocimiento preciso de las propiedades del estándar (definidas en su certificado de calibración) y la consecución de una metodología de calibración apropiada. La calibración de instrumentos de radiación mediante lámparas patrón requiere que las condiciones en que la lámpara fue calibrada sean reproducidas fielmente. Es preciso un estricto control de la distancia entre el filamento de la lámpara y la entrada óptica del instrumento, del alineamiento horizontal y vertical entre ambos y de la polaridad y la corriente que circula por la lámpara. Para todo ello es necesario disponer de unas instalaciones de calibración adecuadas que permitan la realización regular del aseguramiento de la calidad de la instrumentación.

2.2. Medidas de aerosoles de la red AERONET

Los datos proporcionados por la red AERONET son la base de la caracterización de los aerosoles realizada ya que esta red dispone de medidas de aerosoles a nivel global obtenidas siguiendo los mismos protocolos estandarizados, tal y como se describe a continuación.

2.2.1. La red AERONET

AERONET es una federación de redes que proporciona observaciones continuas, en tiempo casi real y distribuidas a nivel global de las propiedades ópticas, microfísicas y radiativas de los aerosoles, basadas en medidas de teledetección terrestres. La red fue creada en 1998 por NASA (*National Aeronautics and Space Administration*, Estados Unidos) y PHOTONS para la caracterización de los aerosoles y la validación de las medidas satelitales. Actualmente hay más de 300 estaciones asociadas a AERONET lo cual permite el estudio de los aerosoles en ambientes muy diferentes: desérticos, marinos, contaminados, etc. (Figura 2.1).

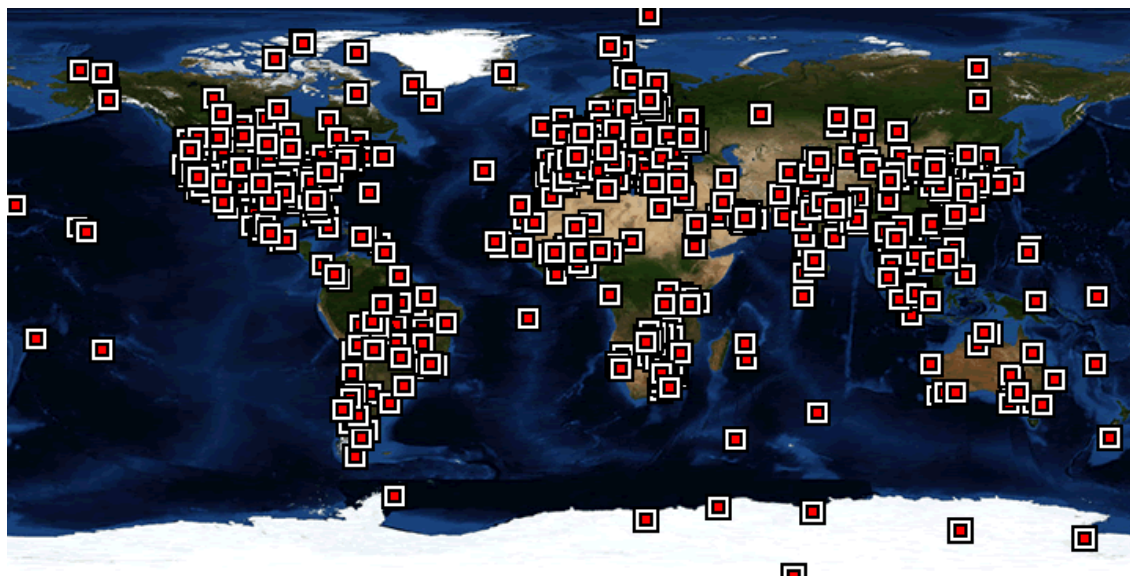


Figura 2.1. Distribución global de las estaciones que proporcionan observaciones de aerosoles en columna en el marco de la red AERONET. Imagen tomada de la página web de AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) el 14 de marzo de 2015.

Para posibilitar la gestión de una red tan amplia se ha impuesto una estandarización de aspectos tales como la instrumentación, el protocolo de calibración y el procesado de datos.

2.2.2. Instrumento estándar: Fotómetro solar Cimel 318

El fotómetro solar Cimel Electronique (CE) modelo 318 es el instrumento estándar de la red AERONET. Se caracteriza por ser autónomo (puede ser alimentado exclusivamente mediante un panel solar), requerir un bajo mantenimiento y ser bastante resistente bajo condiciones meteorológicas adversas. Realiza dos tipos de medidas básicas de radiación: solar directa y del cielo (radiancia) gracias a un robot de apuntamiento automático que ejecuta las secuencias de observación que han sido programadas en la caja de control (Figura 2.2). La cabeza sensora, que tiene acoplada unos tubos limitadores de campo (colimadores), es la responsable de la adquisición de las medidas espectrales que son almacenadas en la caja de control. El campo de iluminación media (*Field of View*, FOV) del instrumento es 1.2° para ambos tubos colimadores. Las longitudes de onda en las que se realizan las medidas dependen de los filtros interferenciales que cada versión del fotómetro tiene instalados en la rueda de filtros, que está situada dentro de la cabeza sensora y que se mueve mediante un motor paso a paso. Las últimas versiones disponen de nueve filtros interferenciales centrados en las longitudes de onda: 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940, 1020 y 1640 nm. Los canales entre 340 y 1020 nm se miden con un detector de Silicio mientras que el canal de 1640 nm se mide con un detector InGaAs (Indio-Galio-Arsenio) que es más adecuado para las medidas en esta región espectral del infrarrojo cercano.

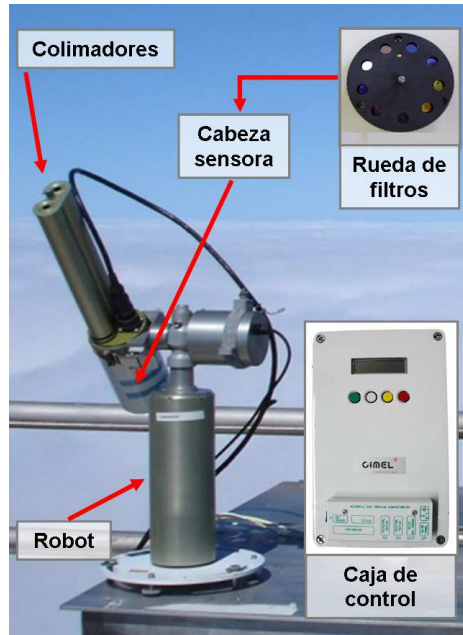


Figura 2.2. Componentes principales de un fotómetro solar CE-318.

Las medidas solares directas se realizan en todas las longitudes de onda disponibles en el instrumento. Para cada una de estas longitudes de onda se determina el espesor óptico de aerosoles (*AOD, Aerosol Optical Depth*), salvo para el canal de 940 nm que se utiliza para la obtención del contenido en vapor de agua de la columna atmosférica (*PWV, Precipitable Water Vapor*). Siguiendo la secuencia de medidas programada por defecto en la caja de la electrónica, el instrumento comienza a medir por la mañana para una masa óptica de 7 y termina para la misma masa óptica por la tarde. A partir de la primera medida el resto de ellas se realizan cada 0.25 intervalos de masa óptica hasta la masa óptica 2 a partir de la cual se realizan cada 15 minutos, repitiéndose la misma secuencia de intervalos de medida para las masas ópticas de la tarde. Cada observación consiste, en realidad, en tres medidas tomadas aproximadamente cada 30 segundos, creando un triplete de medidas para cada longitud de onda, que facilita la detección de medidas que deben ser desechadas, ya sea por fallo del instrumento o por la presencia de nubes durante la medida.

En lo que respecta a las observaciones de radiancia, hay dos tipos de medidas (plano principal y almucántar) y se realizan para cuatro longitudes de onda: 440, 670, 870 y 1020 nm. Como paso previo a las medidas de radiancia se realiza siempre una medida solar directa que permite fijar la posición del sol (ángulos cenital y acimutal). El primer tipo de medida de radiancia se realiza hasta nueve veces al día y consiste en seguir el plano principal solar, es decir, fijado el ángulo acimutal solar se varía el ángulo cenital desde 6° por debajo del sol hasta 140° en sentido opuesto (Figura 2.3a y Tabla 2.1). El segundo tipo se realiza hasta seis veces al día y consiste en seguir el almucántar solar, es decir, fijado el ángulo cenital solar se varía el ángulo azimutal 180° hacia la derecha primero y, tras apuntar de nuevo al sol, 180° hacia la izquierda después (Figura 2.3b y Tabla 2.1). El objetivo es obtener medidas de radiancia de la aureola solar y del cielo en

un rango amplio de ángulos de dispersión a través de un perfil constante de aerosoles que, mediante la aplicación de métodos de inversión (Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2000), permite obtener la distribución de tamaño de los aerosoles así como diversas propiedades microfísicas y radiativas (como se detallará en el apartado 2.2.4).

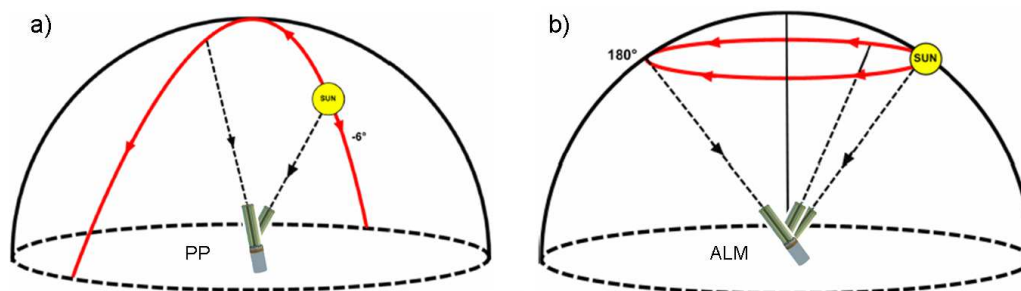


Figura 2.3. Descripción visual de las medidas de (a) plano principal (PP) y (b) almucánar (ALM). Imágenes adaptadas del manual del usuario del fotómetro solar CE-318 (http://support.cimel.fr/photo/pdf/man_ce318_us.pdf).

Tabla 2.1. Secuencia angular de las medidas de almucánar y plano principal. Los ángulos del almucánar corresponden a posiciones acimutales respecto del Sol (0°) y se repiten a la derecha y a la izquierda del mismo. Los ángulos del plano principal corresponden a posiciones cenitales respecto del Sol (0°) con valores negativos indicando las medidas por debajo del mismo.

Tipo de medida	Secuencia angular (grados)
Almucánar	0.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 6.0, 8.0, 10.0, 12.0, 14.0, 16.0, 18.0, 20.0, 25.0, 30.0, 35.0, 40.0, 45.0, 50.0, 60.0, 70.0, 80.0, 90.0, 100.0, 110.0, 120.0, 130.0, 140.0, 160.0, 180.0
Plano principal	0.0, -6.0, -5.0, -4.5, -4.0, -3.5, -2.5, -2.0, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 6.0, 8.0, 10.0, 12.0, 14.0, 16.0, 18.0, 20.0, 25.0, 30.0, 35.0, 40.0, 45.0, 50.0, 60.0, 70.0, 80.0, 90.0, 100.0, 110.0, 120.0, 130.0, 140.0

^a La repetición de la observación a 6° se realiza para comprobar la estabilidad del fotómetro al pasar de las medidas de aureola solar a las de cielo.

Tras la realización tanto de las medidas solares directas como de radiancia, el robot está programado para que la cabeza sensora adopte una posición de reposo, muy próxima al nadir. Además, el fotómetro está conectado a un sensor de humedad que al activarse fuerza al fotómetro a adoptar la posición de reposo. De esta manera se evita que se depositen partículas extrañas o gotas de agua en la óptica del fotómetro.

2.2.3. Protocolo de calibración

La calibración del fotómetro consiste en determinar los coeficientes que permiten obtener, a partir de las cuentas digitales medidas por el instrumento, la magnitud física

deseada, en este caso AOD (adimensional), PWV (cm) y radiancia ($W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m)$). Todos los instrumentos que pertenecen a la red AERONET se calibran siguiendo el mismo protocolo. En primera instancia, las calibraciones estaban centralizadas en las instalaciones del *Goddard Space Flight Center* (GSFC, <http://www.nasa.gov/centers/goddard/home/>) de la NASA. Sin embargo, para facilitar el crecimiento de la red, en la actualidad se han establecido otros centros de calibración asociados entre los que cabe destacar, por su relación con este trabajo, la infraestructura AERONET-Europe (capítulo 1, apartado 1.5.2.1).

Para garantizar la correcta operación de los fotómetros de la red se definen una serie de fases:

- Pre-calibración. Inicialmente el fotómetro es calibrado en las instalaciones de calibración asignándole unos coeficientes de calibración.
- Operación rutinaria. El fotómetro es instalado en la estación en la que realizará las medidas de campo durante un período máximo de un año, tras el cual es enviado de nuevo a las instalaciones de calibración. Las medidas de aerosoles y vapor de agua obtenidas durante este período se determinan a partir de los coeficientes de la pre-calibración.
- Post-calibración. El fotómetro es calibrado de nuevo en las instalaciones de calibración, asignándole nuevos coeficientes de calibración. Asumiendo una variación lineal con el tiempo de los coeficientes de calibración, se realiza una interpolación entre los coeficientes de la pre y la post calibración, calculando los promedios diarios que son aplicados a todas las medidas de aerosoles y vapor de agua obtenidas durante la operación rutinaria. La limitación de la operación rutinaria a un año como máximo pretende evitar daños en el fotómetro que alteren la linealidad de la respuesta del instrumento y dificulten la obtención de medidas de alta calidad.
- Mantenimiento. Si fuese necesario tras la post-calibración se realizan labores de limpieza, ajustes y reparación del fotómetro, tras lo cual se vuelve a iniciar la fase de pre-calibración.

Hay que tener en cuenta que, para el tipo de fotómetros empleados en este estudio, son necesarios dos tipos de calibraciones: uno para las medidas solares directas y otro para las medidas de radiancia.

2.2.3.1. Calibración solar directa

La calibración solar directa se puede realizar de modo absoluto mediante el método Langley o a través de la intercomparación con un fotómetro de referencia (maestro).

La calibración absoluta por el método Langley requiere unas condiciones especiales (ausencia de nubes, gran estabilidad atmosférica y, en general, bajo contenido de aerosoles) que suelen estar limitadas a las estaciones de alta montaña, como Izaña

(Canarias) o Mauna Loa (Hawai). El método se basa en la ley de Beer-Bouguer-Lambert que particularizada para una longitud de onda dada λ se escribe:

$$I_{\lambda} = I_{0\lambda} \cdot e^{-\tau_{\lambda} \cdot m} \quad (2.1)$$

donde I_{λ} es la irradiancia medida por el fotómetro a nivel de superficie, $I_{0\lambda}$ es la irradiancia extraterrestre (medida fuera de la atmósfera), τ_{λ} es el espesor óptico total de la atmósfera y m es la masa óptica. Aplicando logaritmo neperiano a la ecuación 2.1 se obtiene:

$$\ln I_{\lambda} = \ln I_{0\lambda} - \tau_{\lambda} \cdot m \quad (2.2)$$

El método de Langley consiste en la representación del logaritmo neperiano de la irradiancia medida (o, lo que en este caso es lo mismo, la señal medida por el fotómetro en cuentas digitales) frente a la masa óptica. La ordenada en el origen corresponde al coeficiente de calibración para cada longitud de onda dada y la pendiente corresponde al espesor óptico total en dicha longitud de onda. El rango de masas ópticas seleccionado por AERONET como el más adecuado para dicha representación corresponde al intervalo entre 5 y 2 masas ópticas.

En lo que respecta a la calibración por intercomparación, consiste en transferir la calibración al instrumento que se desea calibrar desde un instrumento de referencia previamente calibrado, mediante la realización de medidas simultáneas abarcando un amplio rango de masas ópticas. Los fotómetros maestros son cuidadosamente seleccionados entre aquellos que cumplen unos estándares de funcionamiento más altos que el resto. En la red AERONET los fotómetros maestros son calibrados a través del método Langley aproximadamente cada tres meses, en lugares como Izaña (para la infraestructura AERONET-Europe) o Mauna Loa (para el GSFC) y, generalmente, por parejas para detectar posibles derivas de alguno de los fotómetros de referencia. La precisión de los coeficientes de calibración así obtenidos para los fotómetros maestros está entre un 0.2% y un 0.5% (Holben et al., 1998) lo cual implica una incertidumbre en el AOD (debida solo a dichos coeficientes) entre 0.002 y 0.005.

La transferencia de la calibración entre los fotómetros maestros y los fotómetros que han estado o van a operar en una estación (fotómetros de campo) se realiza en las instalaciones destinadas para ello en cada centro de calibración, como por ejemplo GSFC para AERONET, GOA-UVA para RIMA, y *Carpentras MeteoFrance Center* para PHOTONS. La incertidumbre en AOD asociada a la calibración por intercomparación (tanto de la pre como de la post calibración) de los fotómetros de campo se estima entre 0.01 y 0.02 (con mayor incertidumbre para longitudes de onda en el UV).

2.2.3.2. Calibración de radiancia

La calibración de radiancia se realiza en laboratorio mediante una esfera integrante calibrada. La referencia primaria de calibración se determina con las esferas integrantes

del GSFC que es transferida a otros centros de calibración tales como el CIAI, el GOA y el LOA. La transferencia de la calibración desde el GSFC se realiza mediante un fotómetro maestro viajero que actualiza la calibración de las esferas integrantes secundarias aproximadamente cada cuatro meses.

Cabe mencionar las deficiencias de este método de transferencia de la calibración. Por un lado, la precisión del instrumento que transfiere la calibración es del mismo orden que la del instrumento que pretende ser calibrado. Por otro lado, la longitud de onda nominal no es la misma para todos los fotómetros, con el consiguiente error asociado en la transferencia de la calibración. Por todo ello, la precisión de la calibración en radiancia se estima en torno a un 5% (Holben et al, 1998).

2.2.4. Procesado de datos

El procesado de los datos consiste en la aplicación de diversos algoritmos a los datos brutos de todos los fotómetros de la red, que son enviados, vía satélite o vía Internet, al servidor del GSFC en el que está centralizado dicho procesado. Los datos de AOD se calculan para tres niveles de calidad: El nivel 1.0 (tras la aplicación de los coeficientes de calibración correspondientes), el nivel 1.5 (tras la aplicación de un filtro de nubes, *cloud-screening*; Smirnov et al., 2000) y el nivel 2.0 (tras la aplicación de los coeficientes de calibración a partir de la pre y la post calibración —apartado 2.2.3, la aplicación del filtro de nubes y la eliminación manual de datos). El PWV, las inversiones y otros productos derivados del AOD se calculan a partir de estos niveles.

2.2.4.1. Parámetros calculados a partir de las medidas de radiación solar directa

Los parámetros derivados a partir de las medidas de radiación solar directa y que han sido analizados en el presente trabajo se describen a continuación:

- El **AOD** se calcula utilizando la ley de Beer-Bouguer-Lambert (ecuación 2.1) a partir de las medidas de extinción solar en cada longitud de onda. La atenuación debida a la dispersión Rayleigh (τ_R) y la absorción del ozono (τ_O) y de otros gases atmosféricos (τ_g) son estimadas para eliminar su contribución al espesor óptico total: $AOD \equiv \tau_a = \tau - \tau_R - \tau_O - \tau_g$. Tal y como se mencionó anteriormente la incertidumbre asociada a las medidas de AOD es, aproximadamente, 0.01 excepto en el rango ultravioleta (UV) que asciende a 0.02.
- El **PWV** se determina (en cm) a partir del canal de 940 nm. La contribución de la absorción de los aerosoles y de la dispersión Rayleigh se estima mediante extrapolación a partir de las medidas de los canales 670 y 870 nm que es sustraída de las medidas en 940 nm. La incertidumbre asociada al cálculo del PWV se estima en $\pm 10\%$ (Holben et al., 2001).

- El parámetro o exponente de Ångström (**EA**) representa la forma espectral del AOD (su dependencia con la longitud de onda) y su expresión parametrizada es la siguiente (Ångström, 1929; 1964):

$$\tau_a(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (2.3)$$

donde $\tau_a(\lambda)$ es el AOD para una longitud de onda dada, β se conoce como el coeficiente de turbiedad (corresponde al AOD para $\lambda = 1\mu\text{m}$) y α es el EA.

El EA es un indicador cualitativo del tamaño predominante de los aerosoles y puede ser calculado a partir de diferentes longitudes de onda (Schuster et al., 2006). Para estudios climatológicos se suele usar el calculado en el rango 440-870 nm, a partir de las longitudes de onda en las que haya medidas de AOD dentro de ese rango. Puede tomar valores entre 0 y 4, aunque para los aerosoles lo habitual es que varíe entre 0 y 2.5. Los valores más altos (mayores que 1) indican el dominio del aerosol fino mientras que los valores más bajos (menores que 1) indican el dominio del aerosol grueso. Los valores próximos a 4 están relacionados con la dispersión molecular (Rayleigh). A partir de la incertidumbre del AOD (0.01-0.02) se estima la del EA entre 0.03 y 0.04 (Schuster et al., 2006).

- La fracción del modo fino (**FMF**, *Fine Mode Fraction*) se define:

$$\text{FMF} = \text{AOD}_{\text{fine}} / \text{AOD} \quad (2.4)$$

donde AOD_{fine} es el espesor óptico del modo fino.

La FMF se computa, en 500 nm, a partir del AOD y del EA mediante el algoritmo de deconvolución espectral (SDA, *Spectral Deconvolution Algorithm*) desarrollado por O'Neill et al. (2001; 2003). Este algoritmo infiere las propiedades ópticas de los modos fino y grueso de la distribución de partículas asumiendo que la derivada espectral del EA del modo grueso es casi nula, y estableciendo una función aproximada que relaciona el EA del modo fino y su derivada (O'Neill et al., 2001; 2003). La incertidumbre asociada a los parámetros derivados del SDA varía con la inversa del AOD total, teniendo en cuenta no sólo los errores de las medidas sino también la incertidumbre de los valores asumidos para la curvatura espectral de cada modo (O'Neill et al., 2001).

2.2.4.2. Parámetros calculados a partir de las medidas de radiancia

A partir de las medidas de radiancia en combinación con las medidas solares directas, el algoritmo de inversión de AERONET (Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2006) proporciona diversas propiedades ópticas y microfísicas de los aerosoles. En particular, en el presente trabajo se analizan las siguientes propiedades:

Propiedades microfísicas

- La distribución de tamaño de partículas en volumen (**dV/dlnR**), medida en $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$, se calcula en 22 intervalos logarítmicos equidistantes en el rango de

tamaños entre 0.05 y 15 μm . Se relaciona con la distribución del número de partículas ($dN/d\ln R$) mediante la expresión (Dubovik and King, 2000):

$$\frac{dV(R)}{d \ln R} = \frac{4}{3} \pi R^3 \frac{dN(R)}{d \ln R} \quad (2.5)$$

donde V es la concentración de partículas en volumen, R es el radio de las partículas y N el número de partículas por unidad de superficie (altura de la columna atmosférica por unidad de volumen) de un radio determinado.

- La concentración en volumen (**VolCon**), medida en $\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$, se obtiene a partir de la distribución de tamaño de partículas tanto para la distribución total como para la del modo fino (radio entre 0.05 y $\sim 0.6 \mu\text{m}$) y la del modo grueso (radio entre ~ 0.6 y $15 \mu\text{m}$), a partir de la expresión:

$$VolCon = \int_{R_{\min}}^{R_{\max}} \frac{dV(R)}{d \ln R} d \ln R \quad (2.6)$$

- El radio efectivo (**R_{ef}**) de las partículas (en μm) se obtiene a partir de la distribución del número de partículas tanto para la distribución total como para la del modo fino y la del modo grueso, a partir de la expresión:

$$R_{\text{ef}} = \frac{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} R^3 \frac{dN(R)}{d \ln R} d \ln R}{\int_{R_{\min}}^{R_{\max}} R^2 \frac{dN(R)}{d \ln R} d \ln R} \quad (2.7)$$

Propiedades ópticas

- El **índice de refracción complejo** depende de la longitud de onda incidente λ . Se calcula para cada una de las cuatro longitudes de onda en las que se realizan las medidas de radiancia y da cuenta de la dispersión y de la absorción a través de su parte real e imaginaria:

$$m(\lambda) = n(\lambda) - ik(\lambda) \quad (2.8)$$

La parte imaginaria es un indicador de la absorción de las partículas con valores menores cuanto menos absorbentes sean las partículas, siendo nula para partículas no absorbentes.

- El albedo de dispersión simple (**SSA**, *Single Scattering Albedo*) es un indicador de la capacidad de absorción de las partículas y se define como la fracción de luz dispersada con respecto al total de luz extinguida al interactuar con las partículas:

$$SSA = \sigma_{\text{dis}} / \sigma_{\text{ext}} \quad (2.9)$$

siendo σ_{dis} y σ_{ext} los coeficientes de dispersión y extinción, respectivamente, que se definen:

$$\sigma_{dis}(\lambda) = \pi \int_{R1}^{R2} R^2 Q_{dis}(m, \lambda, R) \cdot N(R) dR \quad (2.10)$$

$$\sigma_{ext}(\lambda) = \pi \int_{R1}^{R2} R^2 Q_{ext}(m, \lambda, R) \cdot N(R) dR \quad (2.11)$$

donde Q_{dis} y Q_{ext} son, respectivamente, el factor (adimensional) de eficiencia de la dispersión y de la extinción de las partículas al interactuar con la radiación. Para partículas no absorbentes $\sigma_{dis}=\sigma_{ext}$ y, por tanto, $SSA=1$.

- El **parámetro de asimetría** (g) es un indicador de la redistribución angular de la radiación (función de fase) al interactuar con las partículas y se define:

$$g(\lambda) = \frac{\int_0^\pi \cos \Theta P(\lambda, \Theta) d \cos(\Theta)}{\int_0^\pi P(\lambda, \Theta) d \cos(\Theta)} \quad (2.12)$$

donde Θ es el ángulo de dispersión y $P(\Theta, \lambda)$ es la función de fase que expresa la energía dispersada por unidad de ángulo sólido en una dirección dada respecto de la energía promedio en todas las direcciones (Figura 2.4).

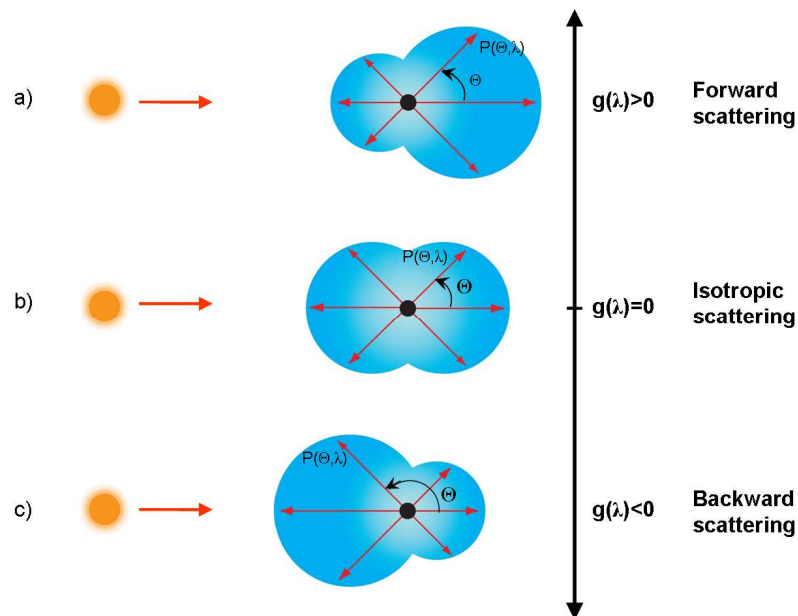


Figura 2.4. Parámetro de asimetría, $g(\lambda)$, como indicador de la redistribución angular de la radiación incidente. Se muestran ejemplos de casos en los que domina (a) la dispersión de la luz hacia delante, (b) la dispersión isótropa y (c) la dispersión hacia atrás.

El parámetro de asimetría adopta diferentes valores en función de la relación entre el tamaño de las partículas y la longitud de onda de la radiación incidente:

- a) Es positivo cuando las partículas son del orden o mayores que la longitud de onda incidente (teoría de dispersión de Mie), dominando la dispersión de la luz hacia delante ($\Theta < 90^\circ$, *forward-scattering*).
- b) Es nulo en el caso en el que las partículas son mucho más pequeñas que la longitud de onda incidente (teoría de dispersión de Rayleigh), dando lugar a una dispersión isótropa.
- c) Es negativo cuando las partículas tienen un índice de refracción muy alto, dominando la retrodispersión, es decir, la dispersión de la luz hacia atrás ($90^\circ < \Theta < 180^\circ$, *backward-scattering*).

Hay que puntualizar que el cálculo del SSA y del índice de refracción complejo en el nivel 2.0 de AERONET se realiza solo para medidas de AOD(440 nm) > 0.4. El motivo es que la precisión de estos dos parámetros, en condiciones de baja carga de aerosoles, decrece significativamente: hasta un 80-100% para la parte real del índice de refracción, un 0.05-0.07 para la parte imaginaria del índice de refracción y un 0.05 para el SSA (Dubovik et al., 2000, 2002).

En lo que respecta a la incertidumbre de las medidas, Dubovik et al. (2000) realizan un detallado análisis de sensibilidad de los numerosos factores que pueden influir en el error asociado a los productos del algoritmo de inversión. Dicho estudio analiza desde la cobertura de diferentes ángulos de dispersión hasta errores aleatorios y sistemáticos (p. ej., de calibración, de apuntamiento, del modelo de transferencia radiativa).

2.2.5. Distribución de los datos

Todos los datos de AERONET se distribuyen principalmente a través de su página web (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) mediante las herramientas de visualización y de descarga de datos. Los datos de nivel 1.0 y nivel 1.5 están disponibles casi en tiempo real. Los datos de nivel 2.0 están disponibles tras la post-calibración y la inspección y depuración manual de los datos, lo cual suele tardar de seis meses a un año contados a partir de la desinstalación del fotómetro de la estación en la que realizó las medidas de campo.

El presente trabajo de caracterización se basa, principalmente, en los datos de nivel 2.0 de AERONET para las estaciones de Tamanrasset, Santa Cruz de Tenerife e Izaña. Tal y como se describirá a lo largo de este estudio, en algunos casos también ha sido necesario el procesamiento de algunos datos a partir del nivel 1.5 de AERONET.

2.3. Clasificación de las propiedades de los aerosoles mediante el método gráfico de Gobbi

La clasificación de las propiedades de los aerosoles se ha realizado aplicando el método gráfico propuesto por Gobbi et al. (2007). Este método se basa en el análisis

combinado del EA, entre 440 y 870 nm, y de su curvatura espectral, representada por la diferencia del exponente de Ångström $\delta AE = EA(440-670 \text{ nm}) - EA(670-870 \text{ nm})$. Estos parámetros se relacionan, a su vez (Figura 2.5), con la FMF (en %) y el tamaño del modo fino del aerosol (en μm) mediante puntos de referencia correspondientes a la distribución bimodal de tamaños de partículas esféricas, que han sido determinados mediante la teoría de Mie, en base al índice de refracción típico del aerosol urbano/industrial ($m=1.4-0.001i$). No es de esperar que la suposición de partículas esféricas afecte significativamente en los resultados (Gobbi et al., 2007). En lo que respecta a la sensibilidad al índice de refracción del método gráfico (Figura 2.5), el nivel de indeterminación es del orden del $\pm 25\%$ para el radio del modo fino del aerosol (R_f) y del $\pm 10\%$ para la FMF, cuando se varía el índice de refracción entre $m=1.33-0.000i$ (típico de las gotas de agua) y $m=1.53-0.003i$ (típico del polvo mineral). Para evitar errores mayores que 30% en EA y en δAE , este método se aplica solo a valores de AOD (a 675 nm) mayores que 0.15 Gobbi et al. (2007). Basart et al. (2009) aplicaron este método gráfico para rastrear y caracterizar mezclas de polución y polvo mineral, confirmando la solidez de esta metodología.

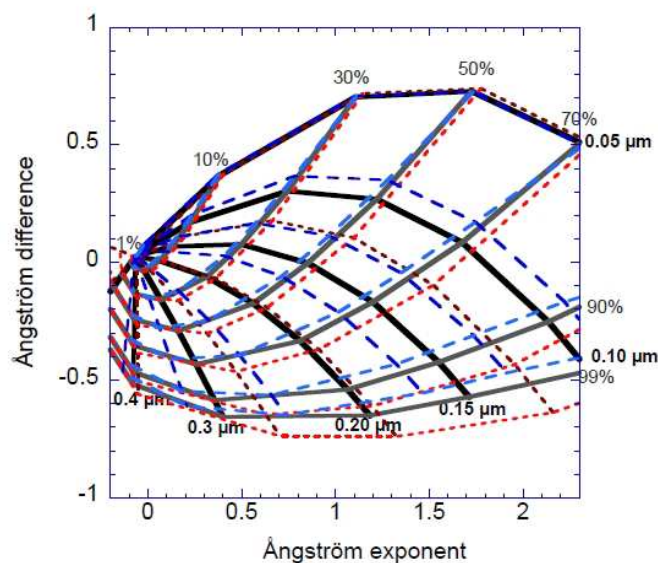


Figura 2.5. Método gráfico de Gobbi. Comparación de la cuadrícula correspondiente al índice de refracción $m=1.40-0.001i$ (líneas continuas negras y grises) con las cuadrículas obtenidas para los índices de refracción $m=1.33-0.000i$ (líneas discontinuas azules y celestes) y $m=1.53-0.003i$ (líneas discontinuas marrones y rojas). Extraído de Gobbi et al. (2007).

2.4. Perfiles verticales de extinción debida a los aerosoles

La estructura vertical de los aerosoles se puede determinar mediante técnicas de teledetección, tanto terrestres como satelitales. En el presente trabajo se han utilizado

medidas terrestres del Lidar Micropulsado de Santa Cruz de Tenerife y, al no disponer de información terrestre, medidas satelitales del instrumento CALIOP realizadas sobre Tamanrasset. En ambos casos los resultados mostrados corresponden a los perfiles promedio calculados a partir de todos los perfiles disponibles, en un período de tiempo determinado, que verifiquen las condiciones establecidas en el análisis de cada estación.

2.4.1. LIDAR Micropulsado

El LIDAR (*Light Detection and Ranging*) es un instrumento de teledetección activa basado en la emisión y recepción del haz de luz de un láser que es retrodispersado por las partículas suspendidas en la atmósfera (aerosoles, moléculas, nubes). Tal y como se mencionó en el capítulo 1, apartado 1.5.2.2, el Lidar Micropulsado (modelo MPL-3, *MicroPulse Lidar version 3*) de SCO (Figura 2.6) pertenece al INTA y forma parte de la red mundial MPLNET mantenida por la NASA. Se trata de un Lidar de retrodispersión elástica que dispone de un láser Nd:YLF (*Neodymium-doped Yttrium Lithium Fluoride*) que emite en 523 nm (más información sobre sus principales características en la Tabla 2.2). Opera de modo continuo (24 horas al día los 365 días del año) excepto en los días cercanos al solsticio de verano en que no opera al mediodía debido a la proximidad del sol al campo de visión del sistema receptor.

Tabla 2.2. Características principales del Lidar Micropulsado versión 3 (MPL-3) en operación en la estación de Santa Cruz de Tenerife

Características MPL-3	
Longitud de onda (nm)	523
Tipo de láser	Nd:YLF
Frecuencia de repetición de los pulsos (Hz)	2500
Energía máxima por pulso (μ J)	7
Duración de cada pulso (ns)	10
Tiempo de integración de la señal retrodispersada (segundos)	60
Resolución vertical (m)	75
Láser inofensivo para la vista (<i>eye-safe</i>)	Sí
Sistema receptor	Telescopio Matsukov-Cassegrain
Fabricante	SES Inc., EE. UU.

En lo que respecta al tratamiento de los datos, en un primer paso se ha de realizar un preprocesado de la señal bruta, aplicando una serie de correcciones descritas por Campbell et al., (2002) aparte de la corrección de solapamiento por el método de la pendiente (Kunz and de Leeuw, 1993). Los perfiles verticales de extinción se obtienen aplicando el algoritmo de inversión iterativo propuesto por Klett-Fernald-Sasano

(Fernald et al., 1972; Klett, 1981, 1985; Fernald, 1984; Sasano and Nakane, 1984) que determina los coeficientes de extinción a partir de la señal del Lidar combinada con datos AERONET de AOD de la estación SCO. Además, hay que tener en cuenta que las medidas de niveles inferiores a los 250 m sobre el nivel del suelo son descartadas debido a limitaciones intrínsecas a la configuración del instrumento (overlap).

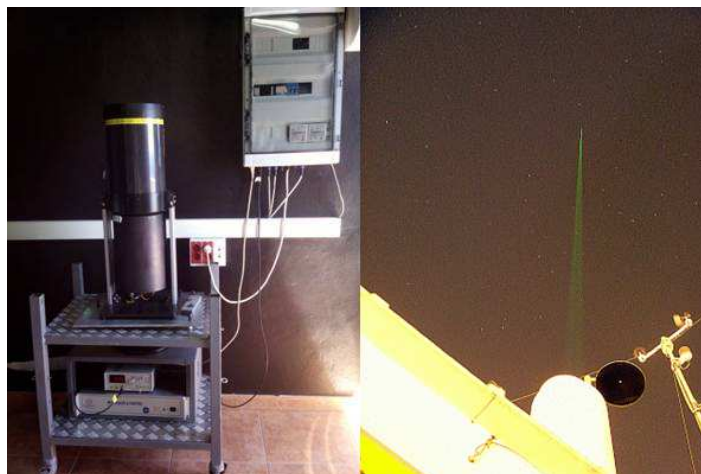


Figura 2.6. LIDAR instalado en Santa Cruz de Tenerife y vista del láser durante la noche.

2.4.2. CALIOP

El instrumento CALIOP (*Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*) es un Lidar de retrodispersión elástica instalado a bordo del satélite CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*) que fue lanzado en abril de 2006 por la NASA en colaboración con el CNES (*Centre National d'Etudes Spatiales*, Francia; www.cnes.fr). CALIOP emite luz linealmente polarizada en las longitudes de onda a 532 y 1064 nm para proporcionar observaciones, con resolución vertical y a escala global, de los aerosoles y las nubes (Hunt et al., 2009; Winker et al., 2009). En este trabajo se han utilizado los perfiles de extinción CALIOP, de nivel 2 y versión 3.01, en la longitud de onda de 532 nm calculados sobre Tamanrasset (en un radio de 1.5°) con una resolución vertical de 60 metros (por debajo de los 20.2 km de altura) y con una resolución horizontal de $5 \times 5 \text{ km}^2$. Los datos, que están disponibles en la base de datos de la NASA (https://eosweb.larc.nasa.gov/cgi-bin/searchTool.cgi?Dataset=CAL_IIR_L1-Prov-V1-10), han sido filtrados siguiendo la metodología descrita por Tesche et al. (2013) con el fin de seleccionar sólo los perfiles de máxima calidad.

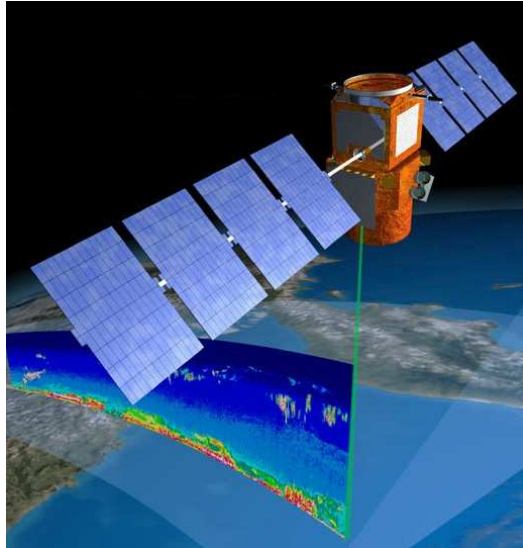


Figura 2.7. Recreación artística del funcionamiento del sensor CALIOP a bordo del satélite CALIPSO. Fuente: http://www.nasa.gov/mission_pages/calipso/mission/mission-objectives.html.

2.5. Identificación de las zonas de origen del aerosol atmosférico

La identificación de las zonas fuente de los aerosoles ha requerido la utilización de dos herramientas diferentes. Por un lado, se han empleado las medidas de AOD proporcionadas por el sensor satelital MISR (*Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*) para caracterizar la distribución espacial de las posibles fuentes de polvo mineral en el norte de África. Por otro lado, se ha aplicado el método CWT (*Concentration Weighted Trajectory*) para identificar las rutas de las masas de aire que llegan a las estaciones de medida. Ambas técnicas se describen a continuación.

2.5.1. Medidas de AOD del sensor MISR

El sensor MISR (*Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*) está instalado en el satélite de órbita polar Terra y forma parte del programa EOS (*Earth Observing System*) de la NASA. Escanea la superficie terrestre a través de nueve cámaras orientadas con diferentes ángulos de visión respecto de dicha superficie y a lo largo de la línea de vuelo (0° , $\pm 26.1^\circ$, $\pm 45.6^\circ$, $\pm 60.0^\circ$ y $\pm 70.5^\circ$) y cada una de ellas toma imágenes en cuatro bandas espectrales: azul, verde, rojo e infrarrojo cercano, centradas en las longitudes de onda 446, 558, 672, 867 nm, respectivamente (Figura 2.8). La frecuencia de muestreo sobre una misma zona geográfica oscila entre los nueve días en el ecuador y 2 días cerca de los polos. El sensor dispone, además, de un sistema de calibración a bordo para proporcionar una alta estabilidad y precisión a las medidas. Este sistema de medida permite obtener, a partir de la variación angular de la luz solar reflejada y de la aplicación de modelos de transferencia radiativa, diversas propiedades de los aerosoles, las nubes y la superficie terrestre (Diner et al., 1998).

La capacidad del MISR para obtener medidas en diferentes longitudes de onda y con diferentes ángulos de observación le permite inferir propiedades de los aerosoles sobre las superficies desérticas, altamente reflectantes (Kahn et al., 2005, 2010). Es por este motivo por el que se ha elegido para determinar la distribución espacial de las posibles fuentes de polvo mineral en el norte de África. Para ello se han usado los promedios diarios de AOD (nivel 3) disponibles en el canal verde (555 nm) con una resolución espacial de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (aproximadamente $50 \times 50 \text{ km}^2$).

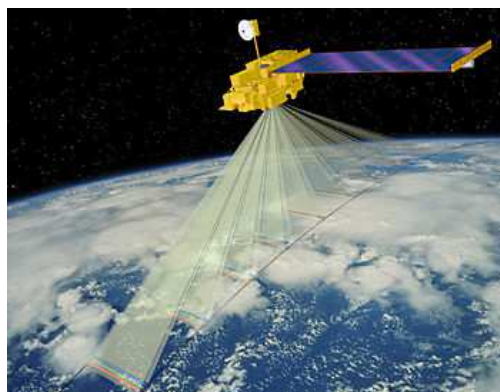


Figura 2.8. Recreación artística del funcionamiento del sensor MISR a bordo del satélite Terra, representando los ángulos de visión de cada una de sus nueve cámaras que son sensibles en cuatro bandas espectrales: azul, verde, rojo e infrarrojo cercano. Fuente: <https://www-misr.jpl.nasa.gov/Mission/> (Imagen cortesía de Shigeru Suzuki y Eric M. De Jong, NASA JPL).

2.5.2. Método *Concentration Weighted Trajectory* (CWT)

El método *Concentration Weighted Trajectory* (CWT, Seibert et al., 1994; Hsu et al., 2003) se ha usado para la identificación de las rutas de transporte de masas de aire cargadas de aerosoles desde las zonas fuente. Este método combina las medidas realizadas en el punto receptor con las retrotrayectorias de las masas de aire. El método surgió para realizar un pesado de las retrotrayectorias con los valores de concentración de algún componente atmosférico medido en el punto receptor, siendo esta su aplicación más extendida, presentando la ventaja de que es capaz de distinguir el grado de intensidad de las fuentes de dicho componente atmosférico (Hsu et al., 2003). Sin embargo, en este estudio, va a ser aplicado a las observaciones promedio diarias de AOD y EA de AERONET para identificar el contenido total y el tipo de aerosol, respectivamente. Otros autores han realizado aproximaciones similares para relacionar el origen de las masas de aire con diversos tipos de aerosoles (p. ej. Naseema Beegum et al., 2012). Para la aplicación del método se han calculado las retrotrayectorias tridimensionales a 5 días con una resolución de una hora usando la versión 4.0 del modelo *Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model* (HYSPPLIT, Draxler and Hess, 1998). Las retrotrayectorias de cada día se calculan a las 12 UTC y se usan los campos de viento del conjunto de datos meteorológicos del *Global Data Assimilation System* (GDAS), teniendo en cuenta la velocidad vertical del modelo. La selección de las diferentes alturas de llegada de las retrotrayectorias en el punto receptor

se ha realizado a partir del análisis de la estructura vertical de los aerosoles en cada estación de medida.

El procedimiento consiste en asignar un valor pesado del AOD o el AE a cada cuadrícula mediante el promedio de los valores asociados con las trayectorias que atraviesan dicha cuadrícula:

$$C_{ij} = \left(\sum_{k=1}^N n_{ijk} \right)^{-1} \cdot \sum_{k=1}^N C_k n_{ijk} \quad (2.13)$$

donde C_{ij} es el valor promedio pesado de AOD o EA en la celda (i,j) , C_k es el valor de AOD o EA observado en el cada punto de la trayectoria k -ésima de resolución horaria, N es el número total de trayectorias y n_{ijk} es el número de horas que una trayectoria k -ésima permanece en la celda (i,j) . El denominador corresponde al tiempo total que el conjunto de retrotrayectorias permanece en la celda (i,j) . Para reducir la incertidumbre producida por celdas con pocos puntos de llegada, se aplica una función de peso arbitraria W_{ij} (Polissar et al., 1999):

$$W_{ij} = \begin{cases} 1.00 & 80 < n_{ij} \\ 0.70 & 20 < n_{ij} \leq 80 \\ 0.42 & 10 < n_{ij} \leq 20 \\ 0.05 & n_{ij} \leq 10 \end{cases} \quad (2.14)$$

donde n_{ij} es el número de horas que las trayectorias pasan en la celda (i,j) .

2.6. Identificación de las zonas de origen de Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCMs)

Los Sistemas Convectivos Mesoescalares (SCMs) influyen en el transporte de polvo mineral, dando lugar a eventos intensos y de corta duración, pero no son adecuadamente parametrizados por los modelos de predicción numérica (incluyendo las retrotrayectorias HYSPLIT). Por este motivo el estudio completo de las zonas de origen de las masas de aire cargadas de aerosoles requiere un análisis adicional. El procedimiento seguido ha consistido en identificar los eventos asociados a SCMs a partir de observaciones en Tamanrasset con valores altos de AOD que no son adecuadamente simulados por un modelo de predicción de polvo atmosférico, en este caso el NMMB/BSC-Dust. El origen convectivo de los eventos identificados se ha confirmado siguiendo la metodología aplicada por Cuesta et al. (2008) y Knippertz and Todd (2010) para analizar dichos eventos. El procedimiento ha consistido en el análisis combinado de imágenes satelitales de alta resolución para la identificación de polvo

(MSG-SEVIRI) y de datos meteorológicos de reanálisis ERA-Interim. A partir de los eventos confirmados se han usado medidas satelitales de AOD de MODIS Deep Blue para determinar su origen. No se ha podido usar el MISR debido a su baja resolución temporal y la brevedad de los eventos de polvo mineral asociados a SCMs.

2.6.1. Modelo de predicción de polvo atmosférico NMMB/BSC-Dust

El Modelo Multiescala No-hidroestático (NMMB, *Non-hydrostatic Multiscale Model*) del Centro de Supercomputación de Barcelona (BSC, *Barcelona Supercomputing Center*) proporciona predicciones de polvo mineral a corto y medio plazo en un dominio geográfico que incluye el norte de África, Oriente Medio y Europa. Las simulaciones del ciclo del polvo mineral incluyen parametrizaciones de las fuentes, el transporte, la deposición y la interacción con la radiación (Pérez et al., 2011). En este trabajo se han utilizado las simulaciones de datos diarios de AOD (en 550 nm) de la versión 1 del NMMB/BSC-Dust, generadas usando el reanálisis-2 del *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) con condiciones iniciales y de contorno del *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS). La resolución es 0.5° (aproximadamente $50 \times 50 \text{ km}^2$) en la horizontal y 40 niveles híbridos presión-sigma en la vertical.

2.6.2. Detección de polvo con Meteosat *Second Generation-Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager* (MSG-SEVIRI)

El sensor SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*) está instalado a bordo del satélite geoestacionario MSG (*Meteosat Second Generation*) gestionado por EUMETSAT (*European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*). Capta imágenes en cuatro canales del visible y del infrarrojo cercano y en ocho canales del infrarrojo con una frecuencia temporal de muestreo de 15 minutos y con una resolución espacial de $3 \times 3 \text{ km}^2$ en el nadir (Schmetz et al., 2002). Para la evaluación del origen convectivo de los eventos de polvo identificados previamente se han analizado animaciones 15 minutales de imágenes RGB (*Red, Green, Blue*: rojo, verde y azul) para la detección de polvo basada en los canales $8.7 \mu\text{m}$, $10.8 \mu\text{m}$ y $12.0 \mu\text{m}$ de SEVIRI. Estas imágenes de alta resolución espacial y temporal han permitido identificar la formación de las brucas e intensas emisiones de polvo asociadas a los eventos convectivos.

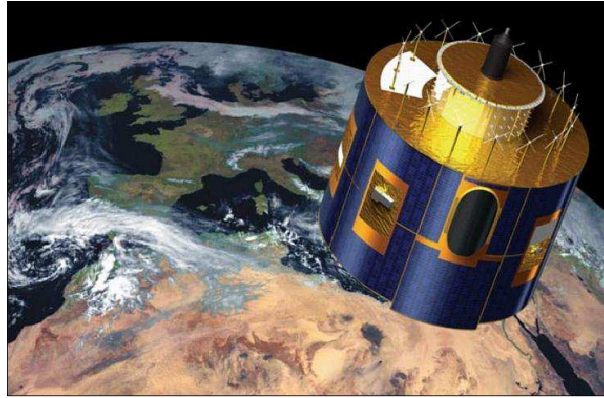


Figura 2.9. Recreación artística del satélite geostacionario MSG que lleva a bordo el sensor SEVIRI. Fuente: <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/m/meteosat-second-generation>.

2.6.3. Datos meteorológicos de reanálisis del ERA-Interim del *European Centre for Medium-range Weather Forecasts* (ECMWF)

ERA-Interim del ECMWF (*European Centre for Medium-range Weather Forecasts*) es un reanálisis meteorológico global desde 1979 que es continuamente actualizado en tiempo real a partir del modelo IFS-Cy31r2. Incluye un análisis variacional en cuatro dimensiones (4D-Var) cada 12 horas. La resolución espacial es de aproximadamente unos $80 \times 80 \text{ km}^2$ en 60 niveles verticales desde la superficie hasta 0.1 hPa. Los parámetros analizados para la evaluación del origen convectivo de los eventos de polvo han sido el campo de vientos en superficie y el punto de rocío de 11°C a dos metros con el fin de determinar el desplazamiento hacia el norte de la discontinuidad intertropical (ITD, *Inter-Tropical Discontinuity*). Dicho desplazamiento de la ITD indica la sustitución de las masas de aire secas propias de las zonas desérticas por masas de aire monzónicas más húmedas que favorecen la convección.

2.6.4. Medidas de AOD del MODIS *Deep Blue*

El sensor MODIS (*MODerate resolution Imaging Spectrometer*) está instalado en los satélites Terra y Aqua del programa EOS de la NASA. Está especialmente diseñado para el estudio de los aerosoles y las nubes sobre tierra y sobre los océanos, aplicando algoritmos de inversión independientes en cada superficie (Kaufman et al., 1997; Tanré et al., 1997). Presenta la ventaja de que proporciona cobertura global casi diaria en un amplio rango espectral, $0.47\text{-}2.13 \mu\text{m}$ para los aerosoles, y con una alta resolución espacial (Remer et al., 2005). Sin embargo, los algoritmos de inversión estándar sobre tierra no son válidos sobre superficies altamente reflectantes como los desiertos (Hsu et al., 2004). El algoritmo *Deep Blue*, en cambio, ha sido desarrollado para determinar las propiedades de los aerosoles sobre superficies altamente reflectantes, con una resolución espacial en torno a 1 km. Esta metodología emplea las radiancias medidas en los canales del rango espectral azul de sensores como el MODIS ya que en dichas

longitudes de onda la reflectancia de la superficie es relativamente pequeña (Hsu et al., 2004; 2006). Para determinar las zonas donde se generan los eventos de polvo causados por SCMs se han usado las medidas de AOD en 550 nm calculadas por dicho algoritmo.

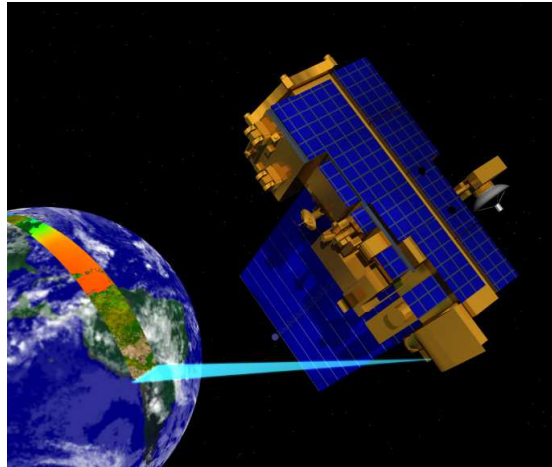


Figura 2.10. Recreación artística del funcionamiento del sensor MODIS a bordo del satélite Terra. Fuente: http://www.ntsg.umd.edu/sites/ntsg.umd.edu/files/imce/EOS_AM1_scan.jpg.

2.7. Identificación de las zonas origen de aerosol antropogénico mediante el producto satelital DMSP *Nighttime Lights*

El estudio de la procedencia del aerosol antropogénico requiere la identificación de instalaciones industriales que puedan generar dichos aerosoles. Para ello se ha usado el producto *Nighttime Lights* (Elvidge et al., 1997) generado a partir del instrumento *Operational Linescan System* (OLS) a bordo de los satélites del *Defense Meteorological Satellite Program* (DMSP) que obtienen una colección completa de imágenes de la superficie terrestre dos veces al día en dos bandas espectrales anchas centradas en el visible (0.5-0.9 μm) y en el infrarrojo térmico (10.5-12.5 μm). Este producto tiene la capacidad de proporcionar información sobre las luces nocturnas del mundo, distinguiendo cuatro tipos primarios de luces: 1) asentamientos humanos, tanto ciudades como pueblos y aldeas (luces blancas), 2) fuegos (luces rojas), 3) llamaradas procedentes de la combustión de gas (luces verdes) y 4) barcos pesqueros fuertemente iluminados (luces azules). En este estudio las luces verdes asociadas a la combustión de gas han permitido identificar el origen del aerosol antropogénico que afecta a la estación de Tamanrasset.

Capítulo 3

Laboratorio de calibración óptica de instrumentos de radiación atmosférica del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI)

En este capítulo se expone la labor de investigación y desarrollo realizada para el establecimiento de un laboratorio de calibración óptica en el Observatorio Atmosférico de Izaña (IZO), que es fundamental para el aseguramiento y control de calidad de los instrumentos de medida no sólo del programa de aerosoles sino también de los programas de ozono y radiación del CIAI.

3.1. Necesidad de un laboratorio de calibración óptica

El CIAI participa en diversos programas y redes de observación de carácter nacional e internacional, como se comentó anteriormente en el capítulo 1, apartados 1.5.2.1 y 1.5.2.2. En el marco del sistema VAG de la OMM destacan los programas de medida tanto de radiación y aerosoles como los de ozono y radiación ultravioleta que exigen sistemas de gestión de calidad basados en laboratorios de calibración óptica-radiométrica. Cabe recordar también que el Observatorio Atmosférico de Izaña es centro de calibración absoluta de la red AERONET-PHOTONS-RIMA y es banco de pruebas CIMO de la OMM para instrumentos de teledetección de aerosoles y vapor de agua. Además, el CIAI forma parte del SDS-WAS de la OMM, cuya finalidad es mejorar la monitorización de las tormentas de polvo y arena, mediante observaciones en tierra y productos de modelización en tiempo cuasi-real, para aumentar el conocimiento sobre los procesos que las producen y, por tanto, la capacidad para predecirlas. En particular, el CIAI forma parte del nodo regional para el norte de África, Oriente Medio y Europa.

Para estos programas es crucial la existencia de un robusto y trazable sistema de gestión de calidad para los diferentes fotómetros, radiómetros de banda ancha y espectralradiómetros que miden, entre otros parámetros, espesor óptico de aerosoles, radiación solar espectral, ozono total en columna y vapor de agua. La realización de calibraciones regulares permite controlar la calidad de las medidas realizadas, la estabilidad de los instrumentos de medida y, por tanto, la obtención de resultados fiables en el estudio de series largas.

En este contexto se establece, en 2007, el “Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología (actualmente Agencia Estatal de Meteorología) y la Universidad de Valladolid para el Establecimiento de Metodologías y Sistemas de Control de Calidad para los Programas de Fotometría, Radiometría, Ozono y Aerosoles Atmosféricos en el marco del programa de Vigilancia Atmosférica Global”. Una parte de este convenio consiste en el desarrollo de un laboratorio de calibración óptica en el Observatorio Atmosférico de Izaña, en colaboración con el GOA que posee una extensa e internacionalmente reconocida experiencia en investigación sobre óptica atmosférica. Los investigadores responsables del proyecto son el Profesor Ángel de Frutos Baraja por parte del GOA y el Dr. Emilio Cuevas Agulló por parte del CIAI.

Los sistemas de calibración óptica del laboratorio deben adaptarse a las características específicas (forma, tamaño, peso) de los instrumentos para la medida de la radiación solar susceptibles de ser calibrados y que se muestran en la Tabla 3.1. Además, deben ser modulares y de materiales disponibles en el mercado, para poder adaptarse fácilmente a futuros proyectos.

Tabla 3.1. Características de la instrumentación radiométrica solar susceptible de ser calibrada en el laboratorio de calibración óptica del Observatorio Atmosférico de Izaña.

Instrumento	Características
Fotómetro solar CE-318	Cabeza sensora: Ø80 mm Longitud cabeza-colimadores: 400 mm Filtros (y anchura a altura mitad) en nm: UV: 340 (2), 380 (2) Visible: 440 (10), 500 (10), 675 (10), 870 (10) Medida de vapor de agua: 940 (10) IR: 1020 (10), 1640 (25)
	
Espectrofotómetro Brewer MkIII	Dimensiones carcasa impermeable espectrofotómetro: 700x460x340 mm. Dimensiones tracker: Chasis: 305x305x356 mm Altura sin el trípode: 457 mm Peso: 34 Kg
	
Piránómetro Yankee Environmental System (YES) UVB-1	Rango espectral: 280-320 nm
	
Piránómetro Kipp&Zonen Series CMA y CMP	Rango espectral: 280-4000 nm
	
Radiómetro multicanal NILU-UV	Diámetro: 172 mm Altura: 195 mm Peso: 3.3 Kg Filtros (y anchura a altura mitad) en nm: 302 (10), 312 (10), 320 (10), 340 (10) , 380 (10) PAR: 400-700 nm
	

3.2. Descripción de las calibraciones

Las calibraciones que se pretenden desarrollar en el laboratorio de calibraciones son las siguientes:

- Calibración de irradiancia absoluta mediante lámpara estándar espectralmente calibrada. Consiste en la transferencia de la calibración desde la lámpara estándar al instrumento de medida, permitiendo la conversión de la señal del instrumento a unidades físicas de irradiancia. La precisión de la calibración depende, básicamente, de la intensidad y estabilidad de la irradiancia emitida por la lámpara y de la correcta distancia entre ella y el instrumento, ya que la irradiancia varía con el cuadrado de la distancia. Esta calibración se puede realizar con el instrumento en posición horizontal o vertical, dependiendo de las dimensiones del instrumento a calibrar y de las características de la lámpara utilizada.
- Calibración de radiancia absoluta mediante fuente uniforme de radiación difusa espectralmente calibrada. Consiste en la transferencia de la calibración desde la fuente de radiación al instrumento de medida, permitiendo la conversión de la señal del instrumento a unidades físicas de radiancia. La precisión de la calibración depende, fundamentalmente, de la estabilidad de la radiancia emitida por la fuente y del alineamiento entre la fuente y el instrumento a calibrar.
- Calibración de respuesta angular. Consiste en la determinación de la dependencia, no ideal, de la respuesta de un instrumento con el ángulo de incidencia de la radiación (conocido como error coseno). Se obtiene midiendo, a distintos ángulos que varían entre 90° y -90° , la desviación de las medidas del instrumento respecto de la Ley del coseno de Lambert. Esta ley postula que la irradiancia, en un punto cualquiera de una superficie, producida por una fuente luminosa puntual es proporcional al coseno del ángulo de incidencia. La precisión de la calibración se basa en la estabilidad de la irradiancia emitida por la fuente, independientemente del ángulo de incidencia. La caracterización del error coseno del instrumento permite disminuir la incertidumbre de sus medidas para ángulos solares cenitales altos.
- Calibración de respuesta espectral. Consiste en la determinación de la relación entre la respuesta de un instrumento en cada longitud de onda con la radiación incidente en dicha longitud de onda. Se obtiene comparando la respuesta del instrumento en cada longitud de onda con respecto a la de un sensor espectralmente calibrado cuando incide sobre ellos un haz de luz dispersado en cada longitud de onda.

Además, hay que tener en cuenta las condiciones que debe cumplir el laboratorio para la correcta realización de las calibraciones anteriormente mencionadas (Sorribas, 2003):

- Estabilidad térmica durante la calibración ya que las variaciones en la temperatura pueden modificar la resistencia del filamento de la lámpara y, por tanto, la radiación emitida.
- Ausencia de superficies reflectantes, con el fin de evitar radiación proveniente de otras fuentes distintas a la lámpara de calibración o proveniente de la misma lámpara pero de modo indirecto. Blindaje frente al resto de luz parásita que pudiese permanecer mediante cortinas, pintura adecuada, etc.

3.3. Diseño del laboratorio y de los sistemas de calibración óptica

Tras la fase de análisis de las necesidades que debe cubrir el laboratorio de calibración óptica, se procede al estudio particularizado de las características que debe tener tanto el laboratorio como cada uno de los sistemas de calibración. Para los sistemas de calibración se parte de los estudios preliminares realizados por Alberto Redondas Marrero, investigador del CIAI y responsable del RBCC-E.

3.3.1. Planificación del laboratorio de calibración óptica

En un primer paso se procede al análisis del espacio disponible en lo que será el futuro laboratorio de calibraciones, procediendo a determinar sus dimensiones exactas y haciendo una propuesta de la distribución más óptima (Figura 3.1).

El espacio se divide en dos áreas principales, una zona de trabajo (zona 1 de la Figura 3.1), con iluminación natural, y una zona oscura de trabajo (zonas 2, 3, y 4 de la Figura 3.1). Ambas áreas están separadas por densas cortinas negras antirreflectantes con un doble propósito. Por un lado, evitar reflexiones indeseadas de la radiación y, por otro lado, minimizar el riesgo de lesiones oculares producidas por la radiación UV de las lámparas de calibración, al poder trabajar al mismo tiempo en distintas zonas del laboratorio de modo independiente.

La zona 1 se destina para el trabajo de preparación previo a la calibración, el control en remoto de los sistemas durante la calibración y el almacenamiento de material y documentación.

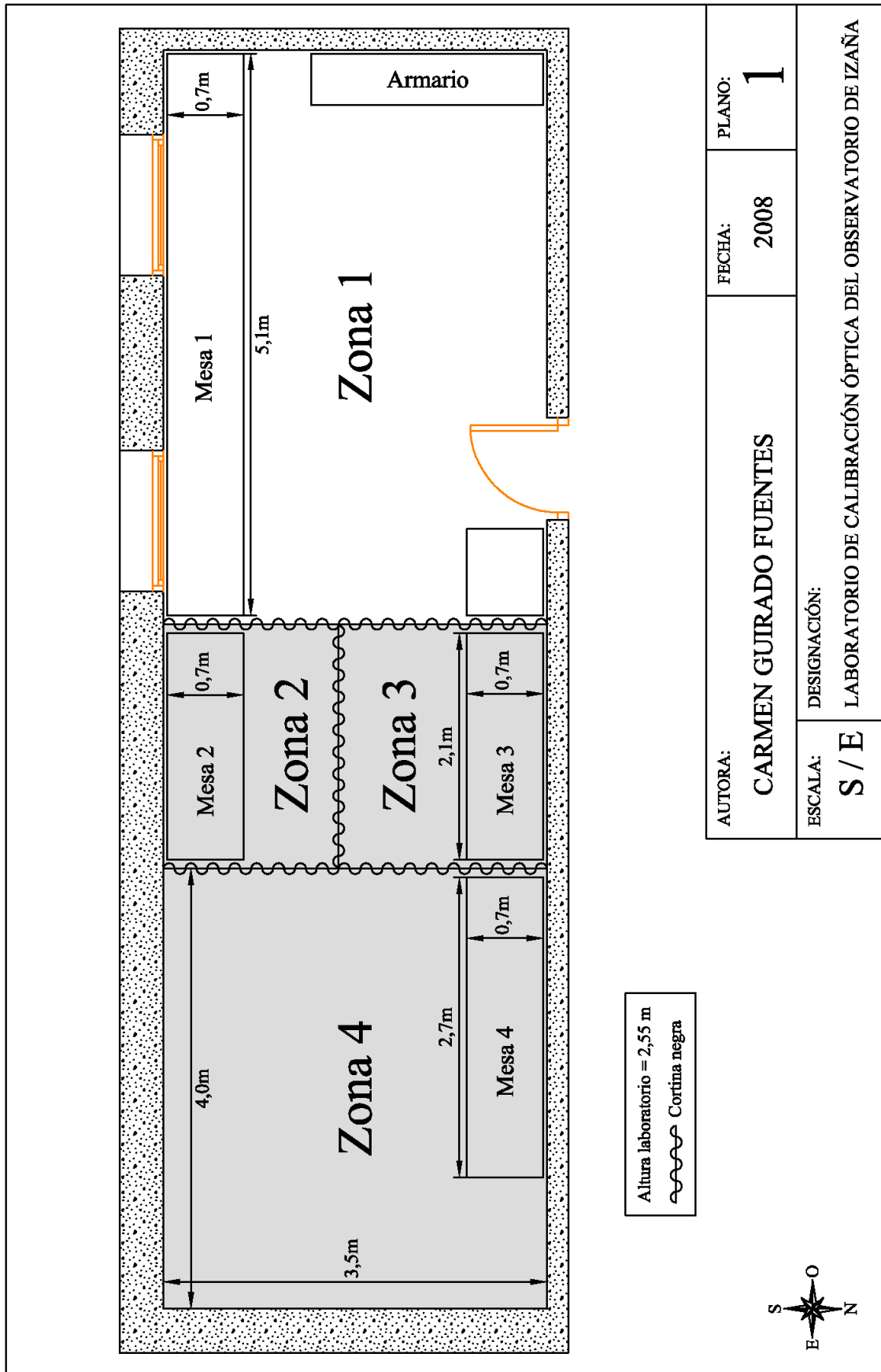


Figura 3.1. Plano del laboratorio de calibración óptica del Observatorio Atmosférico de Izaña en el que se indican las zonas del mismo mencionadas en el texto.

La zona oscura se ha dividido, a su vez, en tres zonas de calibración independientes, separadas por cortinas negras. Las zonas 2 y 3 están destinadas, respectivamente, a los sistemas de calibración de radiancia absoluta e irradiancia absoluta en posición horizontal. La zona 4, por su parte, se distribuye de la siguiente manera: la mesa 4 (Figura 3.1) para el sistema de calibración de respuesta espectral, la pared sur para el sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición vertical y, finalmente, la pared este para el sistema de calibración de la respuesta angular. La posición del sistema de calibración de respuesta angular al final de la zona 4 se ha elegido con el fin de minimizar el riesgo de accidentes al tener en cuenta que es el único dispositivo que debe disponer de partes móviles de gran tamaño que deben moverse entre 90° y -90° y que podrían lesionar a quien se acercase a ellas durante su movimiento.

Para garantizar la estabilidad en las condiciones dentro del laboratorio, se han de limitar en él las zonas de ventilación y se ha de disponer de un sistema de control de la temperatura y la humedad. En lo que respecta a la ausencia de superficies reflectantes, además del uso de cortinas negras mencionado anteriormente, las zonas oscuras (suelo, paredes y techo) han de estar pintadas de negro mate, para maximizar la absorción de radiación reflejada. Además, durante la calibración es conveniente cubrir con tela negra las partes reflectantes del instrumento a calibrar (Sorribas, 2003).

3.3.2. Sistema de calibración de irradiancia absoluta

Se diseñan dos tipos diferentes de sistemas de calibración en irradiancia absoluta, debido a las diferentes características (dimensiones, peso, manejabilidad) de los instrumentos a ser calibrados.

Los instrumentos más pequeños y manejables se calibrarán en un sistema de calibración en posición horizontal con el fin de que queden acoplados a un banco óptico junto con el resto de los componentes del sistema, con el fin de facilitar el alineado de todos los elementos que intervienen en la calibración.

Los instrumentos más grandes y pesados, que no pueden ser calibrados en posición horizontal, se calibrarán en un sistema de calibración en posición vertical, aunque también debe estar previsto que pueda usarse para los instrumentos más pequeños. Cabe destacar que, para este segundo sistema, el proceso de calibración es ligeramente más complejo que con el de posición horizontal al no estar el instrumento a calibrar directamente acoplado en el sistema y, por tanto, tener que ser alineado de manera totalmente independiente.

3.3.2.1. Sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición horizontal

El sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición horizontal debe estar situado sobre una superficie horizontal elevada para facilitar su manejo, debe permitir la

sujeción de los diferentes equipos que se pretenden calibrar y debe facilitar la corrección en distancia entre la lámpara y el detector, manteniendo en todo momento el eje óptico del sistema (Figura 3.2).

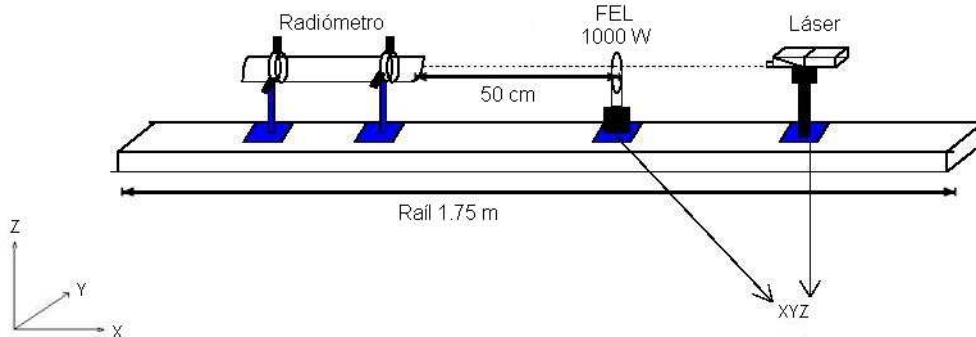


Figura 3.2. Esquema de diseño del sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición horizontal.

Siguiendo este diseño, los componentes básicos del sistema han de ser los siguientes:

- Un banco óptico sobre el que se asiente todo el sistema facilitando su alineamiento.
- Un soporte horizontal regulable, que se desplace sobre el banco óptico, para la sujeción de los instrumentos a ser calibrados, teniendo en cuenta las diferencias (dimensión y peso) de los mismos (piranómetros y radiómetros descritos en la Tabla 3.1).
- Un soporte, que se desplace sobre el banco óptico, para la sujeción de baffles ignífugos, con diferentes aperturas, que minimicen la luz parásita que pueda llegar al detector del instrumento a calibrar.
- Un soporte, que se desplace sobre el banco óptico, para la sujeción de lámparas halógenas tipo FEL (código asignado por ANSI, *American National Standards Institute*, <http://www.ansi.org/>) de 1000 W.
- Un soporte, que se desplace sobre el banco óptico, para la sujeción de un láser que garantice el alineamiento del sistema.

El siguiente paso consiste en un análisis pormenorizado de las características específicas que debe reunir el sistema para conseguir que el proceso de calibración sea lo más sencillo posible pero ajustándose a todas las necesidades que requiere dicho proceso:

- Las lámparas halógenas tipo FEL de 1000 W han de ser trazables al estándar de irradiancia primario del *Physikalisch-Technische Bundesanstalt* (PTB, http://www.ptb.de/index_en.html) y han de estar estacionadas (es decir, previo a su uso en laboratorio, han debido estar en operación a su máxima intensidad durante el

período de tiempo indicado por el fabricante, para alcanzar la estabilidad de la lámpara tras el proceso de fabricación).

- Debe disponer de un sistema de control y adquisición de la intensidad de la corriente que circula por la lámpara para garantizar que, durante todo el proceso de calibración, permanece en el rango establecido por el certificado de calibración de la misma.
- La distancia, establecida por el certificado de calibración, entre la lámpara y el detector del instrumento a calibrar es de 50 cm y debe ser estimada con una precisión de ± 0.5 mm. Por este motivo, el banco óptico del sistema debe disponer de una escala graduada en mm, que permita establecer fácilmente la distancia entre el sensor y la lámpara.
- El alineamiento entre el detector y la lámpara debe establecerse haciendo incidir el haz de un láser tanto en el centro geométrico del detector como en el centro de la lámpara de calibración. Por lo tanto, los soportes de los diferentes elementos del dispositivo han de ser regulables en altura (eje Z) cubriendo un intervalo de ± 2.5 cm con una precisión en su movimiento de 0.5 mm.
- El sistema debe garantizar la existencia de un eje óptico entre los componentes del sistema, con una precisión de 0.5 mm/m.
- El sistema debe disponer de un soporte al que se puedan acoplar baffles ignífugos, con diferentes tamaños de apertura, con el fin de garantizar que sólo la luz procedente de la lámpara llegue al detector. El haz de luz debe cubrir totalmente los sensores de los instrumentos a calibrar.
- Todos los componentes del sistema han de estar anodizados en negro mate, deben ser resistentes al calor que emite la lámpara de calibración (1000W) y ser ignífugos.

3.3.2.2. Sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición vertical

El sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición vertical debe garantizar su adaptabilidad a las diferentes características de cada uno de los instrumentos que pretenden ser calibrados (espectrofotómetros, piranómetros y radiómetros descritos en la Tabla 3.1) y debe estar preparado para ser fijado a las paredes del laboratorio (Figura 3.3).

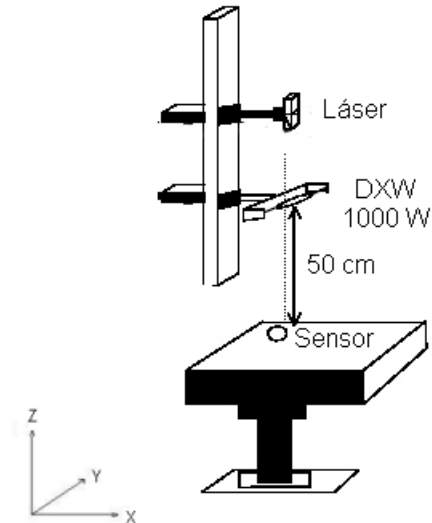


Figura 3.3. Esquema de diseño del sistema de calibración de irradiancia absoluta en posición vertical.

De acuerdo con este diseño, los componentes básicos del sistema han de ser los siguientes:

- Un soporte vertical al que deben ir acoplados tres brazos horizontales de 40 cm cada uno:
 - Un primer brazo horizontal para la sujeción del láser-guía de alineación vertical (eje Z).
 - Un segundo brazo horizontal para la sujeción de lámparas halógenas tipo DXW (código ANSI) de 1000 W.
 - Un tercer brazo de sujeción de baffles ignífugos, con diferentes aperturas, para minimizar la luz parásita que pueda llegar al detector del instrumento a calibrar.
- Un láser-guía de alineación horizontal (eje X) que debe estar acoplado en el soporte vertical del sistema.
- Bases regulables en altura para el alojamiento, soporte y nivelación de los instrumentos a calibrar.

Una vez establecido el diseño básico del sistema se procede al análisis pormenorizado de las características específicas que debe verificar para garantizar el correcto proceso de calibración.

- Las lámparas halógenas tipo DXW de 1000 W han de estar estacionadas y ser trazables al estándar de irradiancia primario del PTB.
- Debe disponer de un sistema de control y adquisición de la intensidad de la corriente que circula por la lámpara para garantizar que, durante todo el proceso de calibración, permanece en el rango establecido por el certificado de calibración de la misma.

- La distancia, establecida por el certificado de calibración, entre la lámpara y el detector del instrumento a calibrar es de 50 cm y debe ser estimada con una precisión de $\pm 0.5\text{mm}$. Por este motivo, el soporte vertical del sistema debe disponer de una escala graduada en mm, que permita establecer fácilmente la distancia entre el sensor y la lámpara.
- El alineamiento del detector con el sistema ha de conseguirse situando su centro geométrico en la intersección de los rayos del láser horizontal (eje X) y del láser vertical (eje Z).
- El sistema debe garantizar la horizontalidad (ángulo de 90° con el soporte vertical) y la alineación en el plano XY tanto del láser horizontal como de los brazos del láser vertical y de la lámpara, al tratarse del método más sencillo a la hora de garantizar el correcto alineamiento del sistema.
- El brazo del láser-guía vertical debe permitir movimientos de unos ± 2.5 cm. del láser en el plano XY con una precisión de 0.5 mm.
- El brazo de la lámpara de calibración debe disponer de un sistema de sujeción adecuado para las lámparas del tipo DXW y, además, debe permitir movimientos de unos ± 2.5 cm. de la lámpara en el planos XYZ con una precisión de 0.5 mm.
- Los baffles ignífugos tendrán diferentes diámetros (entre 5 y 20 cm) en función del detector para garantizar que sólo la luz de la lámpara llegue al mismo.
- Todos los componentes del sistema han de estar anodizados en negro mate, deben ser resistentes al calor que emite la lámpara de calibración (1000W) y ser ignífugos.

3.3.3. Sistema de calibración de radiancia absoluta

El sistema de calibración en radiancia absoluta debe garantizar que la radiación emitida por la fuente de radiación del sistema debe estar espacialmente integrada, es decir, debe ser uniforme independientemente de la dirección original en que fue emitida. Su diseño se reduce a los siguientes componentes (Figura 3.4):

- Un banco óptico sobre el que se asiente todo el sistema facilitando su alineamiento.
- Una esfera integradora de Ulbricht o esfera integrante, que se caracteriza porque la radiación entrante en ella experimenta múltiples reflexiones difusas en su interior (al estar recubierta por un material altamente reflectante y buen difusor) antes de salir de ella.
- Un soporte fijo para acoplar la esfera integrante al banco óptico.
- Un soporte horizontal regulable, que se desplace sobre el banco óptico, para la sujeción de los instrumentos a ser calibrados (fotómetros solares descritos en la Tabla 3.1).

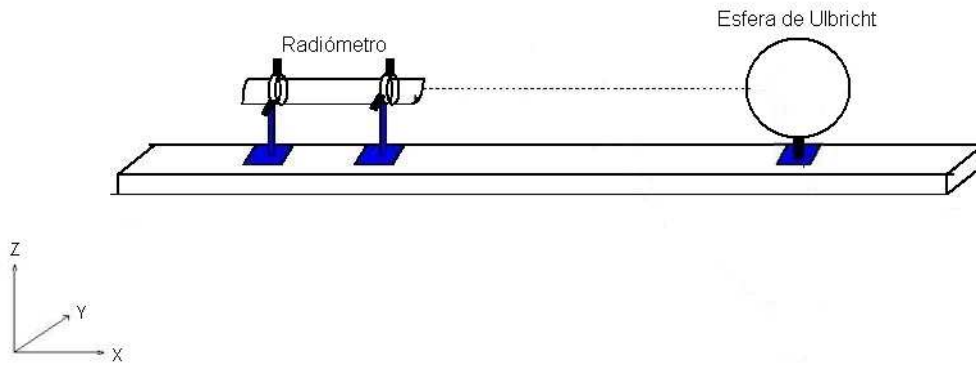


Figura 3.4. Esquema de diseño del sistema de calibración de radiancia absoluta.

En lo que respecta a las características específicas que deben reunir los componentes del sistema son los siguientes:

- El certificado de calibración de la esfera integrante debe ser trazables al estándar de radiancia primario del *National Institute of Standards and Technology* (NIST, <http://www.nist.gov/>).
- Debe disponer de un sistema de control y adquisición de la intensidad de las lámparas de la esfera para garantizar que, durante todo el proceso de calibración, permanece en el rango establecido por el certificado de calibración de la misma.

3.3.4. Sistema de calibración de respuesta angular

El sistema de calibración de respuesta angular debe permitir la medida de la radiación proveniente de una lámpara desde diferentes ángulos de incidencia, manteniendo la misma distancia, y garantizar la precisión en la medida de cada ángulo incidente sobre el detector correspondiente, teniendo en consideración las diferentes características de cada uno de ellos (espectrofotómetros, piranómetros y radiómetros descritos en la Tabla 3.1). La propuesta de diseño para el sistema se muestra en la Figura 3.5.

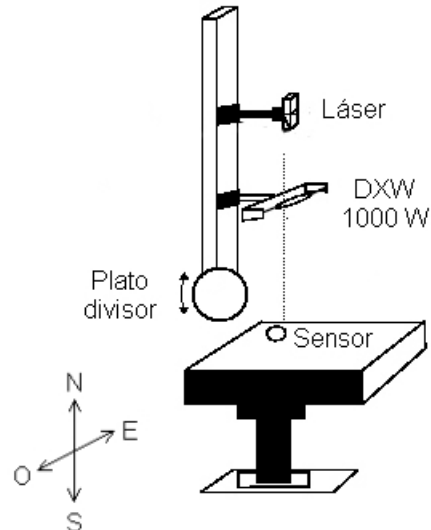


Figura 3.5. Esquema de diseño del sistema de calibración de respuesta angular.

Siguiendo este diseño, los componentes básicos del sistema han de ser los siguientes:

- Un brazo principal de más de 1.0 m de altura con tres brazos horizontales acoplados (de 40 cm cada uno):
 - Un primer brazo horizontal para la sujeción del láser-guía de alineación vertical (eje N-S).
 - Un segundo brazo horizontal para la sujeción de lámparas halógenas tipo DXW de 1000 W.
 - Un tercer brazo de sujeción de baffles ignífugos, con diferentes aperturas, para minimizar la luz parásita que pueda llegar al detector del instrumento a calibrar.
- Un láser-guía de alineación horizontal que debe estar acoplado en el soporte vertical del sistema.
- Un sistema mecánico angular que permita que el brazo gire 180°, en un plano vertical E-W, paralelo al eje óptico vertical del radiómetro, considerando que el radiómetro se encuentra en la posición sur.

A partir del diseño básico del sistema se procede al análisis pormenorizado de las características específicas que debe verificar para garantizar el correcto proceso de calibración.

- Las lámparas halógenas tipo DXW de 1000 W han de estar estacionadas.
- Debe disponer de un sistema de control y adquisición de la intensidad de la corriente que circula por la lámpara para garantizar que, durante todo el proceso de calibración, permanece constante.

- El sistema mecánico angular debe constar de un plato divisor suficientemente robusto y estable para sostener el giro del brazo principal de más de 1.0 m y el peso de la lámpara, el láser y el baffle.
- El plato divisor debe estar dotado de un nonio que permita desplazamientos angulares con una precisión de 12 segundos de grado. Además, el sistema debe disponer de un motor paso a paso para la automatización del posicionamiento de la lámpara en ángulos de entre 90° y -90° respecto del detector del instrumento a calibrar con la precisión anteriormente citada de 12 segundos de grado.
- La distancia entre los brazos horizontales de sujeción de la lámpara, el láser y el baffle ha de ser ajustable con una precisión menor que 1 mm a lo largo del brazo principal, que ha de estar graduado con el origen en el eje de giro.
- La distancia perpendicular tanto de la lámpara, como del láser y del baffle respecto del brazo principal ha de ser ajustable entre 20 y 30 cm con una precisión menor que 1 mm.
- El sistema debe garantizar que los brazos que sostienen la lámpara y el láser son paralelos entre sí y perpendiculares al brazo mayor, disponiendo de un nivel circular en cada brazo para su comprobación.
- Sobre el punto de giro del sistema ha de situarse un láser-guía para el alineamiento horizontal del detector con respecto al eje de giro.
- Los baffles ignífugos tendrán diferentes diámetros (entre 3 y 20 cm) en función del detector para garantizar que sólo la luz de la lámpara llegue al mismo.
- Todos los componentes del sistema han de estar anodizados en negro mate, deben ser resistentes al calor que emite la lámpara de calibración (1000W), y ser ignífugos.

En lo que respecta al sistema informático de control del motor paso a paso, los requisitos que debe satisfacer, en función de las acciones que han de ser ejecutadas con el sistema, son los siguientes:

- Ser capaz de centrar el brazo principal en la posición de origen del sistema, que coincide con la posición de reposo.
- Ser capaz de mover el brazo principal un ángulo determinado elegido por el usuario.
- Ser capaz de mover el brazo a una posición determinada elegida por el usuario.
- Debe crear un documento de texto en el que queden recogidas todas las posiciones angulares del sistema durante la calibración y que permita al usuario añadir notas con el fin de recoger cualquier incidencia que pudiera surgir.

3.3.5. Sistema de calibración de respuesta espectral

El sistema de calibración de respuesta espectral debe garantizar la separación en estrechos intervalos de longitud de onda de la radiación emitida por el sistema de iluminación en el rango visible y ultravioleta con el fin de permitir caracterizar con la suficiente precisión los instrumentos a calibrar (fotómetros solares, piranómetros y radiómetros descritos en la Tabla 3.1). La propuesta de diseño para el sistema se muestra en la Figura 3.6.

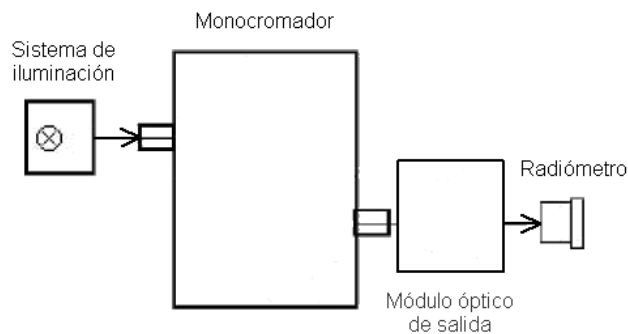


Figura 3.6. Esquema del diseño del sistema de calibración de respuesta espectral.

De acuerdo con este diseño, los componentes básicos del sistema han de ser los siguientes:

- Un sistema de iluminación compuesto por lámparas que emitan en el rango ultravioleta y en el visible (entre 290 y 700 nm).
- Un sistema dispersivo monocromador simple o doble. A la hora de seleccionar uno u otro hay que tener en cuenta que el primero se ve afectado por luz parásita o *stray light* y en el segundo se produce una disminución de la relación señal/ruido.
- Un módulo óptico de salida que permita acoplar a la salida del monocromador tanto el sensor calibrado espectralmente como los instrumentos a calibrar.

Partiendo del diseño básico del sistema, se realiza un análisis pormenorizado de las características específicas que debe reunir el mismo para permitir la calibración de los distintos instrumentos a calibrar:

- Las lámparas del sistema de iluminación han de ser de Deuterio (200-400 nm) para el rango ultravioleta y de Tungsteno (250-2500 nm) para el rango visible (Figura 3.7). Cada lámpara debe disponer de una fuente de alimentación independiente.

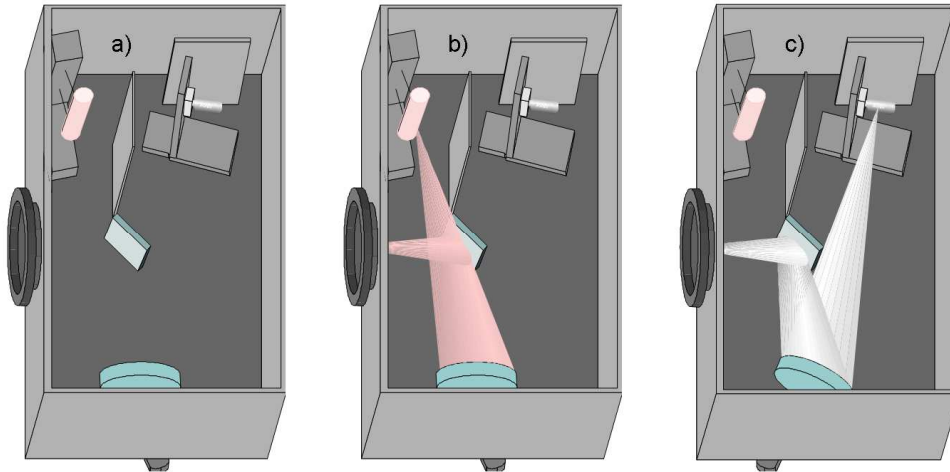


Figura 3.7. (a) Esquema del diseño del sistema de iluminación de Optronic Laboratories OL 750-20D/UV. (b) Camino óptico del haz de luz procedente de la lámpara de Deuterio. (c) Camino óptico del haz de luz procedente de la lámpara de Tungsteno.

- La salida del sistema de iluminación debe proporcionar una fuente de iluminación estable y disponer de un puerto de salida que se adapte a la entrada del monocromador doble.
- El sistema dispersivo ha de ser un monocromador doble, priorizando la reducción de la luz parásita frente a la posible disminución de la intensidad.

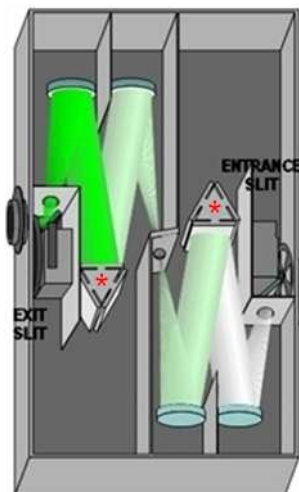


Figura 3.8. Esquema del diseño del monocromador doble OL 750-M-D. Los asteriscos rojos indican la posición del soporte cinemático de las redes de difracción.

- El monocromador doble debe cumplir los siguientes requisitos:
 - Focal de 300 mm.
 - Rango espectral mínimo: 200-900 nm.

- Redes de difracción con diferente densidad de líneas montadas sobre un soporte cinemático (Figura 3.8) para poder ser intercambiadas sin pérdida de calibración del sistema.
 - Rendijas y aperturas intercambiables de diferentes anchuras para determinar el ancho de banda más adecuado para la medida de cada instrumento, que puedan ser situadas a la entrada y a la salida del sistema (Figura 3.8).
 - Luz parásita o *stray light* menor a 10^{-8} .
 - Precisión en la posición de la longitud de onda mejor que ± 0.05 nm.
 - Disponibilidad de filtros internos para evitar el solapamiento de los diferentes órdenes de difracción en todo el rango, y garantizar que la operación se realiza dentro del “Intervalo Espectral Libre” en las diferentes longitudes de onda de trabajo.
- La calibración del sistema la proporcionará un fotodiodo de silicio de respuesta espectral conocida, por lo menos entre 200 y 800 nm.
 - El módulo óptico de salida ha de disponer de un puerto de entrada para el haz de luz dispersada procedente del monocromador doble y de un sistema de espejos rotatorio que permita orientar dicho haz hacia los puertos de salida en los que se sitúen, alternativamente y mediante adaptadores adecuados, el sensor calibrado de silicio y el instrumento a calibrar.

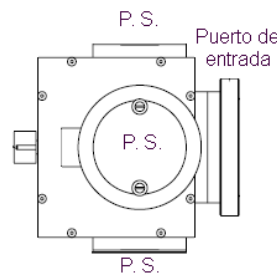


Figura 3.9. Esquema del diseño del módulo óptico de salida OL 750-660 en el que se ha indicado la ubicación del puerto de entrada del haz de luz dispersada procedente del monocromador doble y los puertos de salida (P. S.) en los que se pueden acoplar el sensor calibrado y el instrumento a calibrar.

- El software de adquisición debe permitir la obtención automática de datos mediante electrónica de control (preamplificador, convertidor analógico digital, nanovoltímetro e interfaz USB), el análisis de datos y la calibración del sistema.

3.4. Instalación del laboratorio de calibración óptica

Tras el estudio realizado con las características de los sistemas de calibración se procedió a su instalación en el laboratorio de calibración óptica del Observatorio Atmosférico de Izaña.

Los sistemas de calibración de irradiancia absoluta, tanto en posición vertical como horizontal, de radiancia absoluta y de respuesta angular fueron instalados por Santiago González, técnico de la Universidad de Valladolid (Figura 3.10). La esfera integrante del sistema de calibración de radiancia absoluta fue proporcionada por el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid, en el marco del Convenio Específico de Colaboración anteriormente citado ya que este tipo de acuerdos permite el despliegue de instrumental propio de una de las instalaciones en la otra.

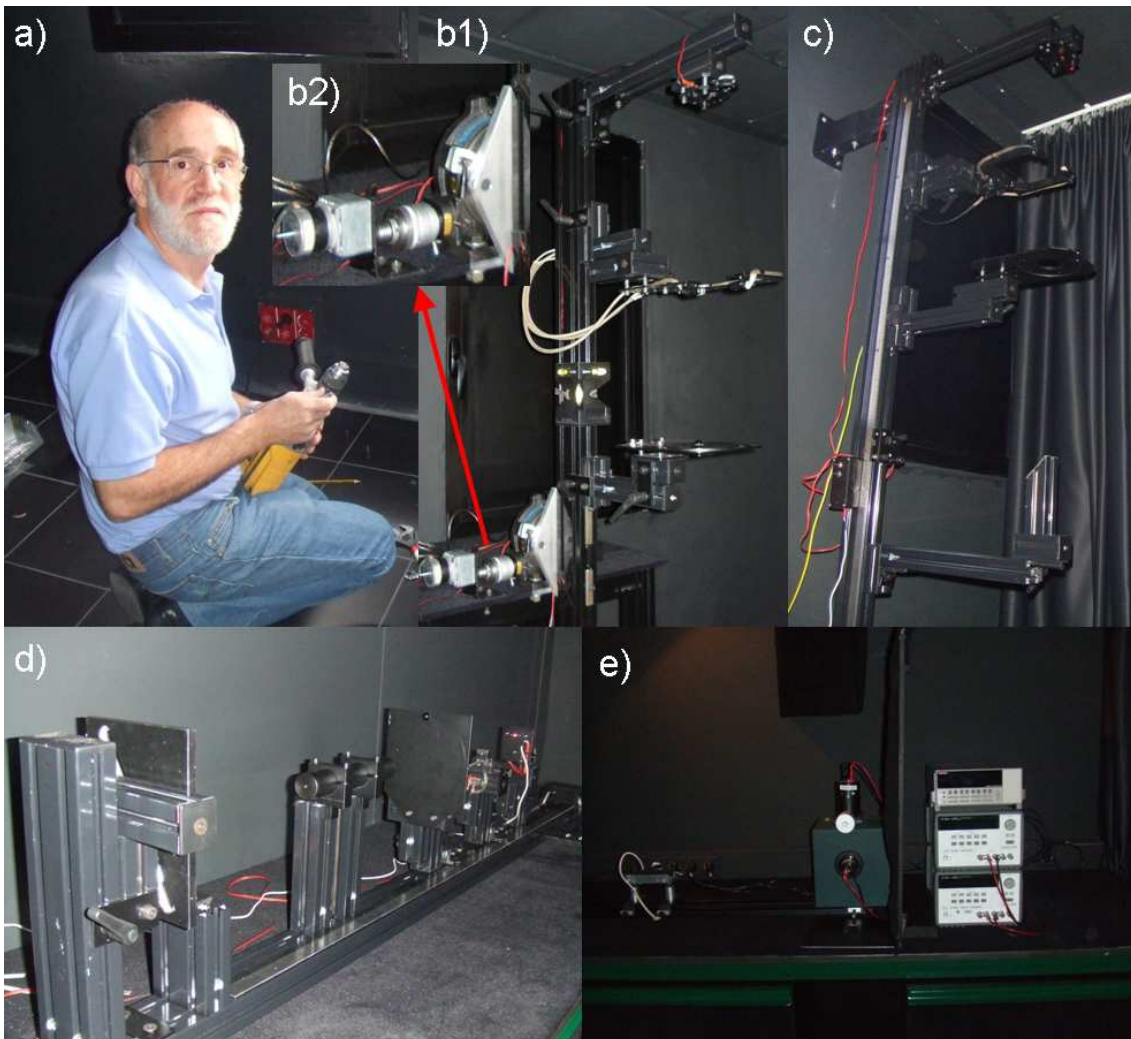


Figura 3.10. (a) Santiago González, técnico de la Universidad de Valladolid, durante la instalación, en el laboratorio de calibración óptica del Observatorio Atmosférico de Izaña, de los sistemas de calibración (b1) de respuesta angular, (c) de irradiancia absoluta en posición vertical, (d) de irradiancia absoluta en posición horizontal y (e) de radiancia absoluta. Además, se muestra (b2) detalle del plato divisor y del motor paso a paso del sistema mecánico angular.

La instalación del sistema de calibración de respuesta espectral (Figura 3.11) fue realizada por François Larique y Miquel Nieto de la empresa Telstar Instrumat, S.L. (<http://www.telstar-instrumat.com/>).

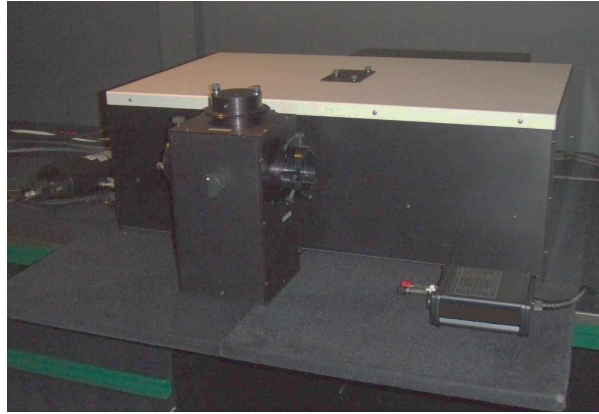


Figura 3.11. Sistema de calibración de respuesta espectral instalado en el laboratorio de calibración óptica del Observatorio Atmosférico de Izaña.

3.5. Período de prueba de los sistemas de calibración óptica

Los sistemas de calibración, una vez instalados, requieren de un período de realización de pruebas para realizar ajustes, detectar fallos y, en definitiva, garantizar su correcto funcionamiento y el cumplimiento de los objetivos para los que fueron diseñados. Disponer de sistemas de calibración bien conocidos convierte este tipo de pruebas en un proceso enriquecedor que permite aprender de los posibles fallos y que no sería posible si los sistemas hubiesen funcionado como “cajas negras” para el que trabaja con ellos. Esta es una parte fundamental del Convenio Específico de Colaboración firmado. El hecho de que los sistemas de calibración hayan sido diseñados y construidos “ad hoc” para el laboratorio del CIAI permite, en general, controlar todos los aspectos de un proceso tan complejo como una calibración. A continuación se muestran algunas de las pruebas, de entre todas las realizadas, que permitieron realizar mejoras en el laboratorio para que fuera finalmente operativo.

3.5.1. Sistema de calibración de irradiancia absoluta

El primer paso consiste en la realización de un borrador de protocolo de calibración, tanto del sistema en posición horizontal (Apéndice 1 de este capítulo) como del sistema en posición vertical (Apéndice 2 de este capítulo), que son susceptibles de ir siendo modificados y mejorados a medida que se van realizando las primeras calibraciones con los sistemas. Una vez elaborados estos protocolos básicos de funcionamiento se pueden comenzar las pruebas de los sistemas.

Una primera prueba se realizó con un espectrofotómetro Brewer en el sistema de calibración en posición vertical y se detectó un problema con el diseño de los bafles. Dicho diseño es el mismo tanto para los sistemas de calibración de irradiancia en posición vertical y horizontal como para el sistema de calibración de respuesta angular. El problema encontrado radica en que, dependiendo de la posición relativa del bafle

respecto del difusor del espectrofotómetro, se detectan variaciones excesivas en la señal medida por el instrumento. Se toma de referencia la irradiancia medida situando el bafle a 55 cm en la regla del sistema de calibración y se compara con las medidas de irradiancia tomadas variando la posición del bafle sobre dicha regla. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 3.12.

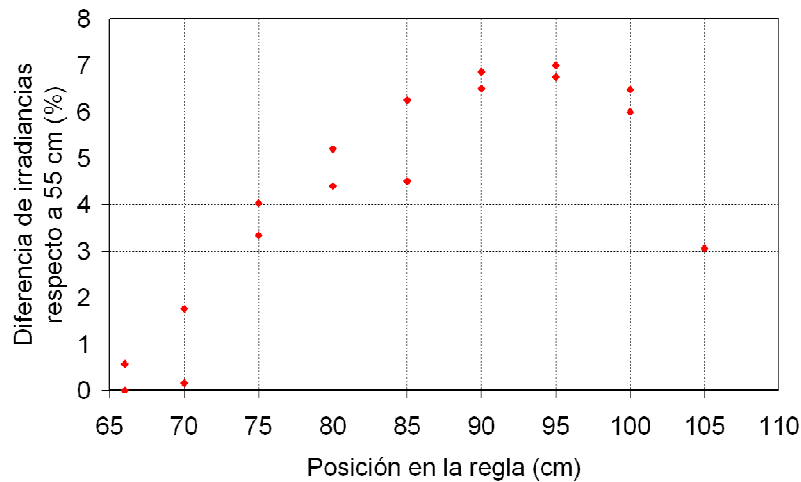


Figura 3.12. Pruebas de distancia bafle-difusor realizadas con el espectrofotómetro Brewer#185. Diferencia en porcentaje entre la irradiancia medida con el bafle situado en la posición de 55 cm en la regla del sistema de calibración y las irradiancias medidas con el bafle situado en diferentes posiciones.

El análisis de estos datos conduce a la sospecha de que el problema puede radicar en el grosor de la cara interna del agujero del bafle (Figura 3.13). Para comprobar esta hipótesis se diseña una plancha fina con un agujero central para realizar medidas también con este prototipo de bafle (Figura 3.14).



Figura 3.13. Bafle original.

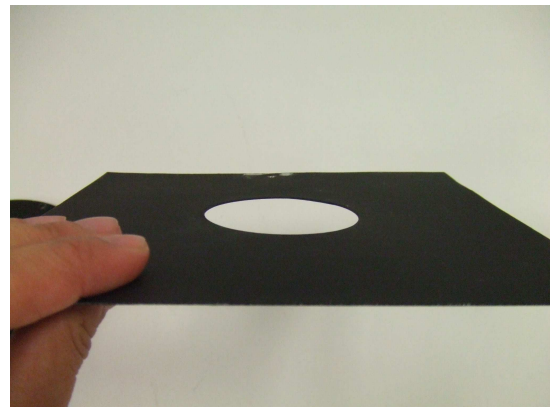


Figura 3.14. Prototipo de bafle para pruebas.

Para estas nuevas pruebas se decide usar un piranómetro YES UVB-1 de la casa Yankee Environmental System, de menor precisión que el espectrofotómetro Brewer pero más rápido y fácil de controlar, poseyendo las características adecuadas para el estudio pretendido.

En primer lugar, se realizan una serie de medidas similares a las realizadas con el espectrofotómetro. Es decir, se fijan las posiciones del difusor del piranómetro y de la lámpara de calibración y se modifica la posición del bafle original. En este caso se sitúa en tres posiciones diferentes a 52 cm, 77 cm y 94 cm respecto de la regla del sistema de calibración vertical (Figura 3.15). Los resultados (Tabla 3.2) indican, por un lado, una diferencia del 7.34% entre las medidas a 77 cm respecto de las de 55 cm y, por otro lado, una diferencia del 4.33% entre las medidas a 94 cm respecto de las de 55 cm. Se confirma de esta manera las variaciones excesivas en la señal medida por el instrumento en función de la posición del bafle.

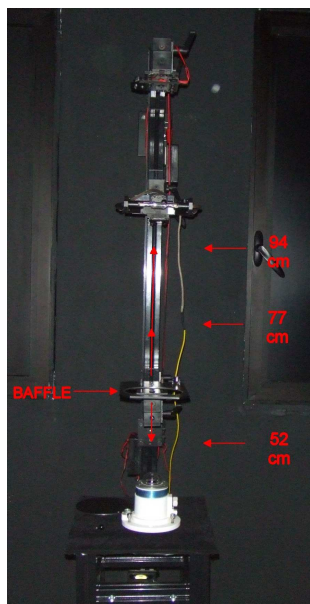


Figura 3.15. Pruebas de distancia bafle-difusor realizadas con un piranómetro YES UVB-1.

Tabla 3.2. Voltajes promedio medidos con el piranómetro YES UVB-1 durante las pruebas de distancia entre el bafle original y el difusor.

Posición del bafle en la regla del sistema de calibración (cm)	Voltaje promedio medido por el piranómetro (mV)
52	48.3650
77	52.0526
94	50.5056

A continuación se realiza la misma prueba pero, esta vez, usando el baffle-prototipo en lugar del baffle original (Figura 3.16). Los resultados (Tabla 3.3) indican una gran mejoría de los mismos respecto de los obtenidos con los baffles originales. Las diferencias, en este caso son, por un lado, de -0.08% entre las medidas a 77 cm respecto de las de 55 cm y, por otro lado, de -0.02% entre las medidas a 94 cm respecto de las de 55 cm. Es decir, se comprueba que los baffles originales estaban introduciendo perturbaciones en las medidas de los instrumentos por reflexión de la radiación de las lámparas en la cara interna del agujero de dichos baffles.

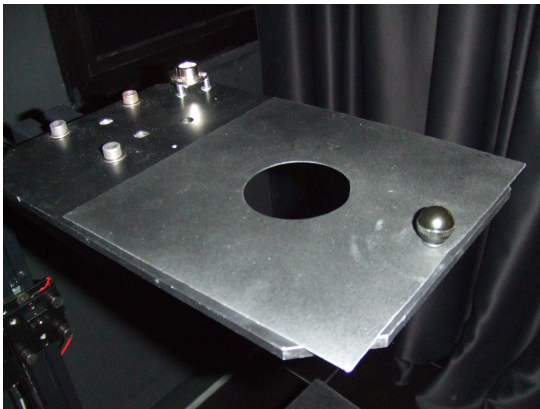


Figura 3.16. Montaje del baffle-prototipo para las pruebas.

Tabla 3.3. Voltajes promedio medidos con el piranómetro YES UVB-1 durante las pruebas de distancia entre el baffle-prototipo y el difusor.

Posición del baffle en la regla del sistema de calibración (cm)	Voltaje promedio medido por el piranómetro (mV)
52	52.5093
77	52.4658
94	52.4985

A la luz de estos resultados Santiago González diseñó unos nuevos baffles para los tres sistemas de calibración afectados. El nuevo diseño se caracteriza porque el borde interno del agujero de cada baffle termina en punta para evitar reflexiones de la luz procedente de la lámpara (Figura 3.17).

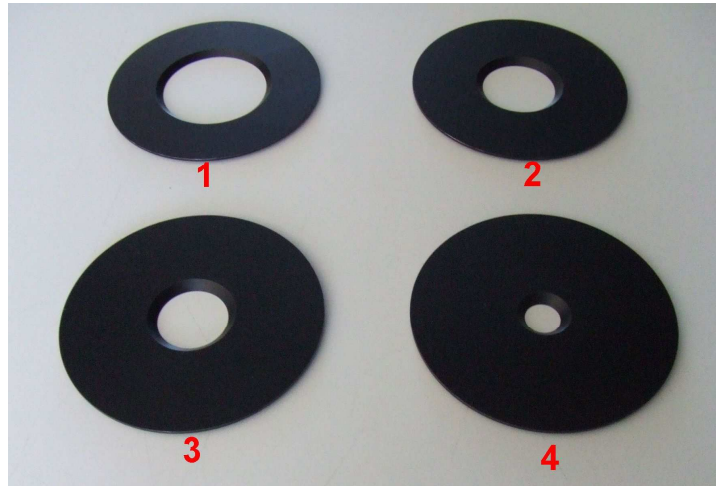


Figura 3.17. Diseño de los nuevos baffles con el borde interno del agujero terminado en punta para evitar reflexiones.

Las pruebas de funcionamiento de los nuevos baffles se llevaron a cabo reproduciendo las medidas realizadas previamente, pero usando otro piranómetro YES UVB-1, al no estar disponible el anterior. Para estas pruebas se usó, debido a las dimensiones del difusor del piranómetro, el baffle número 3 de la Figura 3.17. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4. Voltajes promedio medidos con el piranómetro YES UVB-1 durante las pruebas de distancia entre el baffle nuevo y el difusor.

Posición del baffle en la regla del sistema de calibración (cm)	Voltaje promedio medido por el piranómetro (mV)
52	54.5281
77	54.6096
94	54.5261

La mejoría en los resultados obtenidos respecto de las pruebas realizada con los antiguos baffles es notable. Las diferencias han pasado de 7.43%, en los casos extremos, a diferencias como máximo de 0.15% con el nuevo diseño, que entra en el rango de variación que cabría esperar bajo la influencia de la posición de los baffles. Con estos resultados se da por concluida la validación de los nuevos baffles.

3.5.2. Sistema de calibración de radiancia absoluta

El sistema de calibración de radiancia absoluta instalado en Izaña forma parte de la red AERONET-PHOTONS-RIMA en el marco de la infraestructura AERONET-Europe del proyecto ACTRIS. Para alcanzar los controles de calidad requeridos para ser centro de calibración en radiancia de fotómetros solares de esta red, el procedimiento de calibración debe estar consensuado con el GOA, como responsables de la red RIMA, y el LOA como responsables de la red PHOTONS.

En este contexto y en colaboración con el Dr. Alberto Berjón Arroyo (entonces investigador del GOA y, posteriormente, del CIAI) y Luc Blarel (ingeniero del LOA), se realizaron las siguientes tareas:

- Caracterización y comparación, en cuanto a potencia de las lámparas y características físicas, de las esferas de Ulbricht de las que disponen el LOA, el GOA y el CIAI.
- Unificación de la metodología de calibración (criterios de colocación y manipulación de la esfera integradora y del fotómetro solar Cimel) para posibilitar la transferencia de la calibración desde la esfera de AERONET, en el GSFC a las esferas del LOA, del GOA y del CIAI, como se menciona en el capítulo 2, apartado 2.2.3.2.

Una vez establecidos los puntos anteriores se procede a la determinación de las características que debe tener la configuración de la esfera de Ulbricht instalada en Izaña, que permite disponer de suficiente intensidad para realizar las calibraciones correctamente pero sin que los instrumentos se saturen:

- La intensidad de la lámpara interna (ITHS) se fija en 4.02 A.
- La intensidad de la lámpara interna (ETHS) se fija en 4.22 A.
- La intensidad del detector situado en el interior de la esfera, regulable con el atenuador con micrómetro y medida con un picoamperímetro, se fija entre 675 y 700 μA .
- Para casos excepcionales en los que se produzca saturación de las medidas en estas condiciones se establece el uso de un filtro de densidad neutra.

Además, se realiza el borrador de protocolo de calibración, específico para el CIAI, (Apéndice 3 de este capítulo) susceptible de ir siendo modificado y mejorado conforme se van realizando las primeras calibraciones con el sistema.

Para que el sistema sea operativo definitivamente es necesario transferirle la calibración de la esfera integrante del GSFC, a través del fotómetro solar master viajero de AERONET (Cimel#329), al igual que se hace en el LOA y el GOA (capítulo 2, apartado 2.2.3.2). A partir de este momento, dicho master viajero será usado, tres veces al año, para actualizar también la calibración de la esfera integrante de Izaña. Cabe recordar que, a pesar de las deficiencias de este método para transferir la calibración (mencionadas en el capítulo 2, apartado 2.2.3.2), es la metodología estándar adoptada por AERONET por lo que es el procedimiento que se debe seguir también en las calibraciones realizadas en IZO. Se establece la calibración de la esfera para una serie de configuraciones (Tabla 3.5) que verifican las características anteriormente detalladas.

Tabla 3.5. Diferentes configuraciones para la esfera de Izaña medidas con el fotómetro solar master viajero Cimel #329 del GSFC.

Nombre breve	Intensidad ITHS (A)	Intensidad ETHS (A)	Detector (μ A)	Distancia Esfera-Fotómetro (cm)	Distancia extremo colimadores-pantalla negra (cm)
ITHS only	4.02	X	675	Variable	Variable
IZO 03	4.02	4.22	700	30	0
IZO 04	4.02	4.22	700	20	0
IZO 05	4.02	4.22	700	10	0
IZO 06	4.02	4.22	675	30	0
IZO 07	4.02	4.22	675	20	10

Los resultados de la calibración de la esfera para cada una de las configuraciones anteriores se muestran en la Figura 3.18 (sin filtro de densidad neutra) y en la Figura 3.19 (con filtro de densidad neutra).

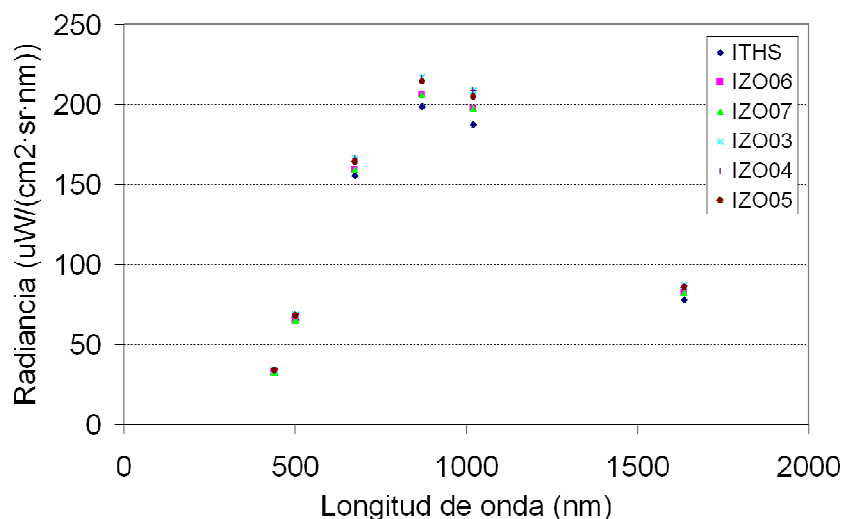


Figura 3.18. Calibración de la esfera integrante de Izaña para diferentes configuraciones medidas, sin filtro de densidad neutra, por el master viajero de AERONET.

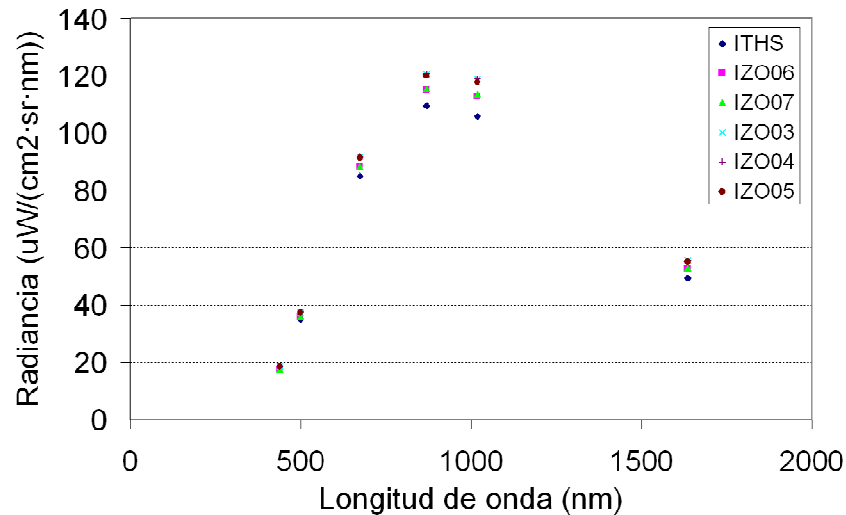


Figura 3.19. Calibración de la esfera integrante de Izaña para diferentes configuraciones medidas, con filtro de densidad neutra, por el master viajero de AERONET.

A priori, se decide usar por defecto la configuración IZO 07, pero bajo diferentes condiciones de sensibilidad del fotómetro o cambios en la esfera integrante (p. ej., cambios en sus lámparas), se pueden usar el resto de las configuraciones. A partir de este punto ya se puede considerar que el sistema está totalmente operativo para la realización de las calibraciones de los fotómetros solares Cimel.

3.5.3. Sistema de calibración de respuesta angular

Las pruebas de este sistema comenzaron una vez que los nuevos baffles diseñados (que evitan el problema mencionado anteriormente de las reflexiones en la cara interna de los agujeros de los mismos) están disponibles en el laboratorio de calibración óptica. A partir de este momento se redacta un borrador de protocolo de calibración (Apéndice 4 de este capítulo) que es susceptible de modificación y mejora a medida que se realizan las primeras calibraciones con el sistema.

Siguiendo este protocolo establecido se realizan las primeras pruebas con el sistema, que se fundamentan en dos puntos:

- La adecuación del sistema de control del motor paso a paso a las necesidades del sistema de calibración, tanto desde el punto de vista del movimiento del motor como desde el punto de vista del cumplimiento de las órdenes del usuario.
- La operatividad del sistema al completo para el fin propuesto.

Ambas pruebas fueron superadas con éxito, dándose por finalizado el período de prueba del sistema.

3.5.4. Sistema de calibración de respuesta espectral

El primer paso consiste en la redacción de un borrador de protocolo de calibración (Apéndice 5 de este capítulo) que es susceptible de ir siendo modificado y mejorado a medida que se realizan las primeras calibraciones con el sistema.

Durante el período de prueba del sistema se detectaron una serie de problemas, que se detallan a continuación:

- Ligeras holguras y problemas de correcta sujeción en algunos de los adaptadores que acoplan los instrumentos a la salida del sistema.
- Problemas de aislamiento en la caja de preamplificación de la señal del sistema.

Para solucionar estos problemas, François Larique realizó ajustes de diseño de los adaptadores de los instrumentos y revisó y modificó la caja de preamplificación.

Tras la solución de estos problemas se da por concluida la fase de prueba del sistema.

3.6. Ejemplos de calibraciones realizadas

Tras el período de prueba, los sistemas comienzan a utilizarse, de forma rutinaria, para la calibración de los instrumentos que lo requieran. A continuación, se presentan algunos ejemplos de las calibraciones realizadas.

3.6.1. Sistema de calibración de irradiancia absoluta

Como ejemplo de calibración efectuada con el sistema de irradiancia absoluta, se ha elegido una realizada a un espectrofotómetro Brewer, el 10 de marzo de 2010 (Figura 3.20). Se ha elegido esta calibración porque, al ser de las primeras, fue realizada por mí como responsable del laboratorio. Más adelante, tras el entrenamiento adecuado, empezaron a hacerlas de modo rutinario otros compañeros del CIAI.



Figura 3.20. Diferentes pasos del proceso de calibración de irradiancia absoluta del espectrofotómetro Brewer#201

La intensidad y el voltaje aplicados sobre la lámpara (Figura 3.21) son dos magnitudes que deben ser controladas durante toda la calibración para garantizar la estabilidad de la irradiancia emitida durante todo el proceso. El objetivo es mantener una intensidad estable de 8 A. En este caso los valores de ambas magnitudes se mantuvieron en valores de 7.996 ± 0.005 A y 112.742 ± 0.029 V, demostrando la gran estabilidad alcanzada durante la calibración. La diferencia entre la intensidad de la corriente objetivo y la realmente aplicada sobre la lámpara se traduce, en este caso, en errores en la irradiancia que oscilan entre un 0.6% en las longitudes de onda menores y un 0.2% en las longitudes de onda mayores.

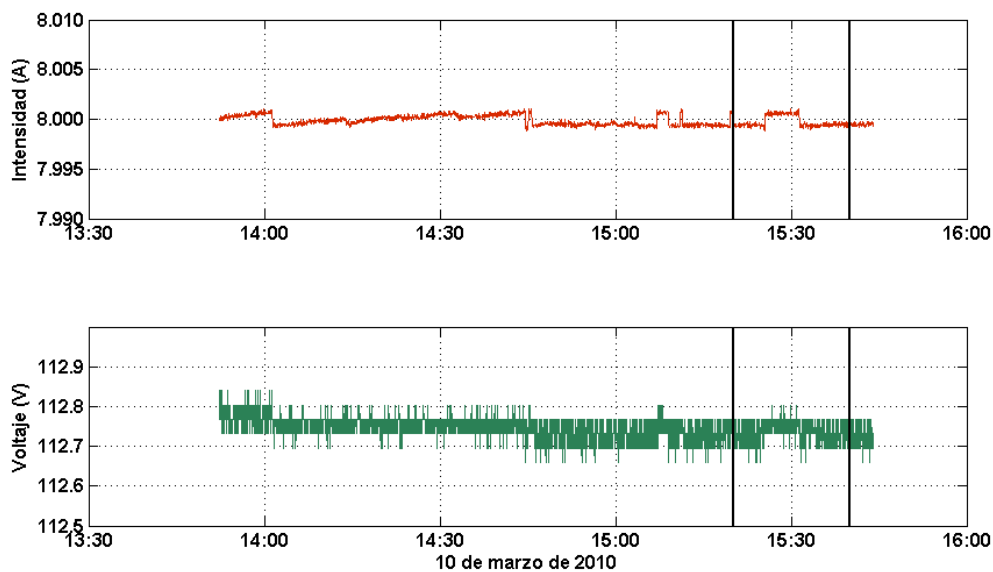


Figura 3.21. Intensidad y voltaje de la lámpara de 1000 W del sistema de calibración de irradiancia absoluta. Las líneas verticales de color negro indican el intervalo de tiempo en el que se realizó la calibración del espectrofotómetro Brewer#201

En el caso particular del espectrofotómetro Brewer también es necesario el control de un parámetro interno del instrumento, el Hg step (Figura 3.22) que da cuenta del correcto alineamiento de la red de difracción, es decir, de la precisión en la medida de la longitud de onda durante la calibración.

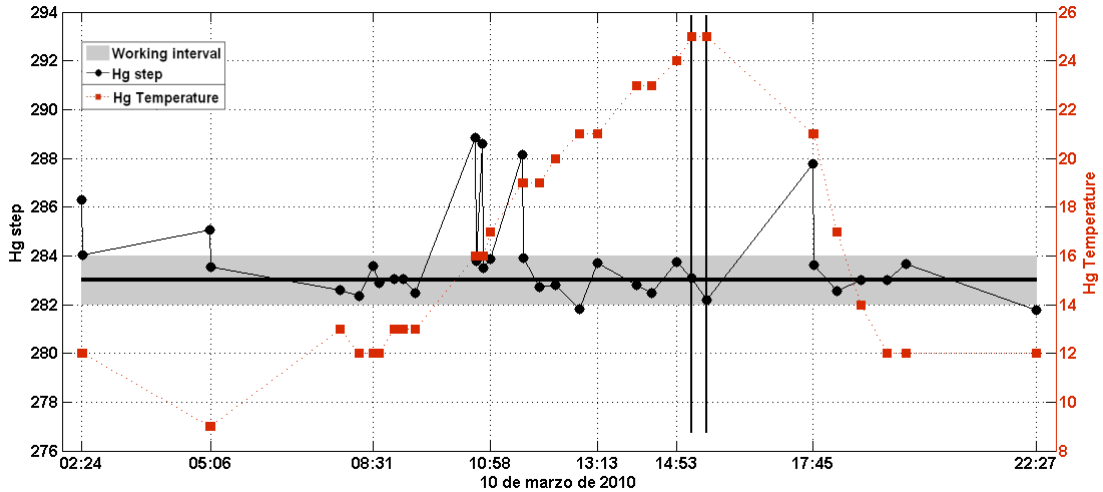


Figura 3.22. Parámetro Hg step y temperatura del Brewer#201. El parámetro Hg step debe estar en el intervalo de valores delimitado por el sombreado de color gris. Las líneas verticales de color negro indican el intervalo de tiempo en el que se realizó la calibración.

Una vez comprobada la estabilidad de los parámetros anteriores, ya se puede realizar el cálculo de la respuesta en el rango ultravioleta del Brewer#201 (Figura 3.23), dividiendo las cuentas medidas por el espectrofotómetro entre la irradiancia absoluta emitida por la lámpara en cada longitud de onda. La incertidumbre asociada a la respuesta calculada se estima en un 2%, en base a una estimación conservadora a partir de la propagación de errores en la transferencia de la calibración.

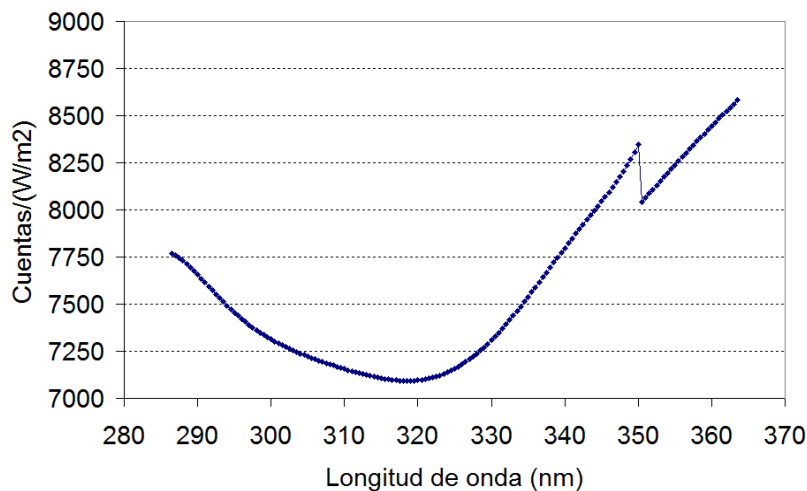


Figura 3.23. Respuesta en el rango ultravioleta del espectrofotómetro Brewer#201

Esta respuesta es la que se aplica a las medidas de radiación ultravioleta del espectrofotómetro para su calibración en irradiancia absoluta. Como ejemplo se muestra un espectro medido por el espectrofotómetro Brewer#201, tanto en cuentas brutas como en unidades físicas tras ser calibrado usando la respuesta medida en laboratorio (Figura 3.24).

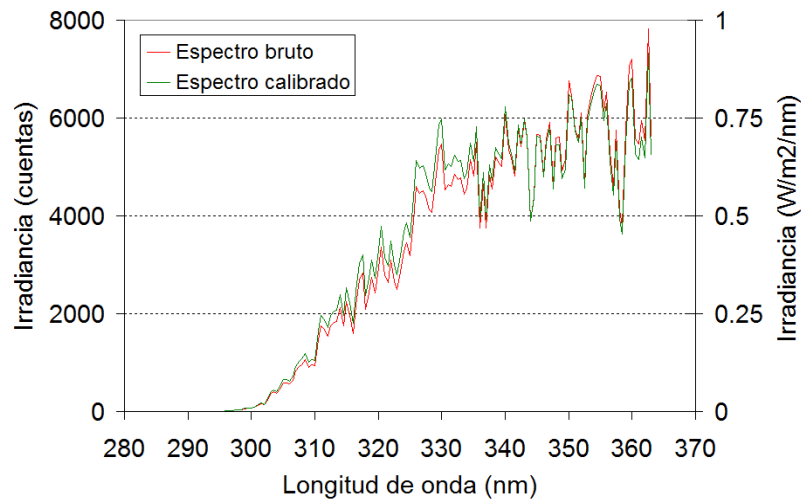


Figura 3.24. Espectros bruto (en cuentas) y calibrado (en $W/m^2/nm$) medidos por el Brewer#201 el 21 de marzo de 2010 a las 13:30 TMG

3.6.2. Sistema de calibración de radiancia absoluta

El ejemplo de calibración escogido para este sistema corresponde a las últimas calibraciones, entre 2010 y 2014, realizadas al fotómetro solar Cimel#244, que es el master de Izaña, y cuyos datos han sido utilizados en el Capítulo 5 de la presente memoria.

Como ya se comentó anteriormente, para cumplir los requisitos de calidad de AERONET, la calibración de radiancia absoluta requiere de la recalibración de la esfera con el fotómetro solar master viajero de AERONET cada cuatro meses, aproximadamente. Por lo tanto, en el cálculo de la calibración de un fotómetro en una fecha concreta se aplica la calibración de la esfera inmediatamente anterior, teniendo en cuenta que la configuración usada en ambas calibraciones debe ser la misma.

Por ese motivo, en primer lugar, se van a mostrar las calibraciones realizadas a la esfera integrante en dicho período (Figura 3.25), que se calculan mediante la multiplicación de la calibración realizada al master viajero con la esfera del GSFC por la señal medida por mismo en la esfera integrante de Izaña, en cada longitud de onda.

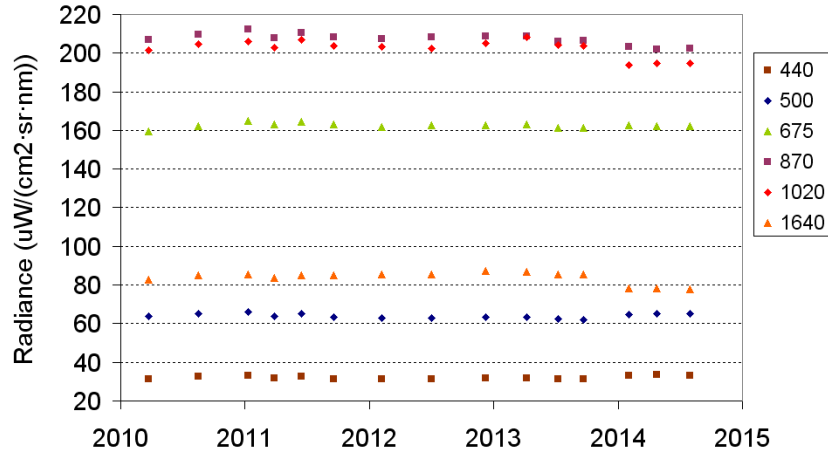


Figura 3.25. Evolución temporal de los factores de calibración, en cada longitud de onda, de la esfera integrante de Izaña realizadas con el fotómetro solar master viajero de AERONET

Cabe destacar que tanto para la calibración de la esfera como para la calibración de un fotómetro se realizan varias series de medidas, dando por válida una calibración sólo si la desviación estándar entre ellas es menor del 1%, con el fin de garantizar la repetitividad de la calibración.

En lo que respecta a las calibraciones del fotómetro solar Cimel#244 se obtienen multiplicando la radiancia de la esfera (última calibración realizada con el master viajero) por la señal medida por el instrumento en cada longitud de onda y en cada canal. Es decir, se realiza una calibración para el canal de las medidas de aureola, en las proximidades del sol, (Figura 3.26) y otra para el canal utilizado en las medidas de cielo (Figura 3.27).

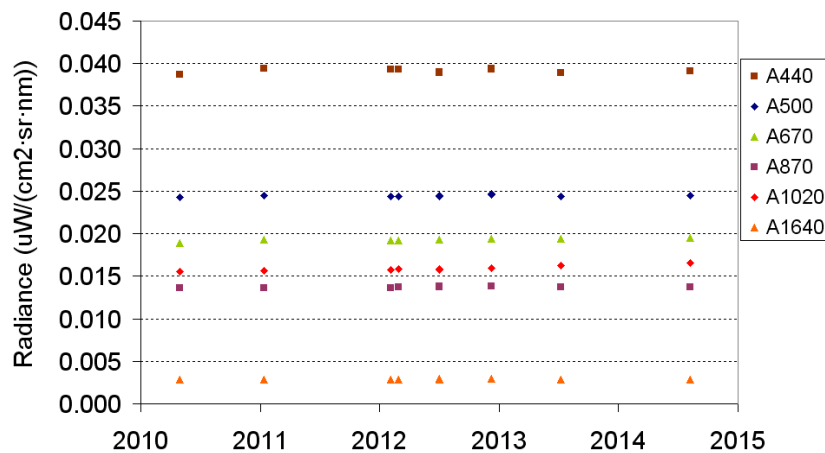


Figura 3.26. Evolución temporal de los factores de calibración, en cada longitud de onda, del fotómetro solar Cimel#244 (master de Izaña) en el canal de aureola

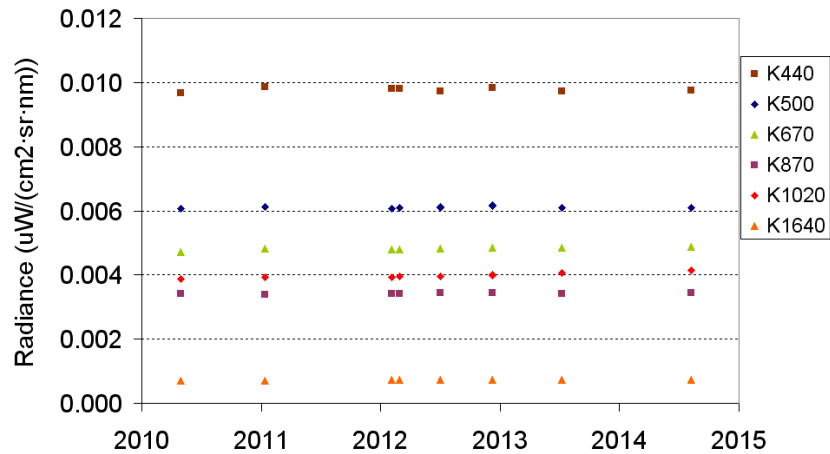


Figura 3.27. Evolución temporal de los factores de calibración, en cada longitud de onda, del fotómetro solar Cimel#244 (master de Izaña) en el canal de cielo

Los ficheros con los factores de calibración calculados, para cada canal y para cada longitud de onda, en unidades de $\mu\text{W}/(\text{cm}^2 \cdot \text{sr} \cdot \text{nm})$ son enviados a AERONET para que sean aplicados, en tiempo real y hasta la siguiente calibración, a las medidas rutinarias de almucántar y plano principal del fotómetro. La incertidumbre asociada a los factores de calibración calculados se estima en torno a un 5% (Holben et al, 1998).

3.6.3. Sistema de calibración de respuesta angular

Como ejemplo de calibración efectuada con el sistema de respuesta angular, se ha elegido una realizada a un piranómetro YES UVB-1, el 30 de septiembre de 2010. Esta calibración también fue realizada por mí como responsable del laboratorio.

La calibración de respuesta angular ha de realizarse siguiendo dos planos del detector del instrumento a calibrar perpendiculares a su superficie, que denominaremos Norte-Sur (NS) y Este-Oeste (EW). En el caso particular del piranómetro, la orientación norte la definimos por la posición del conector del instrumento (Figura 3.28).

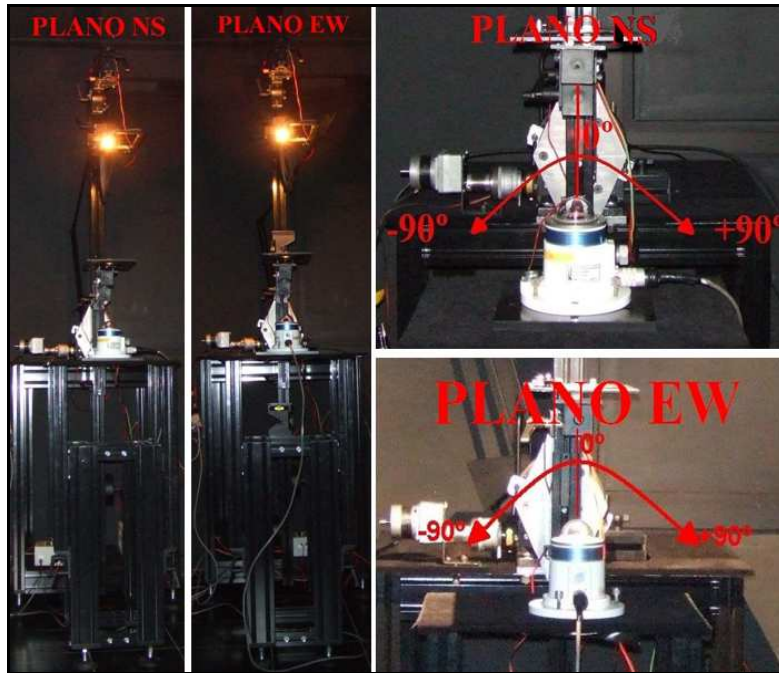


Figura 3.28. Descripción de la calibración de la respuesta angular del piranómetro YES UVB-1 #970839

Aparte de la monitorización en tiempo real de la estabilidad de la lámpara durante la calibración, una vez terminada la misma hay que verificar que su intensidad se ha mantenido muy próxima a 8 A. La intensidad y el voltaje aplicados sobre la lámpara durante las medidas se muestran en la Figura 3.29.

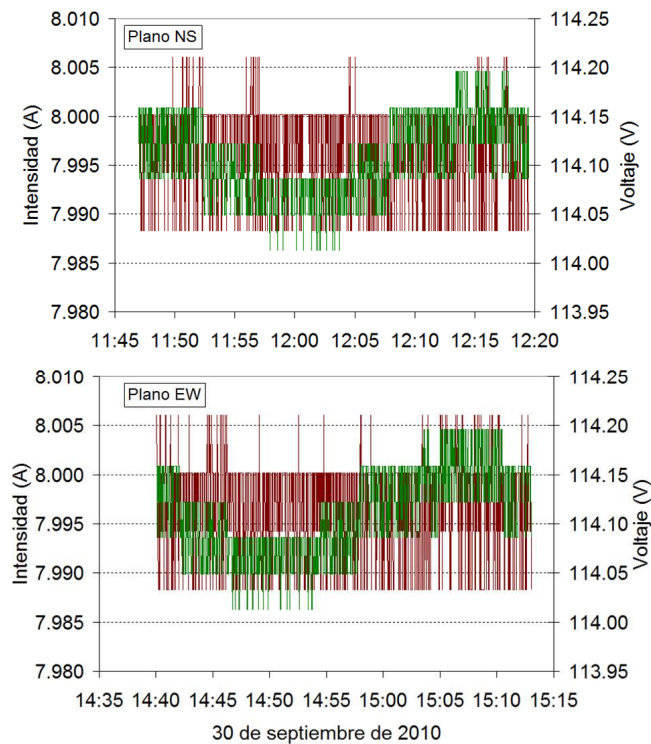


Figura 3.29. Intensidad (color marrón) y voltaje (color verde) aplicados a la lámpara durante la calibración tanto en el plano NS (panel superior) como en el plano EW (panel inferior)

Durante la calibración en el plano NS los valores se mantuvieron entre 7.997 ± 0.005 A y 114.108 ± 0.029 V mientras que durante la calibración en el plano EW los valores promedio fueron 7.997 ± 0.005 A y 114.112 ± 0.046 V. Es decir, la variación en la intensidad durante la calibración fue menor que 0.07% en ambos planos.

El procesado de la calibración se ha realizado siguiendo la estructura del certificado de calibración del 23 de agosto de 2006 emitido por el WRC-PMOD (*World Radiation Center – Physikalisch Meteorologisches Observatorium Davos*, <http://www.pmodwrc.ch/>) para el piranómetro YES UVB-1 #970839 (Apéndice 6 de este capítulo). Los resultados obtenidos para la función respuesta angular normalizada se muestran en la Tabla 3.6 y se representa junto a la ley coseno en la Figura 3.30.

Tabla 3.6. Función respuesta angular normalizada del piranómetro YES UVB-1 #970839

Ángulo cenital (°)	Plano N	Plano S	Plano E	Plano W	Promedio
0	1.00000	1.00000	1.00000	1.00000	1.00000
5	0.98822	0.99486	0.99322	0.99804	0.99359
10	0.97682	0.97799	0.98229	0.98491	0.98050
15	0.95112	0.96210	0.96070	0.95903	0.95824
20	0.91687	0.92152	0.92693	0.92266	0.92200
25	0.87066	0.88621	0.88124	0.87987	0.87949
30	0.81769	0.83317	0.83187	0.82876	0.82788
35	0.75995	0.77344	0.77236	0.77192	0.76942
40	0.69364	0.71003	0.70096	0.69812	0.70069
45	0.62260	0.63032	0.62897	0.62997	0.62797
50	0.54042	0.55155	0.55153	0.55116	0.54866
55	0.45157	0.46877	0.46303	0.46379	0.46179
60	0.36164	0.37109	0.37767	0.37845	0.37221
65	0.27306	0.28259	0.27955	0.28870	0.28097
70	0.19002	0.19499	0.19301	0.19863	0.19417
75	0.11756	0.12244	0.12307	0.12399	0.12176
80	0.05578	0.05632	0.04896	0.05965	0.05518
83	0.02184	0.01877	0.01794	0.02728	0.02146
85	0.01476	0.00954	0.00781	0.00896	0.01027
87	0.00589	0.00729	0.00528	0.00567	0.00603
90	0.00550	0.01051	0.01288	0.00955	0.00961

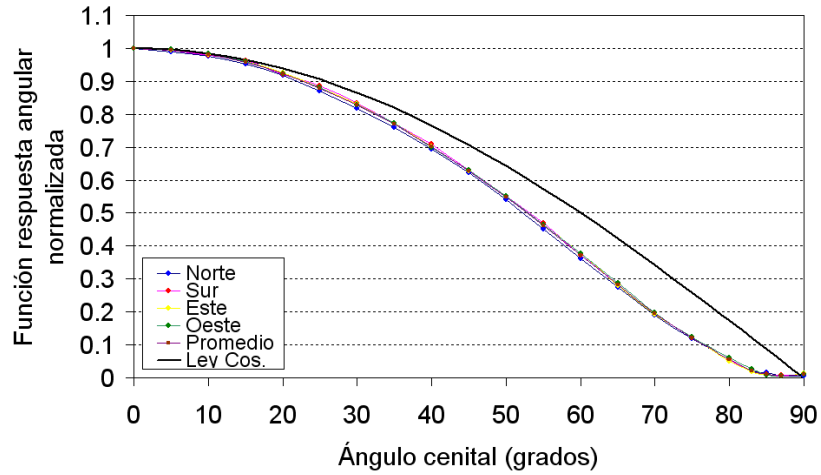


Figura 3.30. Función respuesta angular normalizada en los cuatro planos del piranómetro YES UVB-1 #970839 representado junto a la ley coseno

El error coseno, calculado como el ratio entre la respuesta angular y la ley coseno, se muestra en la Figura 3.31. La incertidumbre de la calibración realizada se estima entre un 1.2% para ángulos cenitales menores y el 10% para ángulos cenitales mayores.

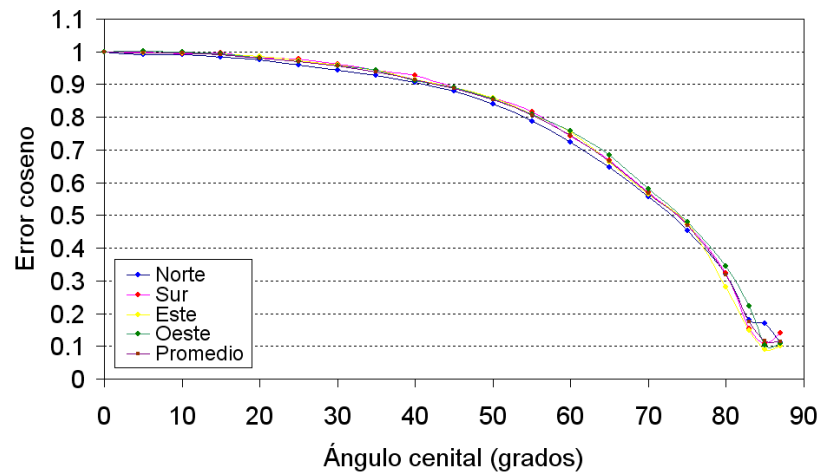


Figura 3.31. Error coseno en los cuatro planos del piranómetro YES UVB-1 #970839

La irradiancia real, en un ángulo solar cenital dado, se obtiene aplicando el factor de corrección del error coseno medido en laboratorio a las medidas de campo del piranómetro en dicho ángulo solar.

3.6.4. Sistema de calibración de respuesta espectral

En lo que respecta al sistema de calibración de respuesta espectral, el ejemplo escogido corresponde a la calibración realizada al mismo piranómetro YES UVB-1

#970839 del apartado 3.6.3, y que corresponde a la caracterización que de dicho instrumento se hizo en 2010.

La configuración del sistema que ha sido elegida para realizar la calibración es la siguiente:

- Lámpara de Deuterio para la medida en el rango ultravioleta hasta 330 nm y lámpara de Tungsteno para el visible a partir de dicha longitud de onda.
- Red de difracción de 2400 l/mm.
- Rendijas de 5.0 nm en la entrada, en el medio y en la salida del sistema dispersivo.
- Rango espectral de 270 a 350 nm con un paso de 2nm, teniendo en cuenta que el fabricante indica que la respuesta espectral del instrumento está optimizada para el rango entre 280 y 320 nm.

El resultado de la calibración se muestra en la Figura 3.32. La incertidumbre asociada a la respuesta espectral en este rango de longitudes de onda se estima en torno a un 1.5%.

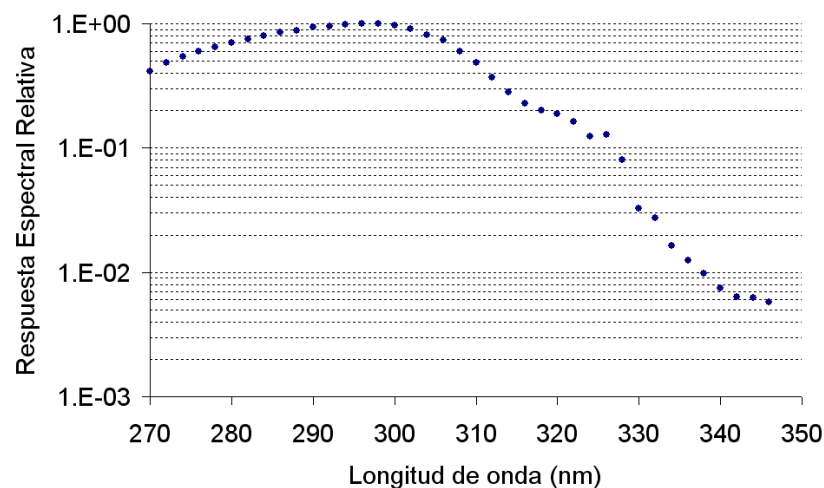


Figura 3.32. Respuesta espectral relativa del piranómetro YES UVB-1 #970839

La respuesta espectral obtenida se utiliza en la determinación de la matriz de sensibilidad del instrumento. Esta matriz cuantifica la diferencia entre la irradiancia medida y la irradiancia eritemática (respuesta de la piel humana a la radiación incidente) en función del ángulo cenital solar y del contenido total de ozono. En su cálculo, que va más allá del objetivo de este trabajo, se requiere el uso de un modelo de transferencia radiativa.

3.7. Sumario y conclusiones

A principios de 2011 quedó definitivamente operativo el laboratorio de calibración óptica del Observatorio Atmosférico de Izaña. Su desarrollo se realizó en colaboración

con el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid, en el marco del “Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología (actualmente Agencia Estatal de Meteorología) y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos en el marco del programa de Vigilancia Atmosférica Global”.

La instalación del laboratorio ha requerido una ardua labor de investigación y desarrollo, de cuatro años de duración, que ha abarcado diferentes fases:

- Estudio del procedimiento de las calibraciones a realizar en dicho laboratorio.
- Diseño del espacio destinado a albergar el laboratorio.
- Diseño pormenorizado de los diferentes sistemas de calibración del laboratorio.
- Instalación de los sistemas de calibración.
- Redacción de protocolos de calibración particularizados para cada uno de los sistemas de calibración.
- Pruebas de funcionamiento de cada uno de los sistemas de calibración.

A raíz de estos trabajos, hay cinco sistemas de calibración disponibles para los fotómetros, radiómetros solares y espectralradiómetros del CIAI, cuyas características específicas se detallan a continuación:

- Sistema de calibración de irradiancia absoluta mediante lámpara estándar espectralmente calibrada. Su objetivo es el establecimiento de los factores de calibración espectrales que permiten la conversión de la señal del instrumento a unidades físicas de irradiancia. El laboratorio dispone de dos sistemas de este tipo en función de las características de los instrumentos a calibrar.
 - Un primer sistema para calibrar los instrumentos más pequeños y manejables en posición horizontal. Es el sistema óptimo para la calibración de los radiómetros solares.
 - Un segundo sistema para calibrar los instrumentos más pesados en posición vertical. Es el sistema óptimo para la calibración de espectralfotómetros pero también resulta válido para los radiómetros solares.
- Sistema de calibración de radiancia absoluta mediante esfera integrante espectralmente calibrada y trazable al estándar AERONET del GSFC (Washington, EEUU). Permite establecer los factores de calibración espectrales para convertir la señal del instrumento a unidades físicas de radiancia. Está especialmente destinado a los fotómetros solares Cimel pertenecientes a la red AERONET.
- Sistema de calibración de respuesta angular. Tiene por objeto determinar el error coseno de un instrumento, es decir, la dependencia no ideal de la respuesta de un instrumento con el ángulo de incidencia (Ley del coseno de Lambert). Se establece

realizando medidas de una lámpara estabilizada variando el ángulo de incidencia sobre el instrumento entre 90° y -90° pero manteniendo la misma distancia. Se utiliza para la calibración de espectrofotómetros y radiómetros solares.

- Sistema de calibración de respuesta espectral mediante sensor calibrado. Su objetivo es determinar, usando un sistema dispersivo, la relación entre la respuesta de un instrumento en cada longitud de onda y la radiación incidente en dicha longitud de onda en el rango visible y ultravioleta. Permite la caracterización espectral de fotómetros y radiómetros solares.

Los sistemas de calibración del laboratorio ya se encuentran operativos y están siendo utilizados de modo regular, permitiendo satisfacer las exigencias de aseguramiento y control de la calidad de los programas de aerosoles, radiación y ozono total en columna en los que participa el CIAI. Se han mostrado, como ejemplo, algunas de las calibraciones realizadas.

Cabe reseñar que, además de los sistemas anteriormente descritos y fuera del convenio de colaboración ya mencionado, en el laboratorio se encuentran actualmente disponibles dos sistemas más.

- Sistema de determinación de la función rendija mediante un láser de He-Cd. El conocimiento de la función rendija de un espectrofotómetro permite la aplicación de técnicas de deconvolución a sus medidas y, por tanto, la comparación de los espectros obtenidos por diferentes instrumentos.
- Sistema de alineamiento de la óptica de los espectrofotómetros Brewer. Permite reajustar el alineamiento de la óptica de estos instrumentos sin necesidad de que sean enviados al fabricante.

Estos sistemas de calibración descritos presentan tres ventajas fundamentales en lo que respecta a su adaptabilidad para futuros proyectos del CIAI:

- Son sistemas cuyo funcionamiento es totalmente conocido y ha sido completamente documentado.
- Son modulares. Pueden ser modificados, corregidos y ampliados fácilmente.
- Están contruidos con materiales disponibles en el mercado, lo cual facilita la obtención de repuestos y de nuevas piezas para la modificación de los sistemas.

La consecución de una mejor caracterización de los instrumentos está permitiendo el desarrollo de nuevas aplicaciones a partir de los mismos. En lo que respecta a los aerosoles totales en columna, los espectrofotómetros Brewer del CIAI están empezando a producir, de modo rutinario, espesor óptico de aerosoles y se están aplicando diferentes técnicas para obtener, a partir de los radiómetros solares, medidas de forzamiento radiativo de aerosoles (García et al., 2014a). Además, el laboratorio de calibraciones ha participado en el desarrollo de la metodología de calibración de un nuevo fotómetro lunar Cimel CE-318U para la obtención de medidas de espesor óptico

de aerosoles y vapor de agua por la noche (Barreto et al., 2013a; 2013b). Por otro lado, el CIAI está colaborando con la empresa Sieltec Canarias S.L. (<http://www.sieltec.es/>) en el desarrollo de un nuevo instrumento robusto, de bajo coste y mantenimiento, denominado *Digital Sky Color Radiometer* (DSCR), para la medida de espesor óptico de aerosoles, que está siendo probado y caracterizado en el laboratorio.

Finalmente, cabe destacar el papel del laboratorio de calibración óptica en las siguientes actividades del programa de aerosoles en columna:

- El CIAI contribuye al programa SDS-WAS con cuatro fotómetros solares instalados en lugares estratégicos en Argelia, Marruecos, Egipto y Túnez, que son totalmente calibrados en Izaña. En particular, los datos del fotómetro solar Cimel instalado en Tamanrasset (Argelia) han sido utilizados en el Capítulo 4 de la presente memoria.
- IZO como banco de pruebas del WMO-CIMO ha participado, hasta ahora, en dos tipos de actividades:
 - Cursos de entrenamiento y actividades de desarrollo de capacidades sobre operación, calibración y evaluación de datos de los fotómetros solares a personal de servicios meteorológicos de países del norte de África.
 - Colaboración con fabricantes de instrumentación de medida de aerosoles de bajo coste, proporcionando soporte en el Observatorio de Izaña para la calibración de dichos instrumentos, como por ejemplo el fotómetro solar Calitoo de TENUM (<http://www.calitoo.fr/>).

3.8. Apéndices

APÉNDICE 1: PROTOCOLO DE CALIBRACIÓN DE IRRADIANCIA ABSOLUTA EN POSICIÓN HORIZONTAL

Nombre del operador:	Fecha:
Instrumento:	Lámpara:

0	Encendido de la fuente de alimentación y del voltímetro	
0A	Día y hora (TMG)	
1	Encendido del láser horizontal	
2	Alineamiento del láser horizontal	
3	Alineamiento del bafle con el láser horizontal	
4	Alineamiento del instrumento con el sistema de calibración	
5	Colocación de la lámpara de calibración en el soporte	
6	Alineamiento de la lámpara con el sistema de calibración	
7	Distancia horizontal de trabajo: lámpara-bafle-difusor	
7A	Distancia lámpara-difusor (cm)	
7B	Distancia bafle-difusor (cm)	
8	Apagado del láser horizontal	
9	Conexión de los cables de alimentación de la lámpara	
10	Conexión de la toma de tierra de la lámpara	
11	Encendido de la lámpara	
11A	Hora (TMG)	
12	Estabilización de la lámpara (10 minutos)	
13	Inicio de la calibración del instrumento	
13A	Hora (TMG)	
14	Finalización de la calibración del instrumento	
14A	Hora (TMG)	
15	Apagado de la lámpara	
15A	Hora (TMG)	

Documento creado por Carmen Guirado Fuentes en el marco del Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos dentro del programa de Vigilancia Atmosférica Global de la Organización Meteorológica Mundial

APÉNDICE 2: PROTOCOLO DE CALIBRACIÓN DE IRRADIANCIA ABSOLUTA EN POSICIÓN VERTICAL

Nombre del operador:	Fecha:
Instrumento:	Lámpara:

0	Encendido de la fuente de alimentación y del voltímetro	
0A	Día y hora (TMG)	
1	Comprobación de la correcta nivelación del pie vertical	
2	Nivelación del láser vertical	
3	Nivelación del baffle	
4	Encendido del láser vertical	
5	Alineamiento del baffle con el láser vertical	
6	Encendido del láser horizontal	
7	Nivelación del láser horizontal	
8	Nivelación del instrumento a calibrar	
9	Alineamiento del instrumento con el sistema de calibración	
10	Colocación de la lámpara de calibración en el soporte	
11	Nivelación del soporte de la lámpara	
12	Alineamiento de la lámpara con el sistema de calibración	
13	Distancia vertical de trabajo: lámpara-baffle-difusor	
13A	Distancia lámpara-difusor (cm)	
13B	Distancia baffle-difusor (cm)	
14	Apagado de los láseres vertical y horizontal	
15	Conexión de los cables de alimentación de la lámpara	
16	Encendido de la lámpara	
16A	Hora (TMG)	
17	Estabilización de la lámpara (10 minutos)	
18	Inicio de la calibración del instrumento	
18A	Hora (TMG)	
19	Finalización de la calibración del instrumento	
19A	Hora (TMG)	
20	Apagado de la lámpara	
20A	Hora (TMG)	

Documento creado por Carmen Guirado Fuentes en el marco del Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos dentro del programa de Vigilancia Atmosférica Global de la Organización Meteorológica Mundial

APÉNDICE 3: PROTOCOLO DE CALIBRACIÓN DE RADIANCIA ABSOLUTA

1	Operador	
2	Fecha	
3	Fotómetro	
4	Configuración de la esfera integrante	
4A	Intensidad de la fuente de alimentación de la lámpara interna (A)	
4B	Intensidad de la fuente de alimentación de la lámpara externa (A)	
4C	Valor del picoamperímetro (A)	
4D	Valor del micrómetro (graduación negra) (mm)	
4E	Distancia fotómetro-esfera (cm)	
4F	Distancia pantalla negra-colimadores (cm)	
4G	Versión de la configuración	
5	Comprobación de la limpieza del interior de la esfera	
6	Revisiones iniciales	
6A	Limpieza de las lentes y los colimadores del instrumento (si procediese)	
6B	Escenarios de envío de datos a PC (015)	
6C	Saturación de canales	
6D	Cambio de ganancias	
6E	Control remoto del instrumento	
6F	Valor de la batería interna (V)	
6G	Valor de la temperatura en el interior del instrumento (°C)	
6H	Valor de la batería externa (V)	
6I	Valor de la humedad en el interior del instrumento	
6J	Envío de los últimos datos de campo al PC	
6K	Vaciado de la memoria del instrumento	
6L	Comprobación de la correcta fijación de los colimadores	

Documento creado por Carmen Guirado Fuentes en el marco del Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos dentro del programa de Vigilancia Atmosférica Global de la Organización Meteorológica Mundial

APÉNDICE 4: PROTOCOLO DE CALIBRACIÓN DE RESPUESTA ANGULAR

Nombre del operador:	Fecha:
Instrumento:	Lámpara:

0	Encendido de la fuente de alimentación y del voltímetro: Día y hora (TMG)	
1	Encendido de la fuente de alimentación del motor	
2	Conexión del puerto serie de la fuente de alimentación al motor	
3	Conexión del USB al ordenador	
4	Ejecución del software 'Sistema de calibración'	
4a	Selección del puerto COM y del directorio de destino de los datos	
5	Quitar los frenos del movimiento del sistema. Comprobar que los contrapesos y los elementos del mástil están bien fijados	
6	Comprobación de la correcta nivelación del sistema	
7	Nivelación del láser vertical	
8	Nivelación del baffle	
9	Encendido del láser vertical	
10	Alineamiento del láser vertical con el sistema. Alineamiento del baffle con el láser vertical.	
11	Posicionamiento y encendido del láser horizontal	
12	Nivelación del láser horizontal con el sistema. Hacer coincidir la proyección de los dos láseres sobre la diana-láser.	
13	Retirar la diana-láser del sistema	
14	Nivelación del instrumento a calibrar	
15	Alineamiento del instrumento con el sistema de calibración	
16	Colocación de la lámpara de calibración en el soporte	
17	Nivelación del soporte de la lámpara	
18	Alineamiento de la lámpara con el sistema de calibración	
19	Distancia vertical de trabajo: lámpara-baffle-difusor	
19A	Distancia lámpara-difusor (cm)	
19B	Distancia baffle-difusor (cm)	
20	Apagado de los láseres vertical y horizontal	
21	Conexión de los cables de alimentación de la lámpara	
22	Encendido de la lámpara: Hora (TMG)	
23	Estabilización de la lámpara (30 minutos)	
24	Inicio de la calibración del instrumento en los ángulos previamente establecidos: Hora (TMG)	
25	Finalización de la calibración del instrumento: Hora (TMG)	
26	Apagado de la lámpara: Hora (TMG)	

Documento creado por Carmen Guirado Fuentes en el marco del Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos dentro del programa de Vigilancia Atmosférica Global de la Organización Meteorológica Mundial

APÉNDICE 5: PROTOCOLO DE CALIBRACIÓN DE RESPUESTA ESPECTRAL

1	Operador	
2	Fecha	
3	Instrumento	
4	Encendido de la fuente de alimentación del monocromador doble: Hora (TMG)	
5	Encendido de la fuente de alimentación de la/las lámpara/s que se vaya a usar para la calibración: Hora (TMG)	
6	Estabilización de la lámpara (15 minutos)	
7	Selección y colocación de las rendijas y/o aperturas adecuadas para la calibración	
8	Selección de las redes de difracción adecuadas para la calibración	
9	Ejecución del software de control del sistema	
9A	Seguir los pasos del asistente de ejecución del programa	
10	Acople al sistema del fotodiodo calibrado	
11	Ejecución del modo <i>Calibration scan</i> para calibrar el sistema con la configuración seleccionada	
12	Desacople del fotodiodo calibrado y acople del instrumento a calibrar	
13	Ejecución del modo <i>Measurement scan</i> para calibrar el instrumento	
14	Desacople del instrumento a calibrar	
15	Apagado de la fuente de alimentación de la/las lámpara/s: Hora (TMG)	
16	Apagado de la fuente de alimentación del monocromador doble: Hora (TMG)	

Documento creado por Carmen Guirado Fuentes en el marco del Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología y la Universidad de Valladolid para el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos dentro del programa de Vigilancia Atmosférica Global de la Organización Meteorológica Mundial

APÉNDICE 6: CERTIFICADO DE CALIBRACIÓN DEL 23 DE AGOSTO DE 2006 PARA EL PIRANÓMETRO YES UVB-1 #970839 EMITIDO POR EL WRC-PMOD

 Weltstrahlungszentrum · Centre Mondial de Rayonnement · World Radiation Center
Physikalisch-Meteorologisches Observatorium Davos

Certificate No. **2006/BB31/2** Page **1** of **3**

Calibration Certificate

Customer **Izaña Atmospheric Observatory
OZONE & UV Group
Instituto Nacional de Meteorologia (INM)
C/ La Marina 20, 6ªPlanta
E-38071 Santa Cruz de Tenerife
Spain**

Model **UVB-1 Pyranometer**
Manufacturer **Yankee Environmental Systems, Inc.**
Serial No. **970839**
Date of calibration **August 23, 2006**
Reference instrument **QASUME spectroradiometer B5503[†]**

The absolute spectral irradiance is traceable to the primary irradiance standard of the Physikalisch-Technische Bundesanstalt (PTB), Germany, through the transfer standards F304, F324, F330, F364, F376 (Gröbner and Sperfeld, 2005).

The measurements, the uncertainties with confidence probability and calibration methods are given on the following pages and are part of the certificate.

Davos Dorf, 12 October, 2006


Dr. Gregor Hülsen
(In charge of calibration)


Dr. Julian Gröbner
(Head UV Center)

This calibration certificate shall not be reproduced except in full, without the written approval of the laboratory.

[†] The QASUME spectroradiometer B5503 is made available by the Physical and Chemical Exposure Unit of the Joint Research Centre of the European Commission, Ispra, Italy through a collaboration agreement with PMOD/WRC.

Dorfstrasse 33, CH-7260 Davos Dorf
www.pmodwrc.ch

phone: + 41 81 417 51 11
fax: + 41 81 417 51 00



Certificate No. 2006/BB31/2

Page 2 of 3

Calibration procedure

The relative spectral response function SRF(λ) of the test instrument was obtained by illuminating it with a quasi monochromatic light source of full width at half maximum 1.9 nm and recording the measured signal. The SRF(λ) was normalized to the value obtained at maximum intensity.

Spectral response function SRF(λ): --srf_bb31_2352006.dat--

λ [nm]	SRF(λ)	λ [nm]	SRF(λ)
270	3.8764E-01	314	2.5252E-01
272	4.5416E-01	316	1.7090E-01
274	5.1488E-01	318	1.1299E-01
276	5.6889E-01	320	7.3049E-02
278	6.2646E-01	322	4.6746E-02
280	6.7802E-01	324	2.9388E-02
282	7.2293E-01	326	1.8260E-02
284	7.7114E-01	328	1.1346E-02
286	8.1772E-01	330	7.0454E-03
288	8.6662E-01	332	4.3593E-03
290	9.1648E-01	334	2.6523E-03
292	9.5269E-01	336	1.6365E-03
294	9.7310E-01	338	9.9947E-04
296	9.9233E-01	340	5.6876E-04
298	1.0000E+00	342	3.3516E-04
300	9.8282E-01	344	1.4841E-04
302	9.3035E-01	346	5.2023E-05
304	8.4902E-01		
306	7.4357E-01		
308	6.1704E-01		
310	4.8539E-01		
312	3.6081E-01		

Expanded relative uncertainty of the SRF(λ) SRF $\geq 5 \cdot 10^{-4}$ **10%**
 SRF $< 5 \cdot 10^{-4}$ **30%**

Wavelength uncertainty: **0.1 nm**

The reported expanded relative uncertainty of measurement is stated as the standard uncertainty of measurement multiplied by the coverage factor $k=2$, which for a normal distribution corresponds to a coverage probability of approximately 95%.



Certificate No. 2006/BB31/2

Page 3 of 3

Measurement conditions:

Room temperature 20°C ± 3°C
Dark signal -0.000307 ± 0.000023 V
Maximum intensity 0.309 V

Measurement summary:

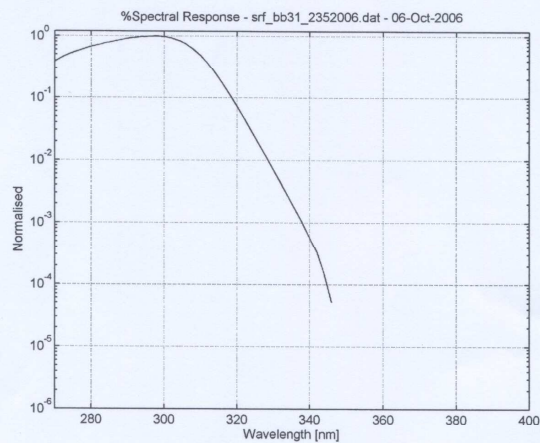


Figure 1 Relative spectral response function SRF(λ)

Capítulo 4

Caracterización de aerosoles en la estación AERONET de Tamanrasset, en el desierto del Sáhara

La caracterización de los aerosoles en Tamanrasset, en el corazón del desierto del Sáhara, aporta información sobre un lugar que no solo está en una zona de emisión y transporte sino también de deposición de polvo mineral del desierto. Por tanto, el objetivo principal de este capítulo es aportar la primera caracterización realizada en profundidad sobre esta estación de medida.

4.1. Serie de datos de espesor óptico de aerosoles

Durante mucho tiempo, de toda la serie de datos de aerosoles disponibles en AERONET para la estación de Tamanrasset, sólo había alcanzado el nivel 2.0 la mayor parte de las medidas comprendidas entre octubre de 2006 y febrero de 2009. Ha sido recientemente, finales de 2014, cuando los datos entre noviembre de 2012 y diciembre de 2013 han alcanzado también dicho nivel. Los datos disponibles entre ambos períodos no alcanzaron el nivel adecuado de calidad debido a diferentes problemas relacionados con las particularidades propias de una estación remota, como es Tamanrasset. Por un lado, el intercambio anual de los fotómetros no siempre es posible y, por otro lado, el polvo mineral atmosférico, propio de la zona, se deposita sobre las lentes del fotómetro, a veces rápidamente y otras veces progresivamente, lo cual deteriora la calidad de las medidas, especialmente cuando esta situación se produce durante un largo período de tiempo.

Por estos motivos, los datos que se analizan en este trabajo corresponden al período entre octubre de 2006 y febrero de 2009, ya que son los que estaban disponibles cuando se inició este estudio.

4.1.1. Aplicación del método KCICLO para la corrección de datos

Como se comentó anteriormente, la mayor parte de las medidas de aerosoles entre octubre de 2006 y febrero de 2009 alcanzaron el nivel 2.0 de AERONET. Sin embargo, los datos correspondientes a los canales de 340 nm y 500 nm no alcanzaron dicho nivel debido a la fuerte degradación de estos dos filtros que afectó profundamente a la calidad de las medidas.

Además, los datos de todos los canales en el período comprendido entre el 18 de noviembre de 2007 y el 20 de junio de 2008 permanecieron en el nivel 1.5. Un análisis detallado de esta última serie de datos reveló la presencia de un fuerte y sistemático ciclo diurno en las medidas de AOD y EA. Se estudiaron posibles causas, como efectos de la temperatura en el detector del fotómetro o errores en el apuntamiento, que fueron descartadas. La causa encontrada fue la presencia de polvo mineral en las lentes del fotómetro (Figura 4.1) cuyo efecto es el de modificar las características ópticas del instrumento y, por tanto, la constante de calibración que debería ser aplicada.



Figura 4.1. Ejemplo de suciedad depositada en las lentes de un fotómetro solar Cimel que modifica el camino óptico de la radiación solar hasta el detector.

Este falso ciclo diurno de los datos durante este período es aprovechado por el método del KCICLO (Cachorro et al., 2004, 2008a) para corregir la serie de medidas. Este procedimiento fue desarrollado con el fin de detectar, evaluar y corregir posibles problemas en la calibración de los equipos. En particular, permite corregir el error de calibración producido por la acumulación de suciedad en las lentes que modifica el camino óptico de la radiación solar. Este error de calibración se traduce en un error sistemático absoluto de las medidas de AOD (Romero y Cuevas, 2002). La magnitud de este error sistemático es mayor a mediodía, ya que varía con la inversa de la masa de aire que atraviesa la radiación solar, dando lugar a un patrón artificial de ciclo diurno, que es característico (Figura 4.2) y que puede ser corregido con este método.

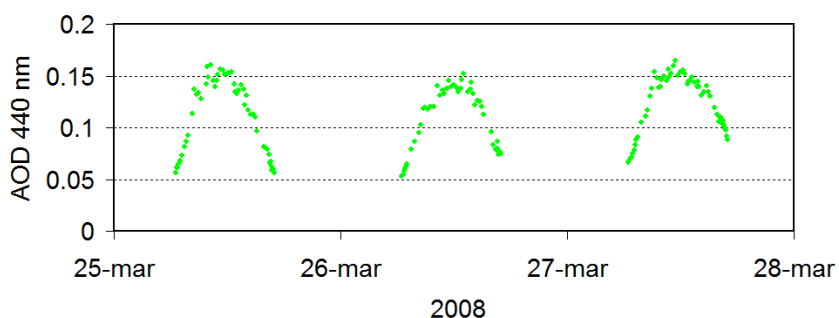


Figura 4.2. Ejemplo de patrón artificial de ciclo diurno en el AOD medido en Tamanrasset.

El método introduce una constante K que se define como el ratio entre la constante de calibración aplicada (considerada ‘incorrecta’) y la constante de calibración ‘válida’. K cuantifica el error del factor de calibración de tal modo que $K=1$ indica que la constante de calibración es correcta, mientras que $K>1$ (o $K<1$) indica una sobrestimación (o subestimación) de la constante de calibración aplicada y, por tanto, una forma convexa (o cóncava) del ciclo diurno (Cachorro et al., 2004, 2008a). Cachorro et al. (2008b) han estimado que las diferencias relativas entre una serie de nivel 2.0 de AERONET y una corregida con el KCICLO son del 8.5% en AOD (alrededor de un 0.01 en valor absoluto) y del 2.4% en EA. Este método ha sido previamente utilizado por diversos autores para corregir series de AOD (p. ej., Toledano et al., 2007; Barreto et al., 2014).

Sin embargo, la aplicación de este procedimiento in-situ de corrección de la calibración requiere que haya un número suficiente de días estables y despejados para cada período de tiempo concreto que quiera ser corregido. Para minimizar el error en la aplicación del método, los días seleccionados para aplicarlo deberían cumplir los siguientes requisitos (Cachorro et al., 2008a):

- 1) Rango de masas de aire mayor que 4, partiendo de una masa de aire mínima mayor que 1.4 (el rango típico varía entre 1.7 y 6).
- 2) Espesor óptico de aerosoles menor que 0.12 para el canal de 440 nm con una variabilidad, en el rango de masas especificado, menor que el 5%.
- 3) Número de medidas mayor que 12 para cada día.
- 4) Desviación estándar del ajuste para determinar la constante K menor que 0.01.

Por lo tanto, es recomendable que, para un período concreto, haya disponibles entre un 5% y un 10% de días que cumplan los requisitos anteriores para poder aplicar con éxito el método del KCICLO. Esto implica que este procedimiento no siempre es aplicable con garantías en todos los lugares de medida ni en todos los períodos de tiempo.

Para el presente estudio se dispuso, entre el 18 de noviembre de 2007 y el 20 de junio de 2008, de un número suficiente de días (94 en total) que cumplieran los requisitos para poder aplicar el método del KCICLO y completar la serie de AOD y de EA en Tamanrasset. El método detectó dos períodos diferentes en cuanto a la desviación en la constante de calibración, es decir, indicó la existencia de dos tipos de contaminación en las lentes (con distinta cantidad de suciedad acumulada en cada lente). Los valores promedio de la constante K para cada período se muestran en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1. Valores promedio de la constante K y su desviación estándar (σ) para cada canal de medida y cada período de corrección^a.

	1020 nm	870 nm	675 nm	440 nm	380 nm
18 de noviembre de 2007 al 22 de marzo de 2008					
K	0.9945	1.0085	1.0281	1.0716	1.1092
σ	0.0190	0.0200	0.0219	0.0257	0.0289
23 de marzo de 2008 al 20 de junio de 2008					
K	1.0674	1.0783	1.0943	1.1224	1.1600
σ	0.0093	0.0093	0.0079	0.0082	0.0090

^a Para calcular los promedios de K en el primer período se usaron 88 días que cumplían los requisitos para la aplicación del KCICLO mientras que para el segundo período se usaron 6 días.

Una vez que se han determinado los valores promedio de la constante K para cada período, el término $\ln K$ se divide por la masa óptica a la que se realizó cada medida y se resta del correspondiente valor de AOD o EA que se desea corregir. Como ejemplo de la corrección realizada, en la Figura 4.3 se muestran tanto la serie original como la serie corregida de AOD y EA para los dos períodos de corrección. Se aprecia que, en general, el ciclo diurno ficticio de los datos se ve ampliamente corregido, tanto para el AOD como para el EA.

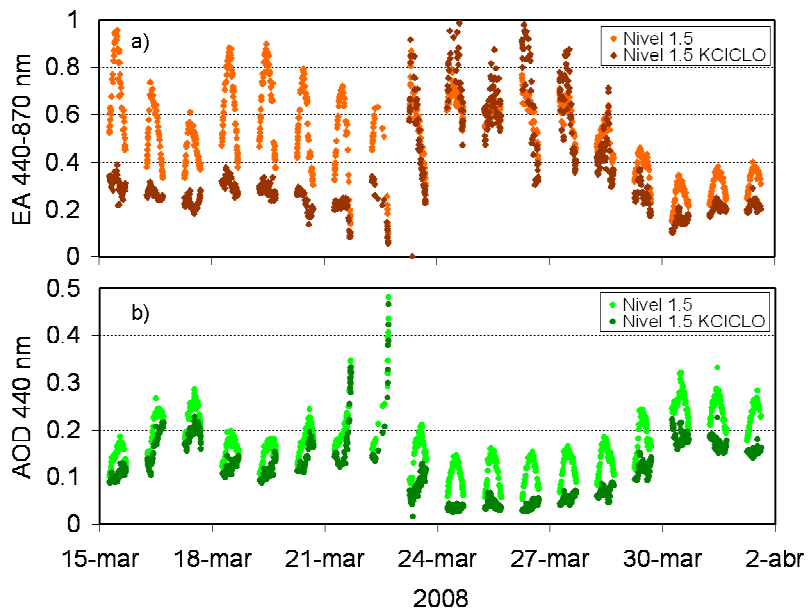


Figura 4.3. (a) EA en el rango 440-870 nm y (b) AOD a 440 nm representados, entre el 15 de marzo y el 1 de abril de 2008, tanto antes como después de la aplicación de la corrección de KCICLO. Se aplicaron dos factores de corrección diferentes, antes y después del 23 de marzo.

Finalmente, cabe destacar que las medidas de AERONET de nivel 1.5 de PWV entre octubre de 2006 y febrero de 2009 no se ven afectadas por ningún ciclo diurno ficticio. El espesor óptico del vapor de agua y, por tanto, el PWV no se ven prácticamente afectados por obstrucciones en el camino óptico debido a que el algoritmo para su cálculo se basa en la sustracción de medidas experimentales (capítulo 2, apartado 2.2.4.1). Por lo tanto, la serie de PWV analizada está formada por los datos de nivel 2.0 junto a los de nivel 1.5 cuando los primeros no estén disponibles.

4.1.2. Validación externa de la corrección de KCICLO realizada

La realización de una validación externa de la serie corregida de AOD mediante el KCICLO ha sido posible gracias a la existencia de una serie de medidas de AOD realizadas en Tamanrasset desde 1995 con un fotómetro solar manual. El uso, tres veces al día, de este fotómetro solar manual tipo J-309 (Reddy, 1986) se realiza en el marco del programa VAG y fue proporcionado por la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). El fotómetro, que se puede ver en la Figura 4.4, se caracteriza por FOV de 2.5° y dos filtros de banda ancha de 10 nm centrados en las longitudes de onda de 386 nm y 506 nm, respectivamente.



Figura 4.4. Fotómetro solar manual tipo J-309 utilizado en Tamanrasset para medir AOD tres veces al día (9, 12 y 15 UTC). Foto cortesía del Sr. Lahouari Zeudmi.

Las medidas realizadas, entre octubre de 2006 y febrero de 2009, en el canal de 500 nm a las 9, 12 y 15 UTC (Tiempo Universal Coordinado) son las que se van a usar para comparar con las medidas del fotómetro solar Cimel. Para ello se han seleccionado las medidas de AERONET en el canal de 440 nm que sean más próximas, en un intervalo de ± 15 minutos, a las del fotómetro manual. La comparación (Figura 4.5) se ha realizado para tres series distintas de datos del fotómetro Cimel: 1) la serie de nivel 2.0

comprendida entre octubre de 2006 y febrero de 2009, 2) la serie de nivel 1.5 entre noviembre de 2007 y junio de 2008 sin aplicar ningún tipo de corrección, y 3) la serie de nivel 1.5 entre noviembre de 2007 y junio de 2008 tras aplicar la corrección de KCICLO.

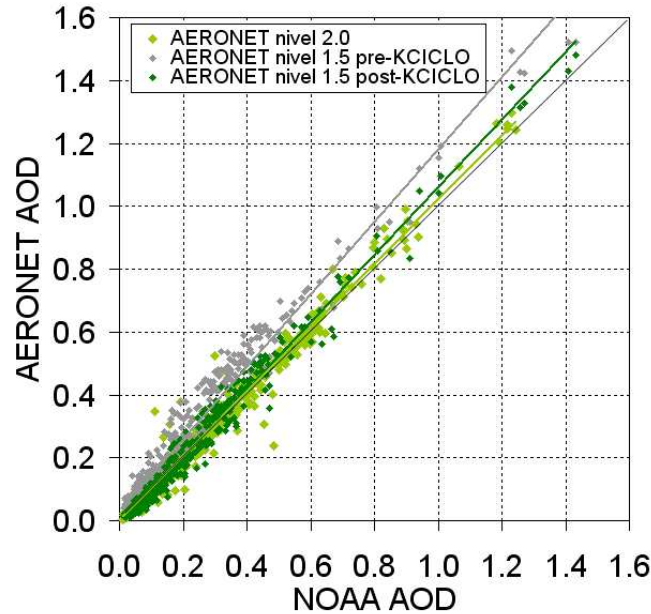


Figura 4.5. Correlación entre las medidas coincidentes (en un intervalo de ± 15 minutos) de AOD a 440 nm de AERONET y a 500 nm del fotómetro manual de la NOAA. La serie de nivel 2.0 de AERONET (verde claro) abarca el período entre octubre de 2006 y febrero de 2009. La serie de AERONET de nivel 1.5 abarca el período entre noviembre de 2007 y junio de 2008 tanto sin aplicar la corrección de KCICLO (gris) como tras aplicarla (verde oscuro). Cada grupo de datos se representa con su correspondiente regresión lineal. La línea continua negra corresponde a la línea de referencia 1:1.

Los parámetros de la regresión lineal correspondiente a cada serie de datos se muestran en la Tabla 4.2. Se comprueba que hay una muy buena correlación ($R^2=0.983$) entre la serie de nivel 2.0 de AERONET y las medidas del fotómetro manual, teniendo en cuenta sus diferentes características. Sin embargo, esta correlación empeora ($R^2=0.968$) al considerar la serie original de nivel 1.5 de AERONET. Después de aplicar el método del KCICLO la correlación entre ambas series mejora ($R^2=0.981$) y la pendiente se aproxima más a la unidad (1.07), indicando la mejora sustancial en la serie de AOD que aporta la corrección de KCICLO para el estudio que se pretende en el presente trabajo.

Tabla 4.2. Resultados del ajuste lineal por mínimos cuadrados entre las medidas de AOD en 500 nm del fotómetro manual de la NOAA y las de 440 nm del fotómetro Cimel para tres grupos de datos (nivel 1.5 de AERONET, tanto antes como después de aplicar el KCICLO, y nivel 2.0). Los parámetros que se muestran son los siguientes: pendiente del ajuste, ordenada en el origen, coeficiente de correlación (R^2), raíz cuadrada del error cuadrático medio (RECM) y el número de observaciones coincidentes (± 15 minutos) entre ambas series.

	AERONET nivel 1.5 pre-KCICLO	AERONET nivel 1.5 post-KCICLO	AERONET nivel 2.0
Pendiente	1.15 \pm 0.02	1.07 \pm 0.01	1.02 \pm 0.01
Ord. en el origen	0.031 \pm 0.006	-0.014 \pm 0.004	0.001 \pm 0.001
R^2	0.968	0.981	0.983
RECM	0.044	0.031	0.024
Nº observaciones	450	450	1241

4.2. Caracterización de los aerosoles

4.2.1. Estadísticas y evolución temporal de los aerosoles

Tal y como se describió en el apartado anterior, la corrección de los datos de nivel 1.5 de AERONET por el método del KCICLO ha permitido mejorar su calidad y, por tanto, ha sido usada para el presente estudio junto con las medidas disponibles de nivel 2.0. Por lo tanto, la serie de datos analizada abarca todo el período entre octubre de 2006 y febrero de 2009. En este período se dispone de 31800 observaciones válidas libres de nubes, en un total de 790 días, lo cual supone un 92% de los días disponibles. Los principales parámetros que van a ser estudiados son el AOD y el EA. En lo que respecta al EA, se ha elegido el que se calcula a partir de los canales de 440, 675 y 870 nm ya que es el más utilizado en los estudios climatológicos. En cuanto al AOD, el canal de 500 nm es el más adecuado para la comparación con medidas satelitales y con modelos de aerosoles. Sin embargo, como se explicó anteriormente, las medidas en este canal no tienen la calidad suficiente. Con el fin de tener una estimación del comportamiento de las medidas en el canal de 500 nm, estas han sido calculadas a partir del AOD en 440 nm y del EA entre 440 y 870 nm, mediante la ley de Ångström (Ångström, 1929):

$$AOD(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-EA} \quad (4.1)$$

donde β es el coeficiente de turbiedad. Esta ley aplicada al cálculo que se desea realizar conduce a la expresión:

$$AOD(500\text{ nm}) = AOD(440\text{ nm}) \cdot \left(\frac{500}{440}\right)^{-EA(440-870\text{ nm})} \quad (4.2)$$

Las diferencias relativas entre los canales de 500 nm y 440 nm son, en general, menores de 0.01, excepto para valores de AOD superiores a 0.1 en que, en algunos casos, dichas diferencias relativas pueden alcanzar 0.04 como máximo. Debido a estas pequeñas diferencias, en lugar de analizar los datos estimados en 500 nm, se han elegido los datos medidos en 440 nm como representativas para el análisis del AOD ya que, además, el canal de 440 nm es uno de los que está presente en todos los modelos de fotómetro solar CE-318.

Las estadísticas mensuales del AOD, EA y FMF se muestran en la Figura 4.6. El AOD permanece relativamente estable y bajo, en torno a 0.1, entre noviembre y febrero, con un mínimo absoluto de 0.07 en enero. En cambio, el AOD sobrepasa el valor de 0.3 entre abril y septiembre, alcanzando el máximo absoluto en junio con un valor de 0.43 (Figura 4.6a y Tabla 4.3).

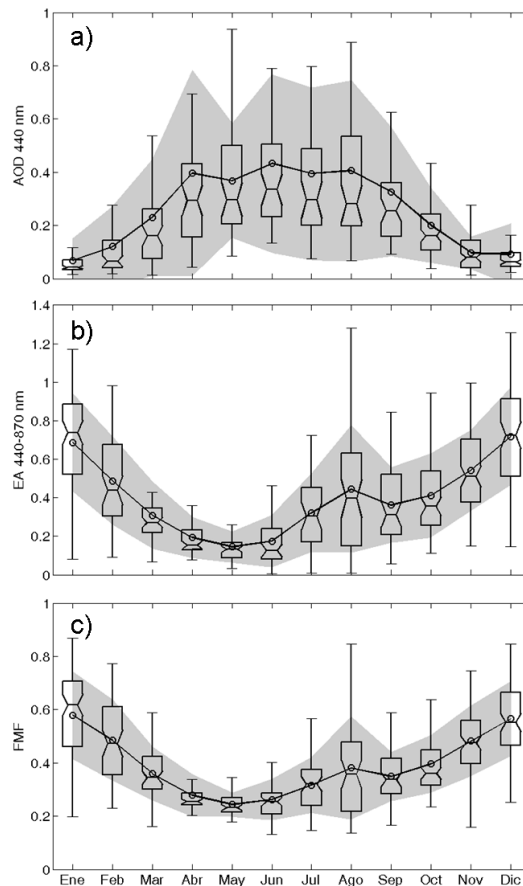


Figura 4.6. Diagrama de cajas de los promedios mensuales correspondientes a los datos diarios de (a) AOD en el canal de 440 nm, (b) EA en el rango 440-870 nm y (c) FMF en 500 nm durante el período en estudio. Los círculos corresponden a los valores promedio, el área sombreada en gris indica el rango de valores comprendidos entre el promedio más y menos la desviación estándar, las cajas corresponden a los percentiles 25 y 75, y las barras verticales se extienden hasta el valor extremo dentro de 1.5 veces el rango intercuartil.

Hay una mayor variabilidad del AOD (desviación estándar mayor de 0.30) en los meses en los que se registran los valores más altos (entre abril y agosto, excepto mayo) mientras que la menor variabilidad (desviación estándar en torno a 0.10) coincide con las medidas más bajas de AOD (entre noviembre y enero). La presencia de valores muy bajos de AOD entre noviembre y febrero ya había sido previamente detectada por Cuesta et al. (2008), en su análisis centrado en el año 2006, y por Kim et al. (2011), en un estudio de las propiedades ópticas del polvo mineral en diferentes estaciones, entre ellas Tamanrasset.

Tabla 4.3. Promedios mensuales del AOD, el EA y el PWV en Tamanrasset entre octubre de 2006 y febrero de 2009^a.

Mes	AOD (440 nm)	EA (440-870 nm)	PWV (cm)	Nº de días
Enero	0.07 (0.08)	0.69 (0.25)	0.37 (0.16)	93
Febrero	0.12 (0.15)	0.49 (0.23)	0.48 (0.23)	66
Marzo	0.23 (0.22)	0.31 (0.17)	0.57 (0.37)	62
Abril	0.40 (0.39)	0.19 (0.11)	0.64 (0.29)	60
Mayo	0.37 (0.22)	0.15 (0.08)	0.99 (0.29)	62
Junio	0.43 (0.34)	0.17 (0.14)	0.97 (0.26)	60
Julio	0.39 (0.32)	0.32 (0.20)	1.15 (0.24)	62
Agosto	0.41 (0.34)	0.44 (0.33)	1.39 (0.45)	62
Septiembre	0.33 (0.24)	0.36 (0.20)	1.22 (0.32)	61
Octubre	0.20 (0.14)	0.41 (0.22)	1.01 (0.28)	93
Noviembre	0.10 (0.06)	0.54 (0.21)	0.68 (0.24)	90
Diciembre	0.09 (0.12)	0.72 (0.25)	0.49 (0.26)	93

^a La desviación estándar correspondiente se muestra entre paréntesis.

El ciclo anual del EA y de la FMF es la opuesta del AOD (Figura 4.6). Entre noviembre y febrero se registran los valores más altos de EA y FMF, alcanzando un máximo en diciembre (0.72 y 0.57, respectivamente) y en enero (0.69 y 0.58, respectivamente). Estos valores decrecen progresivamente hasta alcanzar un mínimo en mayo (0.15 y 0.24, respectivamente). En agosto se observa un máximo secundario, con valores de 0.44 para el EA y de 0.38 para la FMF, que está relacionado con un descenso del modo grueso y un ligero incremento del modo fino. Este incremento se estudiará en detalle en el apartado 4.5.

Respecto a los patrones estacionales mostrados en la Figura 4.6, Cuesta et al. (2008) identificaron una marcada evolución estacional del contenido de aerosol atmosférico y sus propiedades ópticas, que relacionaron con el régimen monzónico a lo largo del año 2006. Además, expusieron la influencia de las propiedades de las masas de aire transportadas hasta Tamanrasset sobre la evolución de la altura de la capa límite

convectiva (CLC). La altura del tope de la CLC, en el período 2006-2009, se puede calcular a partir de los radiosondeos meteorológicos (Vaisala RS92) que se lanzan dos veces al día (a las 00 UTC y a las 12 UTC) desde el aeropuerto de Tamanrasset en el marco del programa *Global Climate Observing System (GCOS) - Upper-Air Network (GUAN)* y cuyos datos están disponibles en la página web de la Universidad de Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). En nuestro caso, se han usado sólo los datos de los radiosondeos lanzados a las 12 UTC para el cálculo de la altura del tope de la CLC. Los criterios usados para determinar la inversión térmica son $\Delta\theta/\Delta z \geq 0.0025$ K/m y $\theta_{top} - \theta_{base} \geq 1$ K, donde $\Delta\theta/\Delta z$ es el gradiente vertical de la temperatura potencial y θ_{top} y θ_{base} se refieren al tope y la base de la capa, respectivamente (Heffter, 1980; Cuesta et al., 2008). Siguiendo una metodología similar a la de Cuesta et al. (2008), se ha realizado una comparación de la altura de la CLC con el AOD a 440 nm, el EA y el PWV, que se muestra en la Figura 4.7. Se aprecia un comportamiento cíclico opuesto entre el AOD y el EA, relacionado con la altura de la CLC.

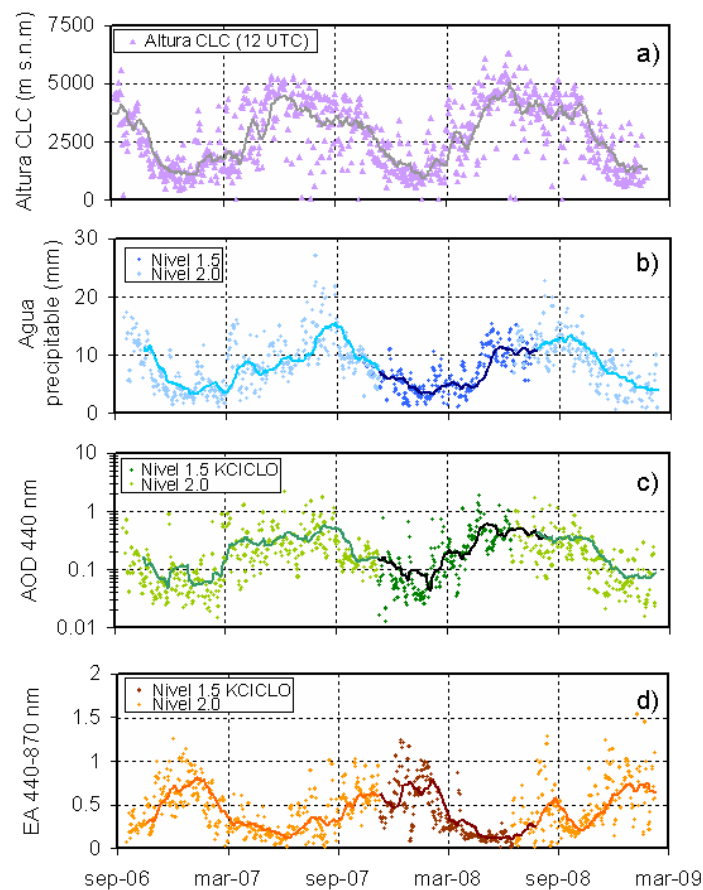


Figura 4.7. Series temporales de (a) la altura de la CLC calculada a partir de los sondeos lanzados a las 12 UTC en Tamanrasset y los valores promedio diarios de (b) PWV, (c) AOD a 440 nm y (d) EA entre 440 y 870 nm. Las líneas continuas corresponden a las medias móviles a 30 días.

Todos estos resultados permiten definir un comportamiento estacional bien definido: un período cálido y húmedo (entre abril y septiembre) y un período seco y frío (entre

noviembre y febrero). Cabe destacar que, en el intervalo de tiempo analizado, los meses de marzo y octubre han actuado como meses de transición entre las dos estaciones principales, sin identificarse claramente con ninguna de ellas. La estación húmeda está modulada por una fuerte y gruesa CLC (Figura 4.7.a) y se ve afectada por vientos húmedos del este relacionados con el régimen monzónico. Como consecuencia, en este período, fuertes tormentas de polvo son frecuentes en Tamanrasset, cuando la profunda CLC favorece la mezcla vertical de las capas de polvo que se elevan del suelo (Cuesta et al., 2009). Los valores más altos de AOD y PWV (Figura 4.7) coinciden con la época en la que la CLC está completamente desarrollada (entre 4 y 6 km s.n.m.). Por el contrario, durante el resto del año, el flujo predominante de vientos secos del oeste conduce a una CLC poco profunda (entre 1 y 2 km s.n.m.) y a registros menores de AOD y PWV. Estos resultados coinciden con Cuesta et al. (2008), que describieron, para el año 2006, una estación estival modulada por una CLC de 5 a 6 km de profundidad que evolucionó a una menos profunda (entre 1.5 y 2 km) en el invierno.

En este contexto, se puede establecer que la estación seca y fría se caracteriza por valores bajos de AOD (~ 0.09 en 440 nm) y de PWV (~ 0.51 cm) y valores relativamente altos de EA (~ 0.62). En cuanto a la estación húmeda y cálida, se caracteriza por valores más altos de AOD (~ 0.39), más bajos de EA (~ 0.28) y se doblan los valores de PWV con respecto a la estación seca (~ 1.06 cm). En la Tabla 4.4 se muestran las estadísticas correspondientes a estos dos períodos.

Tabla 4.4. Estadísticas del AOD, EA y PWV entre octubre de 2006 y febrero de 2009 en Tamanrasset^a.

	AOD (440)	EA (440-670-870)	PWV (cm)
Estación seca (342 días)			
Media	0.09	0.62	0.51
σ	0.10	0.25	0.25
Mediana	0.06	0.62	0.45
Mín.	0.01	0.08	0.06
Máx.	0.90	1.26	1.41
Estación húmeda (367 días)			
Media	0.39	0.28	1.06
σ	0.31	0.22	0.40
Mediana	0.29	0.20	1.03
Mín.	0.04	0.01	0.22
Máx.	2.18	1.28	2.71

^a El valor medio, desviación estándar (σ), mediana, mínimo (Mín.), máximo (Máx.) y el número de días analizados se muestran para la estación seca (entre noviembre y febrero) y la estación húmeda (entre abril y septiembre). Los meses de marzo y octubre han sido considerados meses de transición.

Las distribuciones de frecuencia del AOD y del EA para las estaciones seca y húmeda se muestran en la Figura 4.8. El AOD muestra una distribución unimodal asimétrica positiva para ambas estaciones. El valor modal de AOD para la estación húmeda es 0.15 (con el 35% de las medidas por debajo de este valor), mientras que el modo para la estación seca es más estrecho (con un 90% de las medidas por debajo de 0.15) y está centrado en 0.1. Estas cifras indican que Tamanrasset tiene una atmósfera más limpia que aquellas estaciones situadas en el cercano Sahel, en las que tan solo el 15% de las medidas de AOD están por debajo 0.15 (Basart et al., 2009). Este hecho podría ser parcialmente explicado por la altura a la que se encuentra esta estación.

En lo que respecta al EA, la distribución es bimodal tanto para la estación seca como para la húmeda. La distribución para la estación seca es ligeramente bimodal (con valores modales 0.4 y 0.7) y simétrica (la media y la mediana del EA es la misma, Tabla 4.4). Sin embargo, la distribución de la estación húmeda es simétrica positiva mostrando, por un lado, un primer modo estrecho y centrado en 0.15 y, por otro lado, un modo más ancho centrado en 0.4 (coincidiendo con el primer valor modal de la estación seca).

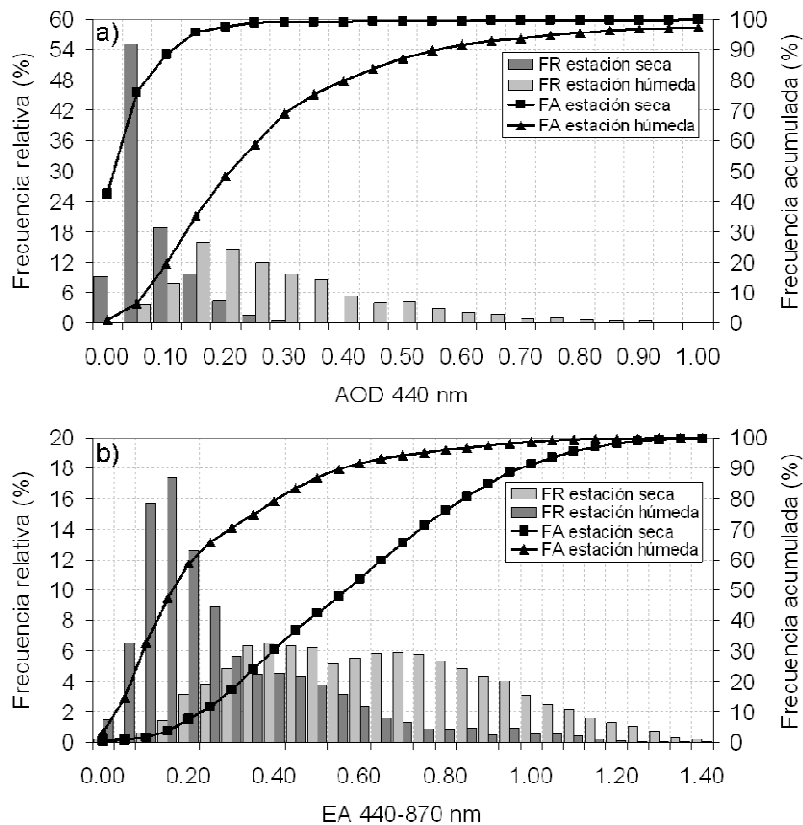


Figura 4.8. Frecuencia relativa (FR) y frecuencia acumulada (FA) de (a) AOD a 440 nm y (b) EA entre 440 y 870 nm en Tamanrasset. Se muestran por separado los histogramas correspondientes a la estación seca y a la estación húmeda de cada uno de los parámetros.

4.2.2. Clasificación de los aerosoles

Para la identificación del tipo de aerosoles presentes en Tamanrasset, el método gráfico propuesto por Gobbi et al. (2007) se ha aplicado a las medidas de AOD de nivel 2.0 de AERONET que verifican la condición $AOD > 0.15$ (como se justificó en el capítulo 2, apartado 2.3). Debido a que en torno al 95% de los datos de AOD en la estación seca están por debajo del umbral establecido de 0.15, la aplicación de este método por separado para cada estación del año no sería representativa. Es por ello que se realiza un análisis único de la serie completa de datos.

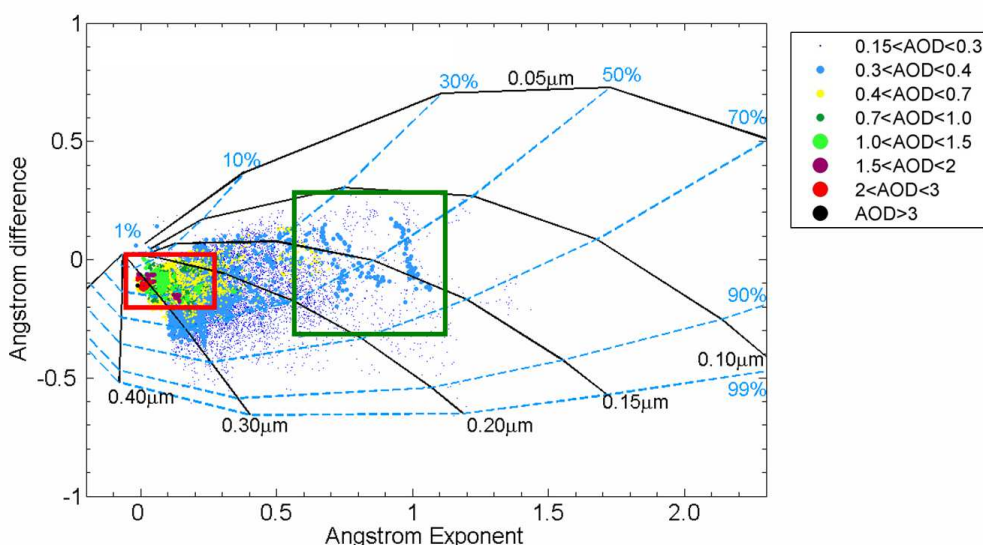


Figura 4.9. Diferencia del exponente de Ångström $\delta AE = EA(440-670 \text{ nm}) - EA(670-870 \text{ nm})$ en función del EA y del AOD en la estación de Tamanrasset (10460 observaciones). Los eventos relacionados con fuertes intrusiones de polvo mineral están indicados mediante un recuadro rojo mientras que la mezcla de diferentes tipos de aerosol se indica mediante un recuadro verde.

Las características de los aerosoles en Tamanrasset (Figura 4.9) son similares a las descritas por Basart et al. (2009) en otras zonas áridas y desérticas, como Banizombou (Níger) o Saada (Marruecos). Se aprecian grandes variaciones del AOD respecto del EA con un comportamiento, en general, inversamente proporcional entre ambos, lo cual indica que las partículas mayores son las que producen una mayor extinción de la radiación solar. Además, δAE es negativo o ligeramente positivo, lo cual indica que el modo de un único tipo de partícula es el dominante en Tamanrasset. Las condiciones típicas de puro polvo sahariano (recuadro rojo de la Figura 4.9) se caracterizan por valores altos de extinción ($AOD > 0.7$), con $EA < 0.3$ y $\delta AE < 0$, que corresponden a $FMF < 40\%$ y $R_f \sim 0.3 \mu\text{m}$. Cabe destacar que, para EA entre 0.6 y 1.1 se aprecian AODs mayores de los esperados (casi hasta 0.4), lo cual ocurre en el 8.7% de los casos (recuadro verde de la Figura 4.9). Estas medidas se caracterizan por valores variables de δAE , FMF y R_f , que oscilan entre -0.3 y 0.2, 30% y 70%, y 0.10 y 0.20 μm , respectivamente. Estas características pueden ser relacionadas con una mezcla de polvo mineral y partículas más pequeñas de otro origen (Basart et al., 2009) y se observan sólo

durante el verano. Se descarta como causa la presencia de partículas finas procedentes de la quema de biomasa en la región del Sahel ya que estas emisiones se producen en la época invernal. Por lo tanto, estas partículas finas detectadas deben tener un origen urbano o industrial como se discutirá en el apartado 4.5.

4.2.3. Microfísica de los aerosoles

En primer lugar, se han analizado los promedios mensuales plurianuales de la distribución de tamaño de partículas y la concentración de partículas en volumen en el período en estudio, 2006-2009, (Figura 4.10a, Tabla 4.5). Se observa una ligera bimodalidad con predominio del modo grueso, con un valor bastante estable a lo largo del año del radio geométrico modal ($\sim 2.24 \mu\text{m}$). La concentración en volumen del modo grueso es menor durante la estación seca ($\sim 0.03 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$ en diciembre), período en el que se registran los menores valores de AOD. A partir de esta época, dichas concentraciones empiezan a aumentar, hasta alcanzar un máximo en julio ($\sim 0.25 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$). Cabe destacar que la desviación estándar de estas concentraciones (Tabla 4.5) es del mismo orden de magnitud que los valores promedio, indicando la alta variabilidad de las medidas diarias. En lo que respecta a la concentración en volumen del modo fino, muestra el mismo patrón estacional que el modo grueso pero con valores inferiores en un factor ~ 10 para la estación húmeda y un factor ~ 6 para la estación seca. La presencia de partículas tanto sub-micrométricas como gruesas a lo largo de todo el año ya fue observada por Cuesta et al. (2008) mediante el análisis de las distribuciones de tamaños de aerosoles recogidos in-situ en 2006 en Tamanrasset. La variabilidad entre los dos modos que ellos encontraron oscilaba entre el 10% y el 15% dependiendo de la estación del año.

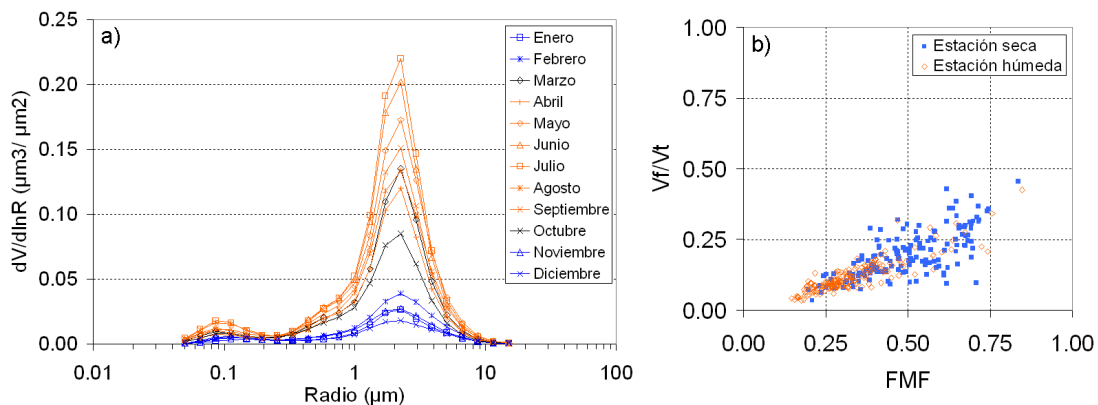


Figura 4.10. (a) Promedios mensuales de la distribución de tamaño de partículas en Tamanrasset en el período 2006-2009. El color azul identifica a la estación seca, el color naranja a la estación húmeda y el color negro a los meses de transición. (b) Gráfica de dispersión entre la FMF y la fracción del modo fino en volumen (V_f/V_t) diarias para las estaciones seca y húmeda (157 y 183 observaciones coincidentes, respectivamente).

La fracción en volumen diaria del modo fino (V_f/V_t) varía entre 0.03 y 0.46 (Figura 4.10b) indicando el predominio del modo grueso. Sin embargo, como ya se discutió en los apartados 4.2.1 y 4.2.2 al analizar la FMF, tanto las partículas finas como las gruesas dominan, dependiendo de la estación del año, en cuanto a su contribución al AOD total. La relación entre estos dos parámetros cuantitativos del modo fino se muestra en la Figura 4.10b. A diferencia de la estación seca, en la estación húmeda las partículas gruesas dominan tanto en términos del espesor óptico como de la concentración en volumen, ya que hay muy pocas medidas que verifiquen $FMF > 0.5$ y $V_f/V_t > 0.25$. La mayor parte de estas últimas medidas están relacionadas con la presencia de aerosoles finos en la estación húmeda que será analizada en el apartado 4.5.

Con respecto al radio efectivo total (Tabla 4.5), tiene un esperado comportamiento estacional opuesto al EA, con un máximo en mayo ($0.86 \mu\text{m}$), un mínimo en noviembre-diciembre ($\sim 0.58 \mu\text{m}$) y un mínimo secundario en agosto ($0.61 \mu\text{m}$). El radio efectivo del modo fino alcanza un máximo en la estación seca ($\sim 0.16 \mu\text{m}$ en enero y diciembre), decreciendo hasta su valor más bajo en julio y agosto ($\sim 0.12 \mu\text{m}$), lo cual indica un comportamiento estacional muy próximo al opuesto del AOD. De forma similar, el radio efectivo del modo grueso muestra los valores más altos en enero ($1.92 \mu\text{m}$) y parece mantenerse bastante estable durante la estación húmeda, oscilando entre 1.62 y $1.72 \mu\text{m}$. Este último resultado, la disminución del radio efectivo del modo grueso al aumentar sus concentraciones bajo condiciones de polvo desértico (Tabla 4.5), ha sido previamente enunciado y relacionado con una distribución en volumen de tamaño de partículas que sea prácticamente monomodal (p. ej. Prats et al., 2011 y las referencias que contiene).

Tabla 4.5. Promedios mensuales de la concentración en volumen (VolCon) de la distribución de partículas total y de los modos fino y grueso, de la fracción del modo fino en volumen (Vf/Vt) y el radio efectivo (R_{ef}) total, fino y grueso, para el período 2006-2009 en Tamanrasset^a.

Mes	VolCon ($\mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$)			Vf/Vt	R_{ef} (μm)			Nº de días
	Total	Fino	Grueso		Total	Fino	Grueso	
Enero	0.04 (0.09)	0.005 (0.003)	0.04 (0.08)	0.21 (0.09)	0.63 (0.22)	0.163 (0.023)	1.92 (0.38)	38
Febrero	0.06 (0.09)	0.008 (0.008)	0.05 (0.09)	0.17 (0.09)	0.70 (0.20)	0.151 (0.026)	1.89 (0.21)	27
Marzo	0.17 (0.18)	0.015 (0.016)	0.15 (0.17)	0.11 (0.05)	0.78 (0.16)	0.141 (0.025)	1.86 (0.32)	22
Abril	0.16 (0.22)	0.014 (0.012)	0.14 (0.20)	0.11 (0.04)	0.77 (0.11)	0.145 (0.020)	1.66 (0.14)	21
Mayo	0.23 (0.18)	0.017 (0.011)	0.21 (0.17)	0.09 (0.02)	0.86 (0.11)	0.133 (0.012)	1.72 (0.09)	24
Junio	0.25 (0.22)	0.019 (0.008)	0.23 (0.22)	0.10 (0.04)	0.80 (0.19)	0.129 (0.016)	1.68 (0.13)	35
Julio	0.27 (0.31)	0.025 (0.014)	0.25 (0.30)	0.13 (0.06)	0.69 (0.22)	0.122 (0.014)	1.72 (0.11)	35
Agosto	0.19 (0.16)	0.022 (0.011)	0.17 (0.15)	0.16 (0.08)	0.61 (0.17)	0.123 (0.018)	1.72 (0.14)	45
Septiembre	0.20 (0.11)	0.018 (0.009)	0.18 (0.10)	0.10 (0.02)	0.79 (0.11)	0.139 (0.019)	1.62 (0.09)	23
Octubre	0.12 (0.10)	0.014 (0.009)	0.11 (0.10)	0.13 (0.04)	0.71 (0.11)	0.143 (0.019)	1.62 (0.14)	45
Noviembre	0.05 (0.03)	0.008 (0.005)	0.04 (0.03)	0.19 (0.07)	0.58 (0.13)	0.146 (0.024)	1.77 (0.27)	54
Diciembre	0.04 (0.03)	0.007 (0.004)	0.03 (0.02)	0.22 (0.09)	0.59 (0.18)	0.159 (0.030)	1.82 (0.25)	38

^a Los valores correspondientes a la desviación estándar se muestran entre paréntesis.

4.2.4. Propiedades ópticas de los aerosoles

Antes de analizar las propiedades ópticas en Tamanrasset hay que recordar que el SSA y el índice de refracción en el nivel 2.0 de AERONET se calculan sólo para $\text{AOD}(440 \text{ nm}) > 0.4$ (capítulo 2, apartado 2.2.4.2). Por este motivo, en la base de datos de AERONET no hay disponible información de estos parámetros para la estación seca

en Tamanrasset. Con la información disponible para el período entre marzo y octubre, Kim et al. (2011) realizaron un breve análisis de las propiedades ópticas de los aerosoles en esta estación. En nuestro caso, con el fin de poder realizar también un análisis para la estación seca, hemos realizado nuestro propio cálculo del SSA y del índice de refracción complejo. Para ello, se han filtrado los datos de nivel 1.5 siguiendo los mismos criterios que aplica AERONET, pero considerando un umbral menor en lo que respecta al AOD (0.1 en lugar de 0.4 para el canal de 440 nm). Otros autores han realizado con anterioridad una aproximación similar a la nuestra, con el fin de poder investigar el papel de los aerosoles del modo fino en los fenómenos de absorción de la radiación solar (p. ej. Mallet et al., 2013) o el estudio de tendencias a escala global (p. ej. Li et al., 2014).

Tabla 4.6. Promedios estacionales del SSA, la parte real e imaginaria del índice de refracción (Ind. Ref.) y parámetro de asimetría (Asim.) para los canales 440, 675, 870 y 1020 nm^a junto con el número de días con observaciones disponibles (N).

	Estación húmeda					Estación seca				
	440	675	870	1020	N	440	675	870	1020	N
SSA ^b	0.90 (0.01)	0.96 (0.01)	0.97 (0.01)	0.98 (0.01)	53	0.93 (0.02)	0.95 (0.02)	0.96 (0.02)	0.96 (0.02)	27
Ind. Ref. Real ^b	1.45 (0.03)	1.47 (0.02)	1.44 (0.02)	1.43 (0.02)	53	1.41 (0.03)	1.42 (0.03)	1.42 (0.03)	1.42 (0.03)	27
Ind. Ref. Imag. ^b	0.004 (0.001)	0.002 (0.001)	0.002 (0.001)	0.001 (0.001)	53	0.004 (0.001)	0.003 (0.001)	0.003 (0.001)	0.003 (0.001)	27
Asim. ^c	0.76 (0.03)	0.74 (0.03)	0.74 (0.02)	0.75 (0.02)	183	0.75 (0.03)	0.74 (0.03)	0.73 (0.03)	0.74 (0.03)	157

^a Los valores correspondientes a la desviación estándar se muestran entre paréntesis.

^b Nivel 2.0 para la estación húmeda y nivel 1.5 para la estación seca.

^c Nivel 2.0 para las estaciones seca y húmeda.

La parte imaginaria del índice de refracción (relacionada con la absorción), el SSA y el parámetro de asimetría se mantienen relativamente constantes en el intervalo 675-1020 nm tanto para la estación húmeda como para la seca (Tabla 4.6). Sin embargo, en 440 nm, el SSA decrece mientras que tanto la parte imaginaria del índice de refracción como el parámetro de asimetría aumentan. Este patrón espectral del SSA y del índice de refracción es consistente con las condiciones en las que domina el polvo mineral (p. ej. Dubovik et al., 2002). En la estación seca, esta dependencia espectral se suaviza y el parámetro de asimetría es ligeramente menor, debido al descenso en el dominio del modo grueso. En lo que respecta a la parte real del índice de refracción oscila entre 1.43 y 1.47 en la estación húmeda. Estos valores son algo menores que los esperados en condiciones de presencia de polvo mineral, 1.53 ± 0.05 según Dubovik et al. (2002) y las referencias que contiene. Este hecho podría ser explicado, en parte, por la influencia del aerosol fino detectado en esta época y que se estudiará en el apartado 4.5.

4.3. Caracterización del vapor de agua precipitable

El contenido atmosférico de PWV presenta un ciclo anual muy similar al de la CLC (Figura 4.7a, b). El menor promedio mensual (Tabla 4.3) se observa en enero (0.37 ± 0.16 cm), mostrando una variación interanual pequeña. Durante el invierno y la primavera, el PWV aumenta alcanzando su máximo en agosto (1.39 ± 0.45 cm) bajo la influencia del régimen monzónico. Como control de la calidad de las medidas de PWV del fotómetro solar Cimel, se ha realizado una comparación de dichas medidas con las obtenidas a partir de los radiosondeos lanzados a las 12 UTC desde el aeropuerto de Tamanrasset. Cabe destacar que la precisión del radiosondeo Vaisala RS92 está en torno al 5% aunque para condiciones muy secas está entre un 10-20% (Miloshevich et al., 2009).

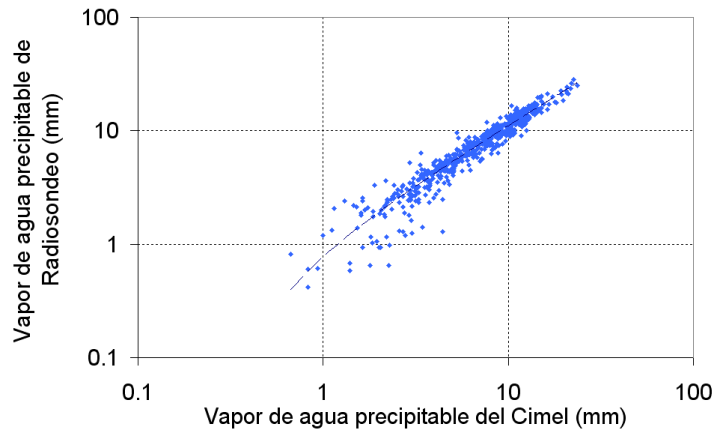


Figura 4.11. Correlación entre las medidas de vapor de agua precipitable del Cimel y el radiosondeo Vaisala RS92 en Tamanrasset para un total de 610 medidas coincidentes. La línea negra discontinua corresponde a la regresión lineal.

Para la comparación se han usado los radiosondeos de las 12 UTC y el promedio de PWV medido con el Cimel entre las 12 UTC y las 13 UTC (Figura 4.11). El total de las 610 medidas coincidentes presenta una buena correlación (0.94), con una pendiente del ajuste lineal de 1.14 y un error cuadrático medio de 1.15 mm. Estos resultados coinciden con los de otras comparaciones previas del mismo tipo, como las realizadas por Schneider et al. (2010), en las que encontraron una correlación de 0.96 entre 675 medidas coincidentes entre el Cimel y el radiosondeo en la estación de Izaña, usando un intervalo de una hora como criterio de coincidencia temporal.

4.4. Potenciales zonas fuente de las masas de aire

4.4.1. Análisis basado en el método *Concentration Weighted Trajectory* (CWT)

Recientemente se han realizado diversos estudios que analizan en profundidad las fuentes potenciales de polvo mineral que existen en el norte de África (p. ej. Formenti et al., 2011; Ginoux et al., 2012). En nuestro caso, el objetivo es identificar las fuentes potenciales de polvo mineral que afectan, en concreto, a la estación de Tamanrasset. Para determinar la distribución espacial de polvo en las estaciones seca y húmeda durante el período analizado, se han calculado los correspondientes promedios de AOD en 555 nm del sensor satelital MISR entre 2007 y 2008 (Figura 4.12a, b).

Nuestro estudio se ha realizado en base al análisis de las principales rutas seguidas por las masas de aire (retrotrayectorias) que llegan a esta estación y su relación con las medidas de AOD y de EA. Para poder establecer una relación entre la extinción producida por los aerosoles y las retrotrayectorias a determinadas alturas, se han analizado los perfiles de extinción de los aerosoles proporcionados por el sensor CALIOP en 532 nm (Figura 4.12c, d). El percentil 20 de la extinción en la estación húmeda (Figura 4.12d) se ha seleccionado como umbral para condiciones atmosféricas limpias. Las características del tope de la CLC identificadas mediante CALIOP coinciden, en buena medida, con las identificadas previamente mediante los radiosondeos (Figura 4.7a).

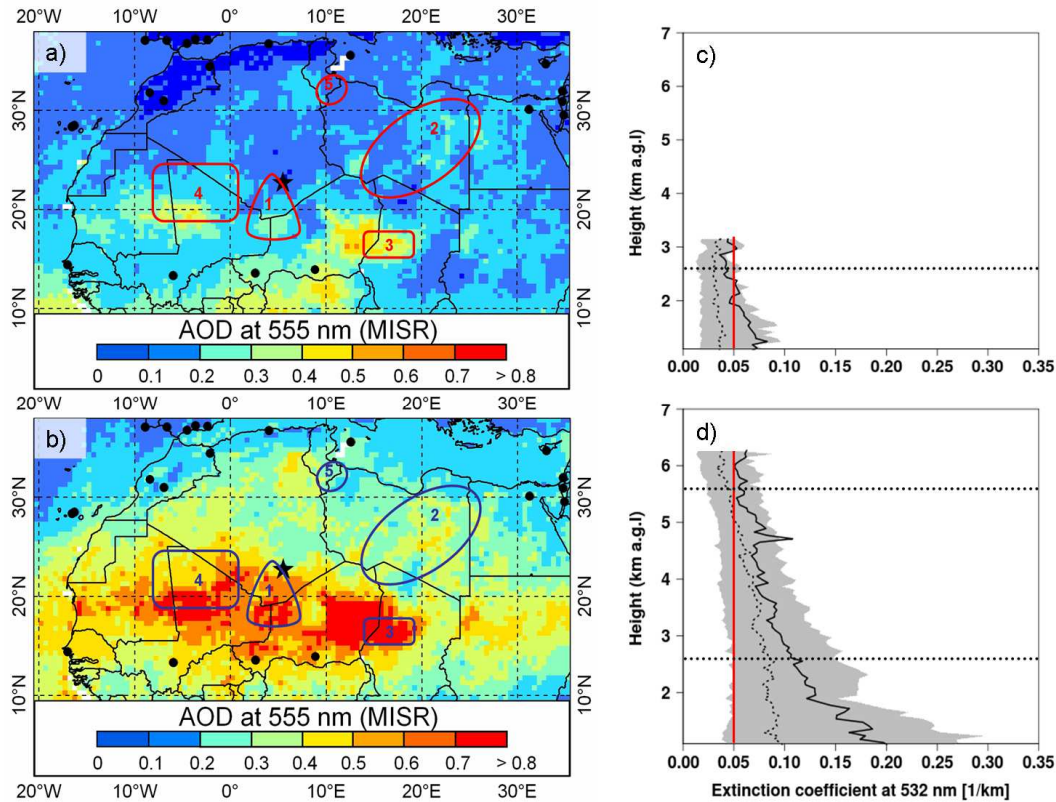


Figura 4.12. Promedio del AOD en 555 nm del MISR en el período 2007-2008 durante (a) la estación seca (entre noviembre y febrero) y (b) la estación húmeda (entre abril y septiembre). La posición geográfica de Tamanrasset se indica mediante una estrella negra mientras que los círculos negros indican estaciones AERONET que presentan series continuas de datos hasta la actualidad (2014). Diferentes zonas fuente de polvo mineral, que se nombran en el texto, aparecen identificadas (líneas rojas/azules) y numeradas en el mapa de la siguiente manera: 1, triángulo formado por los macizos montañosos Adrar des Ifoghas, Hoggar y Aïr; 2, desierto libio oriental; 3, depresión del Bodélé; 4, zona del Sáhara occidental; y 5, frontera entre Libia y Túnez. El promedio (línea negra) y la mediana (línea negra discontinua) de los coeficientes de extinción en Tamanrasset del sensor CALIOP en 532 nm se muestran en el período 2007-2008 para (c) la estación seca (43 perfiles disponibles) y (d) la estación húmeda (95 perfiles disponibles). El área sombreada en gris corresponde al rango entre los percentiles 20 y 80. La línea roja indica el umbral para condiciones de atmósfera limpia (coeficiente de extinción $< 0.05 \text{ km}^{-1}$). Los niveles 2600 y 5600 m s.n.m., que son significativos para el análisis CWT, se muestran mediante líneas negras punteadas.

Con el objetivo de que la información en altura proporcionada por las retro trayectorias HYSPLIT esté relacionada con la altura de la CLC tanto en la estación seca como la húmeda, la altura del punto de llegada de dichas retro trayectorias se ha determinado teniendo en cuenta los perfiles promedio de CALIOP. De esta manera, el cálculo diario de las retro trayectorias HYSPLIT, en el período 2007-2008, se ha realizado para tres alturas que proporcionan información sobre el transporte de las masas de aire: 1) a nivel de superficie, 2) en una capa intermedia (2600 m s.n.m.) que está justo por encima del tope de la CLC en la estación seca y dentro de la CLC en la estación húmeda y 3) en condiciones de troposfera libre (5600 m s.n.m.), es decir, por encima de la CLC durante todo el año (Figura 4.7a y Figura 4.12c, d).

En una primera aproximación para la determinación de las zonas fuente, se realizó un análisis de las retro trayectorias HYSPLIT mediante el algoritmo *k-means Clustering* siguiendo el procedimiento de Jakob and Tselioudis (2003). Sin embargo, debido a la gran variabilidad de los resultados obtenidos para cada estación del año y para cada altura de llegada, los resultados no fueron concluyentes. Por este motivo se decidió aplicar el método CWT para la clasificación de las retro trayectorias en función de los parámetros AOD y EA.

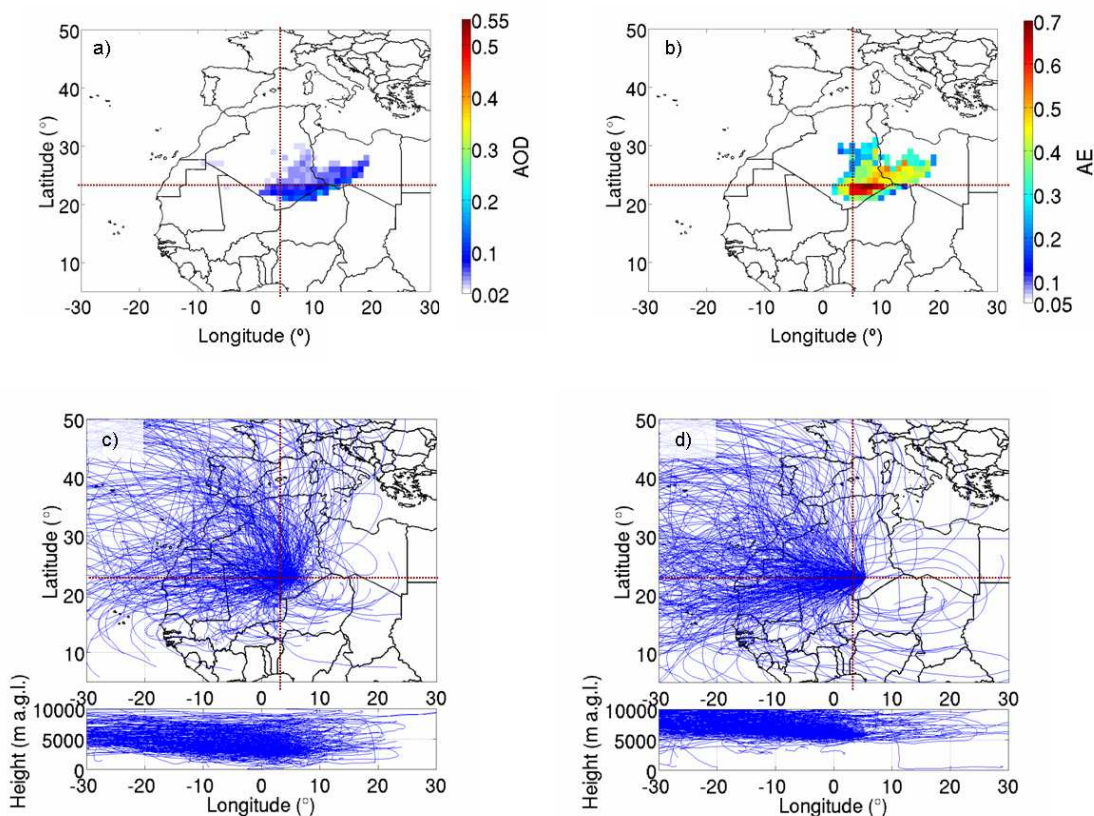


Figura 4.13. Estación seca (de noviembre a febrero) en Tamanrasset: Mapas resultantes de la aplicación del método CWT a nivel de superficie para (a) el AOD y para (b) el EA. Retro trayectorias HYSPLIT con puntos de llegada a (c) 2600 m s.n.m. y (d) 5600 m s.n.m. Tamanrasset se encuentra localizada en el punto de intersección de los cuatro cuadrantes.

Durante la estación seca, las retro trayectorias de las masas de aire a 2600 y 5600 m s.n.m muestran, en general, una procedencia del oeste (Figura 4.13c, d), moduladas por la circulación general de la atmósfera ya que a estas alturas dominan las condiciones de troposfera libre sobre el, relativamente bajo, tope de la CLC. Esta estación del año se caracteriza por valores bajos de AOD y más bien altos del EA, asociados con retro trayectorias a nivel de superficie, procedentes del primer cuadrante (Figura 4.13a, b).

Las zonas fuente de polvo mineral identificadas como 1 y 2 en la Figura 4.12 podrían afectar potencialmente a Tamanrasset en esta época. La región localizada en el triángulo formado por los macizos montañosos Adrar des Ifoghas, Hoggar y Air (zona fuente 1, Figura 4.12) ha sido previamente identificada (p. ej. d'Almeida, 1986; Prospero, 2002; Schepanski et al., 2009; Alonso-Pérez et al., 2012) como fuente de polvo sahariano formada por un sistema de drenaje de ríos y arroyos efímeros. Esta zona fuente es sensible al efecto de vientos mesoescalares que se intensifican con la orografía (Ginoux et al., 2012). Una segunda zona fuente potencial (zona fuente 2, Figura 4.12) se extiende desde el lado noroeste de las montañas Tibesti en Chad hasta el desierto libio oriental (d'Almeida, 1986; Caquineau et al., 2002; Prospero, 2002; Ginoux et al., 2012). Esta área está formada por una gran cuenca con mares de arena que, al norte, está delimitada por una cadena de wadis (cauces secos o estacionales) asociada a agrupamientos de lagos secos y salobres. Es una zona fuente activa durante la mayor parte del año aunque es especialmente intensa entre mayo y junio.

En lo que respecta al EA (Figura 4.13b), los valores más altos (partículas más pequeñas) se encuentran en los alrededores de Tamanrasset. Esto podría ser el resultado de la mezcla de polvo del desierto con contaminación local producida por el humo procedente de la quema de leña para calentarse o cocinar, que es común en esta región, y que no es eficientemente dispersada por la circulación atmosférica de niveles bajos. En la estación seca, el potencial transporte hasta Tamanrasset de masas de aire cargadas de humo procedente de la quema de biomasa en la zona del Sahel se puede considerar inexistente en base al análisis realizado con el método CWT.

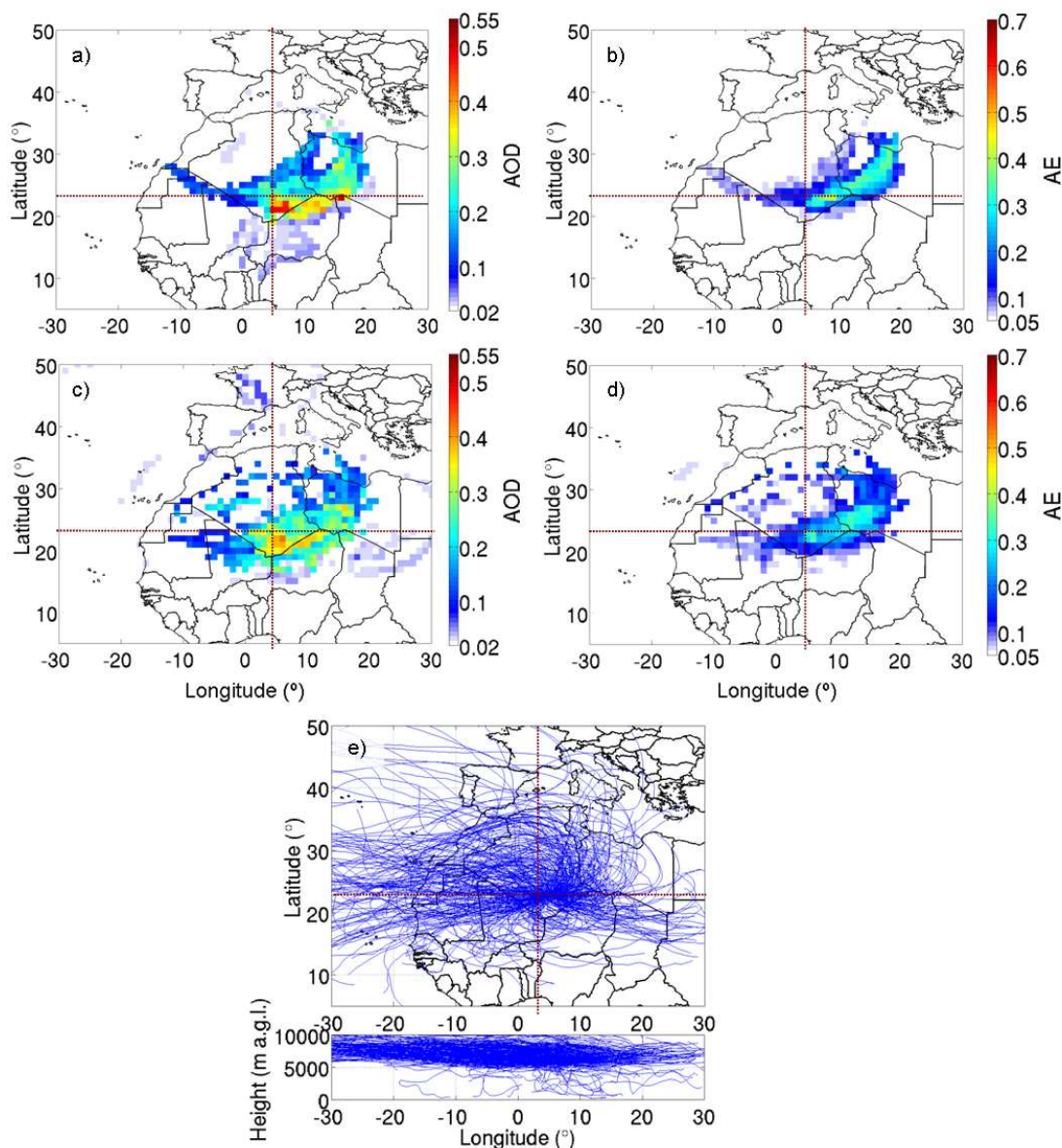


Figura 4.14. Estación húmeda (de abril a septiembre) en Tamanrasset: Mapas resultantes de la aplicación del método CWT para (a) el AOD a nivel de superficie, (b) el EA a nivel de superficie, (c) el AOD a 2600 m s.n.m. y (d) el EA a 2600 m s.n.m.; (e) retro trayectorias HYSPLIT con punto de llegada a 5600 m s.n.m. Tamanrasset se encuentra localizada en el punto de intersección de los cuatro cuadrantes.

En la estación húmeda, el nivel de 5600 m s.n.m. está sobre el tope de la CLC que es bastante alto en esta época del año (Figura 4.14e). Los resultados del análisis del método CWT a nivel de superficie y a 2600 m s.n.m son muy similares, tanto para el AOD como para el EA, lo cual sugiere una CLC bien mezclada. Estos resultados (Figura 4.14a-d) muestran un recorrido curvo principal de las masas de aire con valores relativamente altos del EA (partículas más pequeñas) desde el norte de Libia central que pasa sobre las fuentes de polvo 1 y 2, al igual que en la estación seca. Se observa un segundo recorrido curvo procedente de la frontera entre Libia y Túnez (zona fuente 5, Figura 4.12) identificada previamente (p. ej. Caquineau et al., 2002) como fuente de polvo mineral. Estas últimas masas de aire transportan, a nivel de superficie, partículas

más grandes (EA más bajos) hasta Tamanrasset. Finalmente, algunas trayectorias proceden del oeste pasando sobre una extensa área (zona fuente 4, Figura 4.12) que abarca el norte de Mali, el norte de Mauritania y el oeste de las montañas Hoggar (Prospero, 2002; Brooks and Legrand, 2003, Alonso-Pérez et al., 2012). Se trata de una compleja distribución de fuentes de polvo mineral que es particularmente activa entre abril y septiembre.

En lo que respecta a la depresión del Bodélé (zona fuente 3, Figura 4.12) identificada como una de las fuentes de polvo mineral más importantes del mundo (p. ej. Goudi and Middleton, 2001; Prospero, 2002; Brooks and Legrand, 2003), el análisis del método CWT muestra que es una fuente menor de polvo mineral para Tamanrasset.

4.4.2. Análisis de sistemas convectivos mesoescalares

Los sistemas meteorológicos mesoescalares (tales como convección seca de la capa límite, tormentas de polvo tipo “haboob”, jets nocturnos de niveles bajos y flujos monzónicos el sur) influyen en la emisión, transporte y deposición del polvo mineral en el Sáhara Oeste Central (Marsham et al., 2008, 2013; Knippertz and Todd, 2010, 2012; Ashpole and Washington, 2013). En el año 2006, Cuesta et al. (2008) observaron diversos eventos de transporte de polvo sobre Tamanrasset asociados con sistemas convectivos mesoescalares (SCMs). Sin embargo, estos SCMs no son adecuadamente tenidos en cuenta por los modelos meteorológicos globales, ni por los modelos de polvo regionales (Marsham et al., 2011; Heinold et al., 2013), ni por la parametrización de las retrotrayectorias HYSPLIT. Por lo tanto, es necesario realizar un análisis adicional para identificar la influencia de los SCMs en los eventos de transporte de polvo sobre Tamanrasset.

La dificultad que tienen los modelos de polvo regionales para reproducir los eventos asociados a SCMs ha sido aprovechada para seleccionar 21 episodios de este tipo, mediante la comparación de los valores de AOD de AERONET con los simulados por el modelo NMMB/BSC-Dust en el período 2007-2008 en Tamanrasset (Figura 4.15).

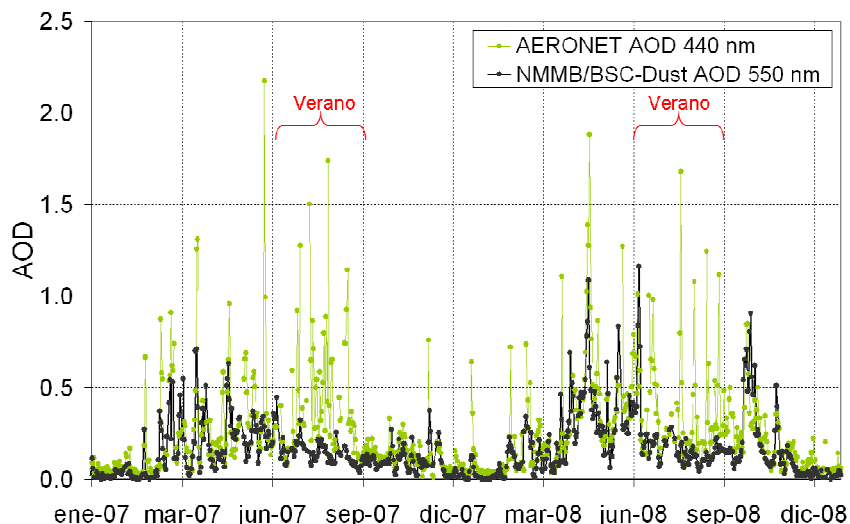


Figura 4.15. Promedios diarios de AOD de AERONET (círculos verdes) y del modelo NMMB/BSC-Dust (círculos negros) en el período 2007-2008.

El modelo NMMB/BSC-Dust reproduce adecuadamente el transporte de polvo mineral asociado a procesos meteorológicos de escala sinóptica que se producen durante la mayor parte del año (Figura 4.15). Sin embargo, aunque entre junio y septiembre el modelo reproduce correctamente la tendencia que sigue el AOD, no es capaz de captar fuertes y rápidas irrupciones de polvo asociadas a SCMs. Estas discrepancias existentes en verano entre las medidas de AOD observadas y las modeladas han sido usadas para identificar los potenciales SCMs que afectan a Tamanrasset. El origen convectivo de cada uno de los 21 eventos seleccionados ha sido evaluado combinando dos técnicas: por un lado, las composiciones de polvo RGB de alta resolución temporal y espacial del sensor MSG-SEVIRI y, por otro lado, los datos meteorológicos del reanálisis ERA-Interim del ECMWF procedentes del modelo IFS-Cy31r. Tanto la información satelital como los datos meteorológicos fueron conjuntamente extraídos y visualizados mediante el programa McIDAS (*Man computer Interactive Data Access System*).

Una vez que los 21 eventos de polvo mineral en Tamanrasset generados por SCMs han sido identificados y confirmados, se ha seguido una metodología similar a la de Roberts (2014) y Roberts et al. (2014) para determinar su origen. Para ello se ha usado el AOD a 550 nm generado por el algoritmo *Deep Blue* con las medidas MODIS. Tanto la composición de valores de AOD como la anomalía del AOD (calculada sobre el valor promedio estival del período 2007-2008) del algoritmo *Deep Blue* del MODIS (Figura 4.16) han sido analizadas para identificar las fuentes del polvo mineral emitido por los SCMs.

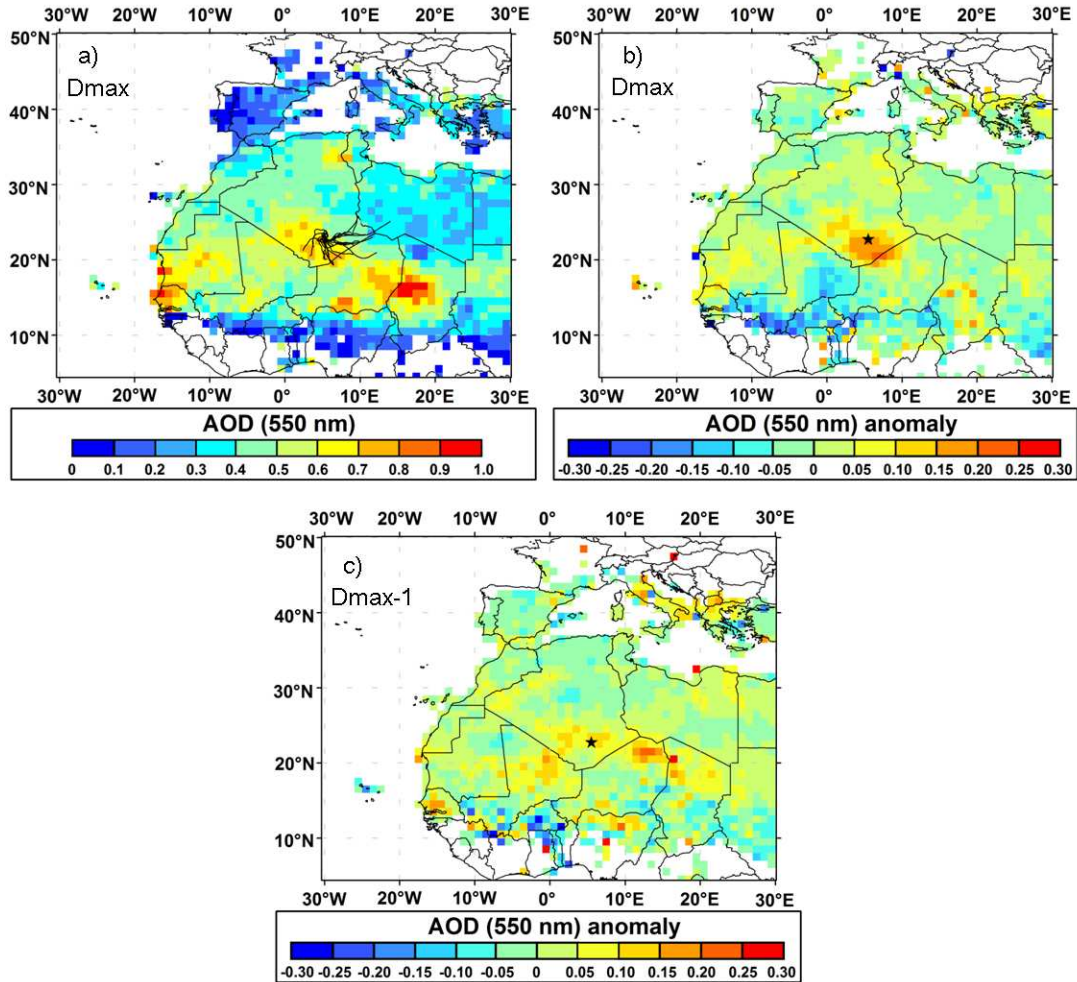


Figura 4.16. Composición a 550 nm del algoritmo *Deep Blue* del sensor MODIS para (a) el AOD, en los 21 días de máximo AOD (D_{max}) en Tamanrasset afectados por SCMs, y para la anomalía promedio del AOD correspondiente a (b) los 21 días de máximo AOD y (c) el día anterior a cada evento ($D_{max}-1$). La ubicación de Tamanrasset está indicada por una estrella negra. Las retro trayectorias HYSPLIT a dos días de llegada a Tamanrasset a nivel de superficie (líneas negras) se muestran también en el panel (a).

El análisis del mapa promedio de AOD del MODIS *Deep Blue* (Figura 4.16a), para los 21 días de máximo AOD en Tamanrasset debidos a SCMs, indica que hay diversas regiones con valores altos de AOD, incluidos los alrededores de Tamanrasset. Sin embargo, se aprecia que es sólo al sur de Tamanrasset donde existe una fuerte anomalía positiva de AOD, con valores superiores a 0.20 (Figura 4.16b). La anomalía se produce en una zona que coincide con la fuente de polvo mineral 1 de la Figura 4.12, y sus alrededores, y es debida la presencia de SCMs modulados por el desplazamiento hacia el norte de la discontinuidad intertropical. Las retro trayectorias HYSPLIT (Figura 4.16a) muestran que el flujo de masas de aire dominantes en Tamanrasset proceden de esta región con anomalía positiva del AOD. Al mismo tiempo, se observa (Figura 4.16b) una anomalía negativa en la zona este de Mali que es, probablemente, debida a fenómenos de precipitación asociados a los SCMs ya que esta anomalía estaba situada más al este, en Níger, en la Figura 4.16c correspondiente a la anomalía promedio del día

anterior de cada evento considerado (máxima discrepancia entre las observaciones de AOD de AERONET y el AOD estimado por el NMMB/BSC). Estos resultados coinciden con los obtenidos por Roberts (2014) y Roberts et al. (2014) que analizaron 31 episodios anómalos de precipitación en el Sáhara y al norte del Sahel relacionados con emisión de polvo mineral en la zona.

4.5. Caso de estudio: Aerosoles antropogénicos

A lo largo de nuestro estudio hemos encontrado evidencias de la llegada de partículas finas a Tamanrasset durante la estación estival, de acuerdo con las observaciones previas de Cuesta et al. (2008), que indicaron la existencia de una pequeña, pero no despreciable, contribución de las partículas finas al total del AOD durante el año 2006. En nuestro análisis, los promedios mensuales del EA y de la FMF (Figura 4.6) indican un máximo local en agosto, es decir, un descenso del modo grueso y un ligero ascenso del modo fino. Además, la clasificación de los aerosoles llevada a cabo ha identificado una mezcla de aerosoles finos y polvo mineral principalmente en los meses de julio, agosto y septiembre (Figura 4.9). Las fuentes potenciales de estas partículas finas se muestran en los mapas resultantes de la aplicación del método CWT para el EA (Figura 4.14b, d) en los que las partículas más pequeñas llegan a Tamanrasset principalmente desde Libia central a través de una ruta de transporte claramente definida.

Rodríguez et al. (2011) documentaron la frecuente mezcla de partículas contaminantes con polvo mineral del desierto en la SAL que afectan a la estación de Izaña. Observaron que el polvo mineral procedente del norte de África se mezclaba con partículas finas que tenían su origen en las emisiones de las refinerías de petróleo y de las centrales de energía eléctrica existentes en Argelia, Marruecos y Túnez.

Los mapas generados a partir de la aplicación del método CWT en la estación húmeda (Figura 4.14) indican que las fuentes de las partículas finas que llegan a Tamanrasset son Libia y el este de Argelia. Para determinar las actividades industriales en estos dos países, se ha usado el producto *Nighttime Lights* (Elvidge et al., 1997) generado a partir del instrumento OLS a bordo de los satélites del DMSP. Las áreas iluminadas en verde de la Figura 4.17 identifican las llamaradas de gas en Argelia y Libia que corresponden a la localización de pozos de petróleo, refinerías o plantas químicas.

Con el fin de determinar las masas de aire que han pasado por estas zonas de presencia de llamaradas de gas antes de llegar a Tamanrasset se ha usado el índice de tiempo de residencia (Alonso-Pérez et al., 2007). Este parámetro indica el porcentaje de tiempo que una masa de aire permanece sobre una cuadrícula horizontal definida en un dominio geográfico antes de alcanzar un punto receptor a una altura determinada. De este modo, se han definido dos regiones que engloban la mayor parte de las llamaradas de gas en Argelia y Libia y se ha calculado el tiempo de residencia sobre estas zonas

para cada una de las retrotrayectorias HYSPLIT a cinco días, en el período 2007-2008, con llegada en Tamanrasset tanto a nivel de superficie como a 2600 m s.n.m. De entre todas las retrotrayectorias con índice de permanencia superior al 10% en alguna de las regiones predefinidas, se han seleccionado solo aquellas con un valor del EA superior a 0.7 (Tabla 4.7) como casos de estudio de transporte de aerosol fino antropogénico hasta Tamanrasset.

Tabla 4.7. Características de los casos de estudio de transporte de aerosol fino antropogénico hasta Tamanrasset.

Origen/Fecha de llegada	Índice de tiempo de residencia		AOD (440 nm)	EA (440-870 nm)
	Punto de llegada: nivel de superficie	Punto de llegada: 2600 m s.n.m.		
Argelia				
29 agosto 2008	0.000	0.242	0.206	0.728
Libia				
27 julio 2007	0.000	0.192	0.290	0.896
27 agosto 2007	0.317	0.225	0.172	1.014
31 agosto 2007	0.233	0.150	0.322	0.968
1 septiembre 2007	0.075	0.175	0.332	0.778
4 agosto 2008	0.217	0.283	0.190	0.982
5 agosto 2008	0.158	0.000	0.208	0.877
6 agosto 2008	0.175	0.225	0.209	0.895
7 agosto 2008	0.175	0.000	0.184	0.996
29 agosto 2008	0.167	0.000	0.206	0.728

Las retrotrayectorias completas correspondientes a los casos de estudio seleccionados se muestran en la Figura 4.17. La mayoría de las retrotrayectorias, tanto a nivel de superficie como a 2600 m s.n.m. atraviesan tanto la zona oeste de las llamaradas de gas situadas al norte de Libia como las llamaradas de gas situadas al suroeste de Libia. Estas trayectorias se caracterizan por valores del EA (~0.90) superiores al promedio correspondiente a la estación húmeda (EA~0.28) y algunas de ellas llegan a estar casi un 30% o más del tiempo sobre estas zonas predefinidas en Libia. En lo que respecta al transporte de masas de aire desde la zona de llamaradas de gas de Argelia, la retrotrayectoria del 29 de agosto de 2008 con llegada a Tamanrasset a 2600 m s.n.m. es un claro ejemplo, al atravesar completamente dicha zona (Figura 4.17) y presentar un valor del EA de ~0.73 (Tabla 4.7).

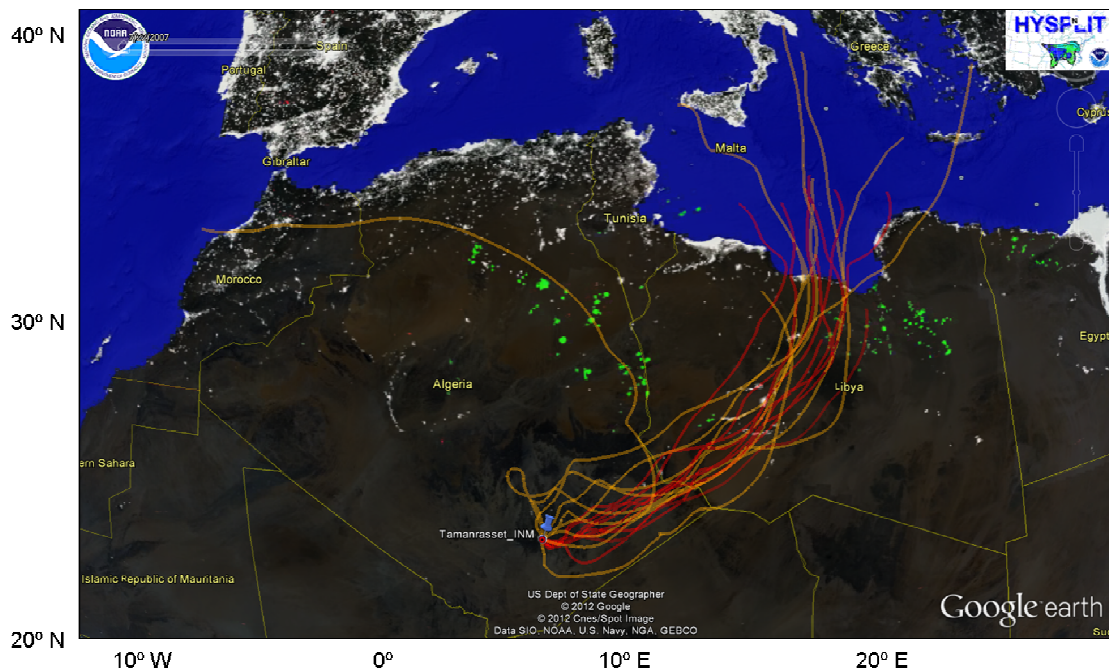


Figura 4.17. Retro trayectorias HYSPLIT, con punto de llegada en Tamanrasset (marcador azul), a nivel de superficie (líneas rojas) y a 2600 m s.n.m. (líneas amarillas) para diversos días en estudio. El fondo del mapa corresponde al producto Nighttime Lights del DMSP, que identifica las llamaradas procedentes de la combustión de gas mediante el color verde.

4.6. Sumario y conclusiones

Tamanrasset es un lugar estratégico para la investigación de los aerosoles al estar situado en el corazón del desierto del Sáhara. El análisis de más de dos años (entre octubre de 2006 y febrero de 2009) de las medidas AERONET del fotómetro solar Cimel CE-318, de nivel 2.0 junto con las de nivel 1.5 corregidas mediante el método de KCICLO, han permitido la caracterización de los aerosoles de esta estación, cuyos resultados más significativos son los siguientes:

- Existen dos estaciones diferenciadas. La estación seca y fría (entre noviembre y febrero) se caracteriza por una CLC poco profunda, con valores bajos del AOD (~ 0.09 en 440 nm), valores del EA medios-bajos (~ 0.62) y cantidades bajas de PWV (~ 0.51 cm). La estación húmeda y cálida (entre abril y septiembre) se caracteriza por una profunda CLC, valores más altos del AOD (~ 0.39 en 440 nm), valores muy bajos del EA (~ 0.28), mayor cantidad de PWV (~ 1.06 cm) y se ve afectada, frecuentemente, por intensas tormentas de polvo mineral. Los meses de marzo y octubre, en el período analizado, se han comportado como meses de transición entre ambas estaciones.
- El AOD y el PWV muestran un comportamiento cíclico estacional similar al que presenta la altura del tope de la CLC, pero opuesto tanto al EA como a la FMF. El AOD permanece estable en torno a 0.1 entre noviembre y febrero pero sobrepasa valores de 0.3 entre abril y septiembre, alcanzando un máximo

absoluto de 0.43 en junio. Los valores mínimos de PWV se registran en enero (0.37 cm) mientras que los máximos, relacionados con el régimen monzónico, se alcanzan en agosto (1.39 cm) Los valores más altos de EA y FMF se alcanzan en diciembre (0.72 y 0.57, respectivamente) y en enero (0.69 y 0.58, respectivamente), tendiendo a decrecer hasta mayo (con mínimos de 0.15 y 0.25, respectivamente).

- Las condiciones atmosféricas en Tamanrasset pueden llegar a ser muy limpias, especialmente durante la estación seca. En esta época del año, el 90% de las medidas de AOD están por debajo de 0.15 e, incluso, en la estación húmeda llega a haber un 35% de medidas de AOD por debajo de este valor. Esto indica una atmósfera más limpia que otras estaciones de medida situadas en el cercano Sahel.
- A pesar de las condiciones atmosféricas muy limpias existentes durante la estación seca, el modo grueso de los aerosoles domina, en términos generales, sobre el modo fino durante todo el año. El modo grueso (con un radio modal en torno a 2.24 μm) prevalece sobre el modo fino (con un radio modal en torno a 0.10 μm), mostrando concentraciones en volumen menores durante la estación seca y máximas en julio. Los patrones espectrales del SSA y del índice de refracción complejo también indican condiciones en las que domina el modo grueso. La caracterización del tipo de aerosoles presentes en Tamanrasset muestra que el polvo mineral del desierto es el aerosol predominante. Se han observado grandes variaciones de AOD con un comportamiento casi inversamente proporcional al EA lo cual está relacionado con altas extinciones debidas a partículas grandes. Además, el δAE es negativo o ligeramente positivo, indicando el predominio del modo de un único tipo de partícula, en este caso el modo grueso. Además, se han encontrado condiciones típicas de puro polvo sahariano, es decir, valores altos de extinción ($\text{AOD} > 0.7$) con $\text{EA} < 0.3$ y $\delta\text{AE} < 0$ que corresponden a una $\text{FMF} < 40\%$.
- Las características de las condiciones de fondo y de los eventos de polvo mineral en cada estación del año quedan reflejadas en la distribución de frecuencias del EA. En la estación seca, la distribución es ligeramente bimodal (0.4 y 0.7 como valores modales) y simétrica, indicando una frecuencia similar de la presencia de polvo del desierto y de las condiciones de fondo (bastante limpias). En la estación húmeda, la distribución muestra, por un lado, un primer modo estrecho de valores altos, centrado en 0.15 y asociado a intensos eventos de polvo mineral y, por otro lado, un segundo modo de valores más bajos pero más ancho, centrado en 0.4 y asociado a las condiciones de fondo (menos limpias que en la estación seca).
- Han sido identificadas las fuentes potenciales de las masas de aire que llegan a Tamanrasset: 1) el triángulo que forman los macizos de Adrar des Ifoghas,

Hoggar y Aïr; 2) una compleja distribución de fuentes de polvo mineral que abarca el norte de Mali, el norte de Mauritania y el oeste de las montañas Hoggar y 3) el desierto libio oriental. Las fuentes de emisión de polvo relacionadas con SCMs en verano han sido también identificadas al sur de Tamanrasset. Sin embargo, la depresión del Bodélé, una de las fuentes de polvo mineral más importantes del mundo, resulta ser una fuente menor para Tamanrasset.

- Se ha detectado la llegada a Tamanrasset de partículas finas antropogénicas durante el verano. La caracterización del tipo de aerosoles presentes en Tamanrasset muestra una mezcla de polvo mineral y de aerosol fino antropogénico en el 8.7% de las medidas totales. Esta mezcla posee valores de de AOD hasta de 0.4, de EA variando entre 0.6 y 1.1, de δAE entre -0.3 y 0.2, de FMF entre 30% y 70% y de R_f entre 0.10 μm y 0.2 μm . Se han analizado nueve eventos de masas de aire contaminadas con aerosol antropogénico y se ha identificado su origen en instalaciones petroquímicas de Libia y Argelia.

Capítulo 5

Caracterización de aerosoles en Tenerife, en la región subtropical del Atlántico nororiental

La caracterización de los aerosoles en Tenerife (Islas Canarias) es representativa de la región subtropical del Atlántico nororiental. Esta isla se caracteriza por una casi permanente MBL y se ve afectada, con cierta frecuencia, por polvo mineral procedente de África. El objetivo de este capítulo es realizar el primer estudio de los estratos atmosféricos en esta región basado en una serie relativamente larga de medidas terrestres de aerosoles en columna realizada a dos alturas diferentes: a nivel del mar (SCO) y en condiciones de troposfera libre (IZO).

5.1. Serie de datos de espesor óptico de aerosoles

5.1.1. Santa Cruz de Tenerife

Los datos de nivel 2.0 de la estación de Santa Cruz de Tenerife (SCO), que están disponibles a finales de 2014 en AERONET, abarcan el período entre el 15 de julio de 2005 y el 20 de enero de 2013. Los diferentes fotómetros empleados para componer la serie y los períodos de tiempo correspondientes se muestran en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Fotómetros solares Cimel que han operado en la estación de Santa Cruz de Tenerife etiquetados con el número asignado por la red AERONET e indicando el número de días que estuvieron instalados.

Nº de Cimel	Fecha inicial	Fecha final	Nº de días
347	15/07/2005	01/03/2006	229
326	01/03/2006	21/04/2006	51
347	21/04/2006	07/05/2007	381
380	15/08/2007	19/11/2008	462
140	22/11/2008	09/07/2009	229
326	10/07/2009	13/07/2010	368
380	26/11/2010	30/11/2011	369
326	30/11/2011	20/01/2013	417

En este período se dispone de 1964 días con observaciones válidas libres de nubes, sobre un total de 2747 días, lo cual supone un 72% de los días disponibles (Figura 5.1). Cabe mencionar la presencia de dos intervalos de tiempo en los que no hay datos disponibles debido a la ausencia de fotómetro en esta estación: entre el 8 de mayo y el 14 de agosto de 2007 y entre el 14 de julio y el 25 de noviembre de 2010.

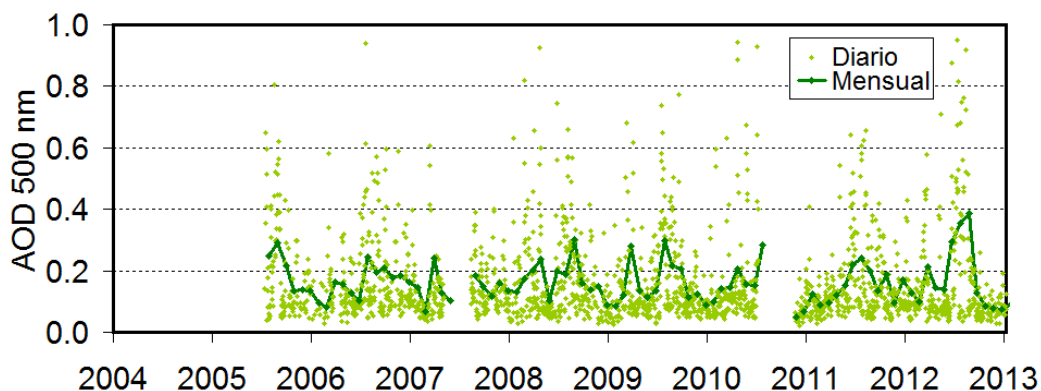


Figura 5.1. Serie temporal de promedios diarios y mensuales de AOD a 500 nm en la estación de Santa Cruz de Tenerife.

5.1.2. Izaña

Las primeras observaciones AERONET en la estación de Izaña (IZO) se realizaron en los meses de junio y julio de 1997, en el marco de la segunda campaña *Aerosol Characterization Experiment* (ACE-2; Raes et al., 2000). Sin embargo, la calidad de dichos datos es cuestionable ya que algunos de los canales de medida presentan un ficticio ciclo diurno mientras que en otros canales la relación entre los espesores ópticos no verifica la ley de Ångström. Al tratarse de una serie corta de medidas aislada temporalmente del resto de las observaciones, se ha decidido no intentar corregir ni tener en cuenta dichas medidas para el presente estudio.

La serie continuada de datos de nivel 2.0 de IZO, que está disponible a finales de 2014 en AERONET, comprende el intervalo entre el 26 de junio de 2004 y el 30 de diciembre de 2012. En este período se dispone de 2479 días con observaciones válidas libres de nubes, sobre un total de 3110 días, lo cual supone un 80% de los días disponibles (Figura 5.2). El listado de los fotómetros utilizados para obtener dicha serie y los períodos de tiempo correspondientes se muestran en la Tabla 5.2.

Hay que tener en cuenta que la estación de Izaña es un centro de calibración internacional de fotómetros solares Cimel. Por este motivo, la mayoría de los fotómetros usados para la serie de nivel 2.0 son fotómetros de referencia (maestros) que estuvieron allí instalados para su calibración al mismo tiempo que otros fotómetros maestros. Esto dificulta en gran manera la obtención de una serie de nivel 2.0 debido a la gran variedad de instrumentos disponibles al mismo tiempo y la permanencia relativamente corta, entre unas pocas semanas y unos pocos meses, de cada uno de ellos en la estación (menor que el período de operación habitual en las estaciones en las que se realizan medidas rutinarias, que es de un año). La obtención de esta serie por parte de AERONET ha requerido una ardua labor de selección de los mejores datos disponibles para componerla. La ventaja, en cambio, es que los fotómetros maestros están sometidos a controles de calidad más estrictos y son más precisos (~ 0.005 en AOD) que los fotómetros de campo destinados a medidas rutinarias (~ 0.01 en AOD).

Tabla 5.2. Fotómetros solares Cimel que han operado en la estación de Izaña, etiquetados con el número asignado por la red AERONET e indicando el número de días que estuvieron instalados.

Nº de Cimel	Fecha inicial	Fecha final	Nº de días
79	26/06/2004	22/10/2004	118
245	22/10/2004	21/03/2005	150
244	22/03/2005	15/06/2005	85
117	16/06/2005	23/07/2005	37
79	26/07/2005	08/11/2005	105
117	09/11/2005	23/03/2006	134
245	24/03/2006	05/04/2006	12
79	06/04/2006	19/05/2006	43
25	19/05/2006	17/10/2006	151
245	18/10/2006	31/01/2007	105
380	01/02/2007	02/05/2007	90
140	05/03/2007	18/06/2007	105
244	19/06/2007	01/11/2007	135
245	02/11/2007	10/03/2008	129
140	11/03/2008	22/06/2008	103
382	23/06/2008	07/11/2008	137
398	12/07/2008	15/09/2008	65
245	29/09/2008	10/12/2008	72
421	10/12/2008	21/01/2009	42
383	22/01/2009	04/02/2009	13
25	11/02/2009	04/06/2009	113
380	05/06/2009	19/08/2009	75
44	20/08/2009	16/09/2009	27
380	17/09/2009	24/10/2009	37
421	25/10/2009	16/11/2009	22
45	17/11/2009	08/12/2009	21
380	09/12/2009	11/03/2010	92
347	12/03/2010	19/05/2010	68
244	20/05/2010	17/10/2010	150
421	18/10/2010	15/11/2010	28
548	16/11/2010	10/01/2011	55
244	11/01/2011	30/12/2012	719

A partir de 2011 se establece en Izaña un fotómetro maestro instalado permanentemente, el Cimel#244, cuya finalidad es doble. Por un lado, facilita la obtención de una serie de datos de calidad para la estación. Por otro lado, sirve a su vez de máster con el que intercomparar otros fotómetros maestros y evaluar su funcionamiento y la calidad de sus medidas durante el período de calibración.

Los períodos de tiempo sin datos de AOD en 500 nm (Figura 5.2) son los siguientes: entre el 26 de junio y el 21 de octubre de 2004, entre el 16 de junio y el 23 de julio de 2005 y entre el 9 de noviembre de 2005 y el 23 de marzo de 2006. Esta ausencia de datos se debe, simplemente, a que los fotómetros instalados en estos períodos no disponían de canal de medida en 500 nm de tal modo que sí están disponibles el resto de parámetros: AOD en el resto de los canales, EA, PWV, etc.

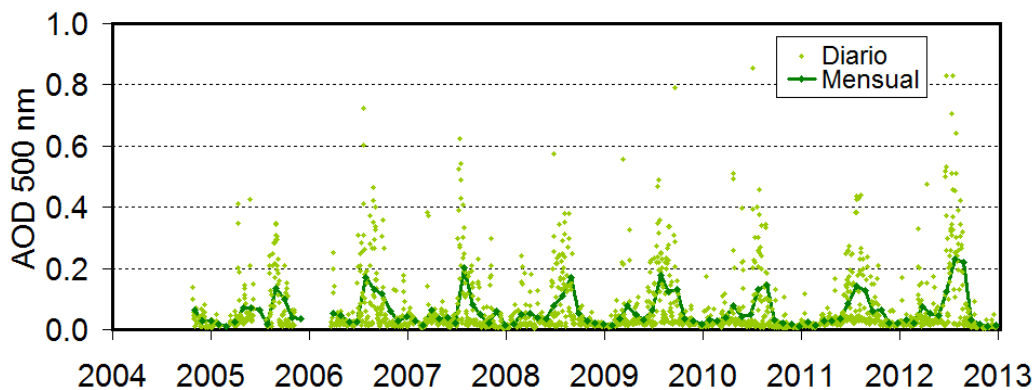


Figura 5.2. Serie temporal de promedios diarios y mensuales de AOD a 500 nm en la estación de Izaña.

5.1.3. Período común para Santa Cruz de Tenerife e Izaña

La caracterización de los aerosoles en Tenerife se va a basar en el período común de nivel 2.0 entre las estaciones de Santa Cruz de Tenerife e Izaña para poder realizar las pertinentes comparaciones del estudio que se presenta a continuación. Este período abarca entre el 15 de julio de 2005 y el 30 de diciembre de 2012, es decir, un total de 2726 días. En Santa Cruz de Tenerife e Izaña hay un total de 1950 y 2199 observaciones diarias válidas libres de nubes, respectivamente. Los principales parámetros que van a ser analizados son el AOD en 500 nm, el EA calculado a partir de los canales de 440, 675 y 870 nm y el PWV.

5.2. Caracterización general de los aerosoles y del vapor de agua

5.2.1. Ciclo anual

Las estadísticas mensuales del AOD, EA y PWV, tanto en IZO como en SCO, se muestran en la Figura 5.3.

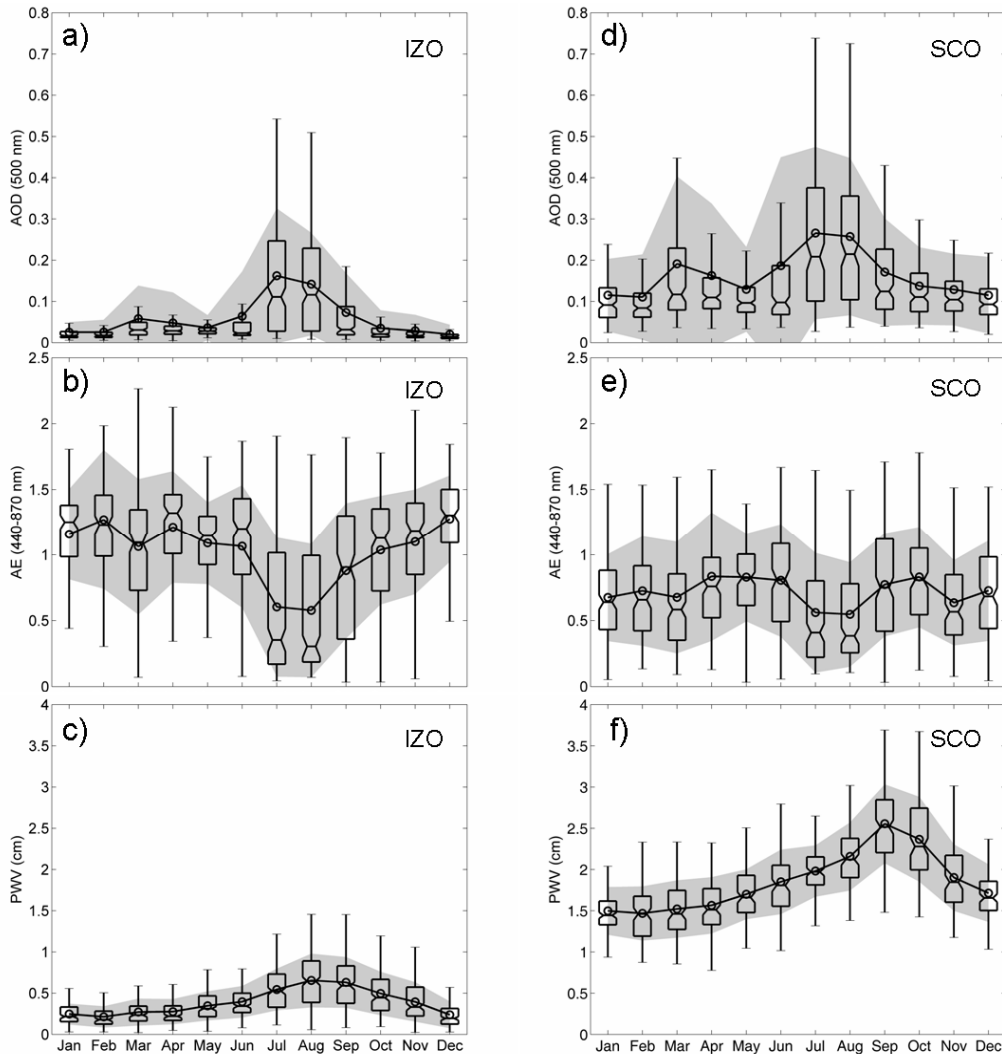


Figura 5.3. Diagrama de cajas de los promedios mensuales correspondientes a los datos diarios de AOD en el canal de 500 nm en (a) IZO y (d) SCO, EA en el rango 440-870 nm en (b) IZO y (e) SCO, y PWV en (c) IZO y (f) SCO durante el período en estudio. Los círculos corresponden a los valores promedio, el área sombreada en gris indica el rango de valores comprendidos entre el promedio más y menos la desviación estándar, las cajas corresponden a los percentiles 25 y 75, y las barras verticales se extienden hasta el valor extremo dentro de 1.5 veces el rango intercuartil.

Los ciclos anuales de AOD, EA y PWV en IZO y SCO comparten una serie de rasgos comunes. En lo que respecta al AOD, entre noviembre y febrero se registran los menores valores promedio. En IZO dichos valores son estables y muy bajos, propios de

una atmósfera muy limpia (~ 0.02). En SCO el AOD está en torno a 0.12 durante los cuatro meses, con un mínimo en febrero (~ 0.11), coincidiendo con valores propios de una atmósfera dominada por el aerosol marino (< 0.15 , Dubovik et al., 2002). Los valores promedios máximos de AOD se producen en julio (~ 0.16 en IZO y ~ 0.27 en SCO) y agosto (~ 0.14 en IZO y ~ 0.26 en SCO), coincidiendo con los valores mínimos de EA tanto en julio (~ 0.60 en IZO y ~ 0.56 en SCO) como en agosto (~ 0.58 en IZO y ~ 0.54 en SCO). Cabe recordar que, en esta época del año, se dan las condiciones meteorológicas que favorecen el transporte de polvo mineral desde África a Canarias por encima de la capa de inversión térmica, como se describe en el capítulo 1, apartado 1.5.2. La alta variabilidad de las medidas de AOD (desviación estándar muy alta) en los meses de julio y agosto, tanto en Santa Cruz como en Izaña, pone de manifiesto la alternancia entre las correspondientes condiciones de fondo e intensas intrusiones de polvo mineral. Los resultados obtenidos para los promedios mensuales de AOD son similares a los presentados por García et al. (2014a) en su análisis de los datos de Izaña entre marzo de 2009 y agosto de 2012. Sin embargo, el valor mínimo del EA obtenido por ellos en julio y agosto es mayor (~ 0.64) que el del presente estudio. En este último, al analizarse un período de tiempo mayor, el efecto de la variabilidad interanual en los promedios mensuales se ve atenuado.

Aparte de los patrones previamente identificados, cabe destacar en marzo un máximo secundario de AOD (~ 0.06 en IZO y ~ 0.19 en SCO) y una disminución de EA (~ 1.06 en IZO y ~ 0.68 en SCO), coincidiendo con el transporte de polvo mineral en el seno de la MBL (capítulo 1, apartado 1.5.2.) que, en ocasiones, puede alcanzar los 3 km de altura (Cuevas et al., 2015), afectando a IZO. Por lo tanto, las intrusiones de polvo mineral en esta época afectan más a la MBL que a la FT (Alonso-Pérez et al., 2007).

En lo que respecta al PWV, en febrero se registran, en ambas estaciones, los promedios mensuales mínimos (~ 0.21 cm en IZO y ~ 1.48 cm en SCO). Durante la primavera y el verano el contenido de PWV va aumentando en la atmósfera hasta alcanzar su máximo en agosto en IZO (~ 0.65 cm) y en septiembre en SCO (~ 2.52 cm). Estos resultados coinciden con los obtenidos por Romero et al. (2011) en su análisis de los radiosondeos lanzados en la isla de Tenerife entre 1994 y 2011. Estos autores indicaron que, en los meses invernales, la mayor cantidad de PWV se encuentra por debajo de los 1500 m s.n.m mientras que en verano el incremento generalizado de PWV se produce en distinta proporción entre este primer estrato y los estratos superiores, siendo mayor en estos últimos. La explicación aportada por estos autores sobre el incremento estival del PWV está relacionada, por un lado, con el aumento de la temperatura superficial del mar, el correspondiente incremento de vapor de agua cerca de la superficie marina y su mejor distribución a lo largo de la columna atmosférica. Por otro lado, las masas de aire africanas que alcanzan Tenerife en niveles altos en verano aportan una mayor humedad relativa que las masas de aire en condiciones de fondo procedentes de la troposfera media y alta sobre el Atlántico Norte (Cuevas, 1995). En lo que respecta a los valores máximos de PWV en agosto y septiembre, Romero et al.

(2011) detectaron un máximo en septiembre por debajo de los 4 km de altura mientras que entre 4 y 6 km dicho máximo se desplaza a agosto, coincidiendo con la altura máxima de la SAL en verano (capítulo 1, apartado 1.5.2.).

5.2.2. Distribución de frecuencia

Las distribuciones de frecuencia del AOD y el EA para IZO y SCO se muestran en la Figura 5.4. La distribución de frecuencia del AOD en IZO indica una atmósfera, en general, muy limpia (el 48% de las medidas están por debajo de 0.05) mientras que en SCO el 60% de las medidas están por debajo de 0.15 (correspondiente al valor máximo propio del aerosol marino). La distribución de frecuencia del EA es claramente bimodal para IZO (con valores modales 0.2 y 1.4), con un mínimo entre ambos modos en 0.6. En la Figura 5.3b se aprecia que durante la mayor parte del año los valores de la mediana son mayores que los de la media, es decir, domina el segundo modo mostrado en la Figura 5.4b (partículas más finas). En cambio, en julio y agosto esta relación de la mediana y la media se invierte claramente indicando el dominio del primer modo (partículas más gruesas). La distribución de frecuencia del EA en SCO es ligeramente bimodal (con valores modales 0.3 y 0.6), con un mínimo entre ambos modos de 0.5. En este caso, la distribución es asimétrica positiva durante todos los meses del año aunque las diferencias entre la mediana y la media (Figura 5.3e) se acentúan en julio y en agosto (coincidiendo con los mínimos absolutos de EA) y, en menor medida, en marzo y noviembre (coincidiendo con los mínimos relativos de EA), indicando una mayor presencia de partículas gruesas. Estos resultados coinciden, en general, con los obtenidos por Viana et al. (2002) a partir del análisis de las medidas de partículas in-situ de varias estaciones canarias de calidad del aire situadas en la MBL. Estos autores identificaron tres períodos en los que se incrementa la influencia del polvo mineral en la calidad del aire y que son febrero-marzo, junio-agosto y octubre-noviembre.

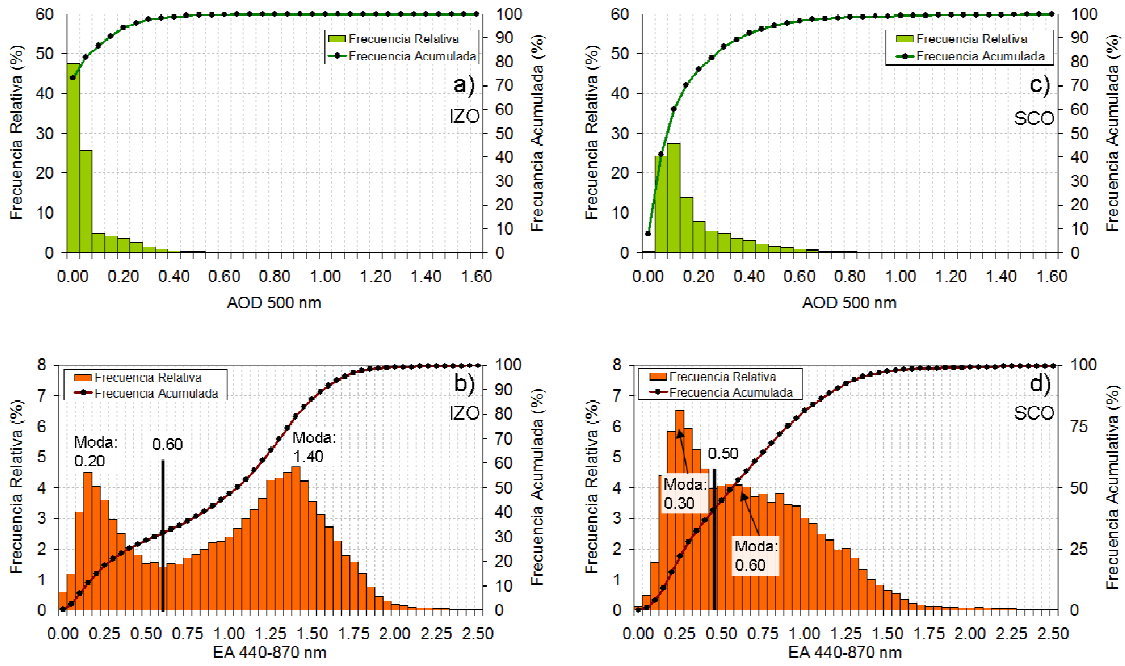


Figura 5.4. Frecuencia relativa y frecuencia acumulada de AOD en el canal de 500 nm en (a) IZO y (c) SCO, y EA en el rango 440-870 nm en (b) IZO y (d) SCO. En las representaciones de EA se han incluido los valores mínimos y los valores modales asociados a los histogramas.

5.3. Caracterización de las masas de aire en función de los estratos atmosféricos

A continuación se realiza, a la luz de los resultados expuestos previamente, una caracterización de las masas de aire asociadas a las condiciones en las que dominan la FT, la MBL y la SAL. Las distribuciones de frecuencia (Figura 5.4) indican que los valores dominantes de AOD son los menores que 0.1 en IZO y 0.15 en SCO, y la separación entre los dos modos de EA se registra en 0.6 para IZO y 0.5 para SCO. Partiendo de estos datos experimentales, se establecen los siguientes criterios para los valores promedio diarios:

- Condiciones de fondo en IZO (FT): $AOD(500\text{ nm}) < 0.10$ y $EA(440-870\text{ nm}) > 0.6$.
- Condiciones de fondo en SCO (MBL): $AOD(500\text{ nm}) < 0.15$ y $EA(440-870\text{ nm}) > 0.5$.
- Influencia clara de la SAL en IZO (FT-SAL): $AOD(500\text{ nm}) > 0.10$ y $EA(440-870\text{ nm}) < 0.6$.
- Influencia clara de la SAL en SCO (MBL-SAL): $AOD(500\text{ nm}) > 0.15$ y $EA(440-870\text{ nm}) < 0.5$.
- Condiciones de mezcla en IZO y SCO: El resto de los casos.

Cabe destacar que las condiciones experimentales establecidas para determinar los casos de influencia de la SAL en IZO y en SCO son, en general, menos restrictivas que

las utilizadas por otros autores. Por ejemplo, para IZO Basart et al. (2009) identificaron la presencia de partículas gruesas para $AOD(675\text{ nm}) > 0.15$ mientras que García et al. (2014a) consideraron los valores $AOD(500\text{ nm}) > 0.1$ y $EA < 0.75$ como condiciones representativas de la presencia de polvo mineral. En lo que respecta a SCO, Cuevas et al. (2015) establecieron el criterio $EA(440-670\text{ nm}) < 0.75$ para discriminar los días en los que las masas de aire procedentes del Sáhara fueran ricas en polvo mineral y Córdoba-Jabonero et al. (2011) seleccionaron los valores $AOD(500\text{ nm}) > 0.15$ y $EA(440-670\text{ nm}) < 0.5$ para determinar condiciones de presencia de polvo mineral de moderadas a altas.

A partir de los criterios experimentales establecidos se realiza una separación de las observaciones de las estaciones IZO y SCO para cada uno de los casos a estudiar. Las estadísticas sobre el número de días por mes a los que corresponde cada caso se muestra en la Figura 5.5.

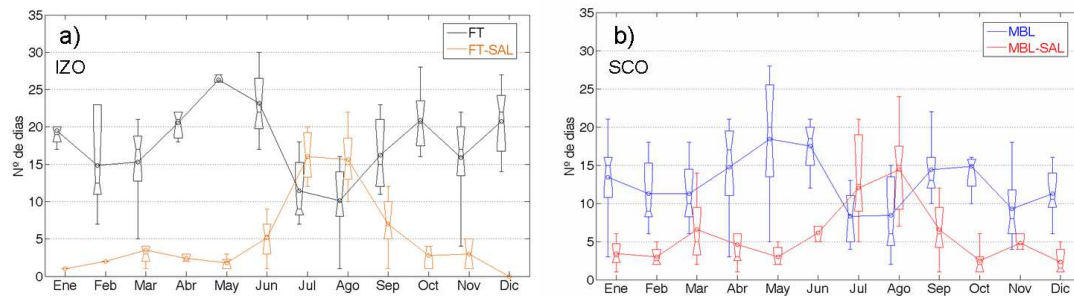


Figura 5.5. Diagrama de cajas de los promedios mensuales correspondientes al número de días por mes en los que las condiciones atmosféricas se corresponden a: (a) FT y FT-SAL en IZO y (b) MBL y MBL-SAL en SCO durante el período en estudio. Los círculos corresponden a los valores promedio, las cajas corresponden a los percentiles 25 y 75, y las barras verticales se extienden hasta el valor extremo dentro de 1.5 veces el rango intercuartil.

En general, IZO se encuentra en condiciones de FT durante más de la mitad de los días de cada mes, excepto en julio y agosto en el que suele ser mayor el número de días en los que se encuentra bajo la influencia de la SAL. El mes de mayo se caracteriza por el mayor número de días en condiciones de FT con una escasa variabilidad interanual (en el período en estudio los valores extremos oscilan entre 22 y 29 días al mes). La gran variabilidad de febrero, marzo y noviembre en cuanto a los días en condiciones de FT (pero pequeña variabilidad de los días influenciados por la SAL) probablemente esté relacionada tanto con la cantidad de días nublados en esos meses como con la ausencia de datos comentada en el apartado 5.1.2.

En SCO la cantidad de días en condiciones de MBL suele ser siete días mayor que aquellos bajo la influencia de la SAL, excepto en los meses en los que previamente (apartados 5.2.1 y 5.2.2) se identificó la presencia relevante de polvo mineral: marzo, julio, agosto y noviembre. De nuevo mayo es el mes con más días en condiciones de fondo (MBL) aunque, en este caso, con una gran variabilidad interanual, en parte debida

a la ausencia de datos en 2007 (apartado 5.1.1). En el resto de los años estudiados los valores extremos en mayo oscilan entre 13 y 28 días al mes. Este hecho ya había sido previamente observado por Cuevas et al. (2015) en su análisis de los perfiles verticales de extinción del LIDAR de SCO, indicando que los meses de mayo y junio se caracterizan por ser el período con una atmósfera más limpia en la que se producen muy pocos episodios de transporte de polvo mineral. Entre noviembre y mayo los promedios, ligeramente superiores para MBL-SAL que para FT-SAL (Figura 5.5), indican que las intrusiones de polvo mineral afectan más a la MBL que a la FT, es decir, afectan más a las capas bajas que a las capas altas de la baja troposfera.

Una vez que las observaciones diarias ya han sido identificadas con cada una de las condiciones descritas anteriormente, se procede a la caracterización de las mismas.

5.3.1. Estadísticas de los aerosoles y del vapor de agua precipitable

Las masas de aire limpias asociadas a las condiciones de FT son las dominantes en IZO y se caracterizan (Tabla 5.3) por valores de AOD en torno a 0.02 y EA en torno a 1.24, con un bajo contenido en PWV (~0.32 cm). Cabe resaltar la importancia de que las medidas de aerosoles en IZO se hayan obtenido a partir de fotómetros maestros ya que, de este modo, se consigue una precisión suficiente (~0.005) para poder medir de forma significativa valores tan bajos de AOD (~0.01).

Las masas de aire cargadas de aerosol mineral del desierto transportadas en condiciones de FT-SAL son bastante menos frecuentes y se caracterizan (Tabla 5.3) por valores de turbiedad en torno a 0.24 (un orden de magnitud mayor que los valores promedio de las condiciones de fondo de FT, partículas bastante gruesas (EA~0.23), llegando a duplicarse el PWV (~0.76 cm) con respecto a las masas de aire propias de la FT.

Tabla 5.3. Estadísticas del AOD, EA y PWV entre julio de 2005 y diciembre de 2012 para FT, FT-SAL y condiciones de mezcla en Izaña^a.

	Media	σ	Mediana	P10	P25	P75	P90	Mín.	Máx.
FT (1538 días)									
AOD (500)	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.04	0.004	0.10
EA (440-870)	1.24	0.30	1.26	0.85	1.04	1.43	1.61	0.60	2.86
PWV (cm)	0.32	0.20	0.28	0.12	0.18	0.41	0.59	0.02	1.3
FT-SAL (376 días)									
AOD (500)	0.24	0.13	0.21	0.12	0.15	0.30	0.40	0.10	0.86
EA (440-870)	0.23	0.11	0.21	0.10	0.14	0.29	0.38	0.03	0.59
PWV (cm)	0.76	0.24	0.74	0.48	0.59	0.92	1.09	0.20	1.46
Mezcla (202 días)									
AOD (500)	0.07	0.05	0.06	0.03	0.04	0.08	0.10	0.01	0.51
EA (440-870)	0.45	0.21	0.43	0.25	0.32	0.54	0.60	0.10	1.59
PWV (cm)	0.51	0.29	0.46	0.21	0.29	0.66	0.92	0.03	1.40

^a Las estadísticas que se muestran son: valor medio, desviación estándar (σ), mediana, percentil 10 (P10), percentil 25 (P25), percentil 75 (P75), percentil 90 (P90), mínimo (Mín.), máximo (Máx.). Además, se indica el número de días analizados para cada caso.

Las masas de aire oceánicas de la MBL se caracterizan (Tabla 5.4) por valores relativamente bajos de AOD (~ 0.09), partículas de tamaño intermedio (EA ~ 0.95), debido a la mezcla entre el aerosol fino y el marino (más grueso), y un alto contenido en PWV (~ 1.84 cm). En el período estudiado, la MBL se ve afectada por la SAL en menos de la mitad de los casos (441 días) que aquellos en los que la MBL se encuentra sin perturbar salvo por la contaminación local (1063 días). Bajo las condiciones de MBL-SAL (Tabla 5.4), el AOD asciende a 0.38, aumenta significativamente el tamaño de las partículas (EA ~ 0.29) y aumenta el contenido de PWV (~ 2.04 cm). Se observa que el tamaño promedio de las partículas es mayor en IZO que en SCO bajo la influencia de la SAL, principalmente debido a que la mezcla de polvo mineral con partículas finas es mayor en SCO.

Los casos de mezcla tanto en IZO como en SCO requieren un análisis en mayor profundidad que será realizado en próximos trabajos.

Tabla 5.4. Estadísticas del AOD, EA y PWV entre julio de 2005 y diciembre de 2012 para MBL, MBL-SAL y condiciones de mezcla en Santa Cruz de Tenerife^a.

	Media	σ	Mediana	P10	P25	P75	P90	Mín.	Máx.
MBL (1063 días)									
AOD (500)	0.09	0.03	0.08	0.05	0.06	0.11	0.13	0.02	0.15
EA (440-870)	0.95	0.34	0.89	0.58	0.71	1.13	1.35	0.50	3.03
PWV (cm)	1.84	0.49	1.76	1.29	1.47	2.11	2.46	0.62	3.75
MBL-SAL (441 días)									
AOD (500)	0.38	0.22	0.33	0.18	0.24	0.45	0.61	0.15	1.82
EA (440-870)	0.29	0.10	0.28	0.16	0.20	0.37	0.44	0.03	0.50
PWV (cm)	2.04	0.59	2.01	1.36	1.63	2.38	2.83	0.73	3.85
Mezcla (446 días)									
AOD (500)	0.15	0.08	0.13	0.07	0.09	0.18	0.24	0.03	0.95
EA (440-870)	0.59	0.35	0.48	0.26	0.38	0.73	1.06	0.03	2.64
PWV (cm)	1.89	0.56	1.81	1.25	1.49	2.20	2.68	0.92	3.63

^a Las estadísticas que se muestran son: valor medio, desviación estándar (σ), mediana, percentil 10 (P10), percentil 25 (P25), percentil 75 (P75), percentil 90 (P90), mínimo (Mín.), máximo (Máx.). Además, se indica el número de días analizados para cada caso.

5.3.2. Identificación del tipo de aerosoles

Las propiedades ópticas de los aerosoles (AOD y EA) en condiciones de troposfera libre de fondo y bajo la influencia de la SAL quedan claramente identificadas en la estación de Izaña mostrando un comportamiento bien diferenciado (Figura 5.6a). Además, los denominados casos de mezcla en esta estación corresponden a dos situaciones distintas fácilmente identificables. Por un lado, la presencia leve de polvo en la estación (AOD<0.10 y EA<0.6) corresponde a un proceso de transición entre atmósfera muy limpia y atmósfera afectada por la SAL, y viceversa (observaciones en color amarillo en la Figura 5.6a). Por otro lado, la quema de biomasa, producida por incendios en los bosques de la isla, es el origen más probable de las observaciones de aerosoles con AOD>0.10 y EA>0.6 (identificadas en color verde en la Figura 5.6a) que serán estudiadas en detalle en el futuro. En cambio, en la estación de Santa Cruz (Figura 5.6d) se observa la presencia de numerosos casos de mezcla de aerosoles que comparten características propias de aerosol marino, antrópico, de quema de biomasa, y polvo mineral, que también serán objeto de un minucioso estudio próximamente.

La identificación del tipo de aerosoles en el caso de las masas de aire con menor carga de aerosoles (FT y MBL) se ha realizado a partir de los diagramas de dispersión de AOD y EA. En cambio, la caracterización de las masas de aire con un gran contenido

de polvo mineral (FT-SAL y MBL-SAL) se ha realizado mediante el método gráfico propuesto por Gobbi et al. (2007) al aportar información complementaria al diagrama de dispersión. Cabe recordar que dicho método se aplica a valores de AOD mayores que 0.15 (capítulo 2, apartado 2.3). Sin embargo, en este caso, para tener una caracterización completa de la FT-SAL se ha aplicado a valores mayores que 0.10 asumiendo que el error en la estimación del EA y del δAE es mayor para este rango de AOD.

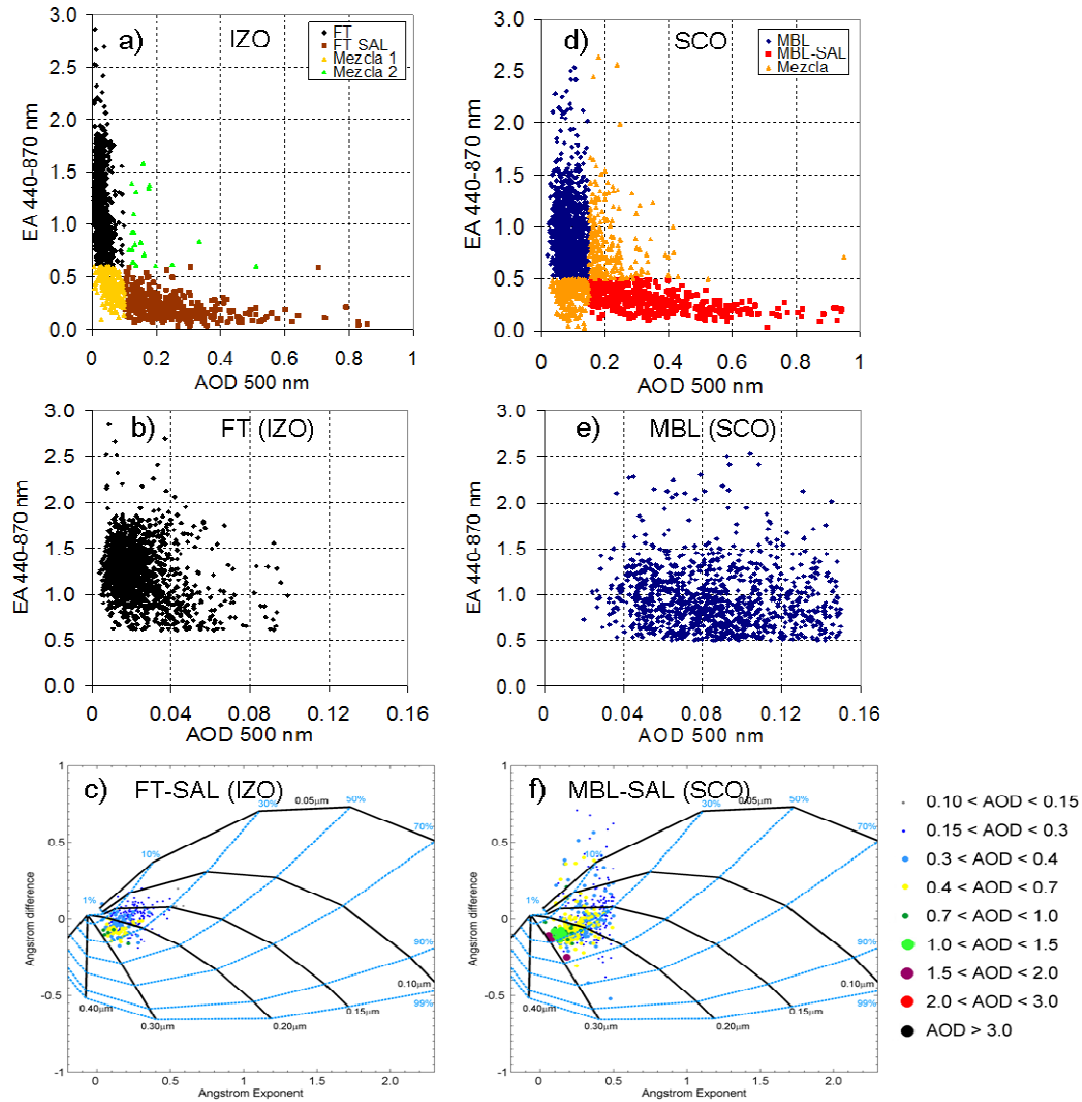


Figura 5.6. Diagrama dispersión de AOD y EA en (a) IZO y (d) SCO, y particularizado para (b) FT y (e) MBL. Diferencia del exponente de Ångström $\delta AE = EA(440-670 \text{ nm}) - EA(670-870 \text{ nm})$ en función del EA y del AOD (código de colores) para (c) FT-SAL y (f) MBL-SAL.

El diagrama de dispersión de EA frente a AOD para FT (Figura 5.6b) confirma el dominio de aerosoles muy pequeños que aportan una baja turbiedad a la atmósfera. La mayor densidad de observaciones se encuentra para AOD menores de 0.04 y EA entre 0.9 y 1.6 (como indican los percentiles de la Tabla 5.3) con cierta tendencia al aumento del AOD conforme el EA decrece, especialmente para AOD mayor que 0.04. Las medidas registradas con EA entre 2.5 y 3.0 indican condiciones en las que los aerosoles

(finos) son muy escasos en la atmósfera y empieza a dominar la dispersión molecular (Rayleigh). El tipo de aerosol presente en IZO bajo condiciones de FT es muy similar al de estaciones como Mauna Loa (Hawai), descrita por Holben et al. (2001).

En lo que respecta a la MBL, la Figura 5.6e indica el comportamiento típico de atmósfera relativamente limpia en la que domina el aerosol marino, de acuerdo con el análisis realizado por Smirnov et al. (2002) para varias estaciones marítimas tanto del Atlántico como del Pacífico. Hay una escasa correlación entre los datos, abarcándose un amplio rango de valores del EA (mezcla de partículas gruesas marinas con partículas más finas) para el relativamente amplio rango de valores de AOD.

El aerosol transportado hasta IZO por la SAL (Figura 5.6c) está asociado a partículas bastante grandes, con valores de EA mayoritariamente inferiores a 0.3 (como indica el percentil 75 de la Tabla 5.3). Los valores de δEA son muy próximos a cero, indicando la presencia de partículas tanto finas como gruesas, con una FMF oscilando principalmente entre 10% y 30%. Similares características fueron descritas por Basart et al. (2009) en su caracterización de IZO realizada con datos sólo hasta 2006. A medida que los valores de AOD aumentan, el δEA tiende a ser más negativo indicando la tendencia a que domine un solo modo (en este caso el grueso), aumentando el radio del modo fino (R_f) entre 0.20 y 0.30 μm . Estas condiciones están muy próximas a las descritas por Basart et al. (2009) en su identificación de polvo puro del desierto ($AOD > 1$, $EA < 0.3$, $\delta EA < 0$, $FMF < 30\%$ y $R_f \sim 0.30 \mu m$), realizado para estaciones situadas en la región Sáhara-Sahel. Los valores más bajos de AOD corresponden, en general, a δEA más positivos, indicando un mayor efecto de dos modos separados de partículas, en el que el R_f disminuye entre 0.10 y 0.15 μm , asociado a intrusiones de polvo sahariano menos intensas.

Durante las incursiones de la SAL en la MBL (Figura 5.6f) se identifican también diferentes tipos de intrusiones del polvo mineral. Las más intensas están asociadas a partículas muy gruesas ($EA < 0.2$) con valores de AOD que pueden variar entre 1.0 y 2.0, con δEA entre -0.05 y -0.15, FMF entre 20% y 30% y R_f entre 0.25 y 0.30 μm (condiciones muy próximas también a las de polvo puro del desierto, mencionadas anteriormente). Para $\delta EA \sim 0$ se aprecia que los valores de AOD son algo más bajos (entre 0.3 y 0.7) con una disminución del R_f entre 0.10 y 0.15 μm , condiciones asociadas a intrusiones menos intensas. Finalmente, para δEA positivos se manifiesta el comportamiento bimodal de la distribución de partículas, es decir, se acentúa la presencia de partículas finas procedentes de la contaminación al disminuir las partículas gruesas. Como consecuencia, la atmósfera suele estar algo más limpia (valores menores de AOD), aunque la FMF sólo disminuye ligeramente ya que el modo grueso asociado a las partículas marinas permanece siempre alto en SCO (Basart et al., 2009).

5.3.3. Microfísica de los aerosoles

La distribución de tamaño de partículas de cada uno de los estratos considerados se muestra en la Figura 5.7 y las estadísticas de la concentración en volumen (VolCon) de la distribución de partículas, la fracción del modo fino en volumen (Vf/Vt) y el radio efectivo (R_{ef}) se muestran en la Tabla 5.5.

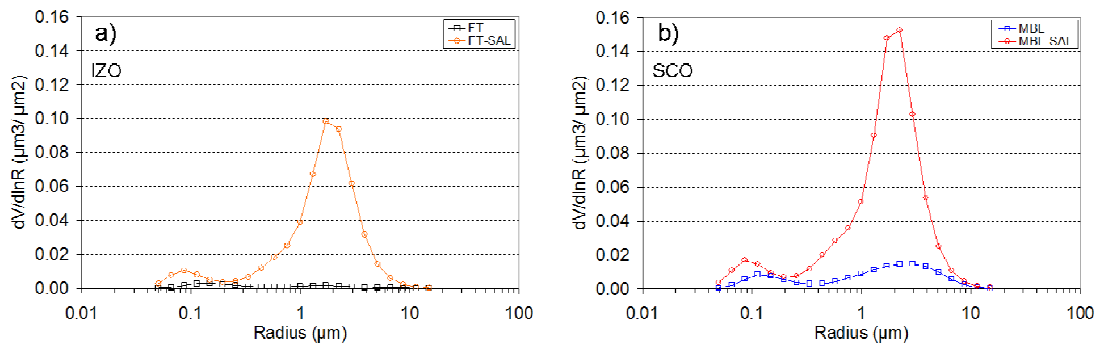


Figura 5.7. Promedios de la distribución de tamaño de partículas en condiciones de (a) FT y FT-SAL en IZO y (b) MBL y MBL-SAL en SCO, en el período entre julio de 2005 y diciembre de 2012.

Entre los estudios previos relacionados con la distribución de tamaños de partículas en condiciones de FT y MBL cabe destacar el realizado por Raes et al. (1997) centrado exclusivamente en el modo fino, sus procesos dinámicos y patrones de transporte. En el presente estudio nos centramos en la relación entre el modo fino y el grueso para cada una de las condiciones que estamos analizando.

Tabla 5.5. Promedios de la concentración en volumen (VolCon) de la distribución de partículas total y de los modos fino y grueso, de la fracción del modo fino en volumen (Vf/Vt), el radio efectivo (R_{ef}) total, fino y grueso^a, y el número de observaciones diarias (N) analizadas tanto para las condiciones de FT y FT-SAL en IZO como para las condiciones de MBL y MBL-SAL en SCO, en el período entre julio de 2005 y diciembre de 2012.

Estrato	VolCon ($\mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$)			Vf/Vt	R_{ef} (μm)			N
	Total	Fino	Grueso		Total	Fino	Grueso	
FT	0.007	0.004	0.004*	0.73	0.22	0.152	1.98	560
	(0.006)	(0.002)	(0.006)	(0.22)	(0.08)	(0.018)	(0.72)	*401
FT-SAL	0.142	0.015	0.126	0.12	0.66	0.122	1.51	230
	(0.086)	(0.007)	(0.081)	(0.03)	(0.13)	(0.015)	(0.11)	
MBL	0.039	0.010	0.029	0.28	0.45	0.140	1.72	501
	(0.018)	(0.005)	(0.016)	(0.11)	(0.14)	(0.018)	(0.26)	
MBL-SAL	0.229	0.026	0.204	0.12	0.67	0.128	1.58	345
	(0.160)	(0.012)	(0.150)	(0.03)	(0.15)	(0.022)	(0.11)	

^a Los valores correspondientes a la desviación estándar se muestran entre paréntesis.

Las condiciones de FT muestran una ligera bimodalidad con predominio del modo fino ($V_f/V_t \sim 0.73$). Presenta una distribución más estrecha del modo fino (valor modal del radio geométrico en torno a $0.15 \mu\text{m}$) y una distribución más ancha del modo grueso, con un $R_{ef} \sim 1.98 \mu\text{m}$, y el punto de inflexión en torno a $0.76 \mu\text{m}$. En cambio, en condiciones de FT-SAL, el modo dominante es el grueso ($V_f/V_t \sim 0.12$) y el punto de inflexión decrece ($\sim 0.44 \mu\text{m}$), dando lugar a unos valores de concentración en volumen de $\sim 0.126 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$ para el modo grueso frente a $\sim 0.015 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$ para el modo fino.

En condiciones de MBL, la distribución de tamaños de partículas es bimodal con dominio del modo grueso ($V_f/V_t \sim 0.28$), debido a la presencia de las partículas de aerosol marino, con concentraciones en volumen $\sim 0.010 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$ y $\sim 0.029 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$ para los modos fino y grueso respectivamente. Esta distribución de tamaños es similar a la obtenida por Smirnov et al. (2002) para dos estaciones en el Océano Pacífico —Lanai (Hawai) y Tahití— que son representativas de las condiciones de fondo para el aerosol marino. El punto de inflexión de la distribución se sitúa en torno a $0.45 \mu\text{m}$, con un $R_{ef} \sim 1.72 \mu\text{m}$ para el modo grueso y $R_{ef} \sim 0.14 \mu\text{m}$ para el modo fino. Al irrumpir la SAL en la MBL, la distribución de tamaños pasa a ser dominada por el modo grueso ($V_f/V_t \sim 0.12$) con un ligero desplazamiento del punto de inflexión hacia radios geométricos en torno a $0.44 \mu\text{m}$. La concentración en volumen del modo grueso asciende hasta $\sim 0.204 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$, con valores de $\sim 0.026 \mu\text{m}^3 \cdot \mu\text{m}^{-2}$ para el modo fino.

5.3.4. Propiedades ópticas de los aerosoles

Los promedios calculados, en las condiciones atmosféricas asociadas a cada uno de los estratos analizados, para las propiedades ópticas de los aerosoles (descritas en el capítulo 2, apartado 2.2.4.2) se muestran en la Tabla 5.6. Análogamente al análisis realizado en el capítulo 4, apartado 4.2.4, el presente estudio del SSA y del índice de refracción complejo se ha realizado a partir de los datos de nivel 1.5 siguiendo los mismos criterios que aplica AERONET pero considerando un umbral de AOD distinto, en este caso $\text{AOD}(500 \text{ nm}) > 0.1$. Por este motivo, para las condiciones de FT sólo se presentan resultados del parámetro de asimetría.

El parámetro de asimetría para FT presenta los valores más bajos de entre las cuatro condiciones atmosféricas analizadas y la mayor dependencia espectral (mayores valores a menor longitud de onda). Cuando la SAL irrumpe en la FT los valores de dicho parámetro aumentan, a causa del incremento en el tamaño de las partículas, y disminuye su dependencia espectral (que es prácticamente nula). En lo que respecta a los parámetros relacionados con la absorción de la radiación bajo la influencia del polvo mineral en las condiciones de fondo, el SSA muestra valores muy altos (~ 0.98) y el índice de refracción imaginario valores muy pequeños (~ 0.001) indicando ambas magnitudes una pequeña capacidad de absorción de las partículas desérticas. En cuanto al índice de refracción real, no muestra prácticamente dependencia espectral con valores entre 1.46 y 1.48, que es ligeramente menor a los esperados en condiciones de presencia

de polvo mineral (1.53 ± 0.05 según Dubovik et al. (2002) y las referencias que contiene) aunque se aproxima a los valores obtenidos por este autor (1.48 ± 0.05) bajo condiciones desérticas para la estación de Cabo Verde (muy próxima a las Islas Canarias).

Tabla 5.6. Promedios del SSA, la parte real e imaginaria del índice de refracción (Ind. Ref.) y parámetro de asimetría (Asim.) para los canales 440, 675, 870 y 1020 nm^a junto con el número de observaciones diarias (N) analizadas tanto para las condiciones de FT y FT-SAL en IZO como para las condiciones de MBL y MBL-SAL en SCO, en el período entre julio de 2005 y diciembre de 2012.

	440 nm	675 nm	870 nm	1020 nm	N
FT					
Asim. ^c	0.68 (0.03)	0.61 (0.04)	0.59 (0.05)	0.57 (0.06)	560
FT-SAL					
SSA ^b	0.97 (0.02)	0.98 (0.01)	0.98 (0.02)	0.98 (0.02)	199
Ind. Ref. Real ^b	1.47 (0.02)	1.48 (0.02)	1.47 (0.02)	1.46 (0.02)	199
Ind. Ref. Imag. ^b	0.001 (0.001)	0.001 (0.001)	0.001 (0.001)	0.001 (0.001)	199
Asim. ^c	0.73 (0.02)	0.72 (0.01)	0.73 (0.01)	0.74 (0.01)	230
MBL					
SSA ^b	0.93 (0.05)	0.93 (0.05)	0.93 (0.05)	0.93 (0.05)	133
Ind. Ref. Real ^b	1.45 (0.04)	1.44 (0.03)	1.44 (0.03)	1.44 (0.03)	133
Ind. Ref. Imag. ^b	0.004 (0.001)	0.004 (0.001)	0.005 (0.001)	0.005 (0.001)	133
Asim. ^c	0.70 (0.03)	0.68 (0.03)	0.69 (0.04)	0.70 (0.04)	501
MBL-SAL					
SSA ^b	0.93 (0.03)	0.96 (0.02)	0.97 (0.02)	0.97 (0.02)	345
Ind. Ref. Real ^b	1.45 (0.03)	1.46 (0.03)	1.46 (0.03)	1.45 (0.03)	345
Ind. Ref. Imag. ^b	0.004 (0.001)	0.002 (0.001)	0.002 (0.001)	0.002 (0.001)	345
Asim. ^c	0.75 (0.02)	0.73 (0.02)	0.74 (0.02)	0.74 (0.02)	345

^a Los valores correspondientes a la desviación estándar se muestran entre paréntesis.

^b A partir de los datos de nivel 1.5 de AERONET.

^c Nivel 2.0 de AERONET.

En condiciones de MBL, el factor de asimetría es relativamente alto (entre 0.68 y 0.70) debido a las partículas gruesas de aerosol marino. El SSA y el índice de refracción imaginario muestran una escasa dependencia espectral con valores en torno a 0.93 para el primero y entre 0.004 y 0.005 para el segundo. Estos valores indican una mayor absorción de las partículas comparado con los resultados obtenidos por Dubovik et al. (2002) para la estación de Lanai (Hawai), probablemente debido a una mayor mezcla con partículas contaminantes (más absorbentes) en la estación SCO. El índice de refracción real desciende muy ligeramente al aumentar la longitud de onda, con valores

entre 1.44 y 1.45. En los casos en los que la SAL se introduce en la MBL, se aprecia un aumento del parámetro de asimetría (entre 0.73 y 0.75) asociado a la irrupción del aerosol desértico con unos valores muy próximos a los que se observan para el caso FT-SAL. La menor absorción de las partículas de polvo queda reflejada en la dependencia espectral del SSA y del índice de refracción complejo, con valores más altos y más bajos, respectivamente, en las longitudes de onda entre 675 y 1020 nm. Valores similares en cuanto a la capacidad de absorción del polvo mineral han sido identificados previamente (p. ej. Dubovik et al., 2002; Cachorro et al., 2010). Finalmente, el índice de refracción real asciende ligeramente (entre 1.45 y 1.46) asociado al aumento en la eficiencia de la dispersión de la radiación solar por parte del polvo mineral.

5.3.5. Origen de las masas de aire

Para determinar el origen de las masas de aire asociadas a los cuatro estratos atmosféricos definidos, se va a usar el método CWT con el fin de establecer la relación entre las rutas seguidas por las masas de aire a diferentes alturas y los parámetros AOD y EA. Para determinar las alturas de las retrotrayectorias que pueden aportar información relevante, con respecto a las medidas en columna, se van a usar los perfiles de extinción obtenidos a partir del lidar micropulsado de SCO. Las medidas disponibles corresponden al período comprendido entre marzo de 2007 y diciembre de 2012, excepto el año 2010 en el que hay un hueco en la serie de datos. Partiendo de la separación en grupos de fechas realizada a partir de las condiciones de AOD y EA para cada estrato, se han calculado los perfiles promedio correspondientes (Figura 5.8). Cabe recordar que las condiciones de FT y FT-SAL se han establecido a partir de observaciones de AOD y EA por encima de los 2400 m s.n.m. por lo que el perfil de extinción por debajo de dicha altura no es representativo.

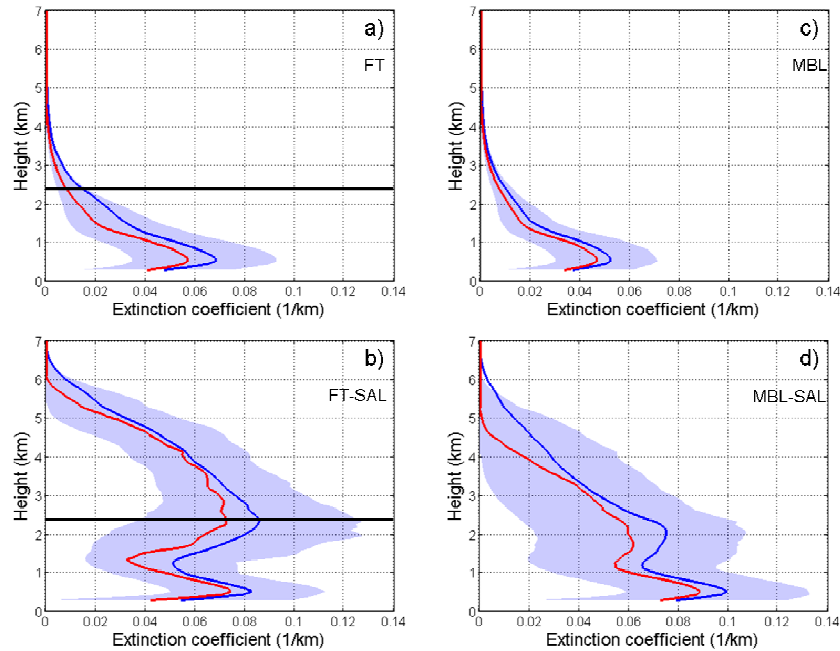


Figura 5.8. Promedio (línea azul) y mediana (línea roja) de los coeficientes de extinción en 532 nm del lidar micropulsado de SCO entre 2007 y 2012 (salvo 2010) para (a) FT (16820 perfiles disponibles), (b) FT-SAL (2654 perfiles disponibles), (c) MBL (12432 perfiles disponibles) y (d) MBL-SAL (7140 perfiles disponibles). El área sombreada en gris claro corresponde al rango entre los percentiles 20 y 80. En los paneles (a) y (b) se muestra, mediante una línea negra continua, la altura de 2400 m s.n.m., ya que los criterios utilizados para determinar las condiciones de FT y FT-SAL, respectivamente, se han establecido a partir de dicha altura.

5.3.5.1. Troposfera libre (FT)

Los perfiles verticales del coeficiente de extinción (Figura 5.8a) muestran una atmósfera cada vez más limpia a partir de 2400 m s.n.m. por lo que se va a considerar que el análisis del mapa resultante de la aplicación del método CWT para las retrotrayectorias con llegada a esta altura es suficientemente representativo para determinar el origen de las masa de aire en la FT (Figura 5.9).

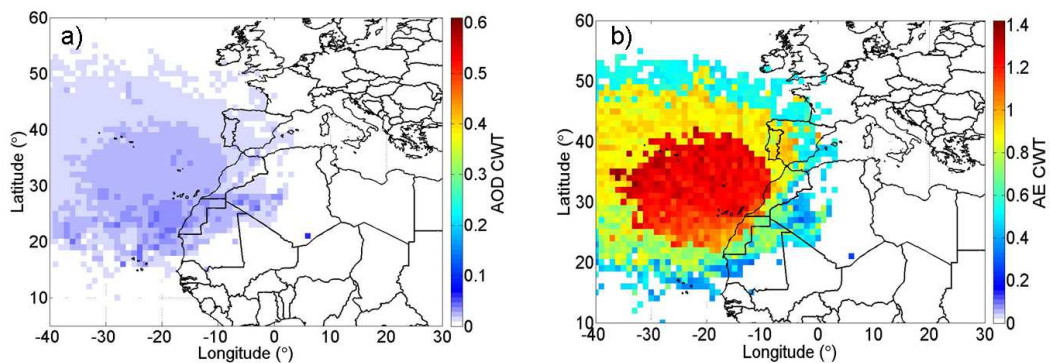


Figura 5.9. Mapas resultantes de la aplicación del método CWT, en condiciones de FT, a 2400 m s.n.m. para (a) el AOD y (b) el EA.

Las masas de aire limpias representativas de la FT (valores bajos de AOD, Figura 5.9a), en las que dominan las partículas de aerosol fino (valores altos de EA, Figura 5.9b), proceden fundamentalmente de la parte occidental del Océano Atlántico Norte, entre 15° y 55° N. Estos resultados coinciden con los de Díaz et al. (2006) que apuntaron que una parte de las masas de aire que llegan a Canarias procedentes de la troposfera oceánica por encima de 2 km son representativas de las condiciones de fondo de la FT.

Cabe mencionar que, debido a la aplicación de la función de peso para el método CWT (capítulo 2, apartado 2.5.2), los valores más altos, tanto de AOD como de EA, en los alrededores de Canarias aportan información, no del valor exacto de AOD ni de EA en el punto de llegada, sino de una mayor frecuencia de las masas de aire que llegan desde esa zona. Hay que recordar que la función de peso se aplica, precisamente, para discriminar el origen más frecuente de las masas de aire respecto de las que son esporádicas por lo que, mediante una correcta interpretación, es una herramienta muy útil.

Se aprecia que, a pesar de mantener condiciones de FT, las masas de aire que proceden de África aportan valores ligeramente más altos de AOD (Figura 5.9a). Finalmente, las masas de aire procedentes del sur de Europa, principalmente España y Portugal, son susceptibles de transportar una pequeña cantidad de partículas contaminantes (Díaz et al., 2006).

5.3.5.2. Troposfera libre afectada por la capa de aire sahariano (FT-SAL)

Los perfiles verticales del coeficiente de extinción (Figura 5.8b) muestran un máximo del coeficiente de extinción muy próximo a 2400 m s.n.m con una paulatina disminución del mismo a medida que aumenta la altitud, hasta alcanzar condiciones de fondo limpias a partir de unos 6000 m s.n.m (como se menciona en el capítulo 1, apartado 1.5.2). En torno a 3500 m s.n.m se aprecia que los valores de la media y la mediana se aproximan. Por lo tanto los mapas CWT que van a ser analizados corresponden a los puntos de llegada de las retrotrayectorias a 2400 y 3500 m s.n.m por si hubiese diferencias entre ellos. Sin embargo, tras la aplicación del método se comprueba que no hay diferencias apreciables entre los mapas de CWT correspondientes a ambas alturas (Figura 5.10).

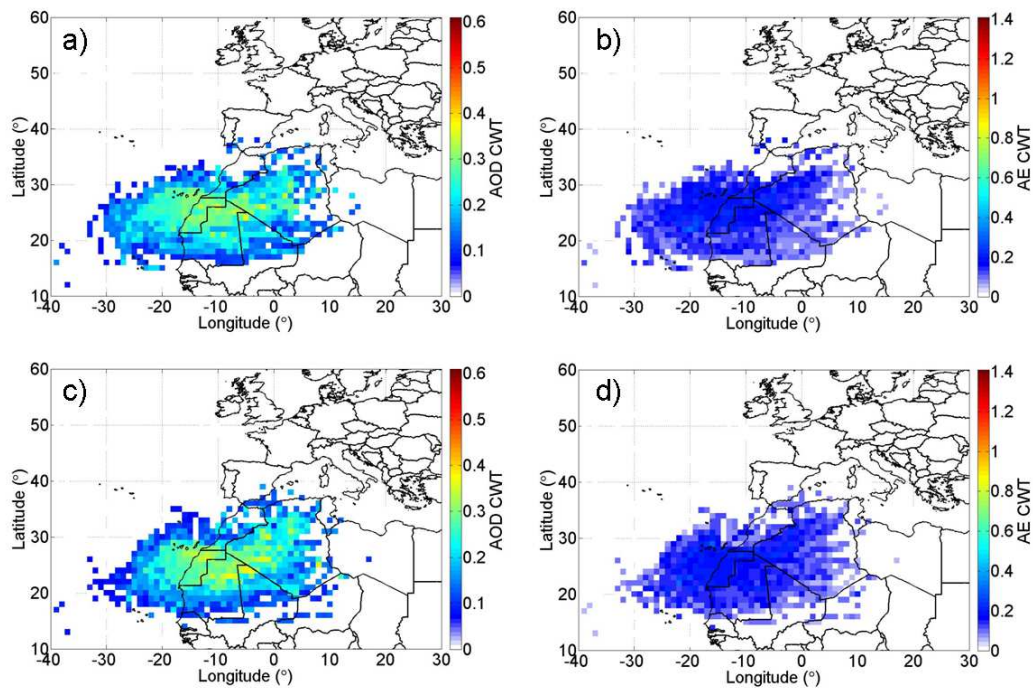


Figura 5.10. Mapas resultantes de la aplicación del método CWT, en condiciones de FT-SAL, a 2400 m s.n.m. para (a) el AOD y (b) el EA y a 3500 m s.n.m. para (c) el AOD y (d) el EA.

Se aprecia que, respecto de las condiciones de FT (Figura 5.9), las masas de aire procedentes del Atlántico al norte y noroeste de Canarias han desaparecido y, en cambio, dominan las procedentes del noroeste de África. Las principales fuentes de polvo identificadas (con valores asociados de AOD más altos, Figura 5.10a y c) son la zona norte de Mali y Mauritania (que se corresponde con la región identificada como zona fuente 4 en la Figura 4.12), Argelia central, el sur de Argelia (zona fuente 1, Figura 4.12) y la vertiente sur del extremo sur de la cordillera del Atlas (Marruecos). También se identifica la zona de Sahel al oeste de Mauritania como fuente de polvo, aunque menos frecuente. Estas zonas coinciden, a grandes rasgos, con las presentadas por otros autores como fuentes de polvo que afectan a la región del SENAR (p. ej. Díaz et al., 2006; Alonso-Pérez et al., 2012). En cuanto a la depresión del Bodélé, una de las zonas fuente más importante del mundo, apenas llega a Tenerife polvo mineral procedente de esta región.

Cabe mencionar la existencia de masas de aire que recorren el Atlántico, al suroeste de Canarias, y que aportan valores similares de carga de aerosoles (AOD, Figura 5.10a y c) y de tamaño de partículas (EA, Figura 5.10b y d) que las procedentes directamente de África. Esta situación se debe a la presencia de polvo mineral emitido desde África (Sáhara-Sahel) al sur de Canarias, que dichas masa de aire se encuentran a su paso transportándolo hasta Tenerife. Díaz et al. (2006), aparte de las masas de aire procedentes de la troposfera oceánica por encima de 2 km que relacionaron con las condiciones de fondo de la FT (mencionadas en el apartado 5.3.5.1), detectaron que otra

parte de dichas masas de aire están asociadas a una importante presencia de partículas de polvo. Estos autores identificaron estos episodios principalmente en primavera debido a que, en esta época del año, la discontinuidad intertropical (ITD, *Inter-Tropical Discontinuity*) se sitúa sobre la zona del Sahel, que se convierte en una importante fuente de emisión del polvo a la atmósfera. En cambio, en verano la ITD se desplaza hacia el norte, aumentando en la zona del Sáhara las emisiones de polvo mineral que es transportado al oeste, alcanzando alturas de hasta 6 km, hacia la región subtropical (Rodríguez et al., 2014). Al mismo tiempo, la lluvia asociada al monzón se desplaza hacia el Sahel disminuyendo las emisiones de polvo en esta zona (Knippertz and Todd, 2010; Ashpole and Washington, 2013).

5.3.5.3. Capa límite marina (MBL)

En primer lugar se procede a analizar los perfiles verticales del coeficiente de extinción (Figura 5.8c). Se detecta un máximo en torno a los 600 m s.n.m. mientras que a partir de los 1500 m s.n.m se aprecia una menor variación del coeficiente de extinción con la altura, acompañado de valores pequeños del mismo ($\sim 0.02 \text{ km}^{-1}$). Se pone de manifiesto, por tanto, la presencia una capa de aerosoles, en este caso marinos, en los niveles más bajos de la atmósfera. Esta capa se extiende desde la superficie hasta el tope de la MBL que, bajo las condiciones establecidas, se sitúa entre 600 y 1500 m s.n.m. A partir de los 1500 m s.n.m. la presencia de aerosoles es muy baja y a partir de los 2400 m s.n.m. las condiciones son muy similares a las analizadas para la FT. En base a esto, los mapas CWT que van a ser analizados corresponden a los puntos de llegada de las retrotrayectorias a nivel de superficie, a 600 y a 1500 m s.n.m. (Figura 5.11).

Los mapas muestran que, a nivel de superficie, las masas de aire propias de la MBL proceden, principalmente, del Atlántico al norte y noroeste de Canarias. A medida que la altura aumenta, el viento se intensifica y las masas de aire realizan un recorrido mayor en la misma cantidad de tiempo que queda reflejado en la extensión de las mismas hacia el oeste (Figura 5.11c-f). El patrón de estas masas de aire va tendiendo al previamente descrito para la FT a medida que aumenta la altura. Las masas de aire procedentes del Atlántico, mostradas en la Figura 5.11 y en la Figura 5.9, son las más frecuentes en las Islas Canarias (Torres et al., 2001).

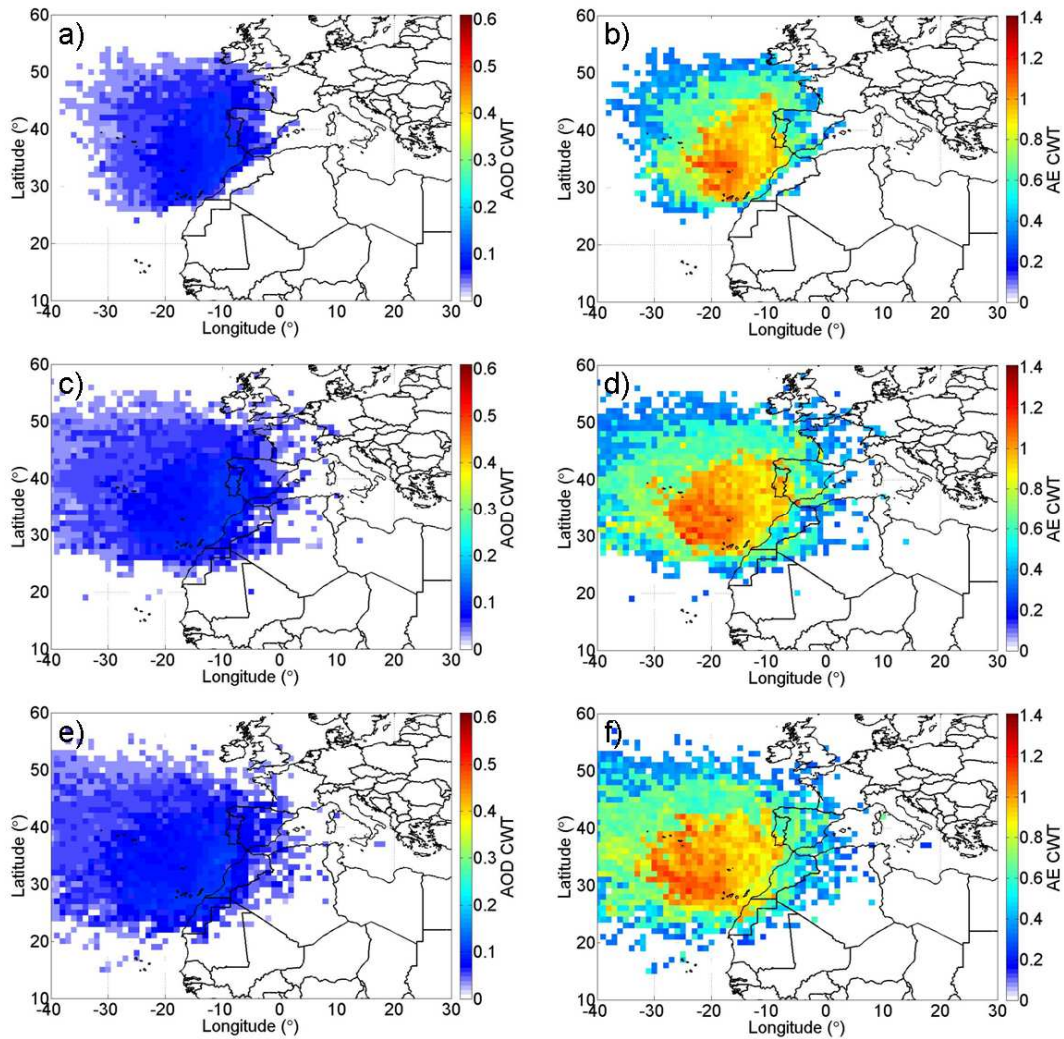


Figura 5.11. Mapas resultantes de la aplicación del método CWT, en condiciones de MBL, a nivel de superficie para (a) el AOD y (b) el EA, a 600 m s.n.m. para (c) el AOD y (d) el EA, y a 1500 m s.n.m. para (e) el AOD y (f) el EA.

En cuanto al valor del EA asociado a cada masa de aire, cabe recordar que el valor promedio de esta magnitud para la MBL es ~ 0.95 (Tabla 5.4). En la Figura 5.11b, d y f se aprecia una diferencia entre los valores de este parámetro dependiendo de la procedencia de las masas de aire, con valores más altos del EA al noroeste de Canarias y valores más bajos al noreste. En este caso, este resultado no se debe a la aplicación de la función de peso al método CWT ya que también se aprecia en los mapas resultantes previos a la aplicación de dicha función (no mostrado). La hipótesis barajada a este respecto es que las masas de aire procedentes del oeste suelen tener un recorrido más alto que las que llegan a Canarias desde el este, independientemente de la altura del punto de llegada. Por lo tanto, las masas de aire del este aportan una mayor cantidad de aerosol marino (grueso) que las que viajan a mayor altura. Esta hipótesis requiere un análisis en mayor profundidad que será realizado en el futuro.

5.3.5.4. Capa límite marina afectada por la capa de aire sahariano (MBL-SAL)

Los perfiles verticales del coeficiente de extinción (Figura 5.8d) muestran una serie de rasgos que se procede a analizar. En niveles bajos se aprecia un aumento considerable de la extinción con respecto a los perfiles de la MBL, asociado al transporte de polvo sahariano en capas bajas de la atmósfera, principalmente en invierno (capítulo 1, apartado 1.5.2). Por debajo de los 1500 m s.n.m. se produce un mínimo local del coeficiente de extinción, indicando un descenso en el tope de la MBL debido a que la SAL al desplazarse sobre la MBL hace que disminuya su espesor (Alastuey et al., 2005). En torno a 2400 m s.n.m. se produce un máximo local, asociado a las intrusiones en altura, propias del verano, que pueden llegar hasta los 6000 m s.n.m. como se comentó en el apartado 5.3.5.2. Las amplias diferencias entre los percentiles 20 y 80 indican la gran variabilidad en los coeficientes de extinción debida a la combinación, por un lado, de transporte de polvo en la MBL y condiciones limpias en capas superiores y, por otro lado, transporte de polvo por encima de la MBL con condiciones relativamente limpias en las capas inferiores. Por lo tanto, los mapas CWT que van a ser analizados corresponden a los puntos de llegada de las retrotrayectorias a nivel de superficie, a 600, 1500, 2400 y 3500 m s.n.m. (Figura 5.12).

A primera vista llama la atención el mapa a nivel de superficie en el cual, el origen predominante de las masas de aire es el Atlántico, al noroeste de Canarias, pero está asociado a valores muy altos del AOD (parámetro que se mide en toda la columna atmosférica), que es la estación de llegada. Hay tres posibles situaciones que explican este hecho:

1. Masas de aire a nivel de superficie que tienen su origen en el Atlántico, y son predominantemente limpias, combinada con masas de aire en altura que transportan polvo mineral y llevan asociadas valores altos de AOD. Estas son las situaciones típicas de verano (capítulo 1, apartado 1.5.2) en las cuales el polvo mineral afecta a la MBL de modo indirecto, por deposición gravitacional.
2. Los denominados “episodios de transición” en los cuales tras una intrusión de polvo mineral, las masas de aire limpias procedentes del Atlántico empiezan a reemplazar a las afectadas por el polvo pero aún quedan en la atmósfera partículas de este tipo de aerosol (Alonso-Pérez et al., 2007).
3. La presencia de polvo mineral al norte de Canarias transportado por las masas de aire atlánticas que se encuentran en su recorrido hasta Tenerife.

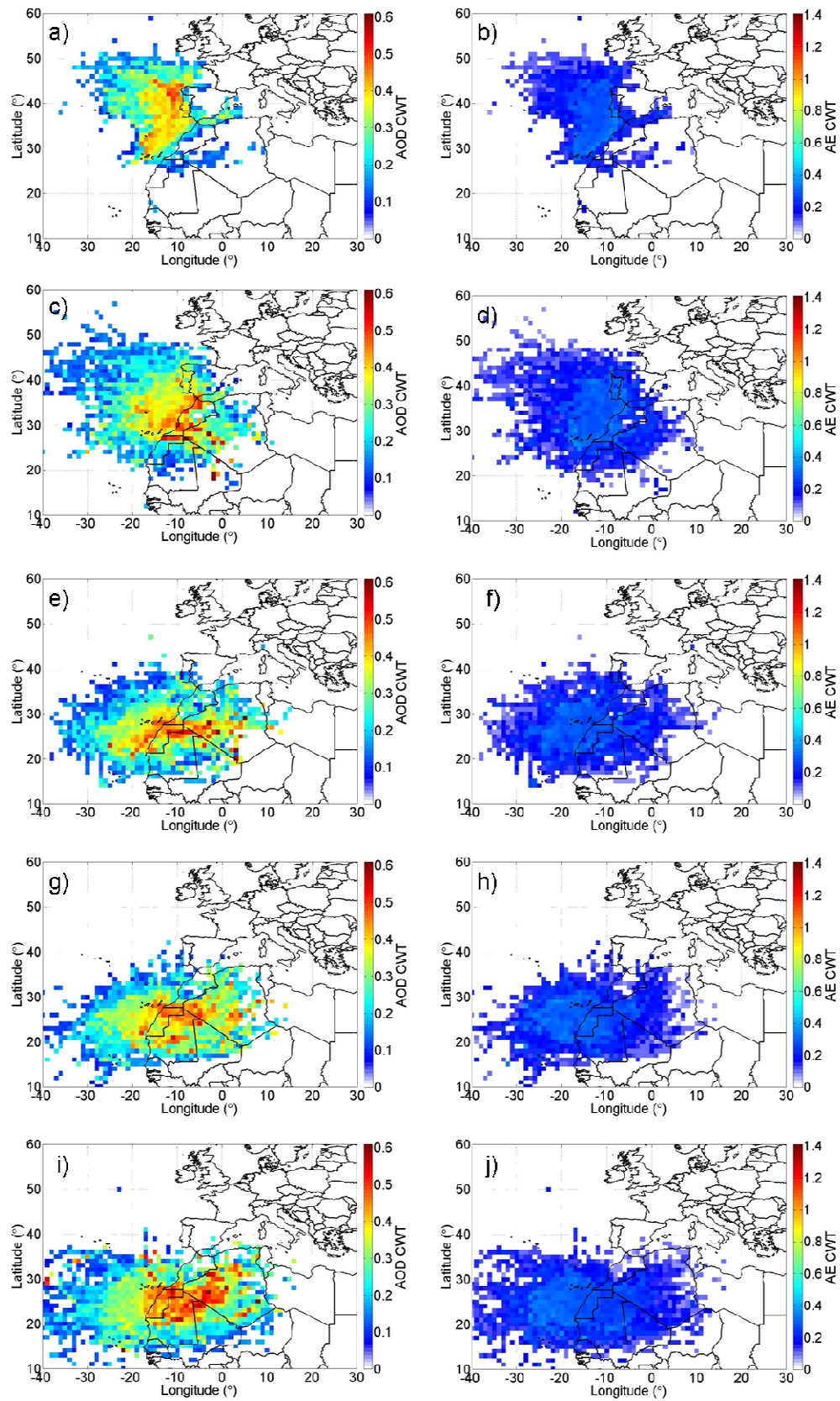


Figura 5.12. Mapas resultantes de la aplicación del método CWT, en condiciones de MBL-SAL, a nivel de superficie para (a) el AOD y (b) el EA, a 600 m s.n.m. para (c) el AOD y (d) el EA, a 1500 m s.n.m. para (e) el AOD y (f) el EA, a 2400 m s.n.m. para (g) el AOD y (h) el EA, y a 3500 m s.n.m. para (i) el AOD y (j) el EA.

A nivel de superficie también se observa la existencia de masas de aire procedentes de África, justo al este de Canarias, en particular el norte del Sáhara Occidental y el oeste de Argelia, que están asociadas en este caso a las intrusiones de polvo mineral a baja altura. Este resultado coincide con las potenciales zonas fuente de polvo a baja altura en invierno determinadas por Alonso-Pérez et al. (2012).

A 600 m s.n.m. aún se aprecia un claro componente atlántico de las masas de aire pero con un aumento de las procedentes del continente africano (que aportan valores más altos de AOD, Figura 5.12c), principalmente de la vertiente sur al sur del Atlas (Marruecos), y de Argelia central. A partir de 1500 m s.n.m. (Figura 5.12e-f) la componente atlántica al norte de Canarias empieza a desaparecer y las masas de aire procedentes de África aumentan su extensión hacia Argelia central y la zona norte de Mali y Mauritania (zona fuente 4, Figura 4.12). A partir de 2400 m s.n.m. (Figura 5.12g-j) el origen de las masas de aire es muy similar al analizado para FT-SAL (Figura 5.10) pero con valores más altos de AOD debido a que las medidas desde SCO corresponden a un mayor espesor en la columna atmosférica y además contiene a los aerosoles marinos. Finalmente destacar que los mapas muestran de nuevo que la depresión del Bodélé es una fuente de polvo menor para Tenerife.

5.4. Sumario y conclusiones

La caracterización de los aerosoles en Tenerife es representativa de la región subtropical del Atlántico nororiental. Para el presente estudio se han utilizado las medidas de aerosoles de nivel 2.0 de AERONET obtenidas por los fotómetros solares Cimel CE-318 en las estaciones de Santa Cruz de Tenerife (SCO), situada a nivel del mar, y de Izaña (IZO), a 2400 m s.n.m. El período común de medidas entre ambas estaciones corresponde a más de 7 años, entre el 15 de julio de 2005 y el 30 de diciembre de 2012. Los principales parámetros analizados son el AOD en 500 nm, el EA calculado a partir de los canales de 440, 675 y 870 nm y el PWV.

La caracterización general de los aerosoles y el vapor de agua en las dos estaciones, mediante los promedios mensuales, ha permitido identificar su ciclo anual en el que destacan los siguientes períodos comunes:

- Noviembre-Febrero: Se caracteriza por valores muy bajos de AOD, representativos de una atmósfera muy limpia en IZO (~0.02) y dominada por el aerosol marino en SCO (~0.12). Además, se registran los valores mínimos de PWV (~0.21 cm en IZO y ~1.48 cm en SCO).
- Julio-Agosto: Se producen los valores máximos de AOD (~0.16 en IZO y ~0.27 en SCO) y los mínimos de EA (~0.58 en IZO y ~0.54 en SCO) debido al transporte de polvo mineral desde África por encima de la MBL, pudiéndose observar la MBL sin perturbar, salvo por la contaminación urbana. El transporte de polvo está asociado a valores máximos de PWV en IZO (~0.65 cm), retrasándose hasta septiembre en SCO (~2.52 cm).

- Marzo: Debido a la intrusión de polvo mineral en niveles bajos, afectando principalmente a la MBL, se registran máximos relativos de AOD (~ 0.06 en IZO y ~ 0.19 en SCO) y mínimos relativos de EA (~ 1.06 en IZO y ~ 0.68 en SCO).

La baja troposfera de Tenerife está fuertemente estratificada. A partir de las distribuciones de frecuencia del AOD y el EA para IZO y SCO se han establecido unos criterios experimentales para identificar las condiciones (en valores promedio diarios) representativas de la baja troposfera subtropical, que son las siguientes:

- Condiciones de fondo en IZO (FT): $AOD < 0.10$ y $EA > 0.6$.
- Condiciones de fondo en SCO (MBL): $AOD < 0.15$ y $EA > 0.5$.
- Influencia de la SAL en IZO (FT-SAL): $AOD > 0.10$ y $EA < 0.6$.
- Influencia de la SAL en SCO (MBL-SAL): $AOD > 0.15$ y $EA < 0.5$.
- Condiciones de mezcla en IZO y SCO: El resto de los casos.

Estas condiciones permiten identificar los días correspondientes, de todo el período analizado, en los que dominan cada una de las situaciones anteriores. Se ha procedido a la caracterización de todas ellas salvo los casos de mezcla, que requieren un análisis en mayor profundidad:

- FT: Durante más de la mitad de los días de cada mes es la situación dominante en IZO (sobre todo en mayo), excepto en julio y agosto. Se caracteriza por masas de aire muy limpias ($AOD \sim 0.02$ y $EA \sim 1.24$) con un bajo contenido en humedad ($PWV \sim 0.32$ cm). El modo fino es el dominante ($V_f/V_t \sim 0.73$) con radios efectivos $\sim 0.15 \mu\text{m}$ y $\sim 1.98 \mu\text{m}$ para los modos fino y grueso, respectivamente. El parámetro de asimetría presenta los valores más bajos de entre las cuatro condiciones atmosféricas analizadas, con una marcada dependencia espectral (mayores valores a menor longitud de onda). El origen de las masas de aire representativas de la FT (analizado por encima de los 2400 m s.n.m.) es, fundamentalmente, la parte occidental del Océano Atlántico Norte, entre 15° y 55° N.
- FT-SAL: Es la situación dominante en IZO en julio y agosto, siendo muy poco frecuente el resto de los meses, aunque hay un ligero incremento en su incidencia en junio y septiembre y más leve aún en marzo. Las masas de aire cargadas de polvo mineral se caracterizan por valores de AOD en torno a 0.24, transportando partículas bastante gruesas ($EA \sim 0.23$) y duplicando los registros de PWV (~ 0.76 cm) respecto de las condiciones de fondo. La identificación del tipo de aerosoles asociado a la SAL en IZO indica la presencia de partículas tanto finas como gruesas, con una fracción del modo fino (FMF) oscilando principalmente entre 10% y 30%. Sin embargo, el modo grueso tiende a dominar a medida que aumentan los valores de AOD, alcanzando condiciones próximas a las que identifican al aerosol puro del desierto. El SSA y el índice de refracción

imaginario (~ 0.98 y ~ 0.001 , respectivamente) son representativos de la pequeña capacidad de absorción de las partículas desérticas. El transporte de polvo en la FT se produce en capas altas de la atmósfera, alcanzando hasta una altitud de unos 6 km s.n.m. El principal origen de las masas de aire (determinado a partir de los 2400 m s.n.m.) es el noroeste de África: zona norte de Mali y Mauritania, Argelia central y sur, la vertiente sur del extremo sur de la cordillera del Atlas (Marruecos) y la zona de Sahel al oeste de Mauritania.

- **MBL:** Es la situación dominante en SCO (con mayor frecuencia en mayo), excepto en julio y agosto. Las masas de aire asociadas se caracterizan por valores relativamente bajos de AOD (~ 0.09), partículas de tamaño intermedio ($EA \sim 0.95$) y un alto contenido en PWV (~ 1.84 cm). El aerosol marino (grueso) es el dominante pero mezclado con partículas finas ($V_f/V_t \sim 0.28$) con radios efectivos $\sim 0.14 \mu\text{m}$ y $\sim 1.72 \mu\text{m}$ para los modos fino y grueso, respectivamente. El SSA y el índice de refracción imaginario (~ 0.93 y ~ 0.004 , respectivamente) indican una mezcla del aerosol marino con partículas contaminantes (más absorbentes). El aerosol marino se extiende desde el nivel del mar hasta una altura en torno a los 1200 m s.n.m. El origen de las masas de aire es la zona del Océano Atlántico situada al norte y noroeste de Canarias, aportando más aerosol marino las situadas hacia el este que las del oeste.
- **MBL-SAL:** Es la situación dominante en SCO en julio y agosto, siendo escasa el resto de los meses, con un ligero incremento en su incidencia en marzo, junio, septiembre y noviembre. Se caracteriza por un aumento del AOD (~ 0.38), del tamaño de las partículas ($EA \sim 0.29$) y del contenido de PWV (~ 2.04 cm) respecto de las condiciones de MBL. La caracterización del tipo de aerosoles indica la presencia de partículas de polvo mineral, aerosol marino y contaminación en diferentes concentraciones dependiendo de la intensidad de la intrusión sahariana, aunque siempre con dominio del modo grueso ($V_f/V_t \sim 0.12$). Esta mezcla de partículas es menos absorbente que las condiciones de fondo. El transporte de polvo mineral en el seno de la SAL puede tener lugar de dos maneras: a baja altura (~ 2 km s.n.m.) afectando directamente a la MBL, generalmente en invierno, o en capas altas de la atmósfera (hasta unos 6 km s.n.m.) afectando a la MBL por deposición gravitacional, generalmente en verano. Ambas situaciones se alternan con condiciones de fondo en capas bajas y altas de la atmósfera. A nivel del mar las masas de aire tienen su origen, fundamentalmente, en la zona del Océano Atlántico al noroeste de Canarias, y pueden ser limpias o transportar polvo mineral que se han encontrado en su camino. A esta altura también se detectan masas de aire con origen al norte del Sáhara Occidental y al oeste de Argelia, que están asociadas a las intrusiones de polvo mineral a baja altura. En alturas superiores, las principales fuentes de las masas de aire son el sur del Atlas (Marruecos), Argelia central y la zona norte de Mali y Mauritania.

Conclusiones generales y futuras líneas de investigación

Conclusiones generales

Una parte fundamental para la obtención de datos de calidad es la calibración instrumental que se realiza tanto a través de medidas directas, bajo condiciones atmosféricas específicas, como a través de laboratorios de calibración óptica. En la mayor parte de las medidas empleadas en el presente estudio, dichas calibraciones han sido llevadas a cabo en las instalaciones del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI) en el Observatorio de Izaña. Además, hay que tener en cuenta que, a pesar de que la red AERONET proporciona datos de calidad asegurada, debido a que es una red muy extensa, el estudio pormenorizado de la serie de medidas de una estación determinada es un paso previo imprescindible para garantizar una caracterización adecuada. Para este trabajo de tesis doctoral se ha realizado un estudio de las medidas empleadas, realizando las correcciones necesarias para seleccionar las series de datos más largas posibles de la máxima calidad en dos regiones bien diferenciadas pero conectadas entre sí por procesos de transporte atmosférico. En primer lugar, se ha realizado una caracterización de los aerosoles en la región del desierto del Sáhara, que es una de las mayores zonas fuente de polvo mineral del mundo y cuya extensión es similar a la de toda Europa. Este estudio se ha fundamentado en el primer análisis realizado en profundidad sobre los aerosoles en columna en la estación de Tamanrasset (Argelia) situada en medio del desierto del Sáhara. En segundo lugar, se ha realizado una caracterización de los aerosoles en la región subtropical del Atlántico nororiental que se ve frecuentemente afectada por procesos de transporte de polvo mineral desde el Sáhara que en su recorrido oceánico puede llegar a alcanzar el continente americano. El lugar seleccionado para este estudio es Tenerife (Islas Canarias) que, por su proximidad al desierto del Sáhara, permite el análisis del transporte del polvo mineral recién emitido. Se han analizado las medidas de dos estaciones de la isla: Santa Cruz de Tenerife (SCO), situada a nivel del mar y representativa de la capa límite marina con contaminación urbana, y de Izaña (IZO), a 2400 m s.n.m. y representativa de la troposfera libre, estudiando además el efecto del transporte de polvo sahariano sobre las condiciones de fondo en ambas estaciones. Las conclusiones más relevantes de este trabajo se enuncian a continuación:

- El laboratorio de calibración óptica del CIAI está en la actualidad totalmente operativo y fue desarrollado e implementado en colaboración con el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid, en el marco del “Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología (actualmente Agencia Estatal de Meteorología) y la Universidad de Valladolid para

el establecimiento de metodologías y sistemas de control de calidad para los programas de fotometría, radiometría, ozono y aerosoles atmosféricos en el marco del programa de Vigilancia Atmosférica Global”.

- Los sistemas de calibración instalados en el laboratorio permiten la calibración de irradiancia absoluta mediante lámpara estándar espectralmente calibrada, la calibración de respuesta angular, la calibración de respuesta espectral y la calibración de radiancia absoluta mediante esfera integrante espectralmente calibrada. Este último dispositivo es trazable al estándar AERONET del GSFC (Washington, EEUU) y se ha utilizado para la calibración de radiancia de los fotómetros solares Cimel cuyos datos han sido empleados en el presente trabajo.
- El hecho de que el funcionamiento de los sistemas de calibración descritos sea totalmente conocido y esté documentado, y de que sean modulares y compuestos por materiales disponibles en el mercado es fundamental para el desarrollo de presentes y futuros proyectos del CIAI, con nuevos instrumentos (como el fotómetro lunar Cimel CE-318U o el *Digital Sky Color Radiometer*) y aplicaciones de los instrumentos ya existentes (como la obtención de espesor óptico de aerosoles a partir de los espectrofotómetros Brewer y las medidas de forzamiento radiativo de aerosoles a partir de radiómetros solares).
- La serie de observaciones de los aerosoles analizadas en Tamanrasset (formada por medidas de nivel 2.0 de AERONET y medidas corregidas usando el método del KCICLO) revelan que existen dos periodos anuales bien diferenciados, relacionados con las variaciones de la altura de la capa límite convectiva (CLC):
 - La estación seca y fría (entre noviembre y febrero) se caracteriza por una CLC poco profunda, una atmósfera muy limpia, con valores bajos del espesor óptico de aerosoles (AOD ~ 0.09 en 440 nm) y valores del exponente de Ångström medios-bajos (EA ~ 0.62), y cantidades bajas de vapor de agua precipitable (PWV ~ 0.51 cm).
 - La estación húmeda y cálida (entre abril y septiembre) caracterizada por una profunda CLC, se ve afectada, frecuentemente, por intensas tormentas de polvo mineral conduciendo a valores promedio significativamente más altos del AOD (~ 0.39 en 440 nm), valores muy bajos del EA (~ 0.28) y mayor cantidad de PWV (~ 1.06 cm) relacionada con la influencia del régimen monzónico sobre la región.
- Se han identificado las fuentes potenciales de las masas de aire cargadas de polvo mineral que llegan a Tamanrasset: 1) el triángulo que forman los macizos de Adrar des Ifoghas, Hoggar y Aïr; 2) una compleja distribución de fuentes de polvo mineral que abarca el norte de Mali, el norte de Mauritania y el oeste de las montañas Hoggar y 3) el desierto libio oriental.
- Se han identificado eventos de transporte de polvo en Tamanrasset generados por fenómenos convectivos mesoescalares como los haboobs, que no son fácilmente

identificados por los modelos de predicción ni por la mayoría de los sensores satelitales que no tienen suficiente resolución temporal y/o espacial.

- Se han detectado masas de aire que alcanzan Tamanrasset, sobre todo en el período estival, cargadas de aerosol fino antropogénico mezclado con polvo mineral (el 8.7% de los casos totales). El origen de las partículas antropogénicas ha sido identificado en instalaciones petroquímicas de Libia y Argelia.
- El análisis realizado de las medidas de aerosoles en las dos estaciones de Tenerife ha permitido establecer los criterios experimentales para la identificación, de forma muy simplificada, de las condiciones (en valores promedio diarios) representativas de la estratificación de la baja troposfera subtropical, que son las siguientes:
 - Condiciones de fondo en IZO (troposfera libre): $AOD < 0.10$ y $EA > 0.6$.
 - Condiciones de fondo en SCO (capa límite marina): $AOD < 0.15$ y $EA > 0.5$.
 - Influencia de la capa de aires sahariano en IZO: $AOD > 0.10$ y $EA < 0.6$.
 - Influencia de la capa de aires sahariano en SCO: $AOD > 0.15$ y $EA < 0.5$.
- Las principales características de cada una de las condiciones identificadas en la baja troposfera subtropical son las siguientes:
 - Las condiciones de troposfera libre son claramente dominantes en IZO (~64% de los días), exceptuando julio y agosto. Se caracterizan por masas de aire muy limpias con predominio del aerosol fino ($AOD \sim 0.02$ y $EA \sim 1.24$) y con un bajo contenido en humedad ($PWV \sim 0.32$ cm). El origen de las masas de aire, analizado por encima de los 2400 m s.n.m., es, fundamentalmente, la parte occidental del Océano Atlántico Norte, entre 15° y 55° N.
 - El transporte de polvo en el seno de la capa de aire sahariano hasta la troposfera libre es la situación dominante en IZO en julio y agosto (~51% de los días). Se caracteriza por valores de AOD en torno a 0.24, partículas bastante gruesas ($EA \sim 0.23$) y registros de PWV (~0.76 cm) que duplican los valores de fondo. El transporte de polvo alcanza hasta una altitud de unos 6 km s.n.m. El principal origen de las masas de aire, determinado a partir de los 2400 m s.n.m., es el noroeste de África: zona norte de Mali y Mauritania, Argelia central y sur, la vertiente sur del extremo sur de la cordillera del Atlas (Marruecos) y la zona de Sahel al oeste de Mauritania.
 - Las condiciones de capa límite marina son dominantes en SCO (~47% de los días), excepto en julio y agosto. Las masas de aire asociadas a condiciones de fondo se caracterizan por valores relativamente bajos de AOD (~0.09), partículas de aerosol marino mezclado con partículas finas antropogénicas ($EA \sim 0.95$) y un alto contenido en PWV (~1.84 cm). El aerosol marino se extiende desde el nivel del mar hasta una altura en torno a los 1200 m s.n.m con origen en la zona del Océano Atlántico situada al norte y noroeste de Canarias.

- La capa límite marina afectada por polvo mineral se caracteriza por un aumento del AOD (~ 0.38), del tamaño de las partículas ($EA \sim 0.29$) y del contenido de PWV (~ 2.04 cm) respecto de las condiciones de fondo. Es la situación dominante en SCO en julio y agosto ($\sim 43\%$ de los días), debido a la mayor frecuencia de masas saharianas en capas altas de la atmósfera (hasta unos 6 km s.n.m.) siendo depositado gravitacionalmente. Su principal origen es el norte del Sáhara Occidental y el oeste de Argelia, es decir, las regiones fuente más próximas a Canarias. En el período invernal, especialmente en marzo y noviembre, se produce un ligero repunte en la frecuencia de este transporte ($\sim 18\%$ de los días) que tiene lugar directamente en capas bajas de la atmósfera (~ 2 km s.n.m.). En este caso, las principales regiones de origen de las masas de aire son el sur del Atlas (Marruecos), Argelia central y la zona norte de Mali y Mauritania.

Futuras líneas de investigación

A la luz de los resultados obtenidos en el presente trabajo, se han identificado una serie de aspectos que dan pie a futuras investigaciones:

En lo que respecta a la caracterización de los aerosoles en Tamanrasset, el fotómetro solar manual tipo J-309 operado en Tamanrasset desde 1995 y que ha demostrado un acuerdo muy bueno con las medidas de AERONET en el período estudiado, abre nuevas posibilidades de investigación en una estación clave como esta. Esta serie de medidas de casi 20 años permitiría realizar toda una serie de estudios adicionales:

- Análisis de tendencias en la estación y de variaciones interanuales y decadales asociadas a variaciones de índices climáticos que indican alteraciones de la circulación atmosférica como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO, *North Atlantic Oscillation*), la Oscilación del Sur El Niño (ENSO, *El Niño-Southern Oscillation*), el índice de precipitación en el Sahel (*Sahel Rainfall Index*), el Dipolo Norte Africano (NAFDI, *North African Dipole*, Rodríguez et al., 2014) y el índice Madrid-Tenerife (Alonso-Pérez et al., 2011b).
- Determinación y caracterización de la eficiencia del forzamiento radiativo asociado al polvo mineral del desierto, combinando las medidas del fotómetro con las medidas de la Baseline Surface Radiation Network (BSRN, <http://bsrn.awi.de/>) disponibles en Tamanrasset desde el año 2000.
- Determinación de la relación entre el AOD y otros parámetros procedentes de las observaciones sinópticas como la visibilidad, lo que permitiría disponer de series largas de AOD (estimadas) hacia atrás y enriquecer los estudios de tendencias y variabilidad interanual del aerosol en el desierto del Sáhara.

Por otro lado, la comparación realizada entre las medidas de AOD de AERONET y las obtenidas a partir del modelo NMMB/BSC-Dust en Tamanrasset muestran que la serie de datos de AERONET puede ser muy útil para la validación de modelos de polvo regionales y globales como el propio NMMB/BSC-Dust, el BSC-DREAM8b (Nickovic et al., 2001; Pérez et al. 2006a; Pérez et al. 2006b; Basart et al. 2012) o el MACC-ECMWF (Morcrette et al., 2009; Benedetti et al., 2009; Cuevas et al., 2015).

Análogamente, las observaciones AERONET en Tamanrasset también permiten la validación de las medidas del polvo mineral procedentes de satélites (MISR, OMI, MODIS Deep Blue, MSG-SEVIRI) en regiones altamente reflectantes.

Además, las deficiencias tanto de los modelos como de las medidas satelitales para capturar correctamente los eventos de polvo provocados por fenómenos convectivos como los haboobs, convierten a Tamanrasset en una estación clave para el estudio de dichos fenómenos.

Finalmente, la metodología de análisis de la serie de datos y la identificación de las zonas de origen de las masas de aire pueden ser aplicadas a otras estaciones de interés en el norte de África, como Ouarzazate, El Cairo o Túnez.

En lo que respecta a la caracterización de los aerosoles en Tenerife, está prevista la realización de uno o varios artículos basados en ella para ser presentados en revistas internacionales especializadas. Para ello se pretende ampliar el estudio realizado en esta memoria teniendo en consideración los siguientes aspectos:

- Las diferencias en la estructura vertical del transporte de polvo en la capa de aire sahariana que, dependiendo de la época del año, afectan de diferente manera a la capa límite marina. Para ello se analizarán por separado los efectos que tiene, sobre la capa límite marina, el transporte de polvo sobre ella, generalmente en verano, y el transporte de polvo en el seno de la misma, generalmente en invierno.
- Los casos denominados *de mezcla* (aquellos que no se ajustan a ninguna de las condiciones identificadas claramente en la baja troposfera subtropical), y que han quedado pendientes de análisis debido a su mayor complejidad, serán objeto de estudio con el fin de determinar qué tipo de situaciones representan, aunque ya se dispone de indicios que muestran que algunas situaciones son representativas de la presencia de humo procedente de incendios próximos a la estación en estudio.
- La disponibilidad de una red vertical de fotómetros: las dos estaciones empleadas en el presente trabajo y otras dos estaciones AERONET existentes en Tenerife. Una de ellas es la estación permanente de La Laguna, situada a 600 m s.n.m., que permitiría el análisis de la capa límite a esta altura intermedia. El inconveniente de esta estación es la frecuente presencia de nubes, excepto en condiciones de intrusión sahariana en que suele estar despejado, por lo que habría que realizar un estudio previo sobre la representatividad de las medidas. La otra estación es la de El Teide, a 3500 m s.n.m. Esta estación no es permanente debido a las duras condiciones meteorológicas en invierno y la ausencia de personal permanente cualificado a cargo de la misma, por lo que se instala solo en el período estival desde el año 2012. A principios de 2015 aún no hay disponibles datos de nivel 2.0 de esta estación, aunque los habrá pronto. El estudio combinado de estas cuatro estaciones AERONET y las medidas del Lidar instalado en Santa Cruz de Tenerife permitiría el estudio del perfil vertical de los aerosoles con gran precisión.

Bibliografía

- Alastuey, A., Querol, X., Castillo, S., Escudero, M., Ávila, A., Cuevas, E., Torres, C., Romero, P. M., Expósito, F., García O., Díaz, J. P., Dingenen, R. V., Putaud, J. P.: Characterisation of TSP and PM_{2.5} at Izana and Sta. Cruz de Tenerife (Canary Islands, Spain) during a Saharan Dust Episode (July 2002), *Atmos. Environ.* 39(26), 4715–4728, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.018, 2005.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X., Viana, M., and Guerra, J. C.: Impact of the Saharan dust outbreaks on the ambient levels of total suspended particles (TSP) in the Marine Boundary Layer (MBL) of the Subtropical Eastern North Atlantic Ocean, *Atmos. Environ.*, 41, 9468-9480, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.08.049, 2007.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X.: Objective identification of synoptic meteorological patterns favouring African dust intrusions into the Marine Boundary Layer of the Subtropical Eastern North Atlantic Region, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 113, 109–124, doi:10.1007/s00703-011-0150-z, 2011a.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X., Baldasano, J. M., Draxler, R., de Bustos, J. J.: Trend changes of African air mass intrusions in the marine boundary layer over the subtropical Eastern North Atlantic region in winter, *Tellus* 63B, 255-265, doi: 10.1111/j.1600-0889.2010.00524.x, 2011b.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X., Guerra, J. C., and Pérez, C.: African dust source regions for observed dust outbreaks over the Subtropical Eastern North Atlantic region above 25°N, *J. Arid Environ.*, 78, 100-109, doi:10.1016/j.jaridenv.2011.11.013, 2012.
- Andrey, J., Cuevas, E., Parrondo, M. C., Alonso-Pérez, S., Redondas, A., and Gil-Ojeda, M.: Quantification of ozone reductions within the Saharan air layer through a 13-year climatologic analysis of ozone profiles, *Atmos. Environ.*, 84, 28–34, 2014.
- Ångström, A.: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geogr. Ann.*, 11, 156–166, 1929.
- Ångström, A.: The parameters of atmospheric turbidity, *Tellus*, 16, 64-76, 1964.
- Ashpole, I., and Washington, R.: Intraseasonal variability and atmospheric controls on daily dust occurrence frequency over the central and western Sahara during the boreal summer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 12915–12926, doi:10.1002/2013JD020267, 2013.
- Barreto, A., Cuevas, E., Damiri, B., Guirado, C., Berkoff, T., Berjón, A. J., Hernández, Y., Almansa, F., and Gil, M.: A new method for nocturnal aerosol measurements

- with a lunar photometer prototype, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 585-598, doi:10.5194/amt-6-585-2013, 2013a.
- Barreto, A., Cuevas, E., Damiri, B., Romero, P. M., and Almansa, F.: Column water vapor determination in night period with a lunar photometer prototype, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 2159-2167, doi:10.5194/amt-6-2159-2013, 2013b.
- Barreto, A., Cuevas, E., Pallé, P., Romero, P. M., Guirado, C., Wehrli, C. J., and Almansa, F.: Recovering long-term aerosol optical depth series (1976–2012) from an astronomical potassium-based resonance scattering spectrometer, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 4103-4116, doi:10.5194/amt-7-4103-2014, 2014.
- Basart, S., Pérez, C., Cuevas, E., Baldasano, J. M., and Gobbi, G. P.: Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8265–8282, 2009.
- Basart, S., Pérez, C., Nickovic, S., Cuevas, E., and Baldasano, J. M.: Development and evaluation of the BSC-DREAM8b dust regional model over Northern Africa, the Mediterranean and the Middle East, *Tellus B*, 64, 18539, doi:10.3402/tellusb.v64i0.18539, 2012.
- Bäumer, D., Vogel, B., Versick, S., Rinke, R., Mohler, O., and Schinaiter, M.: Relationship of visibility, aerosol optical thickness and aerosol size distribution in an ageing air mass over South-West Germany, *Atmos. Environ.*, 42, 989-998, 2008.
- Benedetti, A., Morcrette, J.-J., Boucher, O., Dethof, A., Engelen, R. J., Fisher, M., Flentjes, H., Huneeus, N., Jones, L., Kaiser, J. W., Kinne, S., Mangold, A., Razinger, M., Simmons, A. J., Suttie, M., and the GEMS-AER team: Aerosol analysis and forecast in the ECMWF Integrated Forecast System. Part II: Data assimilation, *J. Geophys. Res.*, 114, D13205, doi:10.1029/2008JD011115, 2009.
- Bergametti, G., Gomes, L., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P.Y., Coustumer, M. N. L.: African dust observed over Canary Islands: source regions identification and transport pattern for some summer situation, *Journal of Geophysical Research*, 94, 14855-14864., 1989.
- Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Pelon, J., Chong, M., and Dabas, A.: Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 621–634, doi:10.1002/qj.244, 2008.
- Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M. Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S. K., Sherwood, S., Stevens B., and Zhang, X. Y.: Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. Allen, S. K., Boschung, J.,

- Nauels, A., Xia, Y., Bex V., and Midgley P. M. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 571-657, 2013.
- Brooks, N., and Legrand, M.: Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in: *Linking Climate Change to Land Surface Change*, McLaren, S. J., and Kniverton, D. R. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 1-25, 2003.
- Cachorro, V. E., Romero, P. M., Toledano, C., Cuevas, E., and de Frutos, A. M.: The fictitious diurnal cycle of aerosol optical depth: A new approach for in situ calibration and correction of AOD data series, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12106, doi:10.1029/2004GL019651, 2004.
- Cachorro, V. E., Toledano, C., Berjón, A., de Frutos, A. M., Torres, B., Sorribas, M., and Laulainen, N. S.: An “in situ” calibration correction procedure (KCICLO) based on AOD diurnal cycle: Application to AERONET–El Arenosillo (Spain) AOD data series, *J. Geophys. Res.*, 113, D12205, doi:10.1029/2007JD009673, 2008a.
- Cachorro, V. E., Toledano, C., Sorribas, M., Berjón, A., de Frutos, A. M., and Laulainen, N.: An “in situ” calibration-correction procedure (KCICLO) based on AOD diurnal cycle: Comparative results between AERONET and reprocessed (KCICLO method) AOD-alpha data series at El Arenosillo, Spain, *J. Geophys. Res.*, 113, D02207, doi:10.1029/2007JD009001, 2008b.
- Cachorro, V. E., Toledano, C., Antón, M., Berjón, A., de Frutos, A., Vilaplana, J. M., Arola, A., and Krotkov, N. A.: Comparison of UV irradiances from Aura/Ozone Monitoring Instrument (OMI) with Brewer measurements at El Arenosillo (Spain) – Part 2: Analysis of site aerosol influence, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 11867-11880, doi:10.5194/acp-10-11867-2010, 2010.
- Campbell, J. R., Hlavka, D. L., Welton, E. J., Flynn, C. J., Turner, D. D., Spinhirne, J. D., Scott, V. S., and Hwang, I. H.: Full-time, eye-safe cloud and aerosol lidar observation at atmospheric radiation measurement program sites: instrument and data processing, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 19, 431–442, 2002.
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., and Legrand, M.: Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions, *J. Geophys. Res.*, 107(D15), AAC 4-1–AAC 4-12, doi:10.1029/2000JD000247, 2002.
- Carlson, T. N., Prospero, J. M.: The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic, *Journal of Applied Meteorology*, 11, 283–297, 1972.
- Córdoba-Jabonero, C., Sorribas, M., Guerrero-Rascado, J. L., Adame, J. A., Hernández, Y., Lyamani, H., Cachorro, V., Gil, M., Alados-Arboledas, L., Cuevas, E., and de la Morena, B.: Synergetic monitoring of Saharan dust plumes and potential impact on

- surface: a case study of dust transport from Canary Islands to Iberian Peninsula, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3067-3091, doi:10.5194/acp-11-3067-2011, 2011.
- Cuesta, J., Edouart, D., Mimouni, M., Flamant, P. H., Loth, C., Gibert, F., Marnas, F., Bouklila, A., Kharef, M., Ouchene, B., Kadi, M., and Flamant, C.: Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417, 2008.
- Cuesta, J., Marsham, J. H., Parker, D. J., and Flamant, C.: Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer, *Atmosph. Sci. Lett.*, 10, 34–42, doi:10.1002/asl.207, 2009.
- Cuesta, J., Lavaysse, C., Flamant, C., Mimouni, M., and Knippertz, P.: Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136, 174–189, doi:10.1002/qj.439, 2010.
- Cuevas, E.: Estudio del comportamiento del ozono troposférico en el Observatorio de Izaña (Tenerife) y su relación con la dinámica atmosférica, Ph.D. Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 1995.
- Cuevas, E., Pérez, C., Baldasano, J. M., Camino, C., Alonso-Pérez, S., and Basart, S.: Meningitis linked to mineral dust transport in the Sahel. In: Long-term retrospective analysis of dust and AI with meningitis epidemics data, MACC O-INT WP3., 2nd. delivery report, 2011.
- Cuevas, E., González, Y., Rodríguez, S., Guerra, J. C., Gómez-Peláez, A. J., Alonso-Pérez, S., Bustos, J., and Milford, C.: Assessment of atmospheric processes driving ozone variations in the subtropical North Atlantic free troposphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 1973-1998, doi:10.5194/acp-13-1973-2013, 2013.
- Cuevas, E., Camino, C., Benedetti, A., Basart, S., Terradellas, E., Baldasano, J. M., Morcrette, J. J., Marticorena, B., Goloub, P., Mortier, A., Berjón, A., Hernández, Y., Gil-Ojeda, M., and Schulz, M.: The MACC-II 2007–2008 reanalysis: atmospheric dust evaluation and characterization over northern Africa and the Middle East, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 3991-4024, doi:10.5194/acp-15-3991-2015, 2015.
- D’Almeida, G. A.: A model for Saharan dust transport, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 903–916, 1986.
- D’Almeida, G. A.: On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 3017-3026, 1987. D’Almeida, G.A., and Schütz, L.: Number, mass and volume distributions of mineral aerosols and soils of Sahara, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 233–243, 1983.

- de Longueville, F., Ozer, P., Doumbia, S., and Henry, S., *Int. J. Biometeorol.*, 57 (1), 1-19, doi: 10.1007/s00484-012-0541-y, 2013.
- Díaz, A. M., Díaz, J. P., Expósito, F. J., Hernández-Leal, P. A., Savoie, D., and Querol, X.: Air masses and aerosols chemical components in the Free Troposphere at the Subtropical Northeast Atlantic region, *Journal of Atmospheric Chemistry*, 53 (1), 63-90, doi:10.1007/s10874-006-2644-5, 2006.
- Díaz, J. P., Expósito, F. J., Torres, C. J., Herrera, F., Prospero, J. M., Romero, M. C.: Radiative properties of aerosols in African dust outbreaks using ground-based and satellite data: applications to radiative forcing, *Journal of Geophysical Research*, 106(16), 18403-18416, 2001.
- Diner, D. J., Beckert, J. C., Reilly, T. H., Bruegge, C. J., Conel, J. E., Kahn, R. A., Martonchik, R. A., Ackerman, T. P., Davies, R., Gerstl, S., Gordon, H. R., Muller, J.-P., Myneni, R., Sellers, P., Pinty, B., and Verstraete, M.: Multi-angle Imaging Spectro Radiometer (MISR) instrument description and experiment overview, *IEEE T. Geosci. Remote*, 36, 1072–1087, 1998.
- Draxler, R.R., and Hess, G.D.: An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition, *Aust. Meteorol. Mag.*, 47, 295–308, 1998.
- Dubovik, O., and King, M. D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 20673-20696, 2000.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B. N., King, M. D., Kaufman, Y. J., Eck, T. F., and Slutsker, I.: Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 9791–9806, 2000.
- Dubovik, O., Holben, B. N., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Lutsker, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosols types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608, 2002.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonak, T., Holben, B.N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T.F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., van der Zande, W.J., Leon, J-F., Sorokin, M., and Slutsker, I.: Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res.*, 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619, 2006.
- Elvidge, C. D., Baugh, K. E., Kihn, E. A., Kroehl, H. W., and Davis, E. R.: Mapping of city lights using DMSP Operational Linescan System data, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 63(6), 727–734, 1997.
- Fernald, F. G., Herman, B. M., and Reagan, J. A.: Determination of aerosol height distribution by lidar, *J. Appl. Meteorol.*, 11, 482–489, 1972.

- Fernald, F. G.: Analysis of atmospheric lidar observations: some comments, *Appl. Optics*, 23, 652–653, 1984.
- Flamant, C., Chaboureaud, J.-P., Parker, D. J., Taylor, C. M., Cammas, J.-P., Bock, O., Timouk, F., and Pelon, J.: Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1175–1189, doi:10.1002/qj.97, 2007.
- Font, I.: *El Tiempo Atmosférico de las Islas Canarias*, Servicio Meteorológico Nacional, Serie A, no. 26, INM, Madrid, 1956.
- Formenti, P., Schütz, L., Balkanski, Y., Desboeufs, K., Ebert, M., Kandler, K., Petzold, A., Scheuven, D., Weinbruch, S., and Zhang, D.: Recent progress in understanding physical and chemical properties of African and Asian mineral dust, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8231–8256, doi:10.5194/acp-11-8231-2011, 2011.
- García, M. I., Rodríguez, S., González, Y., and García, R. D.: Climatology of new particle formation at Izaña mountain GAW observatory in the subtropical North Atlantic, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 3865–3881, doi:10.5194/acp-14-3865-2014, 2014.
- García, O. E., Díaz, J. P., Expósito, F. J., Díaz, A. M., Dubovik, O., Derimian, Y., Dubuisson, P., and Roger, J.-C.: Shortwave radiative forcing and efficiency of key aerosol types using AERONET data, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 5129–5145, doi:10.5194/acp-12-5129-2012, 2012.
- García, R. D., García, O. E., Cuevas, E., Cachorro, V. E., Romero-Campos, P. M., Ramos, R., and de Frutos, A. M.: Solar radiation measurements compared to simulations at the BSRN Izaña station: Mineral dust radiative forcing and efficiency study, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 179–194, doi:10.1002/2013JD020301, 2014a.
- García, R. D., Cuevas, E., García, O. E., Cachorro, V. E., Pallé, P., Bustos, J. J., Romero-Campos, P. M., and de Frutos, A. M.: Reconstruction of global solar radiation time series from 1933 to 2013 at the Izaña Atmospheric Observatory, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 3139–3150, doi:10.5194/amt-7-3139-2014, 2014b.
- Ginoux, P., Prospero, J. M., Gill, T. E., Hsu, N. C., and Zhao, M.: Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products, *Rev. Geophys.*, 50, RG3005, doi:10.1029/2012RG000388, 2012.
- Gobbi, G. P., Kaufman, Y. J., Koren, I., and Eck, T. F.: Classification of aerosol properties derived from AERONET direct sun data, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 453–458, doi:10.5194/acp-7-453-2007, 2007.

- González, Y., Rodríguez, S., Guerra, J. C., Trujillo, J. L. and García, R.: Ultrafine particles pollution in urban coastal air due to ship emissions, *Atmospheric Environment*, 45 (28), 4907-4914, doi:10.1016/j.atmosenv.2011.06.002, 2011.
- González, Y. and Rodríguez, S.: A comparative study on the ultrafine particle episodes induced by vehicle exhaust, a crude oil refinery and ship emissions. *Atmospheric Research*, 120-121, 43-54, doi:10.1016/j.atmosres.2012.08.001, 2013.
- Goudi, A. S., Desert dust and human health disorders, *Environ. Int.*, 63, 101-113, doi: 10.1016/j.envint.2013.10.011, 2014.
- Goudie, A. S., and Middleton, N. J.: Saharan dust storms: nature and consequences, *Earth-science Reviews*, 56(1), 179-204, doi:10.1016/S0012-8252(01)00067-8, 2001.
- Guirado, C., Cuevas, E., Cachorro, V. E., Toledano, C., Alonso-Pérez, S., Bustos, J. J., Basart, S., Romero, P. M., Camino, C., Mimouni, M., Zeudmi, L., Goloub, P., Baldasano, J. M., and de Frutos, A. M.: Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 11753-11773, doi:10.5194/acp-14-11753-2014, 2014.
- Haustein, K., Pérez, C., Baldasano, J. M., Müller, D., Tesche, M., Schladitz, A., Freudenthaler, V., Heese, B., Esselborn, M., Weinzierl, B., Kandler, K., and von Hoyningen-Huene, W.: Regional dust model performance during SAMUM 2006, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03812, doi:10.1029/2008GL036463, 2009.
- Haustein, K., Pérez, C., Baldasano, J. M., Jorba, O., Basart, S., Miller, R. L., Janjic, Z., Black, T., Nickovic, S., Todd, M. C., Washington, R., Müller, D., Tesche, M., Weinzierl, B., Esselborn, M., and Schladitz, A.: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model – Part 2: Experimental campaigns in Northern Africa, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 2933-2958, doi:10.5194/acp-12-2933-2012, 2012.
- Heffter, J. L.: Air Resources Laboratories Atmospheric Transport and Dispersion Model (ARL-ATAD), Air Resources Laboratories, Silver Spring, Maryland, 1980.
- Heinold, B., Knippertz, P., Marsham, J. H., Fiedler, S., Dixon, N. S., Schepanski, K., Laurent, B., and Tegen, I.: The role of deep convection and nocturnal low-level jets for dust emission in summertime West Africa: Estimates from convection permitting simulations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 4385–4400, doi:10.1002/jgrd.50402, 2013.
- Heintzenberg, J., Raes, F., and Schwartz, S.: Tropospheric aerosols, in: *Atmospheric Chemistry in a Changing World*, Brasseur, G., Prinn, R., and Pszenny, A. P. (Eds.), Springer, Berlin, Heidelberg, 125-156, 2003.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and

- Smirnov, A.: AERONET- A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Rem. Sens. Env.*, 66(1), 1–16, 1998.
- Holben, B. N., Tanre, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W.W., Schafer, J., Chatenet, B., Lavenue, F., Kaufman, Y. J., Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karnieli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET, *Geophys. Res.*, 106(12), 12067–12097, 2001.
- Hsu, N. C., Tsay, S.-C., King, M. D., and Herman, J. R.: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 42, 557–569, 2004.
- Hsu, N. C., Tsay, S.-C., King, M. D., and Herman, J. R.: Deep Blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 44, 3180–3195, 2006.
- Huneus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., Kinne, S., Bauer, S., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F., Diehl, T., Easter, R., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Grini, A., Horowitz, L., Koch, D., Krol, M. C., Landing, W., Liu, X., Mahowald, N., Miller, R., Morcrette, J.-J., Myhre, G., Penner, J., Perlwitz, J., Stier, P., Takemura, T., and Zender, C. S.: Global dust model intercomparison in AeroCom phase I, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 7781–7816, doi:10.5194/acp-11-7781-2011, 2011.
- Hunt, W. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Powell, K. A., Lucker, P. L., and Weimer, C.: CALIPSO lidar description and performance assessment, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 1214–1228, doi:10.1175/2009JTECHA1223.1, 2009.
- Jakob, C., and Tselioudis, G.: Objective identification of cloud regimes in the Tropical Western Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2082, doi:10.1029/2003GL018367, 2003.
- Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Cao, J. J., Boyd, P. W., Duce, R. A., Hunter, K. A., Kawahata, H., Kubilay, N., la Roche, J. S. L. P., Mahowald, N., Prospero, J. M., Ridgwell, A. J., Tegen, I., and Torres, R.: Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, 308, 67–71, 2005.
- Jung, J., Lee, H., Kim, Y. J., Liu, X., Zhang, Y., Gu, J., and Fan, S.: Aerosol chemistry and the effect of aerosol water content on visibility impairment and radiative forcing in Guangzhou during the 2006 Pearl River Delta campaign, *Journal of Environmental Management*, 90, 3231–3244, 2009.
- Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Martonchik, J. V., Diner, D. J., Crean, K. A., and Holben, B. N.: Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S04, doi:10.1029/2004JD004706, 2005.

- Kahn, R. A., Gaitley, B. J., Garay, M. J., Diner, D. J., Eck, T. F., Smirnov, A., and Holben, B. N.: Multiangle Imaging SpectroRadiometer global aerosol product assessment by comparison with the Aerosol Robotic Network, *J. Geophys. Res.*, 115, D23209, doi:10.1029/2010JD014601, 2010.
- Kaufman, Y. J., Tanré, D., Remer, L. A., Vermote, E. F., Chu, A., and Holben, B. N.: Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, 102, 17–51, 1997.
- Kim, D., Chin, M., Yu, H., Eck, T. F., Sinyuk, A., Smirnov, A., and Holben, B. N.: Dust optical properties over North Africa and Arabian Peninsula derived from the AERONET dataset, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 10733–10741, doi:10.5194/acp-11-10733-2011, 2011.
- Klett, J. D.: Stable analytic inversion solution for processing lidar returns, *Appl. Optics*, 20, 211–220, 1981.
- Klett, J. D.: Lidar inversion with variable backscatter/extinction ratios, *Appl. Optics*, 24, 1638–1643, 1985.
- Knippertz, P., and Todd, M. C.: The central west Saharan dust hot spot and its relation to African easterly waves and extratropical disturbances, *J. Geophys. Res.*, 115, D12117, doi:10.1029/2009JD012819, 2010.
- Knippertz, P., and Todd, M. C.: Mineral dust aerosols over the Sahara: Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling. *Rev. Geophys.* 50, RG1007. doi:10.1029/2011RG000362, 2012.
- Kunz, G. and de Leeuw, G.: Inversion of lidar signals with the slope method, *Appl. Optics*, 32, 3249–3256, 1993.
- Li, J., Carlson, B. E., Dubovik, O., and Lacis, A. A.: Recent trends in aerosol optical properties derived from AERONET measurements, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 12271–12289, doi:10.5194/acp-14-12271-2014, 2014.
- Mahowald, N. M., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Duce, R. A., Jickells, T. D., Kubilay, N., Prospero, J. M., and Tegen, I.: The atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, *Global Biogeochem. Cy.*, 19, GB4025, doi:10.1029/2004GB002402, 2005.
- Mahowald, N. M., Kloster, S., Engelstaedter, S., Moore, J. K., Mukhopadhyay, S., McConnell, J. R., Albani, S., Doney, S. C., Bhattacharya, A., Curran, M. A. J., Flanner, M. G., Hoffman, F. M., Lawrence, D. M., Lindsay, K., Mayewski, P. A., Neff, J., Rothenberg, D., Thomas, E., Thornton, P. E., and Zender, C. S.: Observed 20th century desert dust variability: impact on climate and biogeochemistry, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 10875–10893, doi:10.5194/acp-10-10875-2010, 2010.
- Mallet, M., Dubovik, O., Nabat, P., Dulac, F., Kahn, R., Sciare, J., Paronis, D., and Léon, J. F.: Absorption properties of Mediterranean aerosols obtained from multi-

- year ground-based remote sensing observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 9195–9210, doi:10.5194/acp-13-9195-2013, 2013.
- Marshall, J. H., Parker, D. J., Grams, C. M., Taylor, C. M., and Haywood, J. M.: Uplift of Saharan dust south of the intertropical discontinuity, *J. Geophys. Res.*, 113, D21102, doi:10.1029/2008JD009844, 2008.
- Marshall, J. H., Knippertz, P., Dixon, N. S., Parker, D. J., and Lister, G. M. S.: The importance of the representation of deep convection for modeled dust-generating winds over West Africa during summer, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L16803, doi:10.1029/2011GL048368, 2011.
- Marshall, J. H., Hobby, M., Allen, C. J. T., Banks, J. R., Bart, M., Brooks, B. J., Cavazos-Guerra, C., Engelstaedter, S., Gascoyne, M., Lima, A. R., Martins, J. V., McQuaid, J. B., O’Leary, A., Ouchene, B., Ouladichir, A., Parker, D. J., Saci, A., Salah-Ferroudj, M., Todd, M. C., and Washington, R.: Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 Intensive Observation Period, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 4069–4089, doi:10.1002/jgrd.50211, 2013.
- Miloshevich, L. M., Vömel, H., Whilteman, D. N., and Leblanc, T.: Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements, *J. Geophys. Res.*, 114, D11305, doi:10.1029/2008JD011565, 2009.
- Morcrette, J.-J., Boucher, O., Jones, L., Salmond, D., Bechtold, P., Beljaars, A., Benedetti, A., Bonet, A., Kaiser, J. W., Razinger, M., Schulz, M., Serrar, S., Simmons, A. J., Sofiev, M., Suttie, M., Tompkins, A. M., and Untch, A.: Aerosol analysis and forecast in the ECMWF integrated forecast system. Part I: Forward modelling, *J. Geophys. Res.*, 114, D06206, doi:10.1029/2008JD011235, 2009.
- Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., and Zhang, H.: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M. Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex V., and Midgley P. M. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 659-740, 2013
- Naseema Beegum, S., Krishna Moorthy, K., Gogoi, Mukunda M., Suresh Babu, S., and Pandey, S. K.: Multi-year investigations of aerosols from an island station, Port Blair, in the Bay of Bengal: climatology and source impacts, *Ann. Geophys.*, 30, 1113-1127, doi:10.5194/angeo-30-1113-2012, 2012.
- Nickovic, S., Kallos, G., Papadopoulos, A., and Kakaliagou, O.: A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 106, 18113–18130, doi:10.1029/2000JD900794, 2001.

- Oberdörster, G., Oberdörster, E., and Oberdörster, J.: Nanotoxicology: An emerging discipline evolving from studies of ultrafine particles, *Environ Health Perspect*, 113, 823–839, 2005.
- Okin, G. S., Mahowald, N., Chadwick, O. A., and Artaxo, P.: Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems, *Global Biogeochem. Cy.*, 18, GB2005, doi:10.1029/2003GB002145, 2004.
- O'Neill, N. T., Dubovik, O., and Eck, T.F.: Modified Ångström exponent for the characterization of submicrometer aerosols, *Appl. Opt.*, 40, 2368-2375, 2001.
- O'Neill, N. T., Eck, T.F., Smirnov, A., Holben, B.N., and Thulasiraman, S.: Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4559, doi:10.1029/2002JD002975, 2003.
- Pérez, C., Nickovic, S., Pejanovic, G., Baldasano, J. M., and Ozsoy, E.: Interactive dust radiation modeling: a step to improve weather forecasts, *J. Geophys. Res.*, 111, D16206, doi:10.1029/2005JD006717, 2006a.
- Pérez, C., Nickovic, S., Baldasano, J. M., Sicard, M., Rocadenbosch, F., and Cachorro, V. E.: A long Saharan dust event over the western Mediterranean: lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling, *J. Geophys. Res.*, 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579, 2006b.
- Pérez, C., Haustein, K., Janjic, Z., Jorba, O., Huneus, N., Baldasano, J. M., Black, T., Basart, S., Nickovic, S., Miller, R. L., Perlwitz, J. P., Schulz, M., and Thomson, M.: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model – Part 1: Model description, annual simulations and evaluation, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 13001-13027, doi:10.5194/acp-11-13001-2011, 2011.
- Pérez García-Pando, C., Stanton, M. C., Diggle, P. J., Trzaska, S., Miller, R. L., Perlwitz, J. P., Baldasano, J. M., Cuevas, E., Ceccato, P., Yaka, P., and Thomson, M. C.: Soil dust aerosols and wind as predictors of seasonal meningitis incidence in Niger, *Environ. Health Persp.*, 122, 679–686, doi:10.1289/ehp.1306640, 2014.
- Polissar, A. V., Hopke, P.K., Paatero, P., Kaufmann, Y.J., Hall, D.K., Bodhaine, B.A., Dutton, E.G., and Harris, J.M.: The aerosol at Barrow, Alaska: long-term trends and source locations, *Atmos. Environ.*, 33, 2441–2458, 1999.
- Prats, N., Cachorro, V. E., Berjón, A., Toledano, C., and De Frutos, A. M.: Column-integrated aerosol microphysical properties from AERONET Sun photometer over southwestern Spain, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 12535-12547, doi:10.5194/acp-11-12535-2011, 2011.
- Prospero, J. M.: Long-term measurements of the transport of African mineral dust to the southeastern United States: Implications for regional air quality, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 104, 15917–15927, 1999.

- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., and Gill, T. E.: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095, 2002.
- Prospero, J. M., Landing, W. M., and Schulz, M.: African dust deposition to Florida: Temporal and spatial variability and comparisons to models, *J. Geophys. Res.*, 115, D13304, doi:10.1029/2009JD012773, 2010.
- Raes, F., Van Dingenen, R., Cuevas, E., Van Velthoven, P. F. J., and Prospero J. M.: Observations of aerosols in the free troposphere and marine boundary layer of the subtropical Northeast Atlantic: Discussion of processes determining their size distribution, *J. Geophys. Res.*, 102(D17), 21315-21328, doi:10.1029/97JD01122, 1997.
- Raes, F., Bates, T., McGovern, F., and Van Liedekerke, M.: The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE-2): general overview and main results, *Tellus B*, 52, 111–125, doi: 10.1034/j.1600-0889.2000.00124.x, 2000.
- Reddy, P. J.: Instructions for J-Series Handheld Sunphotometer, NOAA, Boulder, 1986.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D., and Polcher, J.: African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87(12), 1739-1746, doi:http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1739, 2006.
- Remer, L. A., Kaufman, Y. J., Tanr'e, D., Mattoo, S., Chu, D. A., Martins, J. V., Li, R. R., Ichoku, C., Levy, R. C., Kleidman, R. G., Eck, T. F., Vermote, E., and Holben, B. N.: The MODIS aerosol algorithm, products, and validation, *J. Atmos. Sci.*, 62, 947–973, 2005.
- Roberts, A. J.: Anomalously heavy rainfall and dust in the arid Sahara and northern Sahel, In: *Convective Episodes near the Intertropical Discontinuity in Summertime West Africa: Representation in Models and Implications for Dust Uplift*, PhD thesis, University of Leeds, Leeds, UK, 2014.
- Roberts, A. J, Knippertz, P., and Marsham, J. H.: The Formation of Convectively Generated Dusty Episodes in the Sahara during Summer, DUST-2014, International Conference on Atmospheric Dust, Castellana Marina, Italy, June 1-6, 2014.
- Rodríguez, S.: Comparación de las variaciones de ozono superficial asociadas a procesos de transporte sobre y bajo la inversión de temperatura subtropical en Tenerife, Ph.D. Thesis, Universidad de La Laguna, Tenerife, Canarias, 1999.
- Rodríguez, S., and Guerra, J. C.: Monitoring of ozone in a marine environment in Tenerife (Canary Islands), *Atmos. Environ.*, 135, 1829–1841, doi:10.1016/S1352-2310(00)00550-1, 2001.

- Rodríguez, S., Alastuey, A., Viana, M. and Querol, X.: Estudios de contaminación por material particulado en Canarias durante los años 2007 a 2010, informe elaborado por el Instituto de Diagnóstico Ambiental y Estudios del Agua (IDÆA - CSIC), el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (Agencia Estatal de Meteorología - AEMET) y la Universidad de Huelva para la Consejería del Medio Ambiente y Ordenación Territorial del Gobierno de Canarias, 2010.
- Rodríguez, S., Alastuey, A., Alonso-Pérez, S., Querol, X., Cuevas, E., Abreu-Afonso, J., Viana, M., Pérez, N., Pandolfi, M., and de la Rosa, J.: Transport of desert dust mixed with North African industrial pollutants in the subtropical Saharan Air Layer, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 6663-6685, doi:10.5194/acp-11-6663-2011, 2011.
- Rodríguez, S., Cuevas, E., Prospero, J. M., Alastuey, A., Querol, X., López-Solano, J., García, M. I., and Alonso-Pérez, S.: Modulation of Saharan dust export by the North African dipole, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 14, 26689-26719, doi:10.5194/acpd-14-26689-2014, 2014.
- Romero, P. M., and Cuevas, E.: Diurnal variation of the aerosol optical depth: artifact or reality?, in: *Proceeding of 3ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geofísica y Geodesia*, Valencia, Spain, 4-8 February 2002, 2(S13), 1252-1256, 2002.
- Sasano, Y. and Nakane, H.: Significance of the extinction/backscatter ratio and the boundary value term in the solution for the two-component lidar equation, *Appl. Optics*, 23, 11–13, 1984.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., Bönisch, G., Laurent, B., and Macke, A.: Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models, *J. Geophys. Res.*, 114, D10201, doi:10.1029/2008JD010325, 2009.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., and Ratier, A.: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 977–992, 2002.
- Schneider, M., Romero, P. M., Hase, F., Blumenstock, T., Cuevas, E., and Ramos, R.: Continuous quality assessment of atmospheric water vapour measurement techniques: FTIR, Cimel, MFRSR, GPS, and Vaisala RS92, *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 323-338, doi:10.5194/amt-3-323-2010, 2010.
- Schulz, M., Prospero, J. M., Baker, A. R., Dentener, F., Ickes, L., Liss, P. S., Mahowald, N. M., Nickovic, S., Pérez García-Pando, C., Rodríguez, S., Sarin, M., Tegen, I., and Duce, R. A., *Atmospheric Transport and Deposition of Mineral Dust to the Ocean: Implications for Research Needs, Environmental Science & Technology*, 46 (19), 10390-10404, doi:10.1021/es300073u, 2012.
- Schuster, G. L., Dubovik, O., and Holben, B. N.: Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions, *J. Geophys. Res.*, 111, D07207, doi:10.1029/2005JD006328, 2006.

- Schuster, G. L., Vaughan, M., MacDonnell, D., Su, W., Winker, D., Dubovik, O., Lapyonok, T., and Trepte, C.: Comparison of CALIPSO aerosol optical depth retrievals to AERONET measurements, and a climatology for the lidar ratio of dust, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 7431–7452, doi:10.5194/acp-12-7431-2012, 2012.
- Smirnov, A., Holben, B. N., Kaufman, Y. J., Dubovik, O., Eck, T. F., Slutsker, I., Pietras, C., Halthore, R.: Optical properties of atmospheric aerosol in maritime environments, *J. Atmos. Sci.*, 59, 501–523, 2002.
- Sorribas, M: Caracterización y calibración de instrumentos de medida de radiación solar, Diploma de Estudios Avanzados, Universidad de Valladolid, 2003.
- Stefanski, R. and Sivakumar, M. V. K.: Impacts of Sand and Dust Storms on Agriculture and Potential Agricultural Applications of a SDSWS, *IOP C. Ser. Earth Env.*, 7, 012016, doi:10.1088/1755-1307/7/1/012016, 2009.
- Su, L., and Toon, O. B.: Saharan and Asian dust: similarities and differences determined by CALIPSO, AERONET, and a coupled climate-aerosol microphysical model, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3263–3280, doi:10.5194/acp-11-3263-2011, 2011.
- Tanré, D., Kaufman, Y. J., Herman, M., and Mattoo, S.: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, 102, 16971–16988, doi:10.1029/96JD03437, 1997.
- Tegen, I., Schepanski, K., and Heinold, B.: Comparing two years of Saharan dust source activation obtained by regional modelling and satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 2381–2390, doi:10.5194/acp-13-2381-2013, 2013.
- Tesche, M., Wandinger, U., Ansmann, A., Althausen, D., Müller, D., and Omar A. H.: Ground-based validation of CALIPSO observations of dust and smoke in the Cape Verde region, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 2889–2902, doi:10.1002/jgrd.50248, 2013.
- Toledano, C., Cachorro, V. E., Berjon, A., de Frutos, A. M., Sorribas, M., de la Morena, B. A., and Goloub, P.: Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain), *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 795–807, doi:10.1002/qj.54, 2007.
- Toledano, C., Wiegner, M., Garhammer, M., Seefeldner, M., Gasteiger, J., Müller, D., and Koepke, P.: Spectral aerosol optical depth characterization of desert dust during SAMUM 2006, *Tellus B*, 61(1), 216–228, doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00382.x, 2009.
- Torres, C., Cuevas, E., Guerra, J. C., Carreño, V.: Caracterización de las masas de aire en la región subtropical, in: *Proceedings of the V Simposio Nacional de Predicción*, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, ISBN:84-8320-192-5, 2001.
- Viana, M., Querol, X., Alastuey, A., Cuevas, E., and Rodríguez, S.: Influence of African dust on the levels of atmospheric particulates in the Canary Islands air

- quality network, *Atmos. Environ.*, 36, 5861–5875, doi:10.1016/S1352-2310(02)00463-6, 2002.
- Wang, Y. Q., Zhang, X. Y., Gong, S. L., Zhou, C. H., Hu, X. Q., Liu, H. L., Niu, T., and Yang, Y. Q.: Surface observation of sand and dust storm in East Asia and its application in CUACE/Dust, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 545–553, doi:10.5194/acp-8-545-2008, 2008.
- Welton, E. J., Campbell, J. R., Berkoff, T. A., Valencia, S., Spinhime, J. D., Holben, B., and Tsay, S. C.: The NASA Micro-Pulse Lidar NETWORK (MPLNET): Co-Location of Lidars with Aeronet Sunphotometers and Related Earth Science Applications, 85th AMS Annual Meeting, American Meteorological Society, San Diego, 9–13 January 2005, 5165–5169, 2005.
- Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young S. A.: Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1, 2009.
- WMO: WMO/GAW quality assurance in monitoring solar ultraviolet radiation: the state of the art: WMO No. 146, World Meteorological Organization, Geneva, 2003a.
- WMO: WMO/GAW aerosol measurement procedures guidelines and recommendations, WMO No. 153, World Meteorological Organization, Geneva, 2003b.
- WMO: Guide to meteorological instruments and methods of observation 2008 edition updated in 2010, WMO-No. 8, World Meteorological Organization, Geneva, 2012.

Anexo 1

Optical calibration facility at the Izaña Atmospheric Research Center

En este anexo se presenta el artículo “*Optical calibration facility at the Izaña Atmospheric Research Center*” publicado en 2012 en la revista *Óptica Pura y Aplicada* y relacionado con el capítulo 3 de la presente memoria.

Optical calibration facility at the Izaña Atmospheric Research Center

Laboratorio de calibración óptica del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña

C. Guirado^{(1,2,*),} R. Ramos^{(2),} Á. de Frutos^{(1,S),} A. Berjón^{(1,3,S),} A. Redondas^{(2),} C. López^{(4),}
V. Cachorro^{(1,S),} E. Cuevas^{(2),} R. González^{(1),} S. González^{(1),} M. Hernández⁽⁴⁾

1. Atmospheric Optics Group, Valladolid University (GOA-UVA), Spain.

2. Izaña Atmospheric Research Center, Meteorological State Agency of Spain, AEMET, Spain.

3. Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université Lille, France.

4. Sieltec Canarias SL, Spain.

(*) Email: cguiradof@aemet.es

S: miembro de SEDOPTICA / SEDOPTICA member

Recibido / Received: 30/01/2011. Aceptado / Accepted: 30/08/2011.

ABSTRACT:

During the last years a new optical calibration facility has been developed and deployed at the Izaña Observatory for the calibration and characterization of the radiation measuring instruments within research activities. These activities require a traceable Quality Assurance & Quality Control system. This new facility allows the absolute, spectral and cosine response calibration. At present there are six set-ups running at the laboratory for radiance calibration, angular response determination, spectral response characterization, slit function determination and absolute irradiance calibration (vertical and horizontal set-ups). Each method and procedure has required the development of the corresponding protocol. These systems, as well as some examples of instrument calibrations, are presented in this work.

Keywords: Calibration Facility, Quality Assurance, Quality Control, Radiation, Izaña.

RESUMEN:

Durante los últimos años ha sido implementado un nuevo laboratorio de calibración óptica en el Observatorio de Izaña para la caracterización de los instrumentos de medida de radiación, en el marco de actividades de investigación que requieren un estricto control de calidad de las medidas realizadas. Esta nueva instalación dispone de diversos dispositivos para la calibración absoluta, espectral y de respuesta coseno de los instrumentos radiométricos mencionados anteriormente. En este momento hay seis sistemas funcionando en el laboratorio que permiten la calibración en radiancia, el cálculo de la respuesta angular, la caracterización de la respuesta espectral, la determinación de la función de rendija y, dos de ellos, la calibración absoluta en irradiancia (tanto en posición horizontal como vertical). Cada procedimiento o método de calibración ha requerido la realización del correspondiente protocolo. En este artículo se realiza una descripción de cada dispositivo y se muestran algunos ejemplos de calibración instrumental.

Palabras clave: Laboratorio de Calibración, Control de Calidad, Radiación, Izaña.

REFERENCIAS Y ENLACES / REFERENCES AND LINKS

[1]. http://www.pmodwrc.ch/euvc/euvc.php?topic=calibration_services

[2.] H. Slaper, P. den Outer, *Analysis of spectral wavelength shifts, spectral anomalies, spectral resolution and calculation of weighted UV-doses by means of the software package SHICrvm*, User Guide version 3.075, July 2002

1. Introduction

The high altitude Izaña Atmospheric Observatory (IZO) is engaged in several national and international atmospheric and environmental research networks and programs (i.e. GAW, BSRN, AERONET, NDACC, RBCC-E) in which is crucial a robust and traceable quality assurance and quality control (QA/QC) system for the different broad band radiometers, photometers and spectrometers which measure, among other parameters, spectral solar radiation, aerosol optical depth and total ozone amount. For this reason a new optical calibration facility is available at the Izaña Observatory.

The new set-ups of the optical calibration facility developed at the Izaña Observatory are the result of a joint effort of the Izaña Atmospheric Research Center (IARC-AEMET) and the Atmospheric Optics Group of Valladolid University (GOA-UVA). The six set-ups running at present in an isolated dark room at IZO have been designed for determination of the absolute (radiance and irradiance), spectral and cosine response calibration of the radiation measuring instruments installed on the roof of the Izaña Observatory.

All of the calibration systems account for the different specific requirements of each sensor to be calibrated depending on its physical features as shape, size and weight. The set-ups have been built in a modular way, and the control and acquisition software have been developed such way the calibration facility could be easily adapted and meet the specific requirements of each program. Each calibration method and procedure has required the development of the corresponding written protocol.

Each one of the calibration systems are described in Section 2 and several instrument calibration examples are presented in Section 3

2. Calibration set-ups

2.a. Absolute irradiance calibration

There are two different systems for the absolute irradiance calibration.

One of them has been designed for the calibration of the instruments in a horizontal

oriented position (Fig. 1). The holders for the light source, the sensor to be calibrated and the rest of the components of the set-up are placed on an optical bench making it easier to align the system. Mainly this system is used for calibration of the radiometers belonging to the Baseline Surface Radiation Network at Izaña.

However there are big and heavy instruments, such as the Brewer spectrophotometer, that can not be calibrated in that horizontal oriented position. That is the reason why a second absolute irradiance calibration system has been developed allowing the calibration in a vertical oriented position (Fig. 2). The degrees of freedom of this set-up are more than in the horizontal system, so the



Fig. 1. Horizontal absolute irradiance calibration set-up.



Fig. 2. Vertical absolute irradiance calibration set-up.

alignment of the system is slightly more difficult. Therefore the horizontal set-up is used to calibrate the smaller instruments (pyranometers and multifilter radiometers) while the larger ones (Brewer and Bentham spectrometers) are calibrated using the vertical set-up.

The basis of the absolute irradiance scale consists on a set of DXW-type 1000 W lamps (for vertical set-up) and 1000 W FEL lamps (for horizontal set-up) traceable to the primary irradiance standard of the Physikalisch-Technische Bundesanstalt (PTB). The accuracy of the current intensity of the lamp during the calibration and the distance between the optical entrance of the instrument and the lamp are tightly controlled.

2.b. Absolute radiance calibration

This system has been developed for the instruments which perform sky radiance measurements as the Cimel sun photometers of the AERONET-PHOTONS-RIMA networks (Fig. 3).

The light source for the radiance calibration comes from an integrating sphere which provides a spatially integrated radiant flux. Its calibration certificate is traceable to the National Institute of Standards and Technology (NIST) and three times a year a recalibration of the sphere is accomplished by comparison to the travel Master Cimel sun photometer of the National Aeronautics and Space Administration (NASA). The accuracy of the calibration is dependent on the stability of the radiance emission and the alignment between the sphere and the detector to be calibrated.

2.c. Angular response calibration

The irradiance measurements require the detector to weight incoming radiation with the cosine of the incoming angle relative to normal incidence [1]. This set-up (Fig. 4) is used to quantify the deviations from an ideal cosine response of radiometer and spectrophotometer measurements.

The relative angular response function is measured rotating the mechanical arm where the seasoned DXW-type 1000 W lamp is located. The rotation is controlled by a stepper motor with 0.01° of precision. Rotation over 360° is

possible but only $\pm 90^\circ$ of rotation is used for the calibration while the instrument is illuminated by the uniform and parallel light beam of the lamp.

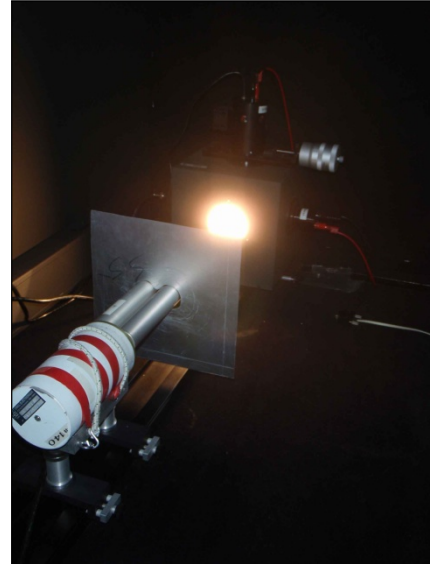


Fig. 3. Radiance calibration set-up with a cimel sun-photometer.

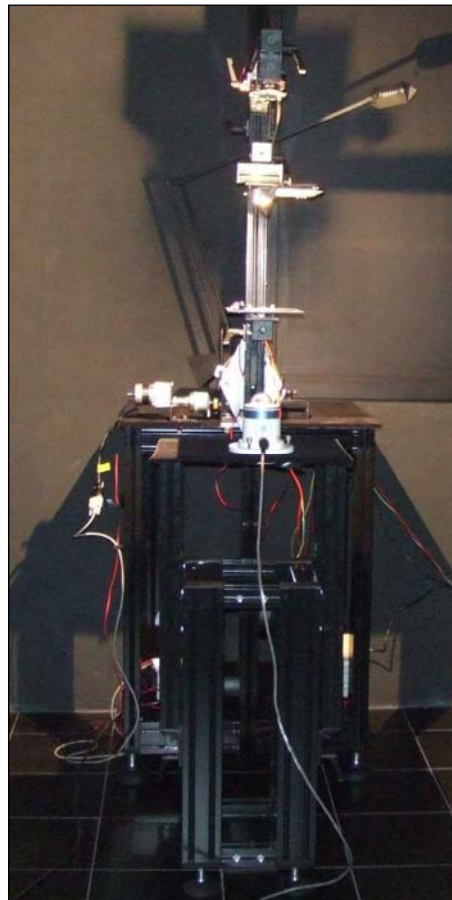


Fig. 4. Angular response function set-up with a YES UVB-1 pyranometer.

2.d. Spectral response calibration

Radiation measurements with broadband filter radiometers fundamentally depend on the relationship between the measured radiation spectrum and the spectral responsivity of the radiometer [1].

The relative spectral response set-up consists of an Optronic double monochromator OL 750 (Fig. 5). The wavelength can be selected through three gratings within the range 200 to 1100 nm with a precision of 0.1 nm. An OL 740-20 light source (Fig. 5) positioned in front of the entrance slit acts as radiation source and two lamps, UV (200-400 nm) and tungsten (250-2500 nm) are available.

2.e. Slit function determination

Differences in the slit function, particularly in the Full Width at Half Maximum (FWHM), cause a reproducible spectral noise when spectra from different instruments are compared. Deconvolution techniques can, at least partly,

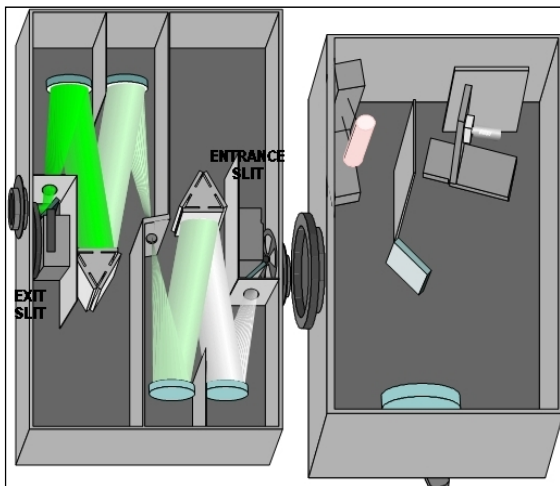


Fig. 5. Scheme of the Optronic OL 750 and light source.



Fig. 6. Slit function determination set-up.

account for these problems in comparing data from different instruments [2]. The deconvolution of a measured spectrum is performed using the slit function of the instrument or, at least, its FWHM.

At the laboratory the slit function calculation is done illuminating the entrance slit of instruments, such as Brewer and Bentham spectrometers, with the monochromatic light of a VM-TIM He-Cd laser (Fig. 6). The nominal wavelength of the laser is 325 nm, its power is 6 mW, and its beam diameter is 1,8 mm.

3. Several radiance and irradiance calibrations developed at the Optical Calibration Facility of Izaña

3.a. Absolute radiance calibration of the Cimel sunphotometer #380

The results of the calibration of the Cimel#380 performed on September 11th, 2009 are shown here as an example (Fig. 7). Two measurements in the morning and two ones in the afternoon were performed. The aureole and the sky calibration are taken as valid ones when the standard deviation of all the measurements is less than 1% (Tables I and II). The files containing the calibration factors are submitted to AERONET (Aerosol Robotic Network, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>) and are used until the next calibration.

3.b. Absolute Irradiance Calibration of the Brewer spectrophotometer #201

The results of the calibration of the Brewer#201 performed on March 10th, 2010 are shown in Fig. 9. The intensity and the voltage applied to the lamp (Fig. 8) and several parameters of the spectrophotometer were checked during the calibration.

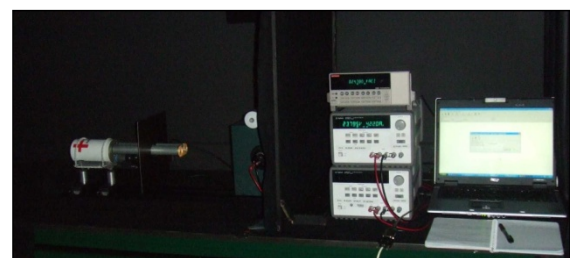


Fig. 7. Radiance calibration of the Cimel#380.

TABLE I
Aureole radiance calibration factors

Time	1020 nm	870 nm	670 nm	440 nm
9:48:31	0.019529	0.014046	0.019755	0.033614
9:58:14	0.019497	0.014035	0.019741	0.033593
14:39:04	0.019396	0.014002	0.019711	0.033542
14:51:16	0.019361	0.01399	0.019695	0.033506
Mean	0.019446	0.014018	0.019726	0.033564
St Dev(%)	0.411559	0.189308	0.138867	0.145846

TABLE II
Sky radiance calibration factors

Time	1020 nm	870 nm	670 nm	440 nm
9:48:31	0.004445	0.002957	0.004017	0.008079
9:58:14	0.004437	0.002955	0.004014	0.00807
14:39:04	0.004407	0.002947	0.004002	0.008046
14:51:16	0.004398	0.002946	0.003998	0.008038
Mean	0.004422	0.002951	0.004008	0.008058
St Dev(%)	0.514844	0.188404	0.229026	0.240712

Finally the ultraviolet response was calculated (Fig. 9) to apply it to the UV radiation measurements of this instrument.

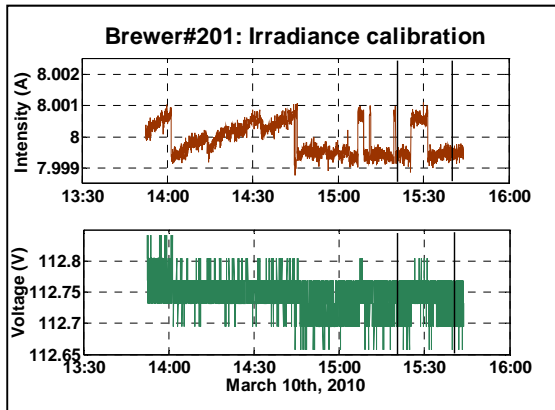


Fig. 8. Intensity and voltage applied to the lamp (vertical black lines show the interval time of calibration).

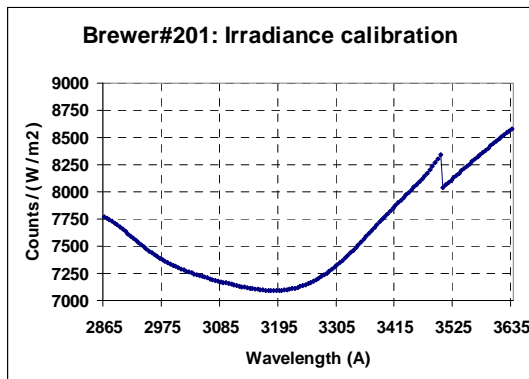


Fig. 9. UV response of the Brewer#201. The “break” at about 3500 Å is due to a change in the position of the slitmask to measure the larger wavelengths.



Fig. 10. Several steps of the irradiance calibration of the Brewer#201.

4. Conclusions

A new optical calibration facility is available at the Izaña Observatory. At present, six set-ups have been developed for the absolute, spectral and cosine response calibration of the radiation measuring instruments installed at IZO. This facility allows a better Quality Assurance & Quality Control of the radiation measurements. The systems are used for periodical calibrations of radiometers, spectroradiometers and sunphotometers involved in research activities within GAW, NDACC, BSRN, AERONET and RBCC-E programmes.

Acknowledgements

This work was developed within the Specific Agreement of Collaboration between the University of Valladolid and the CIAI-AEMET “Establish methodologies and quality assurance systems for programs of photometry, radiometry, atmospheric ozone and aerosols within the atmospheric monitoring program of the World Meteorological Organization. Financial supports from the Spanish MICIIN (ref. CGL2008-05939-CO3-00/CLI and CGL 2009-09740) and from the GR-220 Project of the Junta de Castilla y León are gratefully acknowledged.

Anexo 2

Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset

En este anexo se presenta el artículo "*Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset*" publicado en 2014 en la revista *Atmospheric Chemistry and Physics* y relacionado con el capítulo 4 de la presente memoria.



Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset

C. Guirado^{1,2}, E. Cuevas², V. E. Cachorro¹, C. Toledano¹, S. Alonso-Pérez^{2,3,4}, J. J. Bustos², S. Basart⁵,
P. M. Romero², C. Camino², M. Mimouni⁶, L. Zeudmi⁶, P. Goloub⁷, J. M. Baldasano^{5,8}, and A. M. de Frutos¹

¹Atmospheric Optics Group, University of Valladolid (GOA-UVA), Valladolid, Spain

²Izaña Atmospheric Research Center (IARC), State Meteorological Agency of Spain (AEMET),
Santa Cruz de Tenerife, Spain

³Institute of Environmental Assessment and Water Research, Spanish National Research Council (CSIC),
Barcelona, Spain

⁴Universidad Europea de Canarias, Laureate International Universities, La Orotava, Spain

⁵Earth Sciences Department, Barcelona Supercomputing Center-Centro Nacional de Supercomputación,
BSC-CNS, Barcelona, Spain

⁶Office National de la Météorologie, Direction Météo Regionale Sud, Tamanrasset, Algeria

⁷Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, Lille, France

⁸Environmental Modeling Laboratory, Technical University of Catalonia, Barcelona, Spain

Correspondence to: C. Guirado (cguiradof@aemet.es)

Received: 28 March 2014 – Published in Atmos. Chem. Phys. Discuss.: 24 June 2014

Revised: 1 September 2014 – Accepted: 25 September 2014 – Published: 11 November 2014

Abstract. More than 2 years of columnar atmospheric aerosol measurements (2006–2009) at the Tamanrasset site (22.79° N, 5.53° E, 1377 m a.s.l.), in the heart of the Sahara, are analysed. Aerosol Robotic Network (AERONET) level 2.0 data were used. The KCICLO (K is the name of a constant and *ciclo* means cycle in Spanish) method was applied to a part of the level 1.5 data series to improve the quality of the results. The annual variability of aerosol optical depth (AOD) and Ångström exponent (AE) has been found to be strongly linked to the convective boundary layer (CBL) thermodynamic features. The dry-cool season (autumn and winter) is characterized by a shallow CBL and very low mean turbidity (AOD \sim 0.09 at 440 nm, AE \sim 0.62). The wet-hot season (spring and summer) is dominated by high turbidity of coarse dust particles (AE \sim 0.28, AOD \sim 0.39 at 440 nm) and a deep CBL. The aerosol-type characterization shows desert mineral dust as the prevailing aerosol. Both pure Saharan dust and very clear sky conditions are observed depending on the season. However, several case studies indicate an anthropogenic fine mode contribution from the industrial areas in Libya and Algeria. The concentration weighted trajectory (CWT) source apportionment method was used to iden-

tify potential sources of air masses arriving at Tamanrasset at several heights for each season. Microphysical and optical properties and precipitable water vapour were also investigated.

1 Introduction

The regional characterization of mineral dust, particularly close to source areas, has become a valuable tool for researchers from different fields. It will lead to reducing some existing uncertainties about direct radiative forcing by atmospheric aerosols (Forster et al., 2007), and to a better understanding about the potential impact of aerosol on human health and air quality (e.g. De Longueville et al., 2010; Perez et al., 2012).

The Sahara and its margins are the largest and most continuous dust sources in the world. Several satellite and ground-based observation analyses have led to identifying the base of the Ahaggar and Tibesti mountains and the Bodélé Depression as the major sources in this area (Goudi and Middleton, 2001; Prospero et al., 2002; Ginoux et al., 2012). During

recent years, several field campaigns in different locations focused on the analysis of Saharan dust features (Todd et al., 2013, and references therein). In particular, Tamanrasset (main city in the Hoggar, also known as Ahaggar Mountains, in Algeria) hosted a specific soil and aerosol sampling analysis at the beginning of the 1980s (D'Almeida and Schütz, 1983), the African turbidity monitoring network (1980–1984) for climate modelling purposes (D'Almeida, 1986, 1987), and the more recent African Monsoon Multi-disciplinary Analysis (AMMA) campaign (Redelsperger et al., 2006).

During AMMA's intensive observation periods in 2006, Tamanrasset was a fully equipped ground-based station for aerosol and radiation measurements. This campaign has provided comprehensive analysis of several features at Tamanrasset and the Hoggar Mountains (e.g. Flamant et al., 2007; Bou Karam et al., 2008; Cuesta et al., 2008, 2009, 2010). In addition, aerosol observations carried out at Tamanrasset in 2006 have been part of selected aerosol data sets used for several model validations (e.g. Toledano et al., 2009; Haustein et al., 2009, 2012; Su and Toon, 2011). In spite of these studies, limited aerosol observations, mainly confined to shorter period campaigns, are available for this area which is strategically located in the heart of the Sahara.

Consequently, Tamanrasset was considered to be a key place to initiate the Saharan Air Layer Analysis and Monitoring (SALAM) project as part of the Global Atmospheric Watch (GAW) twinning cooperation program between l'Office Nationale de la Météorologie (ONM, Algeria) and the Meteorological State Agency of Spain (AEMET, formerly INM) through the Izaña GAW station (Canary Islands, Spain). In the framework of this project, at the end of September 2006, a Cimel sun photometer was set up at Tamanrasset and integrated into the Aerosol Robotic Network (AERONET). In 2010 the station was incorporated into the World Meteorological Organization (WMO) Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS) Regional Center for Northern Africa, Middle East and Europe (<http://sds-was.aemet.es/>) for near-real time and long-term dust model evaluation. The new aerosol data set from Tamanrasset has been used for a preliminary characterization of aerosol properties (Guirado et al., 2011), for space-based remote sensing evaluation (e.g. Schuster et al., 2012), and for model validation (e.g. Tegen et al., 2013). Regarding dust optical properties, Kim et al. (2011) provide an analysis of the single scattering albedo, asymmetry parameter, real refractive index, and imaginary refractive index at several stations, including Tamanrasset from 2006 to 2009.

The present work focuses on a detailed characterization of aerosol properties at the Tamanrasset site. Very preliminary results, briefly shown by Guirado et al. (2011), have been carefully revised and extended taking into account corrected data. The KCICLO (K is the name of a constant and *ciclo* means cycle in Spanish) method has been used to correct the aerosol optical depth (AOD) and the Ångström expo-

nent (AE) time series. Specific characterizations have been made for the first time: annual evolution and seasonal features of precipitable water vapour (PWV), fine mode fraction (FMF), and aerosol microphysics, as well as an identification of potential source regions. The paper is structured as follows: measurement site, data sets and tools used are described in Sect. 2. In Sect. 3.1 the main aerosol and PWV seasonal features are analysed, an aerosol-type classification is performed and microphysical and optical properties are discussed. In Sect. 3.2 the concentration weighted trajectory method is used to identify potential source regions. In Sect. 3.3 the transport of anthropogenic fine aerosols to Tamanrasset is discussed. In Sect. 4 the main concluding points are provided.

2 Methodology

2.1 Unique characteristics of the Tamanrasset site

On 30 September 2006, a sun photometer was installed on the roof of the main building of the Regional Meteorological Center (Direction Météo Régional Sud, Office National de la Météorologie, Algeria) at Tamanrasset (22.79° N, 5.53° E, 1377 m a.s.l.) in southern Algeria. Tamanrasset is free from industrial activities and is representative of pure desert dust aerosols (Guirado et al., 2011). It is near dust sources located in Mali, southern Algeria, Libya and Chad, on the northern edge of the zonal dust pathway identified by the MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer, onboard NASA's Terra satellite) AOD retrieval (Fig. 8). Moreover, this geographical location is very significant since ground-based measurements of atmospheric constituents from continental Africa are very limited, especially in the surrounding area of Tamanrasset. This station is involved in several international measurement programs such as the Global Climate Observing System (GCOS) – Upper-Air Network (GUAN), the Baseline Surface Radiation Network (BSRN), and the GAW program of the WMO.

The climate of the region is modulated by the influence of the monsoon during summer and the westerly winds during the rest of the year (Cuesta et al., 2008). In July and August easterly winds, moist air masses and scarce rainfall are the prevailing weather conditions. In September the influence of the westerly winds appears at high altitude and draws successively closer to the ground until the end of autumn. This system is maintained, although wind strengths vary, during the winter and even springtime until June when the influence of the easterly winds starts in layers close to the ground (Dubief, 1979). The winter season is characterized by dry conditions and occasional midlevel and cirrus clouds (Cuesta et al., 2008).

2.2 Cimel sun photometer data set

2.2.1 AERONET data

The Cimel sun photometer (model CE-318 operating at 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 and 1020 nm nominal wavelengths) installed at Tamanrasset is one of the standard instruments in AERONET. Data acquisition protocols, calibration procedures and data processing methods have been extensively described (Holben et al., 1998; Dubovik et al., 2000; Smirnov et al., 2000; O'Neill et al., 2003). Solar extinction measurements are used to compute AOD at each wavelength, except for the 940 nm channel, used to retrieve PWV (Eck et al., 1999). AE, which is a measure of the AOD spectral dependence with the wavelength of incident light, is a qualitative indicator of the aerosol's predominant particle size and it can be computed for two or more wavelengths (Schuster et al., 2006). For climatological studies, linear fit determination of AE in the 440–870 nm range is computed for three or four nominal wavelengths (440 nm, 500 nm when available, 670 nm, and 870 nm). AERONET FMF from the spectral deconvolution algorithm (SDA; O'Neill et al., 2003) has also been included in the present analysis. Furthermore, several aerosol microphysical and optical properties retrieved from the AERONET inversion algorithm (Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2006) are discussed. Particularly, particle size distribution, volume concentration, effective radius, as well as single scattering albedo, asymmetry factor, and complex refractive index are analysed because they are closely related to aerosol radiative effects.

The AOD uncertainty is approximately 0.01–0.02 (spectrally dependent, with higher errors in the UV) and it alters the AE by 0.03–0.04 (Eck et al., 1999; Schuster et al., 2006). The PWV uncertainty is estimated to be $\pm 10\%$ (Holben et al., 2001). The amplitude of the errors of the derived parameters from SDA retrieval varies as the inverse of the total AOD. In addition to measurement errors, there are errors in the AOD retrieval due to the uncertainty in the assumed values of the spectral curvature in each mode (O'Neill et al., 2001), which are most critical in coarse mode-dominated conditions. Dubovik et al. (2002) provide a detailed description of the expected error in aerosol size distribution, complex refractive index, and single scattering albedo.

At present, AERONET level 2.0 data from Tamanrasset is only available from October 2006 to February 2009, except from 18 November 2007 to 20 June 2008. Data for the period February 2009–October 2012 will likely never be promoted to level 2.0, and level 1.5 data in this period do not have the sufficient quality to be properly corrected with the KCICLO method that will be discussed below. Data after November 2012 are expected to achieve AERONET level 2.0 and might be incorporated in the future to perform a relatively longer-term analysis. Long AOD data series fulfilling the highest quality criteria are difficult to obtain in remote stations such as Tamanrasset, in which the annual exchange of instruments

is difficult, and where dust events lead to dirt accumulating on the optics. Intense dust storms cause a rapid accumulation of dust while less intense dust transport leads to a more progressive build up of dust on the optics. These inconsistencies are difficult to correct and deteriorate the quality of the measurements.

2.2.2 KCICLO correction

The analysis of the AOD period from 18 November 2007 to 20 June 2008 reveals a systematic and strong AOD and AE fictitious diurnal cycle, most likely caused by dirt on the sun photometer's front windows (Guirado et al., 2011). Other possible causes, such as the effect of temperature on the detector and incorrect sun-pointing, were analysed and discarded. Measurements corresponding to 340 and 500 nm did not achieve level 2.0 in the entire analysed period due to the significant degradation of these filters.

The KCICLO method is used to detect, evaluate and correct possible calibration problems, after discarding a real atmospheric effect or instrument malfunctions (Cachorro et al., 2004, 2008a). Particularly, the obstruction in the optical path, due to dirt on the sun photometer's front windows, leads to a distinct and artificial diurnal cycle pattern that can be corrected using the KCICLO method. This fictitious diurnal cycle is due to the systematic absolute error in the AOD measurements as a consequence of calibration errors (Romero and Cuevas, 2002): the magnitude of this absolute error is greatest at midday because it varies as the inverse of the solar air mass (Cachorro et al., 2008a). This method introduces a constant K defined as the ratio between "incorrect" current and true calibration constants. K quantifies calibration factor error in such a way that $K = 1$ corresponds to a correct calibration constant and $K > 1$ ($K < 1$) will result in an overestimation (underestimation) of the current calibration constant and a convex (concave) curve shape in the diurnal cycle (Cachorro et al., 2004, 2008a). The relative differences of AOD between AERONET level 2.0 and KCICLO data series are estimated to be 8.5 % (or about 0.01 in absolute AOD values) and 2.4 % for AE (Cachorro et al., 2008b).

The application of this in situ correction-calibration procedure requires a sufficient number of clear-sky and stable days for a given period to be corrected. The selected days must fulfil a set of requirements about air mass range (higher than 4 and typically between 1.7 and 6), turbidity (AOD (440 nm) < 0.12 and variability lower than 5 % in the specified air mass range), number of data points (at least 12 per day), and standard deviation of the fit to quantify the calibration factor error (lower than 0.01) (Cachorro et al., 2008a). Therefore, the successful application of the KCICLO method over a given period is associated with a sufficient number of days (5–10 %) fulfilling all the above-mentioned requirements. As a consequence, the application of the method is not always feasible at all stations or at all periods of time. The KCICLO

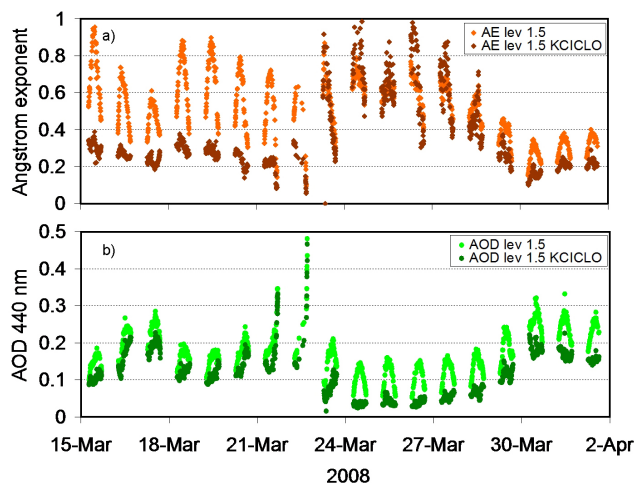


Figure 1. (a) AE in the range 440–870 nm and (b) AOD at 440 nm shown with and without the KCICLO correction from 15 March to 1 April 2008 (refer to legend for colour description). Two different corrections were applied before and after 23 March. AE and AOD are dimensionless parameters.

Table 1. Dimensionless mean K values and standard deviation (SD) for each channel and for each period of correction^a.

	1020 nm	870 nm	675 nm	440 nm	380 nm
18 November 2007–22 March 2008					
K	0.9945	1.0085	1.0281	1.0716	1.1092
SD	0.0190	0.0200	0.0219	0.0257	0.0289
23 March 2008–20 June 2008					
K	1.0674	1.0783	1.0943	1.1224	1.1600
SD	0.0093	0.0093	0.0079	0.0082	0.0090

^a Data from 88 days fulfilling the requirements for applying the KCICLO method have been used to compute the mean K values for the first period and 6 days for the second one.

method has been previously used to correct the AOD data series (e.g. Toledano et al., 2007; Barreto et al., 2014).

At Tamanrasset, a sufficient number of days (94) from 18 November 2007 to 20 June 2008 were available to properly apply the KCICLO method and complete the AOD/AE data set. This method confirmed a calibration shift between November 2007 and June 2008. Only two different correction periods, i.e. two different types of lens contamination (amount of dirt and lenses affected), were detected and the corresponding mean K values (Table 1) were computed. Part of the original and the corrected AOD and AE data for both periods is shown in Fig. 1. Note that the fictitious diurnal cycle is largely reduced both in the AOD and the derived AE.

Additionally, it was possible to apply an external quality control of the KCICLO correction. Since 1995, in the framework of the GAW program, a J-309 handheld sun photometer (Reddy, 1986) supplied by the National Oceanic and

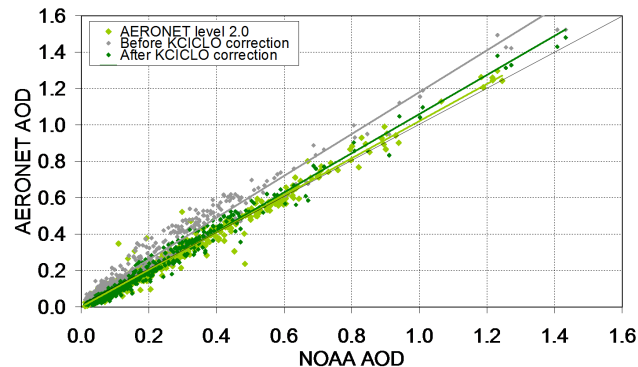


Figure 2. Dimensionless correlation between AERONET AOD at 440 nm and NOAA AOD at 500 nm for time coincident data (within 15 minutes). The AERONET level 2.0 data (light green) cover the period from October 2006 to February 2009. The AERONET level 1.5 data from November 2007 to June 2008 are shown before (grey) and after (dark green) applying the KCICLO correction. Each data set is shown together with their linear regression line. The solid black line is the 1:1 reference line.

Atmospheric Administration (NOAA) has been operated at Tamanrasset. The photometer is characterized by a 2.5° full angle field of view and two 10 nm bandwidth filters centred at 386 and 506 nm, respectively. AOD measurements at 500 nm taken at 09:00, 12:00 and 15:00 UTC (universal time coordinated) were used in this work. Data from October 2006 to February 2009 were compared to the closest AERONET measurements at 440 nm (± 15 min as time coincident criterion). The AOD measurement scatter plot between NOAA and three AERONET data sets is shown in Fig. 2 and the corresponding linear regression parameters are provided in Table 2. After applying the KCICLO correction the correlation coefficient increases to 0.981 for this period (0.968 before correction).

2.2.3 Time series

Following the data processing and quality control procedures described above, AERONET level 2.0 and KCICLO-corrected level 1.5 data (AOD and AE) were used for aerosol characterization. Due to the degradation of the 500 nm filter, AOD measurements at 440 nm were selected for analysis. However, since AOD at 500 nm is more suitable for satellite and modelling comparisons, it was estimated from AOD (440 nm) and AE (440–670–870 nm) applying the Ångström power law (Ångström, 1929). With regard to the PWV record, AERONET level 1.5 measurements were not affected by any fictitious diurnal cycle. The water vapour optical depth, and consequently the PWV product, is not strongly affected by obstructions in the optical path because the calculation algorithm is based on a subtraction of experimental measurements (Schmid et al., 2001). Therefore, the analysed PWV data series comprised AERONET levels 2.0 and 1.5 when level 2.0 was not available. Limitations and

Table 2. Least squares linear fit results (dimensionless) between the NOAA handheld sun photometer AOD measurements and three Cimel sun photometer AOD data sets (AERONET level 1.5 before and after KCICLO correction, and AERONET level 2.0). The parameters are the following: slope of the regression, Y intercept, correlation coefficient (R^2), root-mean-square error (RMSE), and number of observations.

	Before KCICLO correction	After KCICLO correction	AERONET quality assured (level 2.0)
Slope	1.15 ± 0.02	1.07 ± 0.01	1.02 ± 0.01
Y intercept	0.031 ± 0.006	-0.014 ± 0.004	0.001 ± 0.001
R^2	0.968	0.981	0.983
RMSE	0.044	0.031	0.024
No. observations	450	450	1241

special features regarding the analysed AERONET inversion retrievals for single scattering albedo and complex refractive index will be discussed in Sect. 3.1.4. All the analysed daily, monthly, and seasonal averages have been calculated from the corresponding sun photometer single measurements.

2.3 Ancillary data

2.3.1 Meteorological radiosonde data

A GCOS-GUAN meteorological radiosonde (Vaisala RS92) is launched twice a day (at 00:00 UTC and 12:00 UTC) at Tamanrasset airport: data available at the University of Wyoming web site (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Radiosonde data at 12:00 UTC were used for calculation of the convective boundary layer (CBL) top altitude from 2006 to 2009. The criteria used to account for the overshooting thermals are $\Delta\theta/\Delta z \geq 0.0025 \text{ K m}^{-1}$ and $\theta_{\text{top}} - \theta_{\text{base}} \geq 1 \text{ K}$, where $\Delta\theta/\Delta z$ is the potential temperature lapse rate and θ_{top} and θ_{base} refer to the top and base of the layer, respectively (Heffter, 1980; Cuesta et al., 2008). Additionally, PWV retrieved from radiosonde was compared with corresponding AERONET PWV as will be shown in Sect. 3.1.5. Estimated PWV precision of the radiosonde RS92 is around 5 % but for very dry conditions it is about 10–20 % (Miloshevich et al., 2009).

2.3.2 Aerosol extinction vertical profiles

The Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) is an elastic-backscatter lidar on board the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO). CALIOP emits linearly polarized light at 532 and 1064 nm to provide vertically resolved observations of aerosols and clouds on a global scale (Hunt et al., 2009; Winker et al., 2009). Aerosol extinction features at certain heights have been identified using CALIOP level 2 version 3.01 extinction profiles at 532 nm over Tamanrasset (within a 1.5° radius) with a vertical resolution of 60 m (below 20.2 km height) and a horizontal resolution of 5 km. Data from the period 2007–2008, downloaded from the NASA database (<https://eosweb.larc.nasa.gov/cgi-bin/searchTool>).

[cgi?Dataset=CAL_IIR_L1-Prov-V1-10](#)), have been filtered following the methodology of Tesche et al. (2013).

2.3.3 Concentration weighted trajectory method

The concentration weighted trajectory (CWT) source apportionment method (Seibert et al., 1994; Hsu et al., 2003) was used to identify pathways of aerosol-laden air masses for the period 2006–2009 in the dry season (from November to February) and the wet season (from April to September). The resulting information about air mass pathways was combined with the information about aerosol source regions reported by several authors (Sect. 3.2, Fig. 8) to detect potential sources affecting Tamanrasset. This method combines data measured at the receptor site with air mass back trajectories. Although this method was originally designed and widely used for weighting trajectories with concentrations measured at a receptor site, we used AERONET daily AOD and AE observations at Tamanrasset to identify aerosol content and type, respectively. A similar approach to connect distinct sources with different aerosol types has been previously performed by other authors (e.g. Naseema Beegum et al., 2012). A weighted AOD or AE value is assigned to each grid cell by averaging the values associated with the trajectories crossing that grid cell:

$$C_{ij} = \left(\sum_{k=1}^N n_{ijk} \right)^{-1} \cdot \sum_{k=1}^N C_k n_{ijk}, \quad (1)$$

where C_{ij} is the averaged weighted AOD or AE value in the (i, j) grid cell, C_k is the AOD or AE value observed at the receptor point on arrival of k th trajectory, N is the total number of trajectories, and n_{ijk} is the number of the k th-trajectory end points in the (i, j) grid cell, i.e. the time spent in the ij th cell by the k th trajectory. The denominator corresponds to (i, j) grid cell number density. In order to reduce the uncertainty caused by cells with few trajectory end points, an arbitrary weight function W_{ij} (Polissar et al., 1999) was applied:

$$W_{ij} = \begin{cases} 1.00 & 80 < n_{ij} \\ 0.70 & 20 < n_{ij} \leq 80 \\ 0.42 & 10 < n_{ij} \leq 20 \\ 0.05 & n_{ij} \leq 10 \end{cases}, \quad (2)$$

where n_{ij} is the number of trajectory end points that fall in the (i, j) grid cell.

Three-dimensional 5-day back trajectories were calculated with a 1-hour time resolution using the Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model (HYSPLIT) version 4.0 (Draxler and Hess, 1998). The end point was set at Tamanrasset (22.790° N, 5.530° E), and back trajectories were calculated at ground level, 2600 and 5600 m above ground level (a.g.l.) for each day in the period 2006–2009 at 12:00 UTC with wind fields from the GDAS meteorological data set. The vertical model velocity was taken into account.

The $C_{ij} \cdot W_{ij}$ values in the geographical domain longitude (30° W, 30° E) and latitude (5° N, 50° N) were mapped separately for the dry and the wet seasons and for back trajectories ending at the three levels mentioned above. These maps were examined to identify potential source areas or pathways of polluted air masses. The CWT method is able to distinguish major sources from moderate ones (Hsu et al., 2003).

Besides the CWT analysis, potential source contribution function (PSCF) maps (Ashbaugh et al., 1985) were also obtained in order to identify the direction and sources of air masses causing high AOD and AE values at Tamanrasset. The PSCF method estimates the conditional probability of each pixel of the geographical domain being a source location, using back trajectories arriving at the study site. The results are plotted on a map describing the spatial distribution of potential source regions. We used the same back trajectories, AOD and AE values and the arbitrary weight function, Eq. (2), for both the PSCF and CWT methods. Our resulting PSCF maps are in good agreement with those from CWT. We only show CWT results because they provided the same information on potential source locations plus additional information on the intensity of the sources, as already mentioned.

3 Results and discussion

3.1 Aerosol and precipitable water vapour characterization

3.1.1 Aerosol temporal evolution and statistics

From October 2006 to February 2009, a total of 31 800 cloud-free valid AOD observations from 790 days (92 % of the days in the period) are available. After the KCICLO correction, AOD and AE values are globally lower (around 8 and 17 %, respectively) than the time series shown by Guirado et al. (2011). The AOD, AE and FMF monthly statistics are presented in Fig. 3a, b, and c, respectively. AOD remains sta-

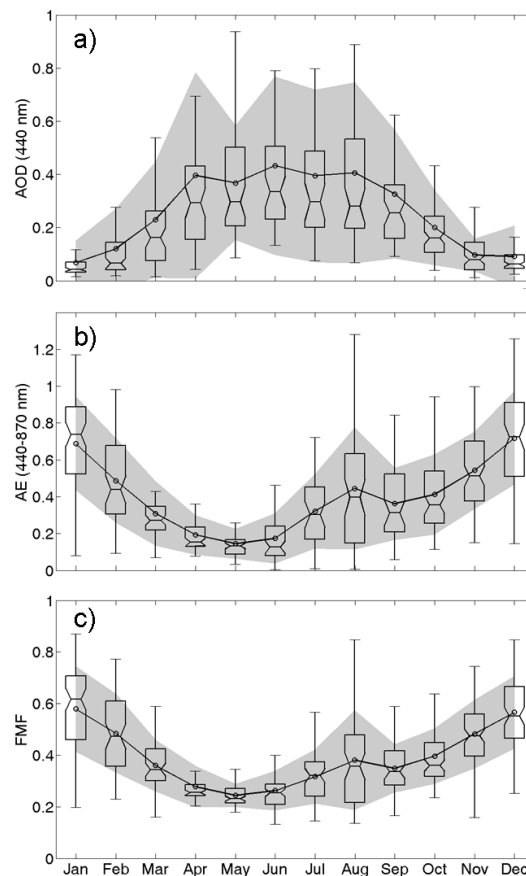


Figure 3. Monthly box-and-whisker plot of daily (a) AOD at 440 nm, (b) AE in the range 440–870 nm, and (c) FMF at 500 nm for the study period at Tamanrasset. Open dots are mean values; grey shaded area indicates the range of values between the mean plus or minus the standard deviation; boxes show 25th, median and 75th percentiles; and whiskers extend from each end of the box to the most extreme values within 1.5 times the interquartile range. AOD, AE and FMF are dimensionless parameters.

ble around 0.1 from November to February (absolute minimum of 0.07 in January). Conversely, AOD exceeds 0.3 from April to September reaching an absolute maximum of 0.43 in June (Fig. 3a, Table 3). High AOD variability (standard deviation >0.30) is observed for high monthly AOD records (from April to August except May) while the lower variability (standard deviation around 0.10) coincides with the lower AOD observations (from November to January). During the period analysed, March and October act as transition months between the two main seasons. Similar results were reported by Kim et al. (2011) from a different approach. Their analysis was limited to “dust aerosol” properties by selecting data with large AOD (≥ 0.4) and very low AE (≤ 0.2). According to these criteria, non dust aerosols were identified from November to February at the Tamanrasset station.

Table 3. Monthly means of AOD, AE, and PWV for the period October 2006 to February 2009 at Tamanrasset^a.

Month	AOD (440 nm) ^b	AE (440–670–870 nm) ^b	PWV (cm)	No. of days
January	0.07 (0.08)	0.69 (0.25)	0.37 (0.16)	93
February	0.12 (0.15)	0.49 (0.23)	0.48 (0.23)	66
March	0.23 (0.22)	0.31 (0.17)	0.57 (0.37)	62
April	0.40 (0.39)	0.19 (0.11)	0.64 (0.29)	60
May	0.37 (0.22)	0.15 (0.08)	0.99 (0.29)	62
June	0.43 (0.34)	0.17 (0.14)	0.97 (0.26)	60
July	0.39 (0.32)	0.32 (0.20)	1.15 (0.24)	62
August	0.41 (0.34)	0.44 (0.33)	1.39 (0.45)	62
September	0.33 (0.24)	0.36 (0.20)	1.22 (0.32)	61
October	0.20 (0.14)	0.41 (0.22)	1.01 (0.28)	93
November	0.10 (0.06)	0.54 (0.21)	0.68 (0.24)	90
December	0.09 (0.12)	0.72 (0.25)	0.49 (0.26)	93

^a Corresponding standard deviations are shown in brackets.

^b Dimensionless.

The annual cycle of AE and FMF is the opposite of AOD (Fig. 3). The dry season is characterized by higher AE and FMF values, reaching a maximum in January (0.69 and 0.58, respectively) and December (0.72 and 0.57, respectively) and decreasing until May (minimum of 0.15 and 0.24, respectively). A secondary maximum is observed in August with AE and FMF values of 0.44 and 0.38, respectively, associated with a decrease of the coarse mode and a slight increase of the fine mode. Such increase will be analysed in detail in Sect. 3.3.

Concerning the pattern shown in Fig. 3, Cuesta et al. (2008) identified a marked seasonal evolution of atmospheric aerosol content and its optical properties linked to the monsoon regime throughout 2006. Guirado et al. (2011) stated the clear and opposite seasonal cycle of AOD and AE, compared them with the CBL, and defined a dry-cool season (autumn and winter) and a wet-hot season (spring and summer). The CBL, PWV, and corrected AOD and AE time series are presented in Fig. 4. Daily mean AOD at 500 nm was estimated (not shown for the sake of brevity). Relative differences between AOD at 500 and 440 nm were mainly below 0.01, except for AOD values above 0.1 that were sometimes higher (0.04 as maximum). The dry-cool season is characterized by low AOD (~ 0.09 at 440 nm), not very low AE values (~ 0.62) and low PWV (~ 0.51 cm). The wet-hot season is characterized by higher mean AOD (~ 0.39), lower AE (~ 0.28), and double the autumn–winter PWV values (~ 1.06 cm). A statistical summary of the data series is given in Table 4.

A strong and thick CBL drives the wet season (Fig. 4a). The properties of the transported air masses are a part of the atmospheric phenomena that have an influence on the evolution of the CBL height throughout the year (Cuesta et al., 2008). Moreover, this evolution is linked to the seasonal climatic features at Tamanrasset, described at the end of Sect. 2.1. The wet season, affected by the monsoon regime,

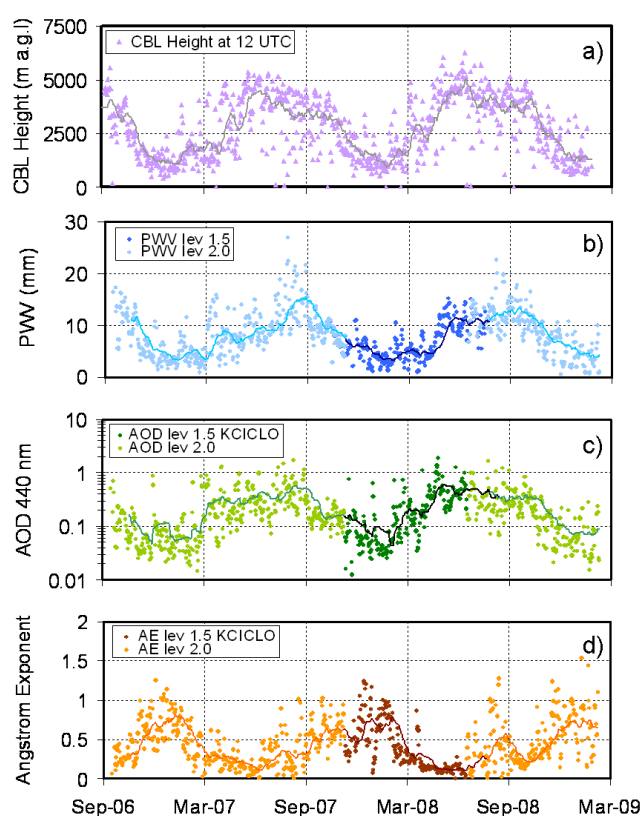


Figure 4. Time series of (a) CBL height (metres above ground level) determined from the 12:00 UTC soundings (violet triangles) in Tamanrasset (reprinted from Guirado et al., 2011), and AERONET daily mean values of (b) PWV (mm), (c) AOD at 440 nm, and (d) AE in the range 440–870 nm (refer to legend for colour description). Solid lines correspond to 30-day moving averages. AOD and AE are dimensionless parameters.

Table 4. Statistics of AOD, AE, and PWV from October 2006 to February 2009 at Tamanrasset^a.

	AOD (440) ^b	AE (440–670–870) ^b	PWV (cm)
Dry season (342 days)			
Mean	0.09	0.62	0.51
SD	0.10	0.25	0.25
Median	0.06	0.62	0.45
Min.	0.01	0.08	0.06
Max.	0.90	1.26	1.41
Wet season (367 days)			
Mean	0.39	0.28	1.06
SD	0.31	0.22	0.40
Median	0.29	0.20	1.03
Min.	0.04	0.01	0.22
Max.	2.18	1.28	2.71

^a Mean, standard deviation, median, minimum, maximum and number of days are shown for the dry season (November–February) and for the wet season (April–September). March and October are considered transition months.

^b Dimensionless.

is characterized by strong and frequent mineral dust storms (Guirado et al., 2011) when the deep CBL favours the vertical mixing of lifted dust layers (Cuesta et al., 2009). In this period, the fully developed CBL (4–6 km a.g.l.) coincides with the higher AOD and PWV records at Tamanrasset. On the contrary, during the rest of the year the prevailing dry westerly flow leads to a shallow CBL (1–2 km a.g.l.) with lower AOD and PWV records. These results are in agreement with Cuesta et al. (2008), who reported a summer season driven by a 5–6 km deep layer which evolved from a 1.5–2 km shallow layer in winter during 2006.

Guirado et al. (2011) showed overall frequency histograms of AOD and AE. Due to the observed seasonal pattern, frequency distributions of AOD and AE for the dry and wet seasons are shown in Fig. 5. AOD shows a unimodal positively skewed distribution for both seasons. The wet season modal value is 0.15 (but only 35 % of the data are below 0.15) while the dry season mode is narrower (90 % of the data are below 0.15) and centred at 0.1. These features lead to a wider distribution for the whole data set, centred at 0.1 and showing 60 % of AOD data below 0.15 (Guirado et al., 2011), what indicates a cleaner atmosphere than sites located in the Sahel where about 85 % of the AOD values are above 0.15 (Basart et al., 2009). This could be partly explained by the station height. On the contrary, AE shows a bimodal distribution for both seasons. The dry season distribution is slightly bimodal (0.4 and 0.7 modal values) and symmetrical (mean and median AE are equal as it can be seen in Table 4). Whereas the AE in the wet season distribution is positively skewed showing a narrowed first mode centred at 0.15 and a less pronounced but wider second mode centred at 0.4 (which coincides with the modal value of the first mode of the dry season).

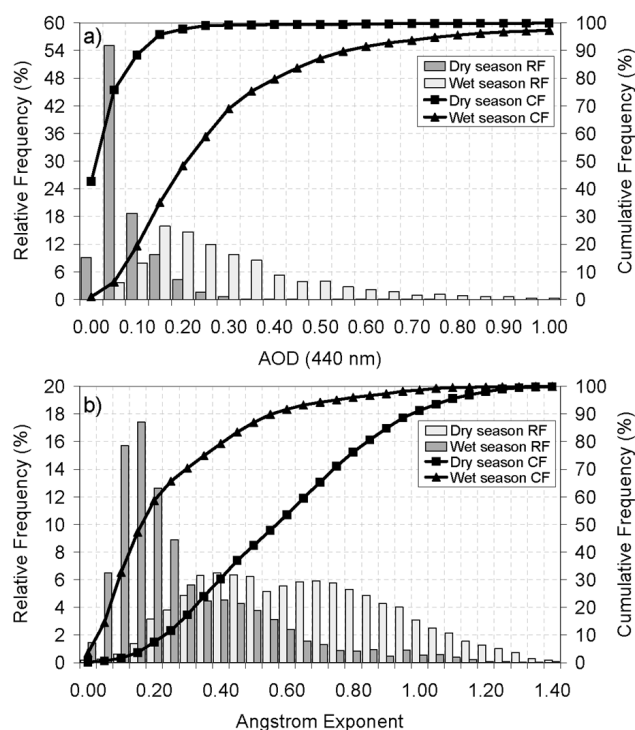


Figure 5. Relative frequency (RF) and cumulative frequency (CF) of (a) AOD at 440 nm and (b) AE in the range 440–870 nm at Tamanrasset. Histograms are shown separately for the dry and the wet seasons (refer to legend for colour and symbol description). AOD and AE are dimensionless parameters.

3.1.2 Aerosol classification

Guirado et al. (2011) used the graphical method proposed by Gobbi et al. (2007) to identify aerosol types at Tamanrasset. This method relies on the combined analysis of AE (440–870 nm) and its spectral curvature, represented by the Ångström exponent difference $\delta AE = AE(440-670 \text{ nm}) - AE(670-870 \text{ nm})$. These coordinates are linked to FMF (%) and aerosol fine mode size (μm) (Fig. 6) by reference points corresponding to bimodal size distributions of spherical particles which have been determined using the Mie theory on the basis of the typical refractive index of urban/industrial aerosol ($m = 1.4 - 0.001i$). The assumption of spherical particles is not expected to significantly impact the results (Gobbi et al., 2007). Regarding the sensitivity of the graphical method to the refractive index, the level of indetermination is of the order of $\pm 25\%$ for aerosol fine mode radius (R_f) and $\pm 10\%$ for FMF computed both for refractive index varying between $m = 1.33 - 0.000i$ (typical of water droplets) and $m = 1.53 - 0.003i$ (typical of mineral dust aerosols). This method was applied to AERONET level 2.0 observations which verify $AOD > 0.15$. This limit was selected in order to avoid errors larger than $\sim 30\%$ in AE and δAE , as advised by Gobbi et al. (2007). Basart et al. (2009) applied this graphical methodology to track and characterize

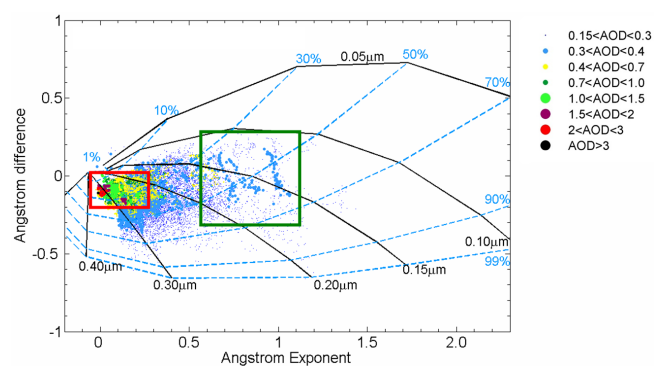


Figure 6. Ångström exponent difference, $\delta AE = AE(440, 675) - AE(675, 870)$, as a function of AE and AOD (refer to legend for colour and symbol description) at the Tamanrasset site (10 460 observations) (reprinted from Guirado et al., 2011). Strong dust events (red rectangle) and a mixture of different aerosol types (green rectangle) are indicated. δAE , AOD and AE are dimensionless parameters.

mixtures of pollution and mineral dust, confirming the robustness of the method. Since $\sim 95\%$ of AOD observations during the dry season are below 0.15 (Fig. 5a), the graphical method performed only for this period would not be representative. Thus, the same graph shown by Guirado et al. (2011), corresponding to the whole data set, was analysed.

The aerosol features at Tamanrasset (Fig. 6) are similar to those found at other arid and desert areas, such as Banizombou or Saada, reported by Basart et al. (2009). Large variations of AOD with AE almost inversely proportional to AOD are shown, thus higher extinctions are linked to larger particles. In addition, δAE is negative or slightly positive indicating a large dominance of the one-particle mode. Typical pure Saharan dust conditions (red rectangle in Fig. 6) are characterized by high-extinction values ($AOD > 0.7$) with $AE < 0.3$ and $\delta AE < 0$ that correspond to $FMF < 40\%$ and $R_f \sim 0.3 \mu\text{m}$. Aerosols presenting higher AOD (up to 0.4) than expected for AE values ranging between 0.6 and 1.1 are observed in 8.7% of the cases (green rectangle in Fig. 6). They are characterized by variable δAE , FMF and R_f ranging between -0.3 and 0.2 , 30 and 70%, and 0.10 and $0.20 \mu\text{m}$, respectively. This pattern can be associated with a mixture of mineral dust and smaller particles of another origin (Basart et al., 2009) and is observed during summer. Biomass burning fine particles are discarded because they are emitted in winter time in the Sahel region. Thus, fine particles may have an urban or industrial origin as indicated by Guirado et al. (2011). This will be discussed in Sect. 3.3.

3.1.3 Aerosol microphysics

Multiannual monthly means of particle size distribution and volume concentration have been analysed for the period 2006–2009 (Fig. 7a, Table 5). A slight bimodality is observed with a strong predominance of coarse mode and a quite stable coarse-modal geometrical radius throughout the year with values of around $2.24 \mu\text{m}$. This value is within the radius interval ($1\text{--}3.5 \mu\text{m}$) of maximum aerosol volume distributions reported by Ryder et al. (2013) in their comparison of aircraft campaigns performed in the central Sahara since 2000. At $2.24 \mu\text{m}$, the coarse mode volume concentration is lower during the dry season ($\sim 0.03 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$ in December), when minimum AOD values are recorded, and then starts to grow peaking in July ($\sim 0.25 \mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$). Standard deviations are of the same order as mean values (Table 5) indicating high variability of daily measurements. The fine mode concentration shows the same seasonal pattern as the coarse mode but with values decreased by a factor of ~ 10 (wet season) and ~ 6 (dry season). The presence of both submicron and coarse modes throughout the year was also observed by Cuesta et al. (2008) through the analysis of in situ aerosol size distributions at Tamanrasset in 2006. They reported variability between the two modes lower than 10–15% regardless of the season.

Daily fine mode volume fraction (V_f/V_t) ranges between 0.03 and 0.46 (Fig. 7b) showing the dominance of the coarse mode. However, as it was discussed about FMF in Sect. 3.1.1 and 3.1.2, fine or coarse particles dominate the contribution to total AOD depending on the season. The relationship between these two fine mode quantitative parameters is shown in Fig. 7b. During the dry season, FMF and V_f/V_t are roughly linearly related. During the wet season, coarse particles dominate in terms of both optical depth and volume concentration. However, few measurements meeting $FMF > 0.5$ and $V_f/V_t > 0.25$ are found in the wet season and most of them are linked to the fine aerosol presence analysed in Sect. 3.3.

Total effective radius follows an expected opposite seasonal pattern to AE, showing (Table 5) a maximum in May ($0.86 \mu\text{m}$), a minimum in November–December ($\sim 0.58 \mu\text{m}$) and a secondary minimum in August ($0.61 \mu\text{m}$). Regarding fine mode effective radius, it reaches a maximum during the dry season ($\sim 0.16 \mu\text{m}$ in January and December) and decreases toward the lowest values in July and August ($\sim 0.12 \mu\text{m}$), a seasonal trend nearly the opposite of AOD. Similarly, the coarse mode effective radius shows the highest mean value in January ($1.92 \mu\text{m}$) and appears to be almost stable during the wet season ranging between 1.62 and $1.72 \mu\text{m}$. This last result, coarse mode effective radius decreasing for higher coarse mode concentrations under desert dust conditions (Table 5), has been previously reported and linked to a practically monomodal volume particle size distribution (e.g. Prats et al., 2011, and references therein).

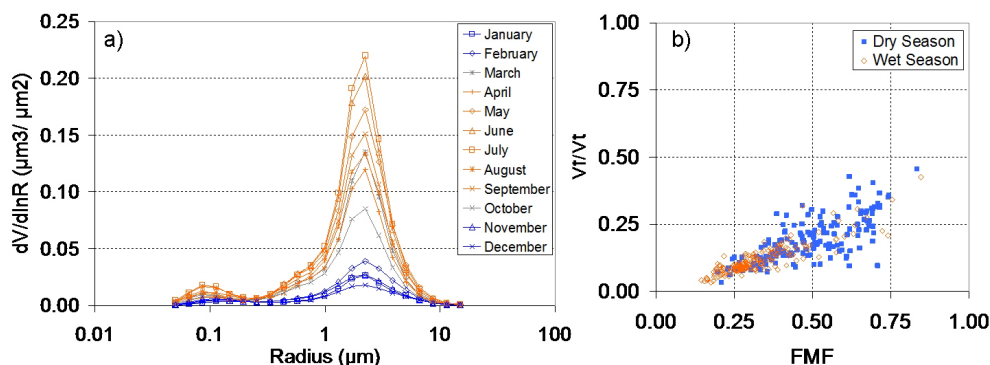


Figure 7. (a) Monthly means of aerosol particle size distribution ($\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$) at Tamanrasset for the period 2006–2009. Same colours are used for the dry season (blue), the wet season (orange), and the transition months (grey). (b) Scatter plot of FMF (dimensionless) and fine mode volume fraction (V_f/V_t) (dimensionless) for the dry and wet seasons (157 and 183 coincident observations, respectively).

Table 5. Monthly means of volume particle concentration (VolCon) of total, fine and coarse modes, fine mode volume fraction (V_f/V_t), and effective radius (R_{eff}) for the period October 2006–February 2009 at Tamanrasset^a.

Month	VolCon ($\mu\text{m}^3 \mu\text{m}^{-2}$)			V_f/V_t^b	R_{eff} (μm)			No. of days
	Total	Fine	Coarse		Total	Fine	Coarse	
January	0.04 (0.09)	0.005 (0.003)	0.04 (0.08)	0.21 (0.09)	0.63 (0.22)	0.163 (0.023)	1.92 (0.38)	38
February	0.06 (0.09)	0.008 (0.008)	0.05 (0.09)	0.17 (0.09)	0.70 (0.20)	0.151 (0.026)	1.89 (0.21)	27
March	0.17 (0.18)	0.015 (0.016)	0.15 (0.17)	0.11 (0.05)	0.78 (0.16)	0.141 (0.025)	1.86 (0.32)	22
April	0.16 (0.22)	0.014 (0.012)	0.14 (0.20)	0.11 (0.04)	0.77 (0.11)	0.145 (0.020)	1.66 (0.14)	21
May	0.23 (0.18)	0.017 (0.011)	0.21 (0.17)	0.09 (0.02)	0.86 (0.11)	0.133 (0.012)	1.72 (0.09)	24
June	0.25 (0.22)	0.019 (0.008)	0.23 (0.22)	0.10 (0.04)	0.80 (0.19)	0.129 (0.016)	1.68 (0.13)	35
July	0.27 (0.31)	0.025 (0.014)	0.25 (0.30)	0.13 (0.06)	0.69 (0.22)	0.122 (0.014)	1.72 (0.11)	35
August	0.19 (0.16)	0.022 (0.011)	0.17 (0.15)	0.16 (0.08)	0.61 (0.17)	0.123 (0.018)	1.72 (0.14)	45
September	0.20 (0.11)	0.018 (0.009)	0.18 (0.10)	0.10 (0.02)	0.79 (0.11)	0.139 (0.019)	1.62 (0.09)	23
October	0.12 (0.10)	0.014 (0.009)	0.11 (0.10)	0.13 (0.04)	0.71 (0.11)	0.143 (0.019)	1.62 (0.14)	45
November	0.05 (0.03)	0.008 (0.005)	0.04 (0.03)	0.19 (0.07)	0.58 (0.13)	0.146 (0.024)	1.77 (0.27)	54
December	0.04 (0.03)	0.007 (0.004)	0.03 (0.02)	0.22 (0.09)	0.59 (0.18)	0.159 (0.030)	1.82 (0.25)	38

^aCorresponding standard deviations are shown in brackets.

^bDimensionless.

3.1.4 Aerosol optical properties

AERONET level 2.0 retrievals for single scattering albedo (SSA) and complex refractive index are limited to measurements of AOD (440 nm) > 0.4. The reason is that the accuracy of these two parameters significantly decreases under lower aerosol loading conditions: 80–100 % and 0.05–0.07 for real

and imaginary parts of refractive index, respectively, and 0.05 for SSA (Dubovik et al., 2000, 2002). Therefore, no information of these parameters is available in the AERONET database for the dry season at Tamanrasset. Regarding the wet season, dust optical properties (from March to October) are reported by Kim et al. (2011). To perform an analysis for the dry season, we have filtered level 1.5 data following

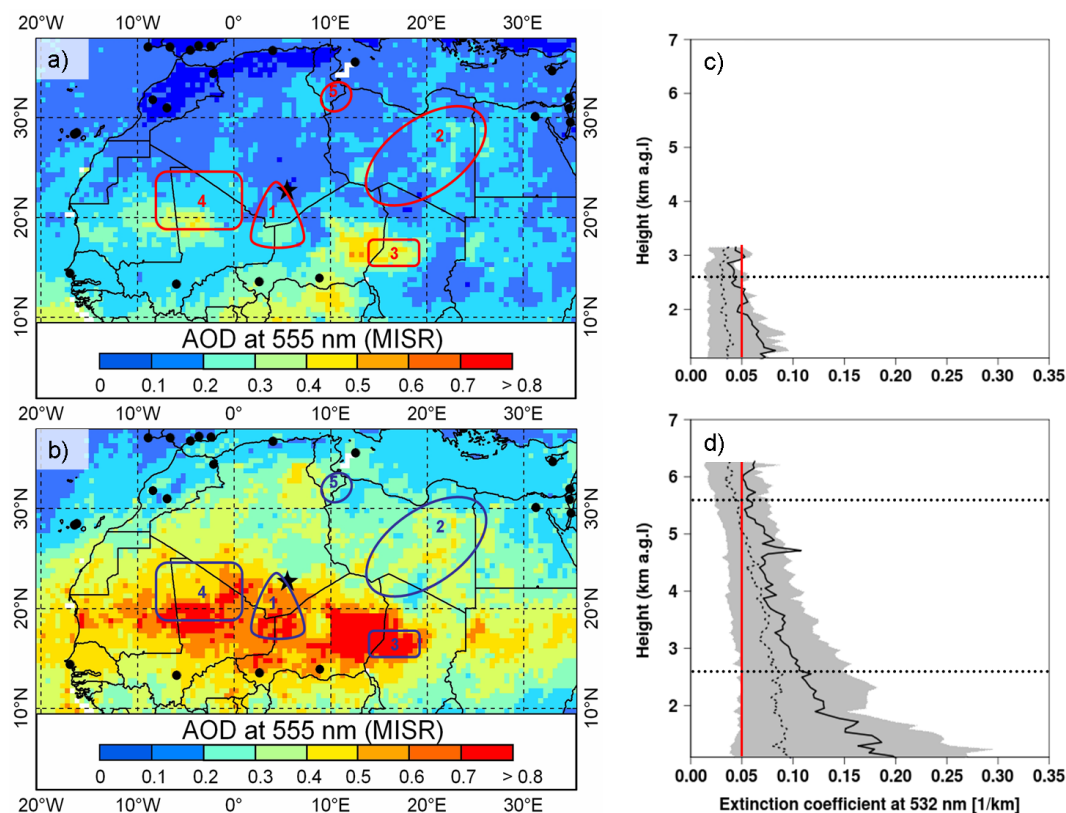


Figure 8. Averaged MISR AOD at 555 nm (dimensionless blue/red scale) for the period 2007–2008 during (a) the dry season (from November to February) and (b) the wet season (from April to September). Geographical location of Tamanrasset (black star) in the Hoggar Mountains (Algeria) and present (2014) continuous monitoring AERONET stations (black dots) are indicated. Several potential dust sources, discussed in the text, have been identified (solid red/blue lines) and numbered as follows: 1, triangle formed by the Adrar des Ifoghas, Hoggar and Aïr massifs; 2, eastern Libyan desert; 3, Bodélé Depression; 4, western Sahara region; and 5, Libya–Tunisia border. Mean (black solid line) and median (black dashed line) CALIOP extinction coefficients at 532 nm (km^{-1}) are displayed for the period 2007–2008 during (c) the dry season (43 available profiles) and (d) the wet season (95 available profiles) over Tamanrasset. Grey-shaded area shows the range of values between the 20th and 80th percentiles. The red line marks the threshold of pristine conditions (extinction coefficient $<0.05 \text{ km}^{-1}$). Significant height levels, except the ground level, for the CWT analysis (2600 and 5600 m a.g.l.) are marked (black dotted lines).

the same AERONET criteria but applying a smaller threshold to AOD (above 0.1, instead of 0.4, at 440 nm). A similar approach has been previously considered by other authors to investigate the role of fine aerosols on the absorption of solar radiation (e.g. Mallet et al., 2013).

The imaginary part of refractive index, the SSA, and the asymmetry parameter are relatively constant in the interval 675–1020 nm during both the dry and the wet seasons (Table 6). However, the SSA is lower at 440 nm whereas both the imaginary part (absorption) of the refractive index, as well as the asymmetry parameter, are higher at 440 nm. These spectral patterns of SSA and complex refractive index are consistent with dust-dominant conditions (e.g. Dubovik et al., 2002). For the dry season this spectral dependency is smoothed and the asymmetry parameter is slightly lower due to the decrease in the coarse mode dominance. It is worth noting that the real part of the refractive index ranges between 1.43 and 1.46 during the wet season. These values are lower

than expected for dust conditions. Deviations ranging ± 0.05 or more from 1.53 have been previously reported by Dubovik et al. (2002) and references therein.

3.1.5 Precipitable water vapour

The observed PWV atmospheric content shows an annual cycle quite similar to that of the CBL (Fig. 4a, b). The lowest multiannual monthly mean of PWV (Table 3) is observed in January ($0.37 \pm 0.16 \text{ cm}$) showing a low year to year variability and increases during winter and spring peaking in August ($1.39 \pm 0.45 \text{ cm}$) under the monsoon regime. PWV retrieved from radiosondes launched at 12:00 UTC has been compared (not shown) with the corresponding AERONET PWV (average of the measurements taken from 12:00 UTC to 13:00 UTC), with a good correlation (0.94) for an overall number of 610 coincident measurements. The slope of the least-squares regression line is 1.14 and the RMSE is

Table 6. Seasonal means (dimensionless) of SSA, real and imaginary parts of the refractive index (Ref. index), and asymmetry parameter (Asym.) at 440, 675, 870 and 1020 nm^a. Number of daily available observations (N) is also indicated.

	Wet Season					Dry Season				
	440	675	870	1020	N	440	675	870	1020	N
SSA ^b	0.90 (0.01)	0.96 (0.01)	0.97 (0.01)	0.98 (0.01)	53	0.93 (0.02)	0.95 (0.02)	0.96 (0.02)	0.96 (0.02)	27
Real Ref. index ^b	1.45 (0.03)	1.47 (0.02)	1.44 (0.02)	1.43 (0.02)	53	1.41 (0.03)	1.42 (0.03)	1.42 (0.03)	1.42 (0.03)	27
Imaginary Ref. index ^b	0.004 (0.001)	0.002 (0.001)	0.002 (0.001)	0.001 (0.001)	53	0.004 (0.001)	0.003 (0.001)	0.003 (0.001)	0.003 (0.001)	27
Asym. ^c	0.76 (0.03)	0.74 (0.03)	0.74 (0.02)	0.75 (0.02)	183	0.75 (0.03)	0.74 (0.03)	0.73 (0.03)	0.74 (0.03)	157

^a Corresponding standard deviations are shown in brackets.

^b Level 2.0 for the wet season and level 1.5 filtered for the dry season.

^c Level 2.0 for the wet and the dry season.

1.15 mm. These results are in good agreement with similar comparisons, such as that performed by Schneider et al. (2010), who reported a correlation of 0.96 between 675 AERONET and radiosonde coincident measurements (1 hour as temporal coincidence criterion) at the Izaña station.

3.2 Potential source regions

3.2.1 Concentration weighted trajectory analysis

Recently, several comprehensive reviews of potential dust sources in Northern Africa (e.g. Formenti et al., 2011; Ginoux et al., 2012) have been provided. However, our goal is to identify the potential dust sources affecting the Tamanrasset station. This study has been performed through the analysis of primary air mass pathways and their relationship with AERONET AOD and AE measurements at Tamanrasset.

CALIOP aerosol extinction profiles at 532 nm (Fig. 8c, d) have been analysed to link aerosol extinctions and air mass pathways at certain heights. The 20th percentile of the extinction in the wet season (Fig. 8d) has been selected as a threshold of pristine conditions. The features of the CBL top identified from CALIOP agree quite well with those obtained from the radiosondes. Taking into account the averaged CALIOP profiles, HYSPLIT back trajectories at several heights have been calculated for each day of the period 2007–2008. The end-point heights of the back trajectories have been selected according to the CBL top height during both the dry and the wet seasons. The three selected height levels provide information about air mass transport near the surface (ground level), at an intermediate layer (2600 m a.g.l.), which is just above the CBL top in the dry season and within the CBL during the wet season, as well as at 5600 m a.g.l., above the CBL (free troposphere) all year long (Figs. 4a, 8c, d). A first cluster analysis was performed using the *k*-means clustering algorithm following the Jakob and Tselioudis (2003) procedure. However, no conclusive results were found due to the

variability of the cluster classification obtained for each season (dry and wet) and for each altitude. For this reason the CWT method was applied to AOD and AE parameters.

Air mass back trajectories at 2600 and 5600 m a.g.l. show a westerly component in the dry season (Fig. 9c, d), driven by the general circulation, since these levels correspond to the free troposphere over the relatively low CBL top. The dry season is characterized by low AOD and rather high AE associated with short air mass back trajectories at ground level from the first quadrant (Fig. 9a, b). Dust source regions identified as 1 and 2 in Fig. 8 might potentially affect Tamanrasset in this season. The region located in the triangle formed by Adrar des Ifoghas, Hoggar Mountains and the Air Massif (dust source 1; Fig. 8), has been previously identified (D'Almeida, 1986; Prospero, 2002; Schepanski et al., 2009; Alonso-Pérez et al., 2012) as a Saharan dust source formed by a drainage system of ephemeral rivers and streams. This source is sensitive to the effects of mesoscale winds intensified by the orography (Ginoux et al., 2012). A second potential dust source (dust source 2; Fig. 8) extends from the northwest side of the Tibesti Mountains in Chad over the eastern Libyan Desert (D'Almeida, 1986; Caquineau et al., 2002; Prospero, 2002; Ginoux et al., 2012). This source is formed by a large basin with sand seas and the northern part is marked with a chain of wadis (and associated complexes of salt/dry lakes). It is active during much of the year but it is especially intense in May–June.

In relation to AE (Fig. 9b), the highest values (smaller particles) are found around Tamanrasset. It could be the result of a mixture of desert dust and local pollution produced by cooking and heating bonfires with firewood, common in this region, which is not well dispersed by the low-level atmospheric circulation. The potential influence of biomass burning from the Sahel region to Tamanrasset during the dry season can be considered as nonexistent according to the CWT analysis.

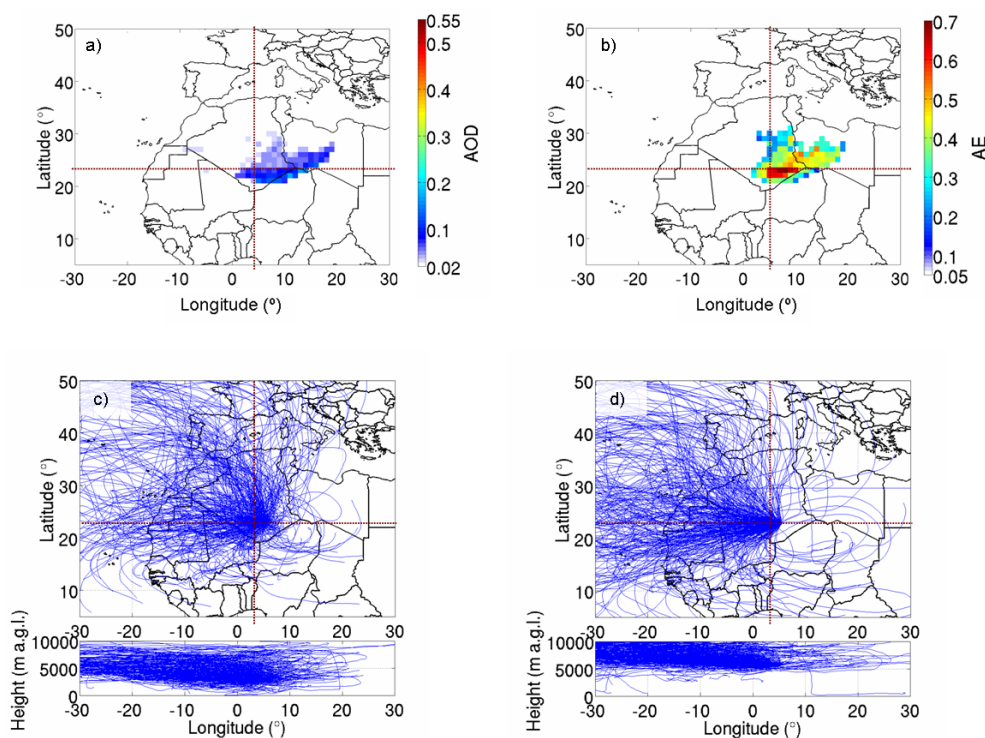


Figure 9. CWT maps at ground level for (a) AOD and (b) AE, and HYSPLIT back trajectories ending at (c) 2600 and (d) 5600 m a.g.l. during the dry season (from November to February). Refer to dimensionless white/red scales for colour description of AOD and AE. Tamanrasset is located at the intersection of the four quadrants.

In the wet season, only the 5600 m a.g.l. level is over the top of a high CBL typical of summertime, showing mainly westerly trajectories (Fig. 10e). CWT analysis for AOD and AE at ground and 2600 m a.g.l. levels give similar results suggesting a well-mixed CBL in this season. AOD and AE CWT plots at ground level and 2600 m a.g.l. (Fig. 10a–d) show a curved dust pathway with relatively high values of AE (smaller particles) from northern central Libya passing over dust sources 1 and 2 as occurs in the dry season. A second curved dust pathway from the Libya–Tunisia border (Caquineau et al., 2002) (dust source 5; Fig. 8) is observed to transport larger particles (low AE) to Tamanrasset at ground level. A few air mass trajectories originate from the west passing over the large dust source 4 (Fig. 8) located in northern Mali, northern Mauritania and the western flanks of the Hoggar Mountains (Prospero, 2002; Brooks and Legrand, 2003; Alonso-Pérez et al., 2012). It is a complex distribution of dust sources with extensive dune systems that are particularly active from April to September.

Regarding one of the most significant dust sources in the world, the Bodélé Depression (Goudi and Middleton, 2001; Prospero, 2002; Brooks and Legrand, 2003) (dust source 3, Fig. 8), CWT analysis shows that it is a minor dust source affecting Tamanrasset.

3.2.2 Mesoscale convective system analysis

Mesoscale weather systems (dry boundary layer convection, “haboob” dust storms, nocturnal low-level jets, and southerly monsoon flow) influence dust emission, transport, and deposition over the central western Sahara (Marsham et al., 2008, 2013; Knippertz and Todd, 2010, 2012; Ashpole and Washington, 2013). During 2006, Cuesta et al. (2008) observed several summertime dust transport events over Tamanrasset associated with MCSs (mesoscale convective systems). However, MCSs cannot be well captured by global meteorological models or regional dust models (Marsham et al., 2011; Heinold et al., 2013) nor by the HYSPLIT back-trajectory parameterization. Consequently, we performed an additional analysis to identify the influence of MCSs on dust transport events over Tamanrasset.

We have analysed 21 episodes of MCSs that have been selected through comparison between observed AERONET AOD and NMMB/BSC-Dust model AOD over Tamanrasset in the period 2007–2008 (Fig. 11). The simulation of the Non-hydrostatic Multiscale Model (NMMB) Barcelona Supercomputing Center (BSC) v1 is generated using the National Center for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis-2 (1° grid) and initial and boundary conditions from the Global Land Data Assimilation System (GLDAS). The resolution is set at 0.5° in the horizontal

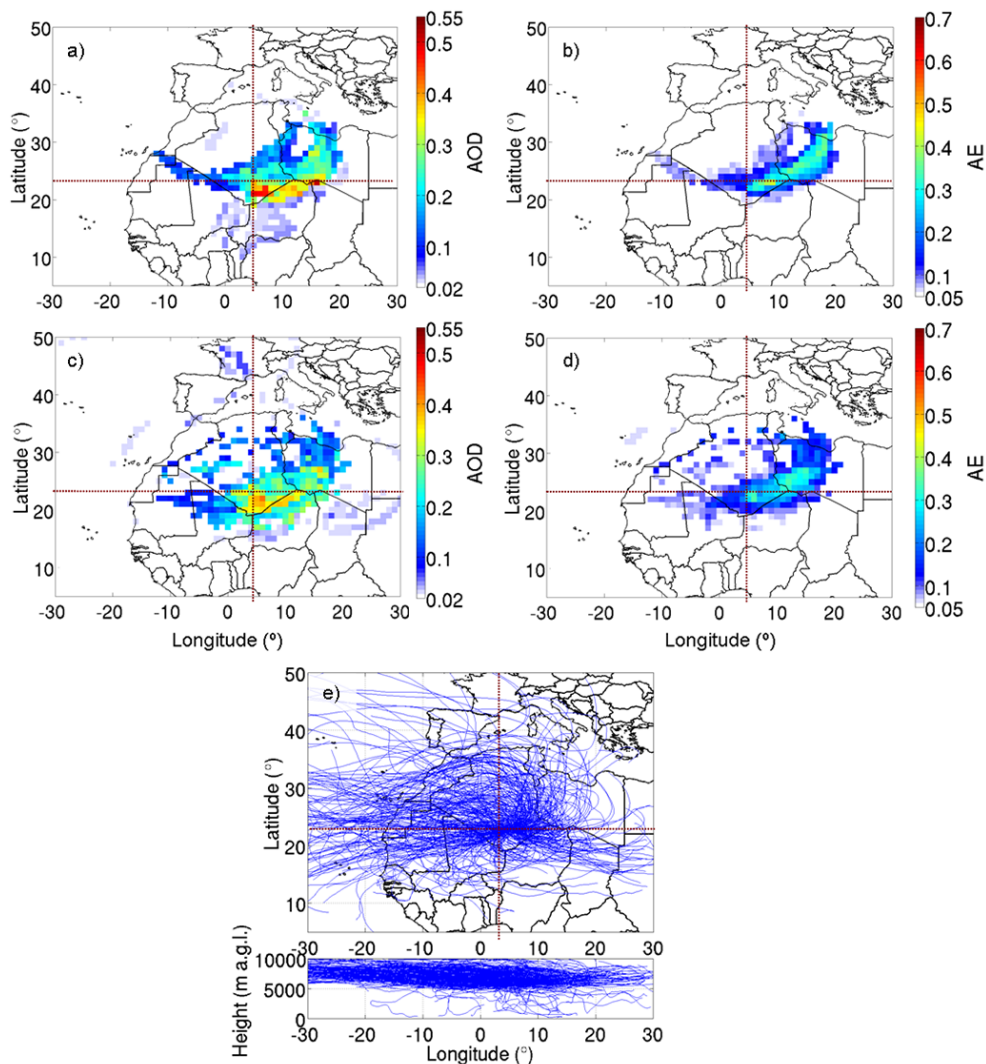


Figure 10. CWT maps for AOD and AE at (a and b) ground level and (c and d) 2600 m a.g.l., and (e) HYSPLIT back trajectories ending at 5600 m a.g.l., during the wet season (from April to September). Refer to dimensionless white/red scales for colour description of AOD and AE. Tamanrasset is located at the intersection of the four quadrants.

and to 40 hybrid sigma-pressure model layers in the vertical. A detailed description of the model is provided by Pérez et al. (2011). The NMMB/BSC-Dust model properly reproduces dust transport associated with synoptic-scale meteorological processes observed during most of the year (Fig. 11). However, from June to September, although the AOD trend is well reproduced, the model is not capable of capturing strong and fast dust outbreaks associated with MCSs. The summertime observation-model AOD discrepancies have been used to identify the potential MCSs affecting Tamanrasset. The convective origin of each event has been evaluated by using high temporal and spatial RGB (red, green, blue) dust composites from the Meteosat Second Generation-Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (MSG-SEVIRI) sensor combined with European Centre for Medium-range Weather

Forecasts (ECMWF) ERA-Interim reanalysis data from the IFS-Cy31r model analysis. Satellite information and meteorological data were jointly computed and visualized with McIDAS (Man computer Interactive Data Access System) software.

Once we have identified and confirmed all the MCS events impacting Tamanrasset, the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometers (MODIS) Deep Blue 550 nm AOD retrieval has been used in a similar approach to Roberts (2014) and Roberts et al. (2014). The advantage of the MODIS Deep Blue aerosol retrieval algorithm regarding other satellite products over bright surfaces in the visible (such as deserts) is that the former employs radiances from the blue channels where the surface reflectance is relatively low (Hsu et al., 2004; 2006). The MODIS Deep Blue composite AOD

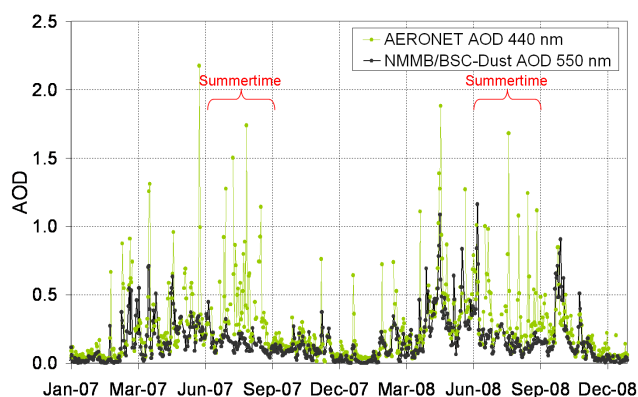


Figure 11. AERONET (green dots) and NMMB/BSC-Dust (black dots) AOD daily mean values for the period 2007–2008.

and AOD anomaly (calculated over the 2007–2008 summertime mean value) have been analysed to identify dust uplift sources associated with the 21 daily episodes of maximum AOD driven by MCS events (Fig. 12).

Several regions with high AOD, including the surrounding area of Tamanrasset, are shown in the MODIS Deep Blue averaged AOD map (Fig. 12a). However, a strong positive AOD anomaly (above 0.20) is only shown south of Tamanrasset (Fig. 12b), matching with dust source 1 and surroundings (Fig. 8), as a consequence of the presence of MCSs in this area modulated by northward displacement of the intertropical discontinuity (ITD). The HYSPLIT back trajectories show that air flow arriving at Tamanrasset during these events comes from the positive AOD anomaly region south of Tamanrasset. Simultaneously, a negative AOD anomaly observed over eastern Mali is likely caused by rainfall associated with MCSs, since on previous days to those in which a model-observation AOD anomaly is observed, the negative AOD anomaly is located further to the east, in Niger (Fig. 12c). These results are in good agreement with Roberts (2014) and Roberts et al. (2014), who analysed 31 anomalously rainy episodes in the Sahara and northern Sahel linked to dust uplift in the area.

3.3 Case study: anthropogenic aerosols

Evidence of the arrival of fine particles to Tamanrasset during summer has been observed, in agreement with Cuesta et al. (2008) and Guirado et al. (2011). The former reported a small but non-negligible contribution of fine particles to the total AOD throughout 2006. The multiannual monthly means of AE and FMF (Fig. 3) show a local maximum in August, i.e. a decrease of the coarse mode and a slight increase of the fine mode. In addition, a mixture of fine aerosols and mineral dust has been identified mainly in July, August and September (Fig. 6). The potential sources of these fine particles are indicated by the CWT maps for AE (Fig. 10b, d) showing

smaller particles arriving at Tamanrasset primarily from central Libya through a well-defined transport pathway.

Frequent mixing of particulate pollutants with desert dust in the Saharan Air Layer (SAL) was reported by Rodríguez et al. (2011). In the Izaña GAW observatory (Tenerife), they observed that dust exported from North Africa to the North Atlantic was mixed with fine nitrate and ammonium sulphate particles linked to emissions from oil refineries and power plants in Algeria, Morocco and Tunisia. The CWT maps (Fig. 10) indicate Libya and Algeria as sources of the pollutants affecting Tamanrasset. Industrial activities in these countries were identified using the Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) night-time light product (Elvidge et al., 1997). The DMSP Operational Linescan System (OLS) has the capability to derive night-time lights of the world data sets and distinguish four primary types of lights: human settlements such as cities, towns, and villages (white), fires (red), gas flares (green), and heavily lit fishing boats (blue). Green light areas (Fig. 13) identified the location of gas flares (i.e. oil wells, refineries, or chemical plants) in Algeria and Libya.

The residence time index (Alonso-Pérez et al., 2007) accounts for the percentage of time that an air parcel remained over a horizontal grid cell defined in a geographical domain before reaching a receptor site at a predefined altitude range. This index has been used to select several case studies of fine aerosol transport to Tamanrasset from some regions of Libya and Algeria, as suggested by Guirado et al. (2011). Residence time has been computed for these predefined regions from 5-day HYSPLIT back trajectories at ground level and 2600 m a.g.l. end-point altitudes.

Nine days in July, August and September 2007 and August 2008 characterized by daily mean AE above 0.70 have been displayed in Fig. 13. Most of the trajectories both at ground level and 2600 m a.g.l. cross the western part of the northern Libyan gas flare zone and the industries located in the southwest. These trajectories are up to 32 % of the time over the predefined Libyan zone. They are characterized by higher AE (~ 0.90) than the average corresponding to the wet season (AE ~ 0.28). On 29 August 2008 the back trajectory arriving at Tamanrasset at 2600 m a.g.l. shows air mass transport over the Algerian gas flares with AE ~ 0.73 (Fig. 13). It should be noted that optical properties of anthropogenic aerosols show significant variability depending on different factors (Dubovik et al., 2002). In spite of this, available filtered level 1.5 optical properties for the nine events have been analysed (not shown). Two different patterns have been identified. On the one hand, a slight decrease in SSA and smaller differences between SSA at 440 nm and at the 675–1020 nm interval have been observed, indicating the presence of other absorbing particles apart from dust, such as organic or elemental carbon. On the other hand, several events in August 2008 show slight SSA spectral dependency and values around ~ 0.96 (whereas the August mean value is around 0.89) indicating the presence of sulphate and/or

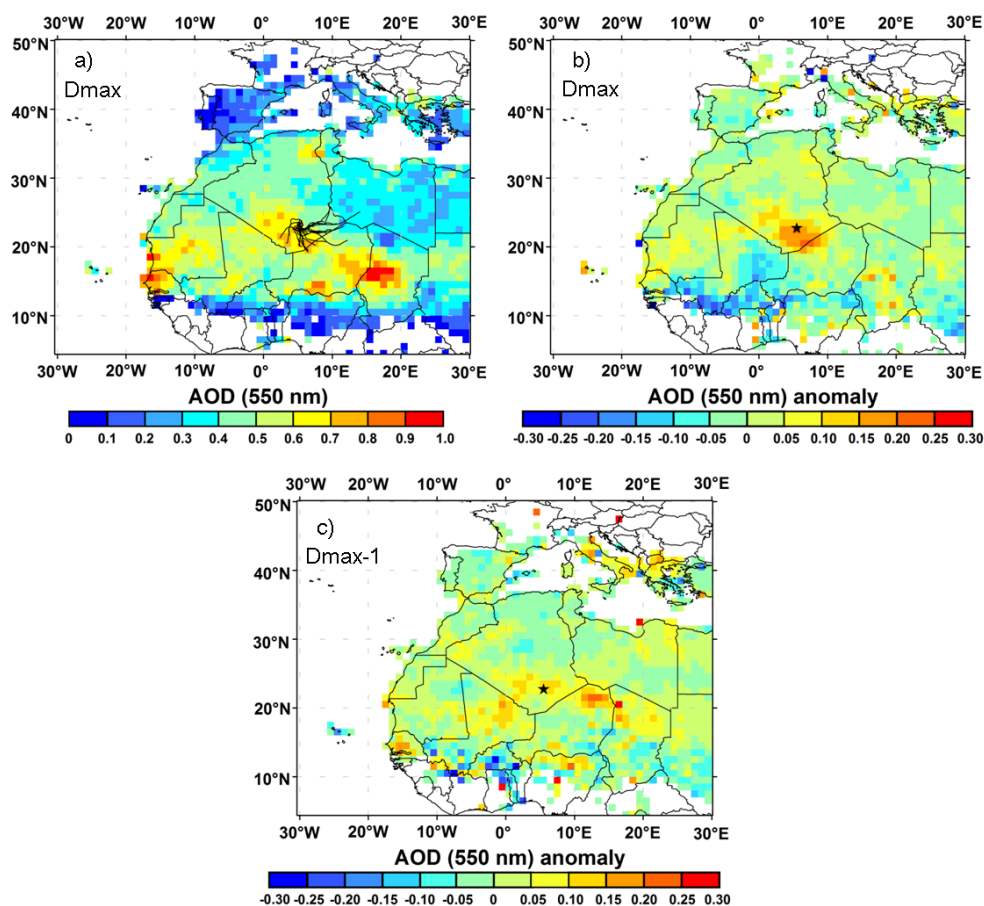


Figure 12. Composite MODIS Deep Blue 550 nm (a) AOD and AOD-averaged anomaly corresponding (b) to the 21 days of maximum (D_{max}) AOD at Tamanrasset during MCS events, and (c) to the previous day for each maximum AOD event ($D_{max}-1$). The Tamanrasset station is marked with a black star. Two-day HYSPLIT back trajectories arriving at Tamanrasset at ground level (black solid lines) are also displayed in panel (a).

nitrate aerosols. These results agree with the Rodríguez et al. (2011) observations.

4 Summary and conclusions

Tamanrasset is a strategic site for aerosol research placed in the heart of the Sahara. An aerosol characterization at this site has been provided based on more than 2 years (October 2006–February 2009) of AERONET level 2.0 and KCICLO-corrected Cimel sun photometer measurements. The top of the CBL over Tamanrasset has been characterized by both radiosonde data and CALIOP extinction vertical profiles. A strong seasonal cycle linked to the CBL is observed. The dry-cool season (November–February) is characterized by a shallow CBL, low AOD (~ 0.09 at 440 nm), moderate-low AE values (~ 0.62) and low PWV (~ 0.51 cm). The wet-hot season (April–September) is characterized by a deep CBL, higher AOD (~ 0.39 at 440 nm), low AE (~ 0.28) and higher PWV (~ 1.06 cm) and it is affected by strong and frequent dust storms. March and October are considered transition

months. The AOD shows the same but opposite seasonal cycle to the AE and FMF. AOD remains stable around 0.1 from November to February but exceeds 0.3 from April to September, reaching an absolute maximum of 0.43 in June. The maximum AE and FMF observations are reached in December (0.72 and 0.57, respectively) and January (0.69 and 0.58, respectively), tending to decrease until May (minimum of 0.15 and 0.25, respectively). Minimum PWV is recorded in January (0.37 ± 0.16 cm) whereas maximum values are reached in August (1.39 ± 0.45 cm) linked to the monsoon regime.

Coarse mode (modal radius around $2.24 \mu\text{m}$) prevails over the fine mode (modal radius around $0.10 \mu\text{m}$) showing lower volume concentrations during the dry season and maxima in July. Spectral patterns of SSA and complex refractive index also indicate coarse mode dominance conditions. However, FMF and fine mode volume fraction show values corresponding to fine mode dominance in terms of optical depth, and coarse mode dominance in terms of volume concentration during the dry season. In addition, around 60 % of the AOD

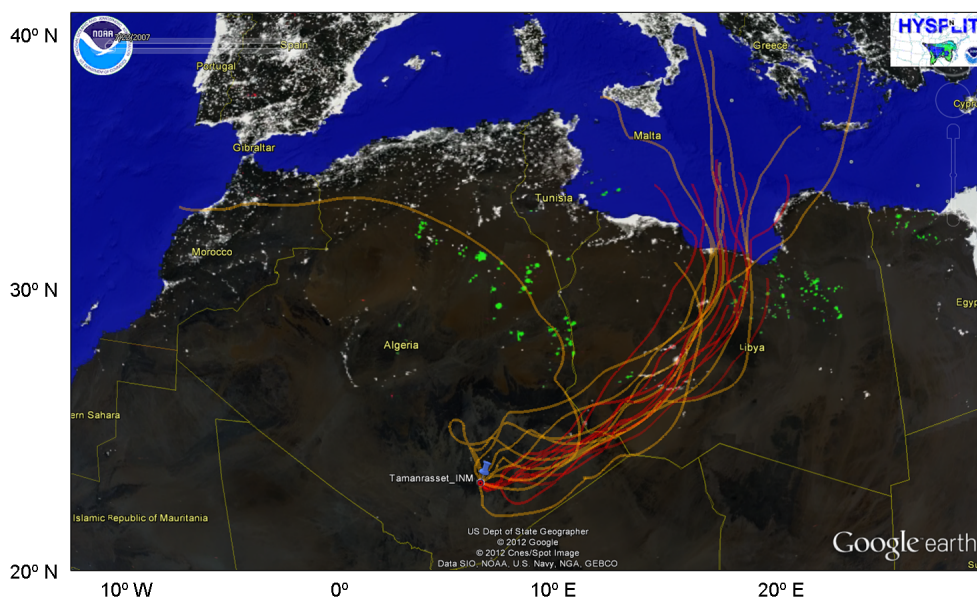


Figure 13. HYSPLIT back trajectories arriving at Tamanrasset (blue pin) at ground level (red lines) and 2600 m a.g.l. (yellow lines) are displayed for several case studies. DMSP night-time lights (shown as background) identify gas flares (green colour).

measurements are below 0.15, showing a cleaner atmosphere than sites located in the Sahel. The AE dry season distribution is slightly bimodal (0.4 and 0.7 modal values) and symmetrical, indicating a similar frequency for the two different particle populations (desert dust and background conditions). During the wet season AE shows two clear modes, a narrowed first mode centred at 0.15 (high dust events) and a smaller but wider mode centred at 0.4 (background conditions).

The aerosol-type characterization at Tamanrasset indicates desert mineral dust is the prevailing aerosol. Higher extinctions linked to larger particles and dominance of the one-particle mode have been identified by the observation of large variations of AOD, AE almost inversely proportional to AOD, and the Ångström exponent difference (δAE), negative or slightly positive. Moreover, typical pure Saharan dust conditions have been observed, i.e. high-extinction values ($AOD > 0.7$) with $AE < 0.3$ and $\delta AE < 0$ corresponding to $FMF < 40\%$ and fine mode radius (R_f) of around $0.3 \mu m$. However, an anthropogenic fine mode contribution has been found mixed with mineral dust (8.7% of total cases), i.e. AOD of up to 0.4 for AE values ranging between 0.6 and 1.1 and δAE , FMF and R_f between -0.3 and 0.2 , 30 and 70 %, and 0.10 and $0.20 \mu m$, respectively.

Potential sources of the air masses arriving at Tamanrasset have been identified: the triangle formed by Adrar des Ifoghas, Hoggar Mountains and Air Massif; a complex distribution of dust sources including northern Mali, northern Mauritania and the western flanks of the Hoggar Mountains; and the eastern Libyan Desert. However, the Bodélé Depression has been found to be a minor potential source at Taman-

rasset. Dust uplift sources associated with summertime MCS events located south of Tamanrasset have been also identified.

Evidence of the arrival of fine particles to Tamanrasset during summer has been detected and nine events of polluted air masses coming from urban/industrial areas in Libya and Algeria have been shown.

Acknowledgements. The AERONET sun photometer at Tamanrasset has been calibrated within AERONET-EUROPE TNA supported by the PHOTONS and RIMA networks and partially financed by the European Community – Research Infrastructure Action under the Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) “Capacities” specific programme for Integrating Activities, ACTRIS grant agreement no. 262254. The authors gratefully acknowledge the NOAA Air Resources Laboratory (ARL) for the provision of the HYSPLIT transport and dispersion model and READY website (<http://ready.arl.noaa.gov>) used in this publication. We also thank Google Earth™. Financial support from the Spanish MINECO (projects CGL2011-23413, CGL2012-33576 and CGL2012-37505) is also gratefully acknowledged. We are particularly grateful to the Tamanrasset Global Atmospheric Watch (GAW) station’s staff (l’Office National de la Météorologie, Algeria) for supporting the measurement program. J. M. Baldasano and S. Basart acknowledge the Supercomputación y eCiencia project (CSD2007-0050) from the Consolider-Ingenio 2010 and Severo Ochoa (SEV-2011-00067) programs of the Spanish Government. We also acknowledge our colleague Dr. Celia Milford for improving the English language of the manuscript.

Edited by: W. Lahoz

References

- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X., Viana, M., and Guerra, J. C.: Impact of the Saharan dust outbreaks on the ambient levels of total suspended particles (TSP) in the Marine Boundary Layer (MBL) of the Subtropical Eastern North Atlantic Ocean, *Atmos. Environ.*, 41, 9468–9480, doi:10.1016/j.atmosenv.2007.08.049, 2007.
- Alonso-Pérez, S., Cuevas, E., Querol, X., Guerra, J. C., and Pérez, C.: African dust source regions for observed dust outbreaks over the Subtropical Eastern North Atlantic region above 25° N, *J. Arid Environ.*, 78, 100–109, doi:10.1016/j.jaridenv.2011.11.013, 2012.
- Ångström, A.: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geogr. Ann.*, 2, 156–166, 1929.
- Ashbaugh, L. L., Malm, W. C., and Sadeh, W. D.: A residence time probability analysis of sulfur concentrations at Grand Canyon National Park, *Atmos. Environ.*, 19, 1263–1270, 1985.
- Ashpole, I. and Washington, R.: Intraseasonal variability and atmospheric controls on daily dust occurrence frequency over the central and western Sahara during the boreal summer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 12915–12926, doi:10.1002/2013JD020267, 2013.
- Barreto, A., Cuevas, E., Pallé, P., Romero, P.M., Almansa, F., and Wehrli, C.: Recovering Long-term Aerosol Optical Depth Series (1976–2012) from an Astronomical Potassium-based Resonance Scattering Spectrometer, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 7, 4093–4121, doi:10.5194/amtd-7-4093-2014, 2014.
- Basart, S., Pérez, C., Cuevas, E., Baldasano, J. M., and Gobbi, G. P.: Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 8265–8282, doi:10.5194/acp-9-8265-2009, 2009.
- Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Pelon, J., Chong, M., and Dabas, A.: Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: a representative case-study, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 621–634, doi:10.1002/qj.244, 2008.
- Brooks, N. and Legrand, M.: Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in: *Linking Climate Change to Land Surface Change*, edited by: McLaren, S. J. and Kniverton, D. R., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 1–25, 2003.
- Cachorro, V. E., Romero, P. M., Toledano, C., Cuevas, E., and de Frutos, A. M.: The fictitious diurnal cycle of aerosol optical depth: a new approach for in situ calibration and correction of AOD data series, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L12106, doi:10.1029/2004GL019651, 2004.
- Cachorro, V. E., Toledano, C., Berjón, A., de Frutos, A. M., Torres, B., Sorribas, M., and Laulainen, N. S.: An “in situ” calibration correction procedure (KCICLO) based on AOD diurnal cycle: application to AERONET–El Arenosillo (Spain) AOD data series, *J. Geophys. Res.*, 113, D12205, doi:10.1029/2007JD009673, 2008a.
- Cachorro, V. E., Toledano, C., Sorribas, M., Berjón, A., de Frutos, A. M., and Laulainen, N.: An “in situ” calibration-correction procedure (KCICLO) based on AOD diurnal cycle: comparative results between AERONET and reprocessed (KCICLO method) AOD-alpha data series at El Arenosillo, Spain, *J. Geophys. Res.*, 113, D02207, doi:10.1029/2007JD009001, 2008b.
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., and Legrand, M.: Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions, *J. Geophys. Res.*, 107, AAC 4-1–AAC 4-12, doi:10.1029/2000JD000247, 2002.
- Cuesta, J., Edouart, D., Mimouni, M., Flamant, P. H., Loth, C., Gibert, F., Marnas, F., Bouklila, A., Kharef, M., Ouchene, B., Kadi, M., and Flamant, C.: Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C07, doi:10.1029/2007JD009417, 2008.
- Cuesta, J., Marsham, J. H., Parker, D. J., and Flamant, C.: Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer, *Atmos. Sci. Lett.*, 10, 34–42, doi:10.1002/asl.207, 2009.
- Cuesta, J., Lavaysse, C., Flamant, C., Mimouni, M., and Knippertz, P.: Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 136, 174–189, doi:10.1002/qj.439, 2010.
- D’Almeida, G. A.: A model for Saharan dust transport, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 903–916, 1986.
- D’Almeida, G. A.: On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 3017–3026, 1987.
- D’Almeida, G. A. and Schütz, L.: Number, mass and volume distributions of mineral aerosols and soils of Sahara, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 233–243, 1983.
- De Longueville, F., Hountondji, Y. C., Henry, S., and Ozer, P.: What do we know about effects of desert dust on air quality and human health in West Africa compared to other regions?, *Sci. Total Environ.*, 409, 1–8, doi:10.1016/j.scitotenv.2010.09.025, 2010.
- Draxler, R. R. and Hess, G. D.: An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories, dispersion, and deposition, *Aust. Meteorol. Mag.*, 47, 295–308, 1998.
- Dubief, J.: Review of the North African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel Zone and in the Sahara, in: *Saharan Dust: Mobilization, Transport, Deposition*, edited by: Morales, C., John Wiley and Sons Ltd., Hoboken, NJ, 27–48, 1979.
- Dubovik, O. and King, M. D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 20673–20696, 2000.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B. N., King, M. D., Kaufman, Y. J., Eck, T. F., and Slutsker, I.: Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 9791–9806, 2000.
- Dubovik, O., Holben, B. N., Eck, T. F., Smirnov, A., Kaufman, Y. J., King, M. D., Tanré, D., and Lutsker, I.: Variability of absorption and optical properties of key aerosols types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608, 2002.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonak, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Muñoz, O., Veihelmann, B., van der Zande, W. J., Leon, J.-F., Sorokin, M., and Slutsker, I.: Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res.*, 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619, 2006.

- Eck, T. F., Holben, B. N., Reid, J. S., Dubovik, O., Smirnov, A., O'Neill, N. T., Slutsker, I., and Kinne, S.: Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, 104, 31333–31350, 1999.
- Elvidge, C. D., Baugh, K. E., Kihn, E. A., Kroehl, H. W., and Davis, E. R.: Mapping of city lights using DMSP Operational Linescan System data, *Photogramm. Eng. Rem. S.*, 63, 727–734, 1997.
- Flamant, C., Chaboureaud, J.-P., Parker, D. J., Taylor, C. M., Cammas, J.-P., Bock, O., Timouk, F., and Pelon, J.: Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 1175–1189, doi:10.1002/qj.97, 2007.
- Formenti, P., Schütz, L., Balkanski, Y., Desboeufs, K., Ebert, M., Kandler, K., Petzold, A., Scheuven, D., Weinbruch, S., and Zhang, D.: Recent progress in understanding physical and chemical properties of African and Asian mineral dust, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 8231–8256, doi:10.5194/acp-11-8231-2011, 2011.
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Bernsten, T., Betts, R., Fahey, D. W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D. C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., and Dorland, R. V.: Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 129–234, 2007.
- Ginoux, P., Prospero, J. M., Gill, T. E., Hsu, N. C., and Zhao, M.: Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products, *Rev. Geophys.*, 50, RG3005, doi:10.1029/2012RG000388, 2012.
- Gobbi, G. P., Kaufman, Y. J., Koren, I., and Eck, T. F.: Classification of aerosol properties derived from AERONET direct sun data, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 453–458, doi:10.5194/acp-7-453-2007, 2007.
- Goudie, A. S. and Middleton, N. J.: Saharan dust storms: nature and consequences, *Earth-Sci. Rev.*, 56, 179–204, doi:10.1016/S0012-8252(01)00067-8, 2001.
- Guirado, C., Cuevas, E., Cachorro, V. E., Mimouni, M., Zeudmi, L., Toledano, C., Alonso-Pérez, S., Basart, S., Blarel, L., Goloub, P., and Baldasano, J. M.: Preliminary characterization of columnar aerosols properties (AOD–AE) at the Saharan Tamanrasset (Algeria) station, *Óptica Pura y Aplicada*, 44, 635–639, 2011.
- Haustein, K., Pérez, C., Baldasano, J. M., Müller, D., Tesche, M., Schladitz, A., Freudenthaler, V., Heese, B., Esselborn, M., Weinzierl, B., Kandler, K., and von Hoyningen-Huene, W.: Regional dust model performance during SAMUM 2006, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L03812, doi:10.1029/2008GL036463, 2009.
- Haustein, K., Pérez, C., Baldasano, J. M., Jorba, O., Basart, S., Müller, R. L., Janjic, Z., Black, T., Nickovic, S., Todd, M. C., Washington, R., Müller, D., Tesche, M., Weinzierl, B., Esselborn, M., and Schladitz, A.: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model – Part 2: Experimental campaigns in Northern Africa, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 2933–2958, doi:10.5194/acp-12-2933-2012, 2012.
- Heffter, J. L.: *Air Resources Laboratories Atmospheric Transport and Dispersion Model (ARL-ATAD)*, Air Resources Laboratories, Silver Spring, Maryland, 1980.
- Heinold, B., Knippertz, P., Marsham, J. H., Fiedler, S., Dixon, N. S., Schepanski, K., Laurent, B., and Tegen, I.: The role of deep convection and nocturnal low-level jets for dust emission in summertime West Africa: Estimates from convection permitting simulations, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 4385–4400, doi:10.1002/jgrd.50402, 2013.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A.: AERONET – a federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, 66, 1–16, 1998.
- Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J. S., Chatenet, B., Lavenue, F., Kaufman, Y. J., Vande Castle, J., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K. and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, 106, 12067–12097, doi:10.1029/2001JD900014, 2001.
- Hsu, Y. K., Holsen, T. M., and Hopke, P. K.: Comparison of hybrid receptor models to locate PCB sources in Chicago, *Atmos. Environ.*, 37, 545–562, 2003.
- Hsu, N. C., Tsay, S.-C., King, M. D., and Herman, J. R.: Aerosol properties over bright-reflecting source regions, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 42, 557–569, 2004.
- Hsu, N. C., Tsay, S.-C., King, M. D., and Herman, J. R.: Deep Blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia, *IEEE T. Geosci. Remote Sens.*, 44, 3180–3195, 2006.
- Hunt, W. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Powell, K. A., Lucker, P. L., and Weimer, C.: CALIPSO lidar description and performance assessment, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 1214–1228, doi:10.1175/2009JTECHA1223.1, 2009.
- Jakob, C. and Tselioudis, G.: Objective identification of cloud regimes in the Tropical Western Pacific, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2082, doi:10.1029/2003GL018367, 2003.
- Kim, D., Chin, M., Yu, H., Eck, T. F., Sinyuk, A., Smirnov, A., and Holben, B. N.: Dust optical properties over North Africa and Arabian Peninsula derived from the AERONET dataset, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 10733–10741, doi:10.5194/acp-11-10733-2011, 2011.
- Knippertz, P. and Todd, M. C.: The central west Saharan dust hot spot and its relation to African easterly waves and extratropical disturbances, *J. Geophys. Res.*, 115, D12117, doi:10.1029/2009JD012819, 2010.
- Knippertz, P. and Todd, M. C.: Mineral dust aerosols over the Sahara: Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling, *Rev. Geophys.* 50, RG1007, doi:10.1029/2011RG000362, 2012.
- Mallet, M., Dubovik, O., Nabat, P., Dulac, F., Kahn, R., Sciare, J., Paronis, D., and Léon, J. F.: Absorption properties of Mediterranean aerosols obtained from multi-year ground-based remote sensing observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 9195–9210, doi:10.5194/acp-13-9195-2013, 2013.
- Marsham, J. H., Parker, D. J., Grams, C. M., Taylor, C. M., and Haywood, J. M.: Uplift of Saharan dust south of the

- intertropical discontinuity, *J. Geophys. Res.*, 113, D21102, doi:10.1029/2008JD009844, 2008.
- Marsham, J. H., Knippertz, P., Dixon, N. S., Parker, D. J., and Lister, G. M. S.: The importance of the representation of deep convection for modeled dust-generating winds over West Africa during summer, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L16803, doi:10.1029/2011GL048368, 2011.
- Marsham, J. H., Hobby, M., Allen, C. J. T., Banks, J. R., Bart, M., Brooks, B. J., Cavazos-Guerra, C., Engelstaedter, S., Gascoyne, M., Lima, A. R., Martins, J. V., McQuaid, J. B., O’Leary, A., Ouchene, B., Ouladichir, A., Parker, D. J., Saci, A., Salah-Ferroudj, M., Todd, M. C., and Washington, R.: Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 Intensive Observation Period, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 4069–4089, doi:10.1002/jgrd.50211, 2013.
- Miloshevich, L. M., Vömel, H., Whilteman, D. N., and Leblanc, T.: Accuracy assessment and correction of Vaisala RS92 radiosonde water vapor measurements, *J. Geophys. Res.*, 114, D11305, doi:10.1029/2008JD011565, 2009.
- Naseema Beegum, S., Krishna Moorthy, K., Gogoi, Mukunda M., Suresh Babu, S., and Pandey, S. K.: Multi-year investigations of aerosols from an island station, Port Blair, in the Bay of Bengal: climatology and source impacts, *Ann. Geophys.*, 30, 1113–1127, doi:10.5194/angeo-30-1113-2012, 2012.
- O’Neill, N. T., Dubovik, O., and Eck, T. F.: Modified Ångström exponent for the characterization of submicrometer aerosols, *Appl. Optics*, 40, 2368–2375, 2001.
- O’Neill, N. T., Eck, T. F., Smirnov, A., Holben, B. N., and Thulasiraman, S.: Spectral discrimination of coarse and fine mode optical depth, *J. Geophys. Res.*, 108, 4559, doi:10.1029/2002JD002975, 2003.
- Pérez, C., Haustein, K., Janjic, Z., Jorba, O., Huneeus, N., Baldasano, J. M., Black, T., Basart, S., Nickovic, S., Miller, R. L., Perlwitz, J. P., Schulz, M., and Thomson, M.: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model – Part I: Model description, annual simulations and evaluation, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 13001–13027, doi:10.5194/acp-11-13001-2011, 2011.
- Perez, L., Tobías, A., Querol, X., Pey, J., Alastuey, A., Díaz, J., and Sunyer, J.: Saharan dust, particulate matter and cause-specific mortality: a case-crossover study in Barcelona (Spain), *Environ. Int.*, 48, 150–155, doi:10.1016/j.envint.2012.07.001, 2012.
- Polissar, A. V., Hopke, P. K., Paatero, P., Kaufmann, Y. J., Hall, D. K., Bodhaine, B. A., Dutton, E. G., and Harris, J. M.: The aerosol at Barrow, Alaska: long-term trends and source locations, *Atmos. Environ.*, 33, 2441–2458, 1999.
- Prats, N., Cachorro, V. E., Berjón, A., Toledano, C., and De Frutos, A. M.: Column-integrated aerosol microphysical properties from AERONET Sun photometer over southwestern Spain, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 12535–12547, doi:10.5194/acp-11-12535-2011, 2011.
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., and Gill, T. E.: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, 40, 1002, doi:10.1029/2000RG000095, 2002.
- Reddy, P. J.: Instructions for J-Series Handheld Sunphotometer, NOAA, Boulder, 1986.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D., and Polcher, J.: African monsoon multidisciplinary analysis – an international research project and field campaign, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 87, 1739–1746, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739, 2006.
- Roberts, A. J.: Anomalously heavy rainfall and dust in the arid Sahara and northern Sahel, in: Convective Episodes near the Intertropical Discontinuity in Summertime West Africa: Representation in Models and Implications for Dust Uplift, PhD thesis, University of Leeds, Leeds, UK, 2014.
- Roberts, A. J., Knippertz, P., and Marsham, J. H.: The Formation of Convectively Generated Dusty Episodes in the Sahara during Summer, DUST-2014, International Conference on Atmospheric Dust, Castellana Marina, Italy, June 1–6, 2014.
- Rodríguez, S., Alastuey, A., Alonso-Pérez, S., Querol, X., Cuevas, E., Abreu-Afonso, J., Viana, M., Pérez, N., Pandolfi, M., and de la Rosa, J.: Transport of desert dust mixed with North African industrial pollutants in the subtropical Saharan Air Layer, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 6663–6685, doi:10.5194/acp-11-6663-2011, 2011.
- Romero, P. M. and Cuevas, E.: Diurnal variation of the aerosol optical depth: artifact or reality?, in: Proceeding of 3a Asamblea Hispano Portuguesa de Geofísica y Geodesia, Valencia, Spain, 4–8 February 2002, 2, 1252–1256, 2002.
- Ryder, C. L., Highwood, E. J., Rosenberg, P. D., Trembath, J., Brooke, J. K., Bart, M., Dean, A., Crosier, J., Dorsey, J., Brindley, H., Banks, J., Marsham, J. H., McQuaid, J. B., Sodemann, H., and Washington, R.: Optical properties of Saharan dust aerosol and contribution from the coarse mode as measured during the Fennec 2011 aircraft campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 303–325, doi:10.5194/acp-13-303-2013, 2013.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., Bönisch, G., Laurent, B., and Macke, A.: Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models, *J. Geophys. Res.*, 114, D10201, doi:10.1029/2008JD010325, 2009.
- Schmid, B., Michalsky, J. J., Slater, D. W., Barnard, J. C., Halthore, R. N., Liljegren, J. C., Holben, B. N., Eck, T. F., Livingston, J. M., Russell, P. B., Ingold, T., and Slutsker, I.: Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance methods, *Appl. Optics*, 40, 1886–1896, doi:10.1364/AO.40.001886, 2001.
- Schneider, M., Romero, P. M., Hase, F., Blumenstock, T., Cuevas, E., and Ramos, R.: Continuous quality assessment of atmospheric water vapour measurement techniques: FTIR, Cimel, MFRSR, GPS, and Vaisala RS92, *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 323–338, doi:10.5194/amt-3-323-2010, 2010.
- Schuster, G. L., Dubovik, O., and Holben, B. N.: Angstrom exponent and bimodal aerosol size distributions, *J. Geophys. Res.*, 111, D07207, doi:10.1029/2005JD006328, 2006.
- Schuster, G. L., Vaughan, M., MacDonnell, D., Su, W., Winker, D., Dubovik, O., Lapyonok, T., and Trepte, C.: Comparison of CALIPSO aerosol optical depth retrievals to AERONET measurements, and a climatology for the lidar ratio of dust, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 7431–7452, doi:10.5194/acp-12-7431-2012, 2012.

- Seibert, P., Kromp-Kolb, H., Baltensperger, U., Jost, D. T., Schwikowski, M., Kasper, A., and Puxbaum, H.: Trajectory analysis of aerosol measurements at High Alpine Sites, in: *Transport and Transformation of Pollutants in the Troposphere*, edited by: Borrell, P. M., Borrell, P., Cvitas, T., and Seiler, W., Academic Publishing, Den Haag, 689–693, 1994.
- Smirnov, A., Holben, B. N., Eck, T. F., Dubovik, O., and Slutsker, I.: Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base, *Remote Sens. Environ.*, 73, 337–349, 2000.
- Su, L. and Toon, O. B.: Saharan and Asian dust: similarities and differences determined by CALIPSO, AERONET, and a coupled climate-aerosol microphysical model, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 3263–3280, doi:10.5194/acp-11-3263-2011, 2011.
- Tegen, I., Schepanski, K., and Heinold, B.: Comparing two years of Saharan dust source activation obtained by regional modelling and satellite observations, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 2381–2390, doi:10.5194/acp-13-2381-2013, 2013.
- Tesche, M., Wandinger, U., Ansmann, A., Althausen, D., Müller, D., and Omar, A. H.: Ground-based validation of CALIPSO observations of dust and smoke in the Cape Verde region, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 2889–2902, doi:10.1002/jgrd.50248, 2013.
- Todd, M. C., Allen, C. J. T., Bart, M., Bechir, M., Bentfouet, J., Brooks, B. J., Cavazos-Guerra, C., Clovis, T., Deyane, S., Dieh, M., Engelstaedter, S., Flamant, C., Garcia-Carreras, L., Gandega, A., Gascoyne, M., Hobby, M., Kocha, C., Lavaysse, C., Marsham, J. H., Martins, J. V., McQuaid, J. B., Ngamini, J. B., Parker, D. J., Podvin, T., Rocha-Lima, A., Traore, S., Wang, Y., and Washington, R.: Meteorological and dust aerosol conditions over the western Saharan region observed at Fennec Supersite-2 during the intensive observation period in June 2011, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 8426–8447, doi:10.1002/jgrd.50470, 2013.
- Toledano, C., Cachorro, V. E., Berjon, A., de Frutos, A. M., Sorribas, M., de la Morena, B. A., and Goloub, P.: Aerosol optical depth and Ångström exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain), *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133, 795–807, doi:10.1002/qj.54, 2007.
- Toledano, C., Wiegner, M., Garhammer, M., Seefeldner, M., Gasteiger, J., Müller, D., and Koepke, P.: Spectral aerosol optical depth characterization of desert dust during SAMUM 2006, *Tellus B*, 61, 216–228, doi:10.1111/j.1600-0889.2008.00382.x, 2009.
- Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young, S. A.: Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1, 2009.

Anexo 3

Publicaciones en el período 2011-2015

En este anexo se relacionan las publicaciones en las que he participado en el período 2011-2015.

Publicaciones en el período 2011-2015

- Mateos, D., Cachorro, V. E., Toledano, C., Burgos, M. A., Bennouna, Y., Torres, B., Fuertes, D., González, R., **Guirado, C.**, Calle, A., and de Frutos, A. M.: Columnar and surface aerosol load over the Iberian Peninsula establishing annual cycles, trends, and relationships in five geographical sectors, *Sci. Tot. Env.*, 518, 378–392, doi:10.1016/j.scitotenv.2015.03.002, 2015.
- Schneider, M., González, Y., Dyroff, C., Christner, E., Wiegele, A., Barthlott, S., García, O. E., Sepúlveda, E., Hase, F., Andrey, J., Blumenstock, T., **Guirado, C.**, Ramos, R., and Rodríguez, S.: Empirical validation and proof of added value of MUSICA's tropospheric δD remote sensing products, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 483–503, doi:10.5194/amt-8-483-2015, 2015.
- Barreto, A., Cuevas, E., Pallé, P., Romero, P. M., **Guirado, C.**, Wehrli, C. J., and Almansa, F.: Recovering long-term aerosol optical depth series (1976–2012) from an astronomical potassium-based resonance scattering spectrometer, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 4103–4116, doi:10.5194/amt-7-4103-2014, 2014.
- Guirado, C.**, Cuevas, E., Cachorro, V. E., Toledano, C., Alonso-Pérez, S., Bustos, J. J., Basart, S., Romero, P. M., Camino, C., Mimouni, M., Zeudmi, L., Goloub, P., Baldasano, J. M., and de Frutos, A. M.: Aerosol characterization at the Saharan AERONET site Tamanrasset, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 11753–11773, doi:10.5194/acp-14-11753-2014, 2014.
- Barreto, A., Cuevas, E., Damiri, B., **Guirado, C.**, Berkoff, T., Berjón, A. J., Hernández, Y., Almansa, F., and Gil, M.: A new method for nocturnal aerosol measurements with a lunar photometer prototype, *Atmos. Meas. Tech.*, 6, 585–598, doi:10.5194/amt-6-585-2013, 2013.
- Guirado, C.**, Ramos, R., de Frutos, A., Berjón, A., Redondas, A., López, C., Cachorro, V., Cuevas, E., González, R., González, S., and Hernández, M.: Optical calibration facility at the Izaña Atmospheric Research Center, *Óptica Pura y Aplicada*, 45(1), 57–62, 2012.
- Guirado C.**, Cuevas, E., Cachorro, V. E., Mimouni, M., Zeudmi, L., Toledano, C., Alonso-Pérez, S., Basart, S., Blarel, L., Goloub, P., and Baldasano, J. M.: Preliminary characterization of columnar aerosols properties (AOD-AE) at the Saharan Tamanrasset (Algeria) station, *Óptica Pura y Aplicada*, 44(4), 635–639, 2011.
- Toledano, C., Cachorro, V. E., Berjón, A., de Frutos, A. M., Fuertes, D., González, R., Torres, B., Rodrigo, R., Bennouna, Y., Martín, L., and **C. Guirado**: RIMA-AERONET network: long-term monitoring of aerosol properties, *Óptica Pura y Aplicada*, 44(4), 629–633, 2011.

Anexo 4

Experiencia técnica y formativa

En este anexo se describe la experiencia técnica y formativa adquirida en los últimos cinco años.

Experiencia técnica en operación y calibración de fotómetros solares

- Proyecto europeo ACTRIS (*Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure Network*) del Séptimo Programa Marco: desde el año 2011 hasta la actualidad, soy la responsable de la operación y mantenimiento de los fotómetros maestros Cimel de las redes PHOTONS, RIMA, CARSNET e IRSA durante su estancia en el Observatorio Atmosférico de Izaña (OAI) para ser calibrados como parte de la infraestructura AERONET-Europe.
- Proyecto “*Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS)-África*” de la Organización Meteorológica Mundial: desde el año 2010 hasta la actualidad, soy la responsable de las calibraciones en radiancia de los fotómetros de campo de las estaciones AERONET de Tamanrasset, El Cairo, Ouarzazate y Túnez.
- Soporte técnico durante las calibraciones en el OAI de los fotómetros solares PLASMA (*Photomètre Léger Aéroporté pour la Surveillance des Masses d’Air*), Calitoo, Microtops, Cimel lunar y Cimel triple de la red PHOTONS, desde el año 2011 hasta la actualidad.
- “Convenio Específico de Colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología (actualmente Agencia Estatal de Meteorología) y la Universidad de Valladolid para el Establecimiento de Metodologías y Sistemas de Control de Calidad para los Programas de Fotometría, Radiometría, Ozono y Aerosoles Atmosféricos en el marco del programa de Vigilancia Atmosférica Global”: he sido responsable del funcionamiento del laboratorio de calibración óptica del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI) hasta el año 2011.

Experiencia en formación

En el marco del proyecto “*Sand and Dust Storm Warning Advisory and Assessment System (SDS-WAS)-África*” de la Organización Meteorológica Mundial se han realizado las siguientes actividades formativas:

- Tres cursos de 15 horas de duración sobre instalación, operación, mantenimiento, detección y resolución de problemas, y procesado de datos del fotómetro solar Cimel, impartidos en el CIAI a los operadores de los fotómetros solares Cimel de las estaciones AERONET de Túnez, El Cairo y Tamanrasset entre septiembre y diciembre de 2014. Estos cursos forman parte, además, de las actividades

realizadas en el OAI como Campo de pruebas CIMO-OMM de instrumentos de teledetección de aerosoles y vapor de agua.

- Curso de 12 horas de duración sobre instalación, operación, mantenimiento, detección y resolución de problemas, y procesado de datos del fotómetro solar Cimel, dentro del “*WMO Course on Cimel sunphotometers for Northern Africa stations within the SDS-Africa Project*” impartido en el OAI en junio de 2013.
- Curso intensivo de instalación, operación, mantenimiento, resolución de problemas y procesado de datos del fotómetro solar Cimel, impartido al personal de la División Técnica y de Equipamiento de la Dirección Meteorológica de Marruecos en la estación de Ouarzazate en marzo de 2013.
- Curso intensivo de instalación, operación, mantenimiento y resolución de problemas del fotómetro solar Cimel, impartido al personal del Departamento de Calidad del Aire de la Autoridad Meteorológica Egipcia en la estación de El Cairo en mayo de 2010.

Anexo 5

Lista de acrónimos y símbolos

En este anexo se enumeran los acrónimos y los símbolos empleados en esta Memoria de Tesis Doctoral.

Lista de acrónimos

En la presente memoria los acrónimos que son más reconocidos por sus siglas en lengua inglesa se han mantenido como tales:

ACTRIS *Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure Network*

AEMET: Agencia Estatal de Meteorología

AERONET *Aerosol Robotic Network* (GSFC)

AMMA *African Monsoon Multidisciplinary Analysis*: Análisis Multidisciplinar del Monzón Africano

ANSI *American National Standards Institute*

AOD *Aerosol Optical Depth*: Espesor Óptico de Aerosoles

BSRN *Baseline Surface Radiation Network*

CALIOP *Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization*

CALIPSO *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*

CE *Cimel Electronique*

CIAI: Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (AEMET)

CIMO *Commission for Instruments and Methods of Observations*: Comisión para Instrumentos y Métodos de Observación (OMM)

CLC: Capa límite convectiva

CNES *Centre National d'Etudes Spatiales*

CWT *Concentration Weighted Trajectory*

DMSP *Defense Meteorological Satellite Program*

DSCR *Digital Sky Color Radiometer*

EA: Exponente de Ångström

ECMWF *European Centre for Medium-range Weather Forecasts*

EOS *Earth Observing System*

EUMETSAT *European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites*

FMF *Fine Mode Fraction*: Fracción del modo fino"

FOV *Field of View*: Campo de iluminación media

FT *Free Troposphere*: Troposfera libre

GCOS-GUAN *Global Climate Observing System Upper-Air Network*

GDAS *Global Data Assimilation System*

GOA: Grupo de Óptica Atmosférica (UVA)

GSFC *Goddard Space Flight Center* (NASA)

HYSPLIT *Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*

INTA: Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial

IPCC *Intergovernmental Panel for Climate Change*: Panel Intergubernamental del Cambio Climático

ITD *Inter-Tropical Discontinuity*: Discontinuidad Intertropical

IZO: Observatorio Atmosférico de Izaña (CIAI)

LIDAR *Light Detection and Ranging*

LOA *Laboratoire d' Optique Atmosphérique* (Universidad de Lille)

MBL *Marine Boundary Layer*: Capa límite marina

MISR *Multi-angle Imaging SpectroRadiometer*

MODIS *Moderate resolution Imaging Spectrometer*

MPLNET *Micro Pulse Lidar Network* (NASA)

MSG-SEVIRI *Meteosat Second Generation-Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*

NASA *National Aeronautics and Space Administration*

NCEP *National Center for Environmental Prediction*

NDACC *Network for the Detection of Atmospheric Composition Change*: Red para la detección del cambio en la composición atmosférica (NOAA)

NIST *National Institute of Standards and Technology*

NMMB/BSC *Non-hydrostatic Multiscale Model/Barcelona Supercomputing Center*

NOAA *National Oceanic and Atmospheric Administration*

OLS *Operational Linescan System*

OMM: Organización Meteorológica Mundial

ONM *Office National de la Météorologie*: Oficina Nacional de Meteorología argelina

PFR *Precision Filter Radiometers*: Radiómetros de Filtros de Precisión

PHOTONS *Photométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire* (Universidad de Lille)

PTB *Physikalisch-Technische Bundesanstalt*

PWV *Precipitable Water Vapor*: Vapor de Agua Precipitable

QA/QC *Quality Assurance/Quality Control*: Control de aseguramiento y control de calidad

RBCC-E *Regional Brewer Calibration Centre - Europe*: Centro de Calibración Regional Brewer para Europa

RGB *Red, Green, Blue*: Rojo, Verde y Azul

RIMA: Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles

SAL *Saharan Air Layer*: Capa de aire sahariano

SALAM *Saharan Air Layer Analysis and Monitoring*

SCMs: Sistemas Convectivos Mesoescalares

SCO: Observatorio de Santa Cruz de Tenerife (CIAI)

SDA *Spectral Deconvolution Algorithm*: Algoritmo de deconvolución espectral

SDS-WAS *Sand and Dust Storm – Warning Advisory and Assessment System*: Sistema de Evaluación y Avisos de Tormentas de Polvo y Arena (OMM)

SENAR *Subtropical Eastern North Atlantic Region*: Región subtropical del Atlántico nororiental

SSA *Single Scattering Albedo*: Albedo de dispersión simple

TIL *Temperature Inversion Layer*: Capa de inversión térmica

UTC *Universal Time Coordinated*: Tiempo Universal Coordinado

UV: Ultravioleta

UVA: Universidad de Valladolid

VAG: Vigilancia Atmosférica Global (OMM)

WRC *World Radiation Centre*: Centro de Radiación Mundial

Lista de símbolos

- $dN/d\ln R$: Distribución del número de partículas
- $dV/d\ln R$: Distribución de tamaño de partículas en volumen
- g : Parámetro de asimetría
- m : Índice de refracción complejo
- N : Número de partículas por unidad de volumen en la columna atmosférica
- P : Función de fase
- Q_{dis} : Factor de eficiencia de la dispersión
- Q_{ext} : Factor de eficiencia de la extinción
- R : Radio de las partículas
- R_{ef} : Radio efectivo
- R_f : Radio del modo fino del aerosol
- V : Concentración de partículas en volumen
- V_f/V_t : Fracción del modo fino del aerosol en volumen
- VolCon : Concentración en volumen de la distribución de partículas
- x : Parámetro de tamaño
- α_{EA} : Exponente de Ångström
- β : coeficiente de turbiedad
- δ_{AE} : Diferencia del Exponente de Ångström
- Θ : Ángulo de dispersión
- λ : longitud de onda
- σ : Desviación estándar
- σ_{dis} : Coeficiente de dispersión
- σ_{ext} : Coeficiente de extinción
- τ : Espesor óptico total
- $\tau_a \equiv \text{AOD}$: Espesor óptico de aerosoles
- τ_g : Espesor óptico debido a la absorción de gases atmosféricos aparte del ozono
- τ_O : Espesor óptico debido a la absorción del ozono
- τ_R : Espesor óptico debido a la dispersión Rayleigh