



Universidad de Extremadura

Facultad de Ciencias

Departamento de Física

TESIS DOCTORAL

**Estudio de los aerosoles en columna sobre
Cáceres a partir de medidas radiométricas**

M^aÁngeles Obregón Muñoz

Badajoz, 2012



Antonio Serrano Pérez, Profesor Titular del Departamento de Física de la Universidad de Extremadura.

INFORMA:

Que la presente tesis doctoral, titulada “Estudio de los aerosoles en columna sobre Cáceres a partir de medidas radiométricas” ha sido realizada bajo mi dirección en el Departamento de Física de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Extremadura por M^aÁngeles Obregón Muñoz y que constituye su trabajo de investigación para obtener al Título de Doctor en Ciencias Ambientales.

Y para que conste, firmo la presente en Badajoz, a dos de octubre de dos mil doce,

Antonio Serrano Pérez

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Interés general del estudio de los aerosoles	2
1.2. Objetivos	6
1.3. Estructura de la memoria	7
2. Fundamentos básicos sobre aerosoles	9
2.1. El aerosol atmosférico	10
2.2. Tipos de aerosoles	10
2.2.1. Según su origen	10
2.2.2. Según su tamaño	13
2.2.3. Según su composición	13
2.3. Efectos de los aerosoles	15
2.3.1. Sobre la salud	16
2.3.2. Sobre los ecosistemas	17
2.3.3. Sobre el balance radiativo	17
2.3.4. Sobre el ciclo hidrológico	18
2.4. Interacción de los aerosoles con la radiación	20
2.4.1. Tipos de interacción	21

2.4.2. Parámetros radiativos y microfísicos de los aerosoles . . .	22
3. Instrumentación para la medida de aerosoles atmosféricos	29
3.1. Metodologías	30
3.2. Red AERONET	32
3.3. Fotómetro CIMEL CE318	34
3.3.1. Características generales	35
3.3.2. Estructura	37
3.3.3. Características de los filtros	39
3.3.4. Transmisión de datos	39
3.3.5. Calibración del instrumento realizada por AERONET .	40
3.3.6. Preprocesado de las medidas	42
3.4. Estación de Cáceres	43
3.4.1. Ubicación y características de la estación	43
3.4.2. Instrumentos instalados	45
4. Estimación y corrección del espesor óptico de aerosoles	47
4.1. Estimación de valores de espesor óptico de aerosoles	48
4.1.1. Cálculo del ángulo cenital	49
4.1.2. Cálculo de la masa óptica relativa	50
4.1.3. Cálculo del camino óptico Rayleigh	51
4.1.4. Cálculo del camino óptico de ozono	51
4.1.5. Cálculo del camino óptico de dióxido de nitrógeno . . .	52
4.1.6. Cálculo de espesor óptico de aerosoles	53
4.1.7. Algoritmo de detección de nubes	53
4.2. Validación del proceso de estimación de espesor óptico de aerosoles	57

4.3.	Corrección de los valores de espesor óptico de aerosoles	64
4.3.1.	Método KCICLO	67
4.3.2.	Corrección por temperatura	70
4.3.3.	Depurado	72
4.4.	Efectos del grado 1.6* y grado 2.0 en la caracterización de aerosoles	79
4.4.1.	Efectos sobre el espesor óptico de aerosoles (340 y 870 nm)	79
5.	Caracterización de los aerosoles sobre la estación de Cáceres	81
5.1.	Análisis de los parámetros de aerosoles	82
5.1.1.	Espesor óptico de aerosoles, τ	84
5.1.2.	Parámetro α de Ångström, α	90
5.1.3.	Albedo por dispersión simple, ω	92
5.1.4.	Parámetro de asimetría, g	97
5.1.5.	Distribución de tamaños de partículas en volumen, $dV/d\log(r)$, y concentración de tamaños en volumen, $VolCon$	99
5.2.	Comparativa con otras estaciones de la Península Ibérica	106
5.2.1.	Espesor óptico de aerosoles y parámetro α de Ångström	108
5.2.2.	Parámetros derivados	110
6.	Clasificaciones de aerosoles	121
6.1.	Introducción	122
6.2.	Clasificación de aerosoles mediante análisis de sus parámetros radiativos	123
6.2.1.	Clasificación propuesta por Elias et al. (2006)	124
6.2.2.	Clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a)	125

6.2.3.	Clasificación propuesta por Otero et al. (2006)	127
6.2.4.	Clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007)	128
6.3.	Cálculo de las retrotrayectorias de las masas de aire	132
6.3.1.	Retrotrayectoria de una masa de aire	132
6.3.2.	Modelo HYSPLIT	133
6.4.	Relación entre los tipos de aerosoles y las retrotrayectorias de las masas de aire	137
6.5.	Clasificación de retrotrayectorias mediante análisis de conglomerados	145
6.5.1.	Descripción	145
6.5.2.	Metodología	148
6.5.3.	Aplicación a las retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres	149
6.5.4.	Frecuencia de cada conglomerado	151
6.5.5.	Análisis de los valores de los parámetros radiativos para cada conglomerado	152
7.	Propuesta de una clasificación de aerosoles	167
7.1.	Introducción	168
7.2.	Tipos de aerosoles	169
7.3.	Factores que influyen en los tipos de aerosoles	169
7.3.1.	Tiempo de permanencia	169
7.3.2.	Antigüedad del aporte de aerosoles	170
7.3.3.	Altura en la columna	171
7.3.4.	Altura de la capa de mezcla	171
7.4.	Índices	172
7.5.	Propuesta de clasificaciones de aerosoles	177

7.6. Criterios de validación	181
7.7. Aplicación	183
7.7.1. Definición de umbrales	184
7.7.2. Aplicación y validación de cada clasificación	188
7.8. Análisis de los parámetros de aerosoles para cada tipo de aerosol	192
7.8.1. Frecuencia de cada tipo de aerosol.	193
7.8.2. Espesor óptico de aerosoles y parámetro α de Ångström.	194
7.8.3. Parámetros secundarios: Concentración de tamaños en volumen y distribución volúmica, albedo por dispersión simple y parámetro de asimetría.	196
7.9. Análisis de las retrotrayectorias de masas de aire para cada tipo de aerosol	210
8. Resultados y conclusiones	213
8.1. Líneas futuras	216

Índice de figuras

2.1.	Sectores de procedencia de las masas de aire sobre la Península Ibérica.	12
2.2.	Componentes del forzamiento radiativo que contribuyen al cambio climático. Figura adaptada del informe IPCC, 2007.	19
2.3.	Ejemplos de dispersión Rayleigh y dispersión Mie	22
2.4.	Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo. Espectro a nivel de suelo realizado con una elevación solar sobre el horizonte de 44°. .	24
2.5.	Ejemplo de un ajuste lineal para calcular el valor del parámetro α de Ångström a partir de valores de τ en las longitudes de onda de 440, 500, 675 y 870 nm.	26
3.1.	Visión general de la página web de la red AERONET.	33
3.2.	Visión general de la página web de la red RIMA y de la aplicación CÆLIS.	34
3.3.	Fotografía de la instalación del fotómetro CIMEL CE318 en la estación de Cáceres.	37
3.4.	Partes que componen los fotómetros CIMEL CE318.	38
3.5.	Emplazamiento de la estación de medida de aerosoles de Cáceres. Así como el de las estaciones de Palencia y Huelva en dirección Norte-Sur, y el de las estaciones de Évora y Cabo da Roca en dirección Este-Oeste.	44
4.1.	Esquema que resume el proceso de detección de casos nubosos propuesto por Smirnov et al. (2000).	56

4.2. Evolución temporal de los valores de τ estimados mediante los dos algoritmos (AERONET y AODEC) para cada longitud de onda.	61
4.3. Evolución temporal de las diferencias absolutas de los valores de τ estimados mediante los dos algoritmos (AERONET y AODEC) para cada longitud de onda.	62
4.4. Diagramas de Taylor para cada longitud de onda.	63
4.5. Evolución de los valores de τ , durante los días 2, 3 y 4 de Agosto de 2005, estimados con el proceso "AODEC", así como los valores del canal de 340 nm estimados mediante la ley de Ångström	65
4.6. Evolución de los valores de τ , durante los días 4, 5 y 6 de agosto de 2006, estimados con el proceso "AODEC", así como los valores del canal de 870 nm estimados mediante la ley de Ångström	65
4.7. Evolución de los valores de τ en el canal de 340 nm durante el día 3 de agosto de 2005.	66
4.8. Evolución de los valores de τ en el canal de 870 nm durante el día 5 de agosto de 2006.	67
4.9. Relación entre la temperatura y los valores de los errores de τ 870 nm durante los períodos que estuvieron instalados los fotómetros 341 y 353 en la estación de Cáceres.	74
4.10. Evolución temporal de los valores de τ en todos los canales, así como los correspondientes al canal de 340 nm corregidos con KCICLO. Estos valores corresponden a los días 2, 3 y 4 de agosto de 2005, en los cuales se observó el ciclo diurno en el canal de 340 nm.	75
4.11. Valores de la mediana de la desviación absoluta respecto de la mediana (MAD) entre los valores de τ 870 calculados a partir de la ley de Ångström y los estimados con el proceso "AODEC", utilizando diferentes coeficientes de corrección por temperatura.	76
4.12. Relación entre la temperatura y los valores de los errores de τ 870 una vez aplicadas las correcciones de 0.18 y 0.16 %/°C, durante los períodos que estuvieron instalados los fotómetros 341 y 353.	77
4.13. Evolución temporal de los valores de τ en todos los canales, así como los valores del canal de 870 nm corregidos por temperatura, durante los días 4, 5 y 6 de agosto de 2006.	78

5.1. Número de datos (nivel 1.6*AODEC) correspondiente a cada mes del año.	83
5.2. Diagrama de cajas mostrando los valores estadísticos de τ en los canales de 1020, 870, 675, 500, 440, 380 y 340 nm.	85
5.3. Frecuencia de valores de τ 500 correspondientes a todo el período de estudio y cada estación del año.	87
5.4. Evolución temporal de los valores de τ 500 durante el período de estudio. La línea gris indica el suavizado de los datos.	88
5.5. Valores promedios mensuales de τ 500 y su desviación estándar.	89
5.6. Frecuencia de valores del parámetro α de Ångström correspondientes a todo el período de estudio y cada estación del año.	91
5.7. Evolución temporal de los valores del parámetro α de Ångström durante el período de estudio. La línea gris indica un suavizado de los datos.	92
5.8. Valores promedios mensuales del parámetro α de Ångström y su desviación estándar.	93
5.9. Diagrama de dispersión τ 500 - α correspondiente a la estación de Cáceres y obtenido a partir de los datos del grado 1.6* AODEC.	94
5.10. Frecuencia relativa de los valores de ω (grado 1.5) para cada longitud de onda.	95
5.11. Dependencia espectral de los valores promedios mensuales de ω para cada longitud de onda.	96
5.12. Frecuencia relativa de los valores de ω (grado 1.5 modificado) para cada longitud de onda.	96
5.13. Dependencia espectral de los valores promedios de ω para cada base de datos (grado 1.5 y grado 1.5 modificado).	97
5.14. Frecuencia relativa de los valores del parámetro de asimetría, g , para cada longitud de onda.	98
5.15. Dependencia espectral de los valores promedios mensuales de g para cada longitud de onda.	99
5.16. Diagrama de dispersión de g 870 y α (440-870).	100

5.17. Distribución promedio del tamaño de partículas en volumen para todo el período de estudio y para cada mes del año.	101
5.18. Valores promedios mensuales de la concentración de tamaños en volumen (total, gruesa y fina).	102
5.19. Correlación entre τ 500 y la concentración de tamaños en volumen (total, gruesa y fina).	104
5.20. Frecuencia relativa de los valores de <i>VolCon</i> para partículas finas y gruesas, así como para el total de ellas.	105
5.21. Mapa de la Península Ibérica mostrando las cinco estaciones de AERONET utilizadas en esta comparativa.	107
5.22. Evolución de los valores promedios mensuales de τ 440 y τ 870 durante todo el período de estudio en las cinco estaciones.	115
5.23. Evolución de los valores promedios mensuales del parámetro α de Ångström durante todo el período de estudio en las cinco estaciones.	116
5.24. Relación entre la concentración en volumen de partículas finas, <i>VolCon</i> – <i>F</i> , y τ 440 para cada estación.	117
5.25. Valores promedios mensuales del parámetro <i>Vf/Vt</i> para cada estación.	118
5.26. Distribución de tamaños en volumen promedio para cada estación.	118
5.27. Dependencia espectral de los valores promedios de ω para cada estación. En la figura a) se muestra la dependencia obtenida a partir de los datos del grado 1.5 modificado, mientras que en la figura b) se muestra la dependencia obtenida con los datos del grado 1.5.	119
5.28. Dependencia espectral de los valores promedios de <i>g</i> para cada estación.	120
6.1. Diagramas de dispersión τ - α según las clasificaciones de Elias et al. (2006), Otero et al. (2006), Kaskaoutis et al. (2007) y Toledano et al. (2007a).	131
6.2. Retrotrayectorias de masas de aire, obtenidas con el modelo HYSPLIT (versión 4), que llegan a la estación de Cáceres el día 17 de enero de 2007 a las 12 GMT, a tres alturas (500, 1500 y 3000 m s.n.m.), y con un tiempo de vuelo de 120 horas.	136

6.3. Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Elias et al. (2006).	141
6.4. Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a).	142
6.5. Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Otero et al. (2006).	143
6.6. Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007).	144
6.7. Esquemas de los modelos jerárquicos aglomerativos y divisivos.	146
6.8. Dendrogramas que determinan el número de conglomerados para cada nivel (500, 1500 y 3000 m).	156
6.9. Centroides de los diferentes conglomerados para cada nivel (500, 1500 y 3000 m).	157
6.10. Retrotrayectorias correspondientes a cada conglomerado en el nivel de 500 m. De color gris oscuro y más grueso aparecen representados los centroides de cada conglomerado.	158
6.11. Retrotrayectorias correspondientes a cada conglomerado en el nivel de 1500 m. De color gris oscuro y más grueso aparecen representados los centroides de cada conglomerado.	159
6.12. Retrotrayectorias correspondientes a cada conglomerado en el nivel de 3000 m. De color gris oscuro y más grueso aparecen representados los centroides de cada conglomerado.	160
6.13. Frecuencia de cada conglomerado durante todo el período de estudio en el nivel de 500 m.	161
6.14. Número de casos para cada conglomerado y cada estación del año.	161
6.15. Diagramas τ 440- α (440-870) para los conglomerados obtenidos en el nivel de 500 m.	162

6.16. Diagrama τ - α de todos los conglomerados correspondientes al nivel de 500 m.	163
6.17. Histogramas de frecuencia de los valores de τ 440 para los conglomerados obtenidos en el nivel de 500 m.	164
6.18. Histogramas de frecuencia de los valores de α (440-870) para los conglomerados obtenidos en el nivel de 500 m.	165
7.1. Sectores de interés para la clasificación de las retrotrayectorias de masas de aire.	171
7.2. Áreas sobre las que circulan las masas de aire, a diferentes alturas, durante su recorrido hasta llegar a Cáceres los días 15 de febrero de 2008 y 10 de octubre de 2008.	176
7.3. Valores del índice <i>HSS</i> obtenidos tras aplicar la clasificación 3 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 150. De color rojo se muestran los valores de <i>HSS</i> más elevados. . .	185
7.4. Valores del índice <i>HSS</i> obtenidos tras aplicar la clasificación 6 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 150. De color rojo se muestran los valores de <i>HSS</i> más elevados. . .	186
7.5. Valores del índice <i>HSS</i> obtenidos tras aplicar la clasificación 7 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 150. De color rojo se muestra el valor de <i>HSS</i> más elevado.	187
7.6. Valores del índice <i>HSS</i> obtenidos tras aplicar la clasificación 8 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 40. De color rojo se muestra el valor de <i>HSS</i> más elevado.	187
7.7. Frecuencias absolutas y relativas del número de casos clasificados en cada tipo de aerosol.	201
7.8. Diagrama de cajas mostrando los valores estadísticos de τ 500 para cada tipo de aerosol.	202
7.9. Diagrama de cajas mostrando los valores estadísticos de α (440-870) para cada tipo de aerosol.	202
7.10. Histogramas de frecuencia relativa de los valores de τ 500 correspondientes a cada tipo de aerosol.	203

7.11. Histogramas de frecuencia relativa de los valores de α correspondientes a cada tipo de aerosol.	204
7.12. Diagrama de dispersión τ 500 - α para los tres tipos de aerosoles: continental, marítimo y desértico.	205
7.13. Frecuencia relativa de los valores de Vf/Vt para cada tipo de aerosol.	205
7.14. Distribución de tamaños en volumen promedio para cada tipo de aerosol.	206
7.15. Dependencia espectral de los valores promedios de ω para cada tipo de aerosol. La figura de la izquierda corresponden al grado 1.5, y la de la derecha al grado 1.5 modificado.	207
7.16. Frecuencia relativa de los valores de ω 675 para cada tipo de aerosol.	208
7.17. Dependencia espectral de los valores promedios de g para cada tipo de aerosol.	208
7.18. Frecuencia relativa de los valores de g 675 para cada tipo de aerosol.	209
7.19. Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol. El mapa a) corresponde al tipo marítimo, el b) al continental y el c) al desértico.	211

Índice de tablas

3.1. Secuencia automática de medidas del fotómetro CIMEL CE318 hasta el mediodía solar. SUN: medida directa; SKY: radiancia a 6° ; ALMUC: almucántar; PP: plano principal; BLACK: medida de corriente oscura.	36
3.2. Períodos de medida de cada instrumento en la estación de Cáceres	46
4.1. Estadísticos <i>MBE</i> y <i>MABE</i> obtenidos tras la comparación de los valores de τ estimados por los dos procedimientos (AERONET y AO-DEC) durante el período de estudio (julio 2005 - julio 2011).	59
4.2. Resultado del ajuste del método KCICLO para los fotómetros 341 y 422.	70
4.3. Valores de la media, desviación estándar (STD), mediana, percentiles al 5 y 95 %, y el número de datos para τ 340 y τ 870, durante el período de estudio comprendido entre julio de 2005 y julio de 2011, y teniendo en cuenta los grados de calidad 2.0 AERONET y 1.6* AODEC.	79
5.1. Valores de la media, desviación estándar (STD), y los percentiles de 5, 25, 50, 75 y 95 % para τ y α durante todo el período de estudio en Cáceres.	86
5.2. Valores de media, mediana y desviación estándar (STD) de τ 440, τ 870 y α (440-870) durante el período de estudio en las cinco estaciones.	108
5.3. Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de la concentración de partículas totales (<i>VolCon-T</i>), finas (<i>VolCon-F</i>) y gruesas (<i>VolCon-C</i>) en volumen, durante el período de estudio en las cinco estaciones.	111

5.4.	Valores de media, mediana y desviación típica de ω , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, durante el período de estudio en las cinco estaciones y utilizando los grados 1.5 y 1.5 modificado. . . .	113
5.5.	Valores de media, mediana y desviación típica de g , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, durante el período de estudio en las cinco estaciones.	114
6.1.	Rangos de valores de τ 440, τ 870 y $\alpha(440-870)$ para cada tipo de aerosol o situación, según la clasificación propuesta por Elias et al. (2006).	125
6.2.	Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Elias et al. (2006).	126
6.3.	Rangos de valores de τ 440, τ 870 y α (440-870) para cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a). . .	126
6.4.	Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a).	127
6.5.	Rangos de valores de τ 440 y α (380-870) para cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Otero et al. (2006).	128
6.6.	Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Otero et al. (2006).	129
6.7.	Rangos de valores de τ 500 y α (440/870) para cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007).	129
6.8.	Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007).	130
6.9.	Parámetros estadísticos de τ 500 para cada conglomerado.	152
6.10.	Parámetros estadísticos de $\alpha(440-870)$ para a cada conglomerado. . .	153
7.1.	Ejemplo de una matriz de confusión.	182
7.2.	Número de días de cada mes que compone la muestra de referencia.	184
7.3.	Matrices de confusión obtenidas para cada clasificación. (C = continental, D = desértico y M = marítimo).	190

7.4. Valores del índice HSS , del error de comisión y del error de omisión para cada clasificación y cada tipo de aerosol.	191
7.5. Valores de la media, desviación estándar (STD), mediana y los percentiles 5, 25, 75 y 95 % de τ 500 y α (440-870) para cada tipo de aerosol.	194
7.6. Valores de p obtenidos a partir del test no paramétrico denominado prueba de Kolmogorov-Smirnov cuando se comparan los valores de τ 500 de cada par de tipos de aerosoles.	196
7.7. Valores de p obtenidos a partir del test no paramétrico denominado prueba de Kolmogorov-Smirnov cuando se comparan los valores de α de cada par de tipos de aerosoles.	196
7.8. Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de la concentración de partículas totales (VolCon-T), finas (VolCon-F) y gruesas (VolCon-C) en volumen, para cada tipo de aerosol (continental/marítimo/desértico).	197
7.9. Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de ω , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, para cada tipo de aerosol (continental/marítimo/desértico). Utilizando los grados 1.5 y 1.5 modificado.	199
7.10. Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de g , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, para cada tipo de aerosol (continental/marítimo/desértico).	200

Capítulo 1

Introducción

En este capítulo se hace una breve introducción a aspectos fundamentales que ayudan a comprender la importancia que tiene el estudio de los aerosoles. También se describen los objetivos que se pretenden conseguir con esta tesis doctoral.

1.1. Interés general del estudio de los aerosoles

Los aerosoles atmosféricos son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera. Actualmente, su estudio tiene gran interés por los diversos efectos que estas partículas pueden causar en la salud humana y en los ecosistemas, así como por el importante papel que desempeñan en el balance radiativo del sistema tierra-atmósfera y en el ciclo hidrológico. Sin embargo, su conocimiento actual sigue siendo bastante limitado debido a su gran complejidad, tanto desde el punto de vista experimental como modelístico. De hecho, una de las principales incertidumbres para los modelos climáticos es la contribución de los aerosoles al balance radiativo. El estudio de los aerosoles es complejo debido, fundamentalmente, al corto período de vida de éstos, a su heterogénea distribución espacial y a su variada naturaleza y procedencia. Dicha procedencia puede ser de origen natural (partículas emitidas en erupciones volcánicas, polvo procedente de zonas desérticas, pólenes y otras partículas biológicas procedentes de la vegetación, sales marinas incorporadas a la atmósfera desde la superficie de los océanos y los mares, polvo procedente del suelo, etc.) o antropogénica (emisiones de la industria y de los vehículos de combustión, productos de los incendios forestales, etc.). En el ámbito de la responsabilidad en el cambio climático, resulta de especial importancia separar el efecto de los aerosoles de origen antropogénico de aquél debido a los aerosoles de procedencia natural. La mencionada complejidad del estudio de los aerosoles y, en particular, la dificultad para identificar la procedencia de los mismos, hacen complicado desacoplar estos efectos en numerosas ocasiones.

La concentración de aerosoles en la atmósfera es muy variable, desde unos microgramos por metro cúbico ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) hasta $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Estas partículas existentes en la atmósfera, junto a diversos gases, pueden dar lugar a lo que se denomina *contaminación atmosférica*. Se dice que existe contaminación siempre y cuando estos gases y partículas se encuentren en proporciones que puedan poner en peligro la salud del hombre y la salud y bienestar de las plantas y animales, atacar a distintos materiales, reducir la visibilidad o producir olores desagradables. Actualmente, en España se aplica la directiva europea 1999/30/CE, que regula los valores máximos de PM_{10} (concentración de partículas cuyo diámetro es menor de $10 \mu\text{m}$), y establece un valor máximo diario de $50 \mu\text{g}/\text{m}^3$, que no debe ser excedido más de 35 días al año hasta 2005 y un máximo de 7 días al año en 2010. Esta directiva no discrimina los aerosoles de origen natural de aquellos que son transportados desde otras regiones, los cuales no deben considerarse en la medición de emisiones en la localización de estudio. Sin embargo, la directiva Europea (2008/50/CE) regula los niveles de PM_{10} debidos a fuentes naturales, incluyendo el transporte

de partículas naturales procedentes de zonas áridas (artículo 2.15). De manera que, teniendo identificados los tipos de aerosoles que existen sobre una región, se podrá calcular si los niveles existentes de cada tipo cumplen la legislación.

Centrándose nuevamente en los efectos que los aerosoles pueden causar, hay que mencionar los efectos en la salud humana. Estas partículas pueden producir alergias y problemas respiratorios (Dockery and Pope, 1994) cuando éstos penetran en los pulmones al respirar. Además, pueden penetrar en el torrente circulatorio y lesionar diversos órganos o provocar intoxicaciones generales, por ejemplo en la sangre. De acuerdo con la Organización Mundial de la Salud (OMS), la contaminación atmosférica constituye un riesgo medioambiental para la salud y estima que causa alrededor de dos millones de muertes prematuras al año en todo el mundo. Los ecosistemas también sufren los efectos de los aerosoles atmosféricos, tanto por deposición seca como húmeda. Así, la deposición de aerosoles atmosféricos puede suponer la acidificación y eutrofización de suelos y aguas superficiales, con la correspondiente repercusión sobre la composición de las aguas subterráneas.

Los aerosoles también pueden interaccionar sobre la radiación solar y terrestre, dispersando y absorbiendo parte de la radiación que atraviesa la atmósfera, y emitiendo, a su vez, radiación. Estos procesos modifican el balance radiativo terrestre, con el consiguiente efecto sobre el clima y sus variaciones. La contribución de los aerosoles al cambio climático puede ser de manera directa (efecto directo), mediante la absorción, dispersión y emisión de la radiación (McCormick and Ludwig, 1967; Charlson and Pilat, 1969; Atwater, 1970; Coakley Jr. et al., 1983), o de manera indirecta (efecto indirecto), al actuar como núcleos de condensación y participar en la formación y modificación de las nubes (Twomey, 1974, 1977). El IPCC estima un forzamiento radiativo directo total de -0.5 [-0.9 a -0.1] Wm^{-2} y un forzamiento indirecto de -0.7 [-1.8 a -0.3] Wm^{-2} . Estos forzamientos son ahora mejor conocidos debido a las mejoras en las mediciones y a la utilización de modelos más exhaustivos, aunque sus estimaciones presentan aún una gran incertidumbre. Por ello, es de gran interés cuantificar de forma precisa el efecto de los aerosoles y mejorar las previsiones del aumento de temperatura debido al Cambio Climático. Además de estimar valores fiables de los parámetros primarios de los aerosoles que permitan discriminar la contribución natural o antropogénica de los aerosoles, algo de gran interés en la Península Ibérica por el gran aporte de partículas minerales procedentes del Desierto del Sáhara.

Actualmente existen diferentes metodologías de medida de aerosoles, bien sean desde superficie o desde satélite. Estas metodologías se han creado con el objetivo de ofrecer información precisa sobre las propiedades y concentraciones

del aerosol atmosférico, tanto espacial como temporalmente. Cada una de ellas está diseñada para un objetivo concreto. Por ejemplo, en el caso de medidas satelitales se obtiene una gran homogeneidad en las medidas y una cobertura global, pero precisan continuas validaciones con medidas realizadas desde suelo para garantizar la fiabilidad de sus estimaciones. En cambio, las medidas desde suelo son muy precisas y permiten validar la información obtenida a través de satélites, pero poseen el inconveniente de que las redes de medida son poco densas. Esto hace que sea necesario establecer redes de estaciones de medida permanentes, representativas de las diferentes zonas de una región, algo que se está logrando con el desarrollo de diferentes redes de medida de aerosoles en suelo a nivel global en los últimos años. Dos de estas redes son la red mundial AERONET, AErosol RobotiC NETwork, (Holben et al., 1998) o la japonesa SKYNET, SKY radiometer Network, (Takamura and Nakajima, 2004), ambas formadas por fotómetros. Integrada en la red AERONET se encuentra la estación de medida de Cáceres (España), operativa desde el año 2005 y gestionada por el Grupo AIRE (Física de la Atmósfera, clima y Radiación en Extremadura) de la Universidad de Extremadura, y en la cual está basada esta tesis doctoral. Esta estación también forma parte de la red RIMA (Red Ibérica de Medida de Aerosoles), que es un intento de mejora de la red AERONET en cuanto a proporcionar una atención más individualizada a un conjunto de estaciones, principalmente de la Península Ibérica.

Además de disponer de grandes redes de medida de aerosoles con cobertura global, es necesario identificar los tipos de aerosoles existentes sobre una región, con el objetivo de separar el efecto de los aerosoles naturales y antropogénicos. Cada tipo de aerosol va a afectar de manera diferente a la absorción o reflexión de radiación, a la formación de nubes, a los efectos que producen en la salud humana, etc. Debido al interés que existe en identificar los tipos aerosoles que llegan a cada región, en la bibliografía existen diversas metodologías de clasificación de aerosoles basadas en propiedades radiativas o microfísicas de los aerosoles, en su composición química o en el recorrido que realiza la masa de aire que los transporta. Pero por lo general, estas clasificaciones se proponen para regiones concretas y no son aplicables a otras regiones, motivo por el cual, todavía hay mucho trabajo que hacer en este sentido.

En relación al análisis de las propiedades de los aerosoles, en los últimos años se ha incrementado el número de estudios de aerosoles en la Península Ibérica, como por ejemplo los realizados en las siguientes estaciones de la red AERONET: El Arenosillo (Huelva, España) (Cachorro et al., 2005; Toledano et al., 2007b; Prats et al., 2008), Palencia (España) (Cachorro et al., 2000), Granada (España) (Lyamani et al., 2006a,b, 2010), Burjassot (España) (Estellés et al., 2007a) y Évora (Portugal) (Silva et al., 2003a; Elias et al., 2006;

Pereira et al., 2008; Santos et al., 2008). Con el presente estudio se pretende caracterizar los aerosoles en columna existentes sobre la estación de Cáceres, a partir de la extensa base de datos que existe (6 años). No ha sido posible realizar un análisis climatológico porque, aunque la disponibilidad de datos es extensa y permite estudiar la existencia de patrones de evolución y fluctuaciones en las medidas, no es suficientemente amplia para obtener una climatología de los aerosoles. Según la Organización Meteorológica Mundial (OMM), para todo estudio climatológico las series de variables a analizar deben abarcar un mínimo de 30 años.

Todas las medidas de radiancia registradas por los fotómetros CIMEL CE318 que componen la red AERONET, que es el instrumento estándar de la red, son procesadas siguiendo el algoritmo de dicha red (Holben et al., 1998). Este algoritmo está basado en la ley de Lambert-Bouguer-Beer, y se aplica de forma operativa para obtener diferentes grados de calidad de los parámetros primarios de aerosoles, entre los que destaca el espesor óptico de aerosoles. El menor grado de calidad es el 1.0, y está compuesto por todas las medidas una vez aplicados los correspondientes coeficientes de calibración que transforman a los valores de radiancia en parámetros de aerosoles. El siguiente grado de calidad es el 1.5, y a él corresponden los valores de los parámetros de aerosoles obtenidos una vez eliminadas las medidas afectadas por nubosidad aplicando el algoritmo de detección de nubes propuesto por Smirnov et al. (2000). Al último grado, 2.0, pertenecen los datos reprocesados tras realizar una segunda calibración del instrumento, y los que alcanzan ciertos criterios de calidad propuestos por AERONET.

A pesar de que AERONET tiene establecido un algoritmo estándar y las medidas son sometidas a procesos que proporcionan valores de los parámetros de los aerosoles correspondientes a diferentes grados de calidad, existen ciertas anomalías en las medidas que necesitan ser corregidas y que AERONET no incluye. Estas anomalías se han detectado a partir de falsos ciclos diurnos que describen los valores de espesor óptico. Estos falsos ciclos diurnos son debidos a problemas de calibración de algunos instrumentos en el canal de 340 nm y a la existencia de dependencia anómala entre las medidas del canal de 870 nm y la temperatura en otros. Motivos por los cuales hay un gran número de casos, 17044 (41.52 %) en el canal de 340 nm y 22535 (54.90 %) en el canal de 870 nm, que no alcanzan el grado de calidad 2.0 de AERONET. Existen dos iniciativas para subsanar los errores detectados en los valores de espesor óptico de la estación de Cáceres. En relación a los problemas de calibración, existe el método KCICLO. Este método se desarrolló para corregir los falsos ciclos diurnos producidos por una calibración errónea (Cachorro et al., 2004; Toledano et al., 2004; Toledano, 2005; Cachorro et al., 2008a,c), y tras aplicar-

se a datos de la estación de El Arenosillo (Huelva, España) (Cachorro et al., 2008a) se observó que había diferencias en los valores de espesor óptico entre el 2 y el 12%, dependiendo del canal. En relación a la dependencia anómala con la temperatura, AERONET sólo tiene implementada la corrección por temperatura para el canal de 1020 nm (Holben et al., 1998). Sin embargo, algunos autores (Estellés, 2006; Irshad, 2009; Von Hoyningen-Huene et al., 2009) han sugerido que podría existir dependencia para el canal de 870 nm o incluso el de 675 nm. Estas correcciones redundarán en una mejora en la serie de datos de la estación de Cáceres y permitirá establecer la bondad del algoritmo de AERONET, que es la metodología estándar. Por ello, en este trabajo se pretende implementar un procesado de datos propio, denominado AODEC (Aerosol Optical Depth Estimation and Correction), que reproduzca la mejor posible el algoritmo de AERONET y que permita la inclusión de estos dos tipos de correcciones para subsanar los errores detectados. En la bibliografía existen versiones adaptadas de este algoritmo estándar para estimar valores de espesor óptico de aerosoles a partir de medidas realizadas con fotómetros CIMEL con fines específicos (Cachorro et al., 1989; Cachorro and de Frutos, 1994; Estellés et al., 2006; Lyamani et al., 2006a; Von Hoyningen-Huene et al., 2009). Estas versiones están adaptadas a objetivos concretos, y no son adecuadas para el objetivo de este estudio, que es aplicar correcciones para subsanar las anomalías detectadas en los valores de espesor óptico de la estación de Cáceres.

De la misma manera que existen propuestas para estimar valores de parámetros primarios de aerosoles, también existen iniciativas para estimar valores de los parámetros derivados. Sin embargo, su obtención está menos avanzada debido a que el proceso de obtención es más complejo. Se han dedicado muchos esfuerzos para obtener parámetros ópticos (Devaux et al., 1998; Dubovik et al., 1998; Kaufman et al., 1994; Nakajima et al., 1983; Wang and Gordon, 1993) y físicos (Dubovik and King, 2000; King et al., 1978; Nakajima et al., 1996) a partir de medidas desde suelo, pero el uso operativo de algunos de estos algoritmos es muy limitado porque presentan grandes incertidumbres. En este estudio se han utilizado algunos de estos parámetros para aplicaciones concretas, como veremos en los siguientes capítulos.

1.2. Objetivos

El objetivo general de este estudio es la caracterización de los aerosoles en columna sobre la estación de Cáceres a partir de una extensa base de datos de 6 años. Esto se conseguirá a través del desarrollo de varios objetivos específicos:

- Desarrollar y validar un procesado de datos propio, que permita estimar y corregir valores de espesor óptico de aerosoles en diferentes longitudes de onda a partir de medidas realizadas con los fotómetros CIMEL.
- Analizar los valores de espesor óptico obtenidos con este procedimiento para la estación de Cáceres y compararlos con los de otras estaciones de la Península Ibérica. Estos últimos valores proporcionados por la red AERONET.
- Analizar otros parámetros de los aerosoles, tanto primarios como derivados, sobre Cáceres y compararlos con los obtenidos en otras estaciones de la Península Ibérica.
- Clasificar los aerosoles existentes sobre la estación de Cáceres aplicando diferentes metodologías basadas en las propiedades de los aerosoles o en las retrotrayectorias de las masas de aire que los transportan.
- Proponer una metodología de clasificación de las retrotrayectorias de las masas de aire basada en criterios sencillos y que permita discriminar los principales tipos de aerosoles que llegan a la estación de Cáceres.
- Establecer relación entre los diferentes tipos de aerosol y los parámetros radiativos que los definen.

1.3. Estructura de la memoria

La memoria se divide en 8 capítulos que abordan aspectos de gran relevancia en el estudio de los aerosoles:

- El capítulo actual da a conocer el interés del estudio de los aerosoles.
- En el capítulo 2 se describen conceptos básicos relacionados con los aerosoles atmosféricos, como por ejemplo: su definición, las clasificaciones existentes, sus efectos en la salud, medioambiente, ciclo hidrológico e interacción con la radiación, los principales parámetros que los definen, o las principales masas de aire que llegan a la Península Ibérica aportando diferentes tipos de aerosoles.
- En el capítulo 3 se describe la red AERONET, a la cual pertenece la estación de medida de Cáceres, así como la instrumentación utilizada y su calibración. También se describe el procesado de las medidas que realiza AERONET para la obtención de parámetros de los aerosoles.

- En el capítulo 4 se presenta y valida el proceso de estimación y corrección de valores de espesor óptico de aerosoles a partir de medidas de los fotómetros CIMEL CE318.
- En el capítulo 5 se analizan algunos de los parámetros fundamentales en el estudio de los aerosoles y se comparan con los obtenidos en estaciones cercanas de la Península Ibérica.
- En el capítulo 6 se aplican diferentes metodologías de clasificación de aerosoles propuestas en la bibliografía basadas en el espesor óptico y el parámetro α de Ångström. También se clasifican las retrotrayectorias de masas de aire que llegan a la estación mediante un análisis de conglomerados.
- En el capítulo 7 se proponen criterios sencillos de clasificación de los aerosoles a partir del recorrido que realiza la masa de aire antes de llegar a la estación de medida. Los tipos de aerosoles se han relacionado con sus propiedades radiativas.
- Finalmente, en el capítulo 8, se muestran los principales resultados y conclusiones obtenidos.

Capítulo 2

Fundamentos básicos sobre aerosoles

En este capítulo se describen conceptos básicos relacionados con los aerosoles atmosféricos, que van a ser de gran utilidad en su estudio, como por ejemplo: su definición, los mecanismos de eliminación, las clasificaciones básicas de aerosoles existentes en la bibliografía, la interacción de los aerosoles con la radiación, los principales parámetros que definen a los aerosoles, o las principales masas de aire que llegan a la Península Ibérica.

2.1. El aerosol atmosférico

Según el IPCC, 2007 (Pachauri and Reisinger, 2007) los aerosoles atmosféricos son un conjunto de partículas sólidas o líquidas presentes en el aire, de origen natural o antropogénico, y tamaño generalmente comprendido entre 0.01 y 10 micrómetros, que permanecen en la atmósfera durante varias horas o más.

El tiempo que los aerosoles permanecen en la atmósfera depende principalmente de su tamaño, ya que las partículas más grandes se depositan más fácilmente por acción de la gravedad. Pero también depende de su composición y su capacidad de reacción con otros compuestos, de su localización o de las condiciones meteorológicas. La deposición de los aerosoles se puede producir por dos vías, seca o húmeda, dependiendo de la contribución de la humedad en ella. La deposición seca se produce cuando las partículas caen a la superficie por acción de la gravedad, la cual afecta en mayor proporción a las partículas de mayor masa. Sin embargo, la deposición húmeda de los aerosoles se produce cuando las gotas de agua favorecen su descenso.

El origen de estas partículas, como se verá a continuación, es muy diverso, y su influencia sobre la estación de medida va a estar condicionada por el movimiento de las masas de aire. Así por ejemplo, si se produce aerosol procedente de la quema de biomasa en los alrededores de una estación, para que ésta se vea afectada por este tipo de aerosol es necesario que el movimiento de las masas de aire favorezca su llegada. De manera que, conocer estas masas de aire va a permitir interpretar los resultados obtenidos cuando se analizan los aerosoles.

2.2. Tipos de aerosoles

Como se ha comentado en el capítulo de introducción, cada tipo de aerosol produce unos efectos diferentes. Por ello, resulta de gran interés identificar los tipos de aerosoles existentes en la atmósfera. A continuación se describen algunas clasificaciones de aerosoles atmosféricos basadas en sus propiedades.

2.2.1. Según su origen

Los aerosoles atmosféricos pueden tener un origen natural o antropogénico, y su composición depende de la fuente que los genera. Las principales fuentes

naturales de aerosoles son los océanos, los volcanes, el polvo procedente de la superficie y de zonas desérticas y los incendios forestales, mientras que las principales fuentes de aerosoles antropogénicos son la quema de combustibles para el transporte, la industria y la producción de energía eléctrica en centrales termoeléctricas. Ello es consecuencia de que la combustión no es eficiente al 100 % y los fragmentos no quemados del material combustible pasan a formar parte del humo que se desprende durante y después de la combustión. Algunos de estos aerosoles son emitidos directamente a la atmósfera (emisiones primarias) y otros son emitidos como gases, que al reaccionar forman partículas en la atmósfera (emisiones secundarias).

Con respecto al origen, también existen clasificaciones de aerosoles basadas en el origen de las masas de aire que los transportan. Por ello, se ha considerado que sería interesante describir las principales masas de aire que llegan a la Península Ibérica y que, por lo tanto, influirían sobre la estación de Cáceres.

Masas de aire que llegan a la Península Ibérica

Una masa de aire es una gran acumulación de aire con una extensión horizontal de varios cientos de kilómetros cuadrados, que conserva ciertas propiedades físicas de manera uniforme, como pueden ser la presión y temperatura. Las masas de aire que llegan a la Península Ibérica están muy estudiadas (Jorba, 2005). Se han realizado diferentes clasificaciones genéticas de acuerdo con la procedencia (grado de continentalidad o latitud) y las correspondientes situaciones sinópticas típicas, dando lugar a masas de aire con diferentes grados de humedad y temperatura (Sánchez, 1993; Capel, 2000; Font Tullot, 2000). Se emplea una nomenclatura específica para determinar el origen (**m** marítima y **c** continental) y el carácter térmico (**T** cálida, **P** polar y **A** ártico). Estos tipos son:

- Marítimo tropical (mT). Son muy frecuentes y poseen un carácter húmedo y cálido. Tiene su origen en el Océano Atlántico y puede llegar a la Península Ibérica en cualquier época del año.
- Marítimo polar (mP). Este tipo también puede visitar la Península Ibérica en cualquier época del año, aunque es más frecuente en invierno. Debido a que tienen su origen en el Atlántico norte, poseen un carácter húmedo y una temperatura más o menos fría.
- Ártico (A). Estas masas de aire son más frecuentes en invierno y principio de primavera. Poseen un carácter más frío y seco que las mP.

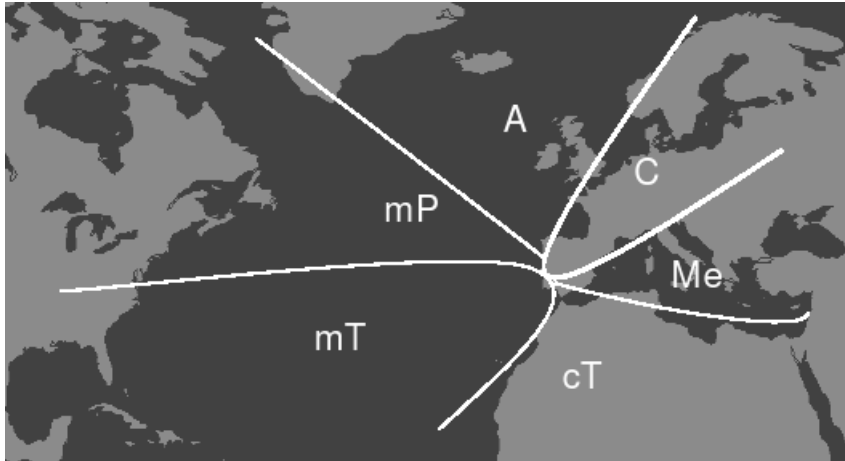


Figura 2.1: Sectores de procedencia de las masas de aire sobre la Península Ibérica.

- Continental polar (cP). Son masa de aire poco frecuentes, y sólo llegan a la Península Ibérica en invierno. Proceden de Rusia y Siberia, y su carácter es seco y muy frío.
- Continental tropical (cT). Este tipo de masa de aire procede del norte de África y puede presentarse en cualquier época del año, aunque predominan en verano.
- Mediterráneo. Son muy poco frecuentes y suelen afectar únicamente a la costa mediterránea.

En la Figura 2.1 se observan los sectores de procedencia de los tipos de masas de aire mencionados. Dichas áreas resultan de la clasificación meteorológica de las masas de aire, la cual se basa fundamentalmente en criterios como la temperatura y la humedad. Esta variedad de regiones de procedencia no se van a utilizar cuando se analicen los diferentes tipos de aerosoles, ya que el hecho de que a las masas de aire se las clasifique por sus propiedades térmicas no significa que transporten diferentes tipos de aerosoles. Cuando se estudien los aerosoles se tendrán en cuenta aquellas regiones de procedencia de las masas de aire que son fuente de diferentes tipos de aerosoles.

2.2.2. Según su tamaño

Existen clasificaciones de aerosoles basadas en el tamaño de éstos, ya que los efectos que los aerosoles producen, tanto en el medio ambiente como sobre la salud de la población, dependen en gran medida de su distribución de tamaños. Los tres tipos que se distinguen son los siguientes:

- Núcleos de Aitken. Sus dimensiones oscilan desde unos nm hasta $0.1 \mu\text{m}$. Estos núcleos se agrupan formando partículas de mayor tamaño, que posteriormente sufren coalescencia en cadenas de agregados y actúan como núcleos de condensación. La eliminación de estos núcleos de la atmósfera se produce por precipitación de las gotas lluvia de las que forman parte y por arrastre del agua de lluvia sin necesidad de que estos actúen como núcleos de condensación.
- El modo de acumulación. A este tipo pertenecen las partículas entre 0.1 y $1 - 2 \mu\text{m}$. Tienen más masa que las anteriores y son eliminadas de la atmósfera de forma similar.
- Las partículas gruesas. Poseen tamaños entre 1 y $100 \mu\text{m}$. Estas partículas pueden tener origen natural o antropogénico y son las que más contribuyen a la masa total de aerosoles. Debido a su mayor masa, son eliminados de la atmósfera fácilmente mediante procesos de sedimentación, por acción de la gravedad.

Desde un punto de vista práctico y debido a la dificultad para discriminar entre los tipos mencionados, normalmente se distinguen únicamente dos tipos de aerosoles:

- partículas finas (de radio inferior a $1 \mu\text{m}$). Tienen su origen en procesos de condensación y conversión gas-partícula,
- partículas gruesas (de radio superior a $1 \mu\text{m}$). Tienen su origen en procesos de tipo mecánico, por ejemplo por la acción del viento, tanto sobre la superficie marítima como la terrestre.

2.2.3. Según su composición

Esta clasificación está basada en el tipo de material que compone la fuente de aerosoles:

- Sales marinas. Se producen en ambientes marítimo-oceánicos y uno de los procesos que las generan es la evaporación del agua existente en gotas de agua marina en suspensión en el aire.
- Compuestos orgánicos. Sus mecanismos de producción no están completamente esclarecidos, pero se conoce que en el medio ambiente se producen en las masas forestales.
- Minerales. Partículas incorporadas a la atmósfera por acción del viento sobre la corteza terrestre. Algunos procesos que las pueden generar son la erosión del suelo y la abrasión de las rocas.
- Sustancias carbonáceas. Son partículas resultantes de la combustión. Las más importantes desde un punto de vista global son las partículas generadas en la quema de grandes extensiones de biomasa y aquellas ligadas a la actividad industrial y urbana.
- Sulfatos. Los sulfatos son la forma más estable del azufre en la atmósfera. La aportación directa de azufre a la atmósfera puede ser por vía antropogénica, debido a la quema de combustibles fósiles, o por vía natural, a través de volcanes, flora y organismos marinos.
- Nitratos. Resultan de una larga serie de reacciones químicas que involucran gases minoritarios de origen tanto natural como antropogénico.
- Cenizas volcánicas. Son consecuencia de erupciones volcánicas. Estas partículas son inyectadas principalmente a la estratosfera, donde permanecen durante períodos muy prolongados.

Conocer la composición de los aerosoles puede ser de gran utilidad para calcular otras propiedades de los aerosoles, como por ejemplo las ópticas, mediante el uso de modelos de aerosoles. Es el caso del modelo **OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds)**, el cual utiliza componentes básicos de los aerosoles: minerales, sulfatos, sales, etc., con el fin de combinarlos para crear una clasificación de los diferentes tipos de aerosoles (Hess et al., 1998). Esta clasificación propone los siguientes tipos de aerosoles, los cuales predominan en determinadas zonas del planeta:

- Aerosol desértico.
Este tipo de aerosoles es muy frecuente en la Península Ibérica, debido a la cercanía del desierto del Sáhara y otras regiones áridas del norte de África. Estas zonas suponen uno de los mayores generadores mundiales de aerosol desértico. El aerosol desértico está compuesto básicamente por partículas minerales.

- Aerosol urbano.

El aerosol urbano es común en zonas con alto grado de polución antropogénica, proveniente de plantas industriales, áreas residenciales y del tráfico. También pueden contribuir a su generación algunas actividades rurales como la quema de vegetación.

- Aerosol marítimo.

Tradicionalmente, los modelos de aerosoles consideran que el aerosol marítimo es el más abundante en el planeta, debido a la gran cantidad de masa oceánica que existe. Está compuesto por una mezcla de sustancias solubles en agua y de partículas salinas.

- Aerosol continental.

Se suele identificar este tipo de aerosol con todo aquél que se origina en el interior de los continentes, así como aerosoles procedentes de zonas poco industrializadas, de grandes superficies boscosas, de selvas, etc.

- Aerosol ártico.

Las fuentes de este aerosol se encuentran en las plataformas continentales del norte de Europa y Asia, y en los océanos cercanos. Su presencia está relacionada con la localización del frente polar. En invierno, éste se sitúa en latitudes bajas, permitiendo la entrada en la Península Ibérica de masas de aire del norte de Europa. Sin embargo, en verano, el frente polar está situado en latitudes altas y evita ese intercambio de aire. Las masas de aire ártico suelen llegar con poca carga de aerosoles, y éstos son de pequeño tamaño. Sus componentes principales son minerales y partículas marinas.

- Aerosol Antártico.

Este último tipo de aerosol es muy poco frecuente en nuestras latitudes, ya que su origen está en la Antártida. Posee gran estabilidad por no encontrarse afectado por fuentes de polución troposférica. Su composición la forman aerosoles marítimos, sulfatos y minerales.

2.3. Efectos de los aerosoles

El interés que existe actualmente por el estudio de los aerosoles está relacionado con los diversos problemas que éstos pueden causar a la salud humana y a los ecosistemas, así como por el importante papel que desempeñan en el balance radiativo del sistema Tierra-Atmósfera y en el ciclo hidrológico.

Estudiemos con más detalle algunos de estos efectos que pueden causar los aerosoles.

2.3.1. Sobre la salud

Los aerosoles pueden ser afectar a la salud humana causando alergias y problemas respiratorios (Dockery and Pope, 1994). Los problemas que los aerosoles ocasionan en la salud dependen de la cantidad de partículas que penetran en los pulmones al respirar, así como de su tamaño y composición, propiedades que están directamente relacionadas con el origen de los aerosoles. Los aerosoles más grandes generalmente se filtran en la nariz y en la garganta y no causan problemas graves. Sin embargo, los inferiores a $10 \mu\text{m}$ (PM_{10}) pueden llegar a los bronquios y pulmones. Las partículas más pequeñas (inferiores a $2.5 \mu\text{m}$), penetran con mayor facilidad en el cuerpo humano pudiendo alcanzar las zonas periféricas de los bronquiolos y alterar el intercambio pulmonar de gases. Algunos de los trastornos ocasionados por los aerosoles en el aparato respiratorio son el cáncer, neumoconiosis o respuestas alérgicas, como el asma bronquial o la inflamación pulmonar. Para el primero de ellos, el cáncer, es difícil establecer una correlación entre la exposición a un agente y su desarrollo, debido a que existe un largo período de latencia entre la exposición y la manifestación de la enfermedad. El cáncer de pulmón es una enfermedad producida por el crecimiento maligno de células del tejido pulmonar. La causa más común del cáncer de pulmón es el tabaquismo, pero también influyen otros factores, como por ejemplo la contaminación atmosférica. La neumoconiosis es una enfermedad caracterizada por un conjunto de trastornos pulmonares crónicos producidos por inhalación y retención de partículas en los alveolos pulmonares. Una variante de esta enfermedad es la silicosis, causada por el depósito de sílice. El asma es una enfermedad crónica del sistema respiratorio ocasionada por un estrechamiento de las vías aéreas, produciendo una obstrucción que dificulta el paso del aire.

Los pulmones también son el punto de entrada de sustancias tóxicas que penetran en el torrente sanguíneo. Una vez en el torrente sanguíneo, los aerosoles pueden lesionar diversos órganos o provocar intoxicaciones generales, por ejemplo en la sangre.

De acuerdo con la Organización Mundial de la Salud (OMS), la contaminación atmosférica constituye un riesgo medioambiental para la salud y estima que causa alrededor de dos millones de muertes prematuras al año en todo el mundo. Informes de esta organización indican que la exposición crónica a partículas aumenta el riesgo de enfermedades cardiovasculares y pulmonares,

así como de cáncer de pulmón. Además, se estima que una reducción de 70 a $20 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en la concentración de partículas en suspensión puede evitar el 15 % de las muertes relacionadas con la calidad del aire. Según la OMS, la mortalidad en ciudades con elevados niveles de contaminación supera entre un 15 y un 20 % la registrada en ciudades más limpias, disminuyendo la esperanza de vida promedio.

2.3.2. Sobre los ecosistemas

Los ecosistemas también sufren los efectos de los aerosoles atmosféricos, tanto por deposición seca como húmeda. La deposición de aerosoles atmosféricos puede suponer la acidificación y eutrofización de suelos y aguas superficiales, con la correspondiente repercusión sobre la composición de las aguas subterráneas. También hay que tener en cuenta que las partículas de mayor tamaño, como por ejemplo el polvo mineral, se depositan sobre las hojas de las plantas. Este depósito puede reducir la capacidad de intercambio gaseoso y afectar a la fotosíntesis, con los consiguientes efectos en su crecimiento. Además, algunas de estas partículas poseen elevadas concentraciones de metales, y cuando se depositan sobre la superficie terrestre pueden afectar a las características edáficas del suelo e inhibir funciones como la toma de nutrientes por parte de las plantas.

2.3.3. Sobre el balance radiativo

Los aerosoles también actúan sobre la radiación solar y terrestre, dispersando y absorbiendo parte de la radiación que atraviesa la atmósfera, y emitiendo, a su vez, radiación. Estos procesos intervienen en el balance radiativo terrestre, con el consecuente efecto sobre el clima y sus variaciones.

Actualmente existe una gran incertidumbre sobre la magnitud y signo de la contribución de los aerosoles al Cambio Climático. De los resultados más recientes presentados en el Cuarto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2007), se extrae que las contribuciones antropogénicas de los aerosoles en conjunto (básicamente sulfato, carbono orgánico, hollín, nitrato y polvo), producen un enfriamiento neto que compensa parcialmente el efecto invernadero producido por los gases (Charlson et al., 1992). Por ello, resulta de gran interés cuantificar de forma precisa el efecto de los aerosoles y mejorar sustancialmente las previsiones del aumento de temperatura debido al Cambio Climático.

Los aerosoles pueden contribuir de manera directa (*efecto directo*) en el balance radiativo mediante la absorción, dispersión y emisión de radiación (McCormick and Ludwig, 1967; Charlson and Pilat, 1969; Atwater, 1970; Coakley Jr. et al., 1983), pero también participan de forma importante en la formación y modificación de las nubes, al actuar como núcleos de condensación. A esta contribución en la formación de nubes, las cuales afectan significativamente al balance radiativo, se le conoce como *efecto indirecto* de los aerosoles (Twomey, 1974, 1977). La presencia de elevadas concentraciones de aerosol atmosférico hace que exista una mayor competencia por el vapor de agua existente en la atmósfera. Esta competencia produce un descenso en el tamaño de las gotas de las nubes, y un incremento en el número de estas gotas, y por consiguiente, una mayor reflectancia de la nube. Además, el hecho de que haya una elevada concentración de gotas de pequeño tamaño puede suprimir la precipitación (Albrecht, 1989), permaneciendo las nubes durante más tiempo y produciendo un incremento en el albedo de éstas (Twomey, 1977; Robert et al., 1987), dando lugar a un forzamiento radiativo negativo. En la Figura 2.2 se muestra un resumen de la estimación de contribución de los principales componentes atmosféricos al cambio climático. De dicha figura se extrae que los aerosoles contribuyen con un forzamiento radiativo negativo, tanto por su efecto directo, como indirecto. El IPCC estima un forzamiento radiativo directo total de -0.5 [-0.9 a -0.1] Wm^{-2} y un forzamiento indirecto de -0.7 [-1.8 a -0.3] Wm^{-2} . En la actualidad, la magnitud de estos forzamientos se estima con mayor precisión debido a las mejoras en las mediciones y a la utilización de modelos más exhaustivos. Sin embargo, sus estimaciones todavía presentan gran incertidumbre.

2.3.4. Sobre el ciclo hidrológico

Como se ha comentado, los aerosoles participan en la formación y modificación de las nubes e influyen en el balance radiativo terrestre (*efecto indirecto*). Este efecto se produce cuando existen aerosoles capaces de comportarse como núcleos de condensación que favorecen la formación de nubes y precipitación. El efecto sobre la precipitación es complejo. Así por ejemplo, en zonas con elevadas concentraciones de partículas en la troposfera, el número de gotas que se forma también es elevado, pudiendo ocasionar una supresión de la precipitación. Dicha supresión por el exceso de aerosoles supone una menor eficiencia en la retirada de sustancias contaminantes de la atmósfera y un ciclo hidrológico más débil.

También existen aerosoles que absorben la mayor parte de la radiación que les llega y contribuyen a la disminución de la cobertura nubosa. Estos

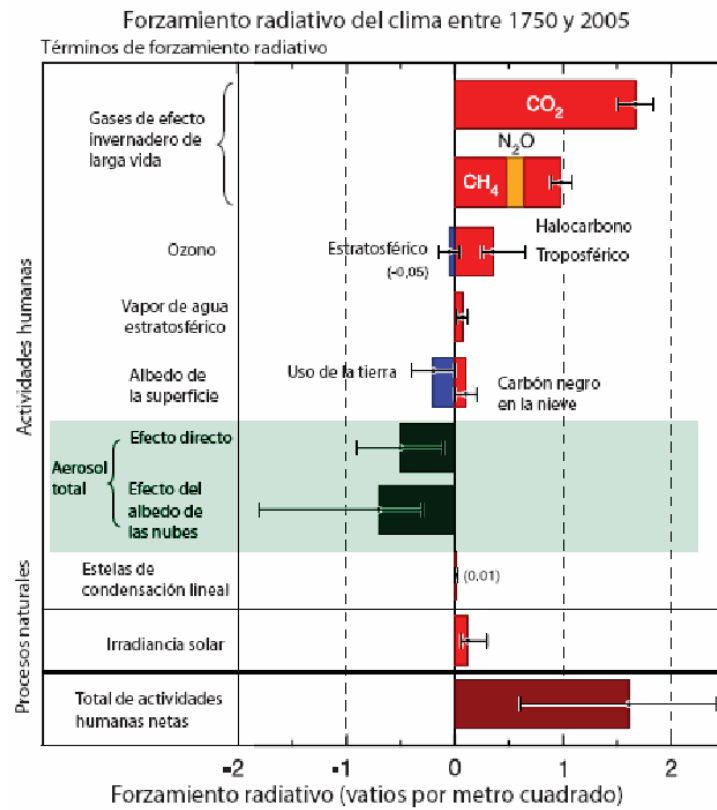


Figura 2.2: Componentes del forzamiento radiativo que contribuyen al cambio climático. Figura adaptada del informe IPCC, 2007.

aerosoles pueden absorber cantidades sustanciales de energía solar, provocando un calentamiento en la atmósfera e inhibiendo la formación de nubes. Así, el efecto neto de los aerosoles en la cobertura nubosa podría depender de las condiciones locales y de la magnitud de absorción de los aerosoles (Bréon, 2006).

Esta variedad de efectos de los aerosoles constituye una gran incertidumbre en la investigación climática, ya que no se conoce su efecto neto sobre las nubes. Según Kaufman and Korem (2006), un incremento en la concentración de aerosoles provoca un incremento en la cobertura de nubes. Pero este aumento en la cobertura nubosa es menor si se incrementa la absorción de radiación por parte de los aerosoles. Estos autores estiman que los aerosoles antropogénicos incrementan la cobertura global de nubes un 5%.

2.4. Interacción de los aerosoles con la radiación

La radiación electromagnética procedente del sol puede atenuarse al atravesar la atmósfera terrestre mediante los procesos de absorción y dispersión, viéndose modificada su intensidad y dirección. Durante el proceso de absorción, la radiación es incorporada a una molécula de gas o partícula aumentando la energía interna de ésta. Sin embargo, en el proceso de dispersión, la radiación tras interactuar con una molécula o átomo de un gas o con una partícula, emerge en una dirección distinta a la incidente. Esta radiación dispersada da lugar a lo que se denomina radiación difusa. También existe radiación solar directa, la cual atraviesa toda la atmósfera alcanzando la superficie de la Tierra sin sufrir ningún proceso de atenuación, ni dispersión ni absorción, de manera que los rayos solares coinciden con la dirección del sol.

La cantidad de radiación difusa que llega a la superficie terrestre depende de varios factores, como por ejemplo, la nubosidad, la altura solar o los aerosoles. El primero de ellos, la nubosidad, contribuye en gran medida, produciéndose procesos de absorción y dispersión en las gotas que las forman. Con respecto a la altura solar, cuanto menor es la altura del sol, mayor será el camino óptico que tienen que atravesar los rayos solares y, por tanto, mayor será la atenuación. El tercero de los factores, los aerosoles, también actúan dispersando y absorbiendo radiación, como se analiza a continuación.

2.4.1. Tipos de interacción

Dispersión

La dispersión de la radiación por los aerosoles se produce al interactuar una onda electromagnética con una partícula, produciendo una reemisión de la energía incidente en todas las direcciones del espacio. De esta manera, las partículas atmosféricas pueden ser comparadas con fuentes de radiación difusa. Éste es un proceso no selectivo con la longitud de onda, aunque su efecto dependerá del tamaño de la partícula con la que interactúe.

Para caracterizar este fenómeno se hace uso del *parámetro de tamaño* x , que establece la relación entre el tamaño de la partícula (r) y la longitud de onda incidente (λ):

$$x = \frac{2r\pi}{\lambda} \quad (2.1)$$

La intensidad relativa de la dispersión depende de este parámetro. De manera que cuando $x \ll 1$, las partículas son pequeñas en relación a la longitud de onda. Cuando se producen estas circunstancias, las partículas dispersan la misma cantidad de energía en el sentido hacia adelante y hacia atrás, dando lugar a un tipo de dispersión que se denomina dispersión Rayleigh. Este tipo de dispersión predomina en las capas altas de la atmósfera, ya que en esas capas la concentración de partículas es muy pequeña, impidiendo que choquen y puedan formarse por cohesión otras de mayor tamaño. En esas capas no existen partículas de gran tamaño ya que la gravedad habría impedido que alcanzasen grandes alturas. Sin embargo, si las partículas son comparables o mayores que la longitud de onda, de manera que $x \geq 1$, la dispersión que se produce se denomina Mie. Este tipo se caracteriza porque la dispersión de la energía se produce en el sentido en el que se propaga la radiación incidente. Se produce en las capas bajas de la atmósfera, lugar donde se encuentran los aerosoles atmosféricos. Un ejemplo gráfico de estos tipos de dispersión se muestran en la Figura 2.3.

En general se emplea el nombre de moléculas para referirnos a aquellas partículas cuyo tamaño permite la aproximación de Rayleigh, mientras que el término de partícula se suele utilizar para la dispersión de Mie.

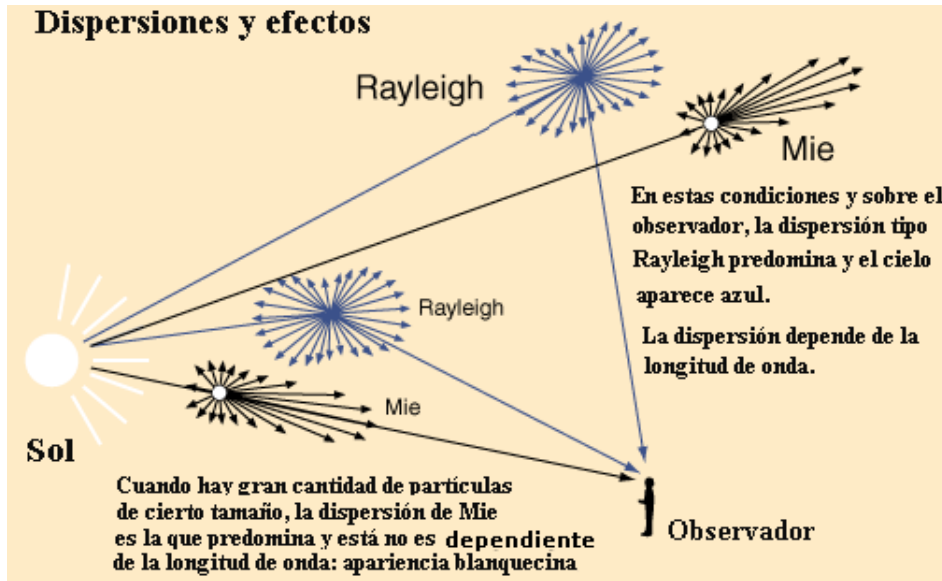


Figura 2.3: Ejemplos de dispersión Rayleigh y dispersión Mie

Absorción

La absorción es el proceso mediante el cuál, la energía de las ondas electromagnéticas se transfiere a un medio cuando éstas lo atraviesan o inciden sobre él. En nuestro caso de estudio, el medio son los aerosoles. Contrariamente al caso de dispersión, que es una función continua con la longitud de onda, la absorción es un proceso selectivo. Es decir, la absorción depende de la presencia de las especies absorbentes y de sus bandas de absorción. Además, hay que tener en cuenta la composición química de los diferentes tipos de aerosoles, de la cual va a depender la interacción de los aerosoles con la radiación solar.

2.4.2. Parámetros radiativos y microfísicos de los aerosoles

A partir de la interacción que exista entre los aerosoles y la radiación, se pueden estimar algunos parámetros radiativos de los aerosoles. Para ello se utilizarán longitudes de onda en las que interaccionen lo menos posible otros componentes atmosféricos, como pueden ser los gases. Dos de los parámetros radiativos más utilizados en los estudios y clasificaciones de los aerosoles son el espesor óptico de aerosoles, τ , y el parámetro α de Ångström, α . Además de estos, existen otros parámetros radiativos, como son el parámetro de asimetría

o el albedo por dispersión simple, que también son muy utilizados en los estudios de aerosoles. Estos dos últimos parámetros radiativos y otros microfísicos, como la distribución de tamaños en volumen, se calculan utilizando diferentes algoritmos de inversión. El algoritmo de inversión que utiliza AERONET (Dubovik and King, 2000), al igual que el que utilizan otros autores (Nakajima et al., 1983, 1996), utilizan tanto la componente difusa como la directa de la radiación para el cálculo de los parámetros. Sin embargo, existe otro algoritmo descrito por King (1982) que sólo utiliza la componente directa, obteniéndose como único parámetro la distribución de tamaños en volumen.

A continuación se definen algunos de los parámetros más utilizados en el estudio de los aerosoles.

Espesor óptico de aerosoles

El espesor óptico de los aerosoles se suele denotar con las siglas *AOD* (Aerosol Optical Depth), o con el símbolo τ , y es un parámetro fundamental en el estudio de los aerosoles. Es la magnitud más simple para caracterizar la carga de aerosoles presente en la atmósfera (Holben et al., 2001). Representa la extinción debida a la suma de dispersión y absorción espectral de las partículas, normalizada en la vertical o columna atmosférica. Según algunos autores, el espesor óptico se puede definir como una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda. El estudio de los componentes atmosféricos, como son aerosoles, ozono, vapor de agua, etc, mediante medidas radiométricas se basa en la comparación entre el espectro de la radiación solar directa en la superficie de la tierra y el espectro extraterrestre (Figura 2.4). La diferencia entre ellos es debida a la interacción de los diferentes componentes atmosféricos.

En el capítulo 4 se explicará el cálculo de τ , el cual está basado en la ley de Lambert-Bouguer-Beer (Liou, 1980), (Ecuación 3.1):

$$I_{\lambda} = I_{o\lambda} e^{-\tau_{\lambda} m}, \quad (2.2)$$

donde I es la radiancia directa medida a nivel del suelo, I_o es la radiancia extraterrestre, τ es el espesor óptico total de la atmósfera, y m es la masa óptica relativa.

La incertidumbre de los valores de espesor óptico de aerosoles según AERONET son 0.01 para las longitudes mayores de 440 nm y 0.02 para longitudes

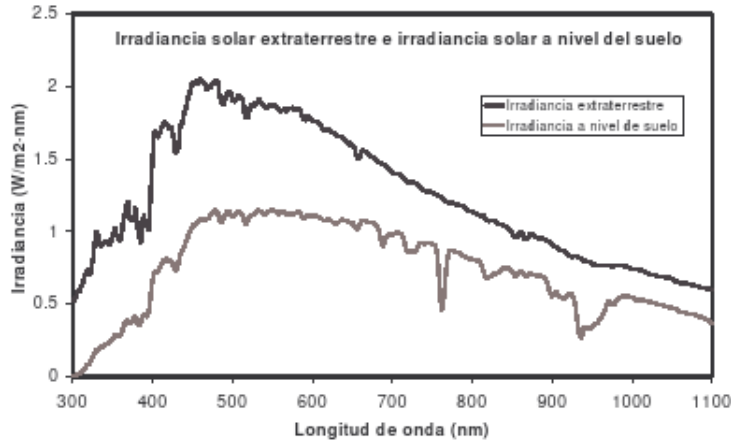


Figura 2.4: Irradiancia solar extraterrestre y al nivel del suelo. Espectro a nivel de suelo realizado con una elevación solar sobre el horizonte de 44° .

menores (Holben et al., 1998).

Parámetro alfa de Ångström

Para describir la relación entre el espesor óptico de aerosoles y la longitud de onda, se utiliza la Ley de Ångström (Ångström, 1964):

$$\tau = \beta \lambda^{-\alpha}, \quad (2.3)$$

siendo λ la longitud de onda (en μm), α el parámetro alfa de Ångström y β el parámetro de turbiedad de Ångström, que coincide con el espesor óptico correspondiente a $1\mu\text{m}$. Aplicando esta ley, se observa que, para α constante, cuanto mayor es el valor de la longitud de onda menor será el valor del espesor óptico. Lo mismo ocurre si aumenta α y se mantiene constante la longitud de onda.

El parámetro α puede tomar valores entre 0 y 4, y está relacionado con el tamaño del aerosol. Los valores más bajos de α corresponden a partículas grandes, y viceversa. Lo habitual es que este parámetro varíe entre 0 y 2.5.

Su estimación se basa en la ley de Ångström (definida en la ecuación 2.3) y se realiza a partir de los datos de espesor óptico de aerosoles correspondientes a las diferentes longitudes de onda. Aplicando logaritmos a la ecuación 2.3, se

obtiene la siguiente expresión:

$$\ln \tau = \ln \beta - \alpha \ln \lambda. \quad (2.4)$$

En el caso de disponer de valores de espesor óptico para varias longitudes de onda, se relaciona la variable independiente, que es el logaritmo de las longitudes de onda, y la variable dependiente, que es el logaritmo del espesor óptico correspondientes a esas longitudes de onda. La recta así obtenida tiene pendiente negativa y corresponde al valor del parámetro $(-\alpha)$. La incertidumbre o error de este parámetro corresponde con el error de la pendiente de la recta de ajuste.

En el presente estudio, el parámetro α se ha calculado mediante un ajuste lineal a partir de los canales pertenecientes al rango del visible (440, 500 y 675 nm) y el infrarrojo cercano (870 nm). Se ha utilizado este rango de longitudes de onda porque es el mismo que utiliza AERONET para calcular este parámetro, mostrando un buen comportamiento lineal. Además, hay que tener en cuenta que las longitudes de onda del ultravioleta se ven muy afectadas por absorción debida a ozono y dióxido de nitrógeno y la relación señal/ruido es muy pequeña. Y en las longitudes de onda del infrarrojo cercano ($\lambda > 1000$ nm) existe una fuerte absorción del vapor de agua (Adeyewa and Balogun, 2003; Jacovides et al., 2005; Kaskaoutis et al., 2006). La Figura 2.5 muestra un ejemplo del cálculo de este parámetro empleando las cuatro longitudes de onda mencionadas (440, 500, 675 y 870 nm), que son las comúnmente utilizadas para su cálculo.

Cuando se quiere calcular el valor de α a partir de valores de espesor óptico pertenecientes a dos canales solamente, se puede aplicar el denominado método de Volz (Volz, 1974; Cachorro et al., 1987). Este método también se basa en la ley de Ångström y se calcula aplicando la ecuación 2.3 a dos longitudes de onda y restando las dos expresiones obtenidas. Obteniéndose la expresión 2.5:

$$\ln \tau(\lambda_1) - \ln \tau(\lambda_2) = \alpha(\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2), \quad (2.5)$$

a partir de la cuál se puede obtener α . Por ejemplo, para el par de canales 1020 nm y 380 nm, la expresión anterior quedaría de la siguiente forma:

$$\alpha_{(380/1020)} = -\frac{\ln\left(\frac{\tau_{(380)}}{\tau_{(1020)}}\right)}{\ln\left(\frac{380}{1020}\right)} \quad (2.6)$$

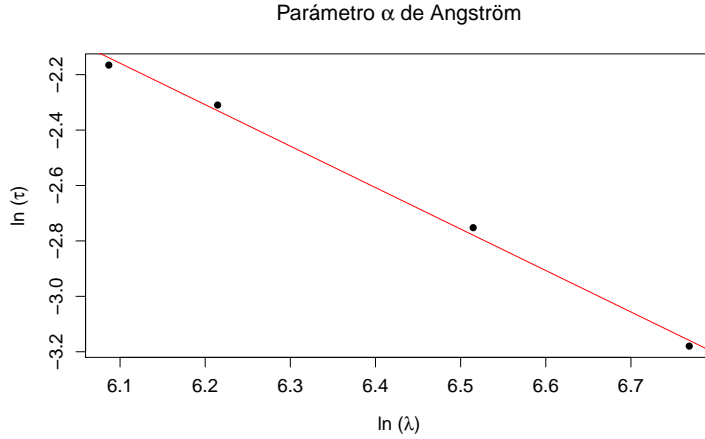


Figura 2.5: Ejemplo de un ajuste lineal para calcular el valor del parámetro α de Ångström a partir de valores de τ en las longitudes de onda de 440, 500, 675 y 870 nm.

El error del parámetro α calculado mediante este método es igual a:

$$\Delta\alpha = \frac{1}{|\ln\lambda_2 - \ln\lambda_1|} \left(\frac{\Delta\tau_1}{\tau_1} + \frac{\Delta\tau_2}{\tau_2} \right) \quad (2.7)$$

Parámetro de asimetría

El factor de asimetría, g , se define como el primer momento de la función de fase y ofrece una medida simple de la direccionalidad de la dispersión. Siendo la función de fase la probabilidad de que la radiación que alcanza a una partícula interactúe con ella, y sea redispersada en un ángulo Θ (ángulo entre la dirección de incidencia y la dirección de dispersión). Dicha función es adimensional y está normalizada a 1, de tal forma que se cumple lo siguiente:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^\pi \frac{P(\cos\Theta)}{4\pi} \sin\Theta d\Theta d\phi = 1, \quad (2.8)$$

siendo P la función de fase y ϕ el ángulo acimutal.

El factor de asimetría es indicativo de la proporción de radiación dispersada hacia adelante, estando por tanto relacionado con el tamaño de las partículas.

De manera que, valores de g superiores a cero implican dispersión predominantemente hacia adelante, mientras que valores inferiores a cero implican dispersión predominantemente hacia atrás.

Albedo por dispersión simple

Este parámetro adimensional se representa con el símbolo ω o las siglas *SSA*, y es indicativo de la absorción de radiación incidente por parte del aerosol. La expresión que define este parámetro para toda la columna atmosférica es la razón entre el espesor óptico de dispersión y el de extinción.

$$\omega = \frac{\tau_{dis}}{\tau_{ext}} \quad (2.9)$$

Así por ejemplo, si el valor de ω es igual a la unidad, no existe absorción y la extinción de la radiación producida por la partícula es debida exclusivamente a la dispersión.

La incertidumbre de este parámetro estimado por AERONET oscila entre 0.03 y 0.07 Dubovik et al. (2000), siendo mayor para las longitudes de onda menores.

Distribución de tamaños

El tamaño de una partícula se puede caracterizar por su radio y la distribución de tamaños mediante la función $n(r)$ definida de la siguiente manera:

$$n(r) = \frac{dN(r)}{dr} \quad (2.10)$$

y representa el número de partículas por unidad de volumen cuyos radios están comprendidos entre r y $r+dr$. De manera que, la cantidad total de partículas de aerosol se expresa matemáticamente como la integral de la distribución de tamaños sobre el rango de radios considerado. Este parámetro también se puede expresar como el volumen total de partículas por unidad de volumen, multiplicando por la densidad. Se expresa en $\mu m^3 \mu m^{-2}$, y es la forma que se ha utilizado en este estudio. Los valores de este parámetro utilizados en este estudio son los proporcionados por AERONET (Dubovik and King, 2000), y las distribuciones comprenden un rango entre 0.05 y 15 μm . El error estimado

de la distribución de tamaños en volumen es aproximadamente 15-25 % para radios entre 0.1 y 0.7 μm (Dubovik and King, 2000; Dubovik et al., 2002a,b).

Capítulo 3

Instrumentación para la medida de aerosoles atmosféricos

En este capítulo se describen diferentes metodologías de medida de aerosoles, con especial énfasis en la fotometría solar desde suelo, que es la que se ha utilizado en este estudio. También se detalla la instrumentación empleada, que es un fotómetro CIMEL CE318, instrumento estándar de la red mundial de medida de aerosoles AERONET, así como su calibración, procesado de medidas, y el emplazamiento de la estación de medida de Cáceres.

3.1. Metodologías

Experimentalmente existen diferentes metodologías de medida de los aerosoles que son muy útiles para su estudio. Las metodologías más utilizadas son las siguientes:

- **In-situ.** Esta metodología consiste en la captación y análisis de muestras de aerosoles, permitiendo obtener valores representativos de una localización concreta. Tras el análisis de la muestra capturada, se pueden conocer propiedades químicas, microfísicas y radiativas de los aerosoles, como por ejemplo composición, tamaño e índice de refracción. Los valores de estos parámetros de los aerosoles son sólo representativos de las capas más bajas de la atmósfera, lugar donde los aerosoles son capturados.
- **Detección remota o teledetección.** Esta metodología proporciona información de los aerosoles mediante el efecto que estos producen sobre la radiación electromagnética incidente sobre ellos, sin necesidad de estar en contacto físico con los aerosoles. La radiación utilizada en esta metodología está compuesta por longitudes de onda en las que el resto de constituyentes atmosféricos interaccionan lo menos posible.

Existen dos técnicas de teledetección: técnicas activas y técnicas pasivas. Ambas se basan en la detección y análisis de la radiación procedente del objeto de estudio, los aerosoles. La diferencia entre ambas técnicas radica en que en la teledetección activa se emite radiación hacia el objeto, mientras que en la teledetección pasiva la fuente de emisión es externa al experimento.

Las técnicas de detección remota, activa o pasiva, más utilizadas en el estudio de los aerosoles son las siguientes:

- Técnicas activas.
LIDAR (LIght Detection And Ranging) es una técnica de teledetección activa basada en la emisión de radiación visible (pulso) y el análisis de la radiación reflejada (eco). Analizando el tiempo entre la emisión del pulso y la detección de su eco, así como la intensidad de este eco, se puede conocer con detalle el perfil en altura de la concentración de aerosoles. Esta técnica posee buena resolución temporal, pero su representatividad geográfica es reducida. Por ello, existen redes de medida Lidar, como son MPLNET (Micropulsar Lidar Network) (Welton et al., 2005) y EARLINET (European Lidar Network) (Bösenberg et al., 2001), que permiten coordinar

las medidas de los instrumentos LIDAR en todas las estaciones de dichas redes.

- Técnicas pasivas.
 - *Desde satélite.* Esta técnica permite obtener medidas con una gran cobertura espacial, favoreciendo el seguimiento global de los aerosoles. Algunos de los sensores que actualmente se destinan a la medida de aerosoles desde satélites son MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) y MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer), que desde el año 2000 miden la concentración de aerosoles (Kaufman and Tanré, 1998). El sensor POLDER (POLarisation and Directionality of Earth's Reflectances) es capaz de distinguir la radiación dispersada por la atmósfera y la reflejada por la superficie. Muy similar a este último sensor es el ATSR (Along Track Scanning Radiometer), que mide en dos direcciones angulares diferentes para diferenciar la señal dispersada por el suelo y por los aerosoles. También hay que destacar los sensores TOMS (Total Ozone Mappings Spectrometer) y OMI (Ozone Monitoring Instrument). Estas técnicas proporcionan valores de la cantidad de aerosoles en columna cuantificada por un parámetro denominado índice de aerosoles.

Las medidas satelitales poseen importantes ventajas respecto a las medidas locales, como por ejemplo la cobertura global y regular, y la homogeneidad en las medidas. Sin embargo, presentan algunas limitaciones en sus estimaciones debido a la gran heterogeneidad de la superficie terrestre. Además, precisan continuas validaciones con medidas realizadas desde suelo que garanticen la fiabilidad de sus estimaciones.

- *Desde suelo.* Esta técnica permite obtener medidas de radiancia en longitudes de onda con las que interaccionan principalmente los aerosoles y muy poco el resto de constituyentes atmosféricos. A partir de dichos valores de radiancia solar se pueden obtener propiedades que definen a los aerosoles.

Las medidas desde suelo son muy precisas y permiten validar la información obtenida a través de satélites. Esta técnica proporciona medidas de aerosoles representativas de toda la columna atmosférica pero sólo para la zona en la que está instalado el instrumento de medida. Esto, unido a que la distribución de los aerosoles posee una gran influencia de factores locales, como son la orografía o las actividades realizadas en las cercanías, hace que sea necesario establecer redes de estaciones de medi-

da permanentes, representativas de las diferentes zonas de una región. Por ejemplo, la red AERONET, la cual fue creada para coordinar y mejorar las medidas de aerosoles a nivel de suelo. Esta técnica es muy utilizada en numerosos estudios de aerosoles en diferentes áreas del planeta (Dubovik et al., 2000; Eck et al., 2001a; Dubovik et al., 2002a; Toledano, 2005; Estellés et al., 2007a)). Sin embargo, debido a la gran inhomogeneidad que presentan los aerosoles, algunos autores (Expósito, 1999; Hsu et al., 1999; Torres et al., 2002; Madhavi and Badarinath, 2003; Díaz, 2006) optan por combinar medidas proporcionadas por diferentes técnicas, por ejemplo medidas realizadas desde satélites y desde suelo.

El punto de partida de esta tesis doctoral son las medidas de fotometría solar realizadas desde suelo con fotómetros solares CIMEL CE318 instalados en la estación de Cáceres. Esta estación está integrada en la red AERONET.

3.2. Red AERONET

AERONET (AErosol RObotic NETwork) es una red de fotómetros solares instalados en estaciones a nivel de suelo y cuyo objetivo es la medida fotométrica de los aerosoles mediante el uso del fotómetro CIMEL CE318, que es el instrumento estándar de dicha red. AERONET empezó a operar en 1998 y fue establecida por el Goddard Space Flight Center (GSFC-NASA) y el Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de la Universidad de Lille (Francia). Esta red está gestionada por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) y se encarga del seguimiento, vigilancia y medida continua espacio-temporal en columna, de las propiedades ópticas o radiativas espectrales de los aerosoles presentes en la atmósfera (Holben et al., 1998). Sus objetivos principales son determinar las características ópticas de los aerosoles y servir de referencia para la validación de las medidas de los aerosoles realizadas desde satélite, así como establecer sinergias con otras bases de datos. La red impone la estandarización de los instrumentos, de la calibración, de la distribución, y del proceso de medida, de manera que todos los datos de las estaciones pertenecientes a esta red puedan ser intercomparados.

Toda la información referente a cualquiera de las más de 400 estaciones que componen actualmente la red puede ser consultada a través de la siguiente página web: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>. En esta página web el usuario encuentra un mapa y un listado con todas las estaciones de la red, como se

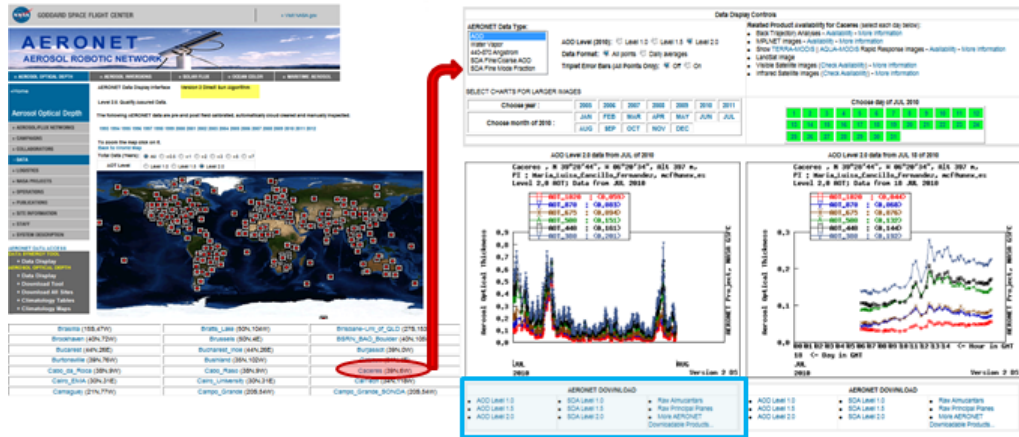


Figura 3.1: Visión general de la página web de la red AERONET.

puede observar en la Figura 3.1. Seleccionando una de estas estaciones, por ejemplo Cáceres, se puede acceder a toda la información referente a dicha estación, incluidos todos los productos de aerosoles estimados a partir de las medidas realizadas con los fotómetros CIMEL. En esta página web también se muestra la evolución temporal de algunos de estos productos, como por ejemplo el espesor óptico de aerosoles o el parámetro α de Ångström. Un ejemplo de ello, correspondiente a los valores de espesor óptico de mes de julio de 2010 y del día 18 de julio de 2010, se muestra en la Figura 3.1.

El crecimiento de esta red comenzó a saturar los dos laboratorios en los que desde un principio estaban centralizadas las tareas de mantenimiento y calibración de los fotómetros de la red, los cuales estaban situados en el GSFC (Greenbelt, Maryland) y LOA- Universidad de Lille (Lille, Francia). De manera que, fue necesario establecer una federación de redes regionales o nacionales que descentralizaran estas tareas, asumiendo el propósito de mantener los estándares y procedimientos generados por AERONET. Una de estas redes federadas es la red RIMA (Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles). RIMA se creó en el año 2004 con el apoyo de diferentes universidades e instituciones de investigación españolas, entre las que se encuentra la Universidad de Extremadura, y está soportada y gestionada por el Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa) en colaboración con el Centro de Investigación Atmosférica de Izaña (CIAI). Esta red se encarga de la gestión de un conjunto de estaciones, principalmente de la Península Ibérica, entre las que se encuentra la estación de Cáceres (ver Figura 3.2). Para realizar dicha gestión, así como para proporcionar una herramienta de



Figura 3.2: Visión general de la página web de la red RIMA y de la aplicación CÆLIS.

difusión de dicha información, el grupo GOA-UVA ha desarrollado un software denominado CÆLIS. A esta herramienta de difusión de la información de la estaciones de la red RIMA se puede acceder a través de la página web de RIMA (<http://www.rima.uva.es/>) o directamente a través de la página web de CÆLIS (<http://www.caelis.uva.es/>), como se observa en la Figura 3.2, para lo cual debes tener permiso.

3.3. Fotómetro CIMEL CE318

En esta sección se describe el fotómetro CIMEL CE318, instrumento estándar de la red AERONET, así como los procesos de calibración a los que son sometidos y el procesado de las medidas.

3.3.1. Características generales

Los primeros fotómetros fueron desarrollados a principios del siglo XX con el objetivo de estudiar la constante solar a través de la técnica Langley. Esta técnica ofrece como subproducto la medida de la transmisividad atmosférica. En 1959 se desarrolló el fotómetro Volz, el cual incluía dos canales espectrales diseñados para medir transmisividad atmosférica, y se convirtió en el precursor de los fotómetros actuales.

El instrumento CIMEL CE318 es un fotómetro que posee dos colimadores en paralelo, los cuales, mediante un sistema robótico, señalan el acimut y la altura solar con una precisión de 0.05° . Estas posiciones las calcula basándose en la fecha, la hora, la latitud y la longitud. Estos fotómetros realizan dos tipos de medidas, una dirigida al Sol y otra al cielo, y regresan a la posición de reposo una vez finalizadas las medidas (Holben et al., 1998). Las medidas directas al Sol se realizan en 8 bandas espectrales como máximo, dependiendo del fotómetro. Dichas bandas espectrales se consiguen con unos filtros centrados en las longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 y 1020 nm. El fotómetro realiza tres medidas directas consecutivas (tripleto), con un intervalo de 30 segundos, para cada longitud de onda. El motivo de tomar medidas basándose en tripletes se debe a que la variación temporal de las nubes es más rápida que la de los aerosoles, y las diferencias observadas entre las tres medidas permiten detectar casos afectados por nubosidad.

Además de las mediciones de radiación solar directa, los fotómetros miden hasta 9 veces al día la dispersión de radiación del cielo en cuatro bandas espectrales (440, 670, 870 y 1020 nm) a lo largo del plano solar principal. Es decir, con ángulo acimutal constante en el momento de hacer la medida, y con ángulos de elevación variables. Y hasta 6 veces al día a lo largo del almucántar solar (ángulo cenital constante en el momento de hacer la medida, y con diversos ángulos acimutales).

Estos instrumentos están diseñados para realizar medidas automáticas y tienen programadas una sucesión de medidas a lo largo de todo el día a partir de una masa óptica de 7 por la mañana y terminando en una masa óptica de 7 por la noche. En caso de lluvia el fotómetro no realiza medidas y se mantiene en posición de reposo. La Tabla 3.1 muestra la secuencia automática de medidas del CIMEL CE318 programadas para las estaciones de la red AERONET.

Tabla 3.1: Secuencia automática de medidas del fotómetro CIMEL CE318 hasta el mediodía solar. SUN: medida directa; SKY: radiancia a 6 °; ALMUC: almucántar; PP: plano principal; BLACK: medida de corriente oscura.

Denominación	Secuencia de medidas		
Grupo A	3 SUN; 3 SKY		
Grupo B	3 SUN; 3 SKY; ALMUC; BLACK		
Grupo C	3 SUN; 3 SKY; ALMUC; PP; BLACK		
Grupo D	3 SUN		
Grupo E	3 SUN; PP		
Grupo F	3 SUN; ALMUC; PP; BLACK		

Masa óptica relativa	Medida	Hora	Medida
7; 6.5; 6; 5.5; 5; 4.5	Grupo A	09:45	Grupo D
4	Grupo B	10:00	Grupo E
3.8; 3.6; 3.4; 3.2	Grupo A	10:15	Grupo D
3	Grupo C	10:30	Grupo D
2.8; 2.6; 2.4; 2.2	Grupo A	10:45	Grupo D
2	Grupo B	11:00	Grupo E
Hora		11:15	Grupo D
09:00	Grupo E	11:30	Grupo D
09:15	Grupo D	11:45	Grupo D
09:30	Grupo D	12:00	Grupo F



Figura 3.3: Fotografía de la instalación del fotómetro CIMEL CE318 en la estación de Cáceres.

3.3.2. Estructura

Las Figuras 3.3 y 3.4 muestran una imagen del fotómetro CIMEL y de las partes que lo componen.

Los fotómetros están compuestos por:

- Unidad de control (Figura 3.4 e): El sistema de control se programa para que el fotómetro realice las medidas de forma automática. Dicho sistema se encuentra dentro de una robusta caja estanca preparada para su instalación a la intemperie.
- Robot (Figura 3.4 b): El robot está formado por dos motores que controlan las coordenadas acimutales y cenitales. Estos motores permiten que el fotómetro realice las medidas de radiación directa y de cielo.
- Cabeza sensora (Figura 3.4 c): En la cabeza sensora se encuentran dos sensores, que son fotodiodos de silicio, y miden radiancia directa y de cielo. La selección de las longitudes de onda en las que va a medir se realiza a través de los filtros instalados.
- Colimadores (Figura 3.4 a): Son dos tubos limitadores de campo de unos 33 centímetros de longitud que se colocan sobre la cabeza sensora. Uno de los colimadores es utilizado en las medidas de la componente directa y el otro en la medida de radiancia de cielo.



Figura 3.4: Partes que componen los fotómetros CIMEL CE318.

- Sensor de humedad: Este sensor se encuentra sobre la caja de intemperie y evita el funcionamiento del fotómetro cuando se detectan elevados niveles de humedad debidos a episodios de precipitación.

El fotómetro puede estar conectado a la corriente eléctrica o a un panel solar. En el caso de que sea a través de un panel solar, éste se instala sobre la caja de intemperie en la que se aloja la unidad electrónica de control. Se dispone así mismo de dos baterías, cada una de ellas de 6 V.

3.3.3. Características de los filtros

La selectividad espectral de los fotómetros depende de dos características de los filtros, que son la longitud de onda central y la anchura de la banda. Además, los filtros deben ser completamente opacos a la radiación fuera de los límites de la banda. Los fotómetros utilizados en este estudio poseen filtros centrados en las longitudes de onda de 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 y 1020 nm, y la anchura de la banda es de 10 nm para los filtros del visible e infrarrojo, 4 nm para el filtro de 380 nm y 2 nm para el de 340 nm.

Las longitudes de onda seleccionadas se localizan dentro de las denominadas ventanas espectrales. Estas ventanas son bandas del espectro de radiación donde la interacción de otros constituyentes atmosféricos es mínima, permitiendo aislar el efecto de los aerosoles. Algunos de estos canales poseen funciones adicionales, ya que se utilizan para realizar correcciones de las medidas o conocer información complementaria. Así, por ejemplo, el canal de 940 nm se utiliza para estimar la cantidad de vapor de agua en la columna vertical. El canal de 675 nm lleva asociada una corrección por la absorción del ozono, que se calcula a partir de valores climatológicos mensuales de ozono. El canal de 1020 nm corrige el efecto de la temperatura sobre el detector, haciendo uso de los valores de temperatura registrados por el fotómetro. Estas correcciones mejoran las medidas de radiación realizadas con el fotómetro, y permiten obtener valores más precisos de las propiedades radiativas de los aerosoles. La transmitancia de estos filtros debe ser bien conocida para poder estimar parámetros de los aerosoles a partir de las medidas de radiación.

3.3.4. Transmisión de datos

Los datos registrados por los fotómetros solares CIMEL CE318 se almacenan en la memoria del fotómetro y posteriormente se envían al sistema de procesamiento de AERONET por dos posibles procedimientos:

- vía satélite
- mediante descargas manuales a un PC y su posterior envío a través de internet, como es el caso de la estación de Cáceres.

En la estación de Cáceres, los datos se descargan automáticamente y se almacenan en un equipo local como ficheros K7. Para el tratamiento de estos ficheros se utiliza el software ASTP-Win, proporcionado por la casa CIMEL. El equipo receptor ejecuta un software para transferir automáticamente los ficheros K7 a través de internet hasta el sistema de procesamiento de RIMA y posteriormente hasta AERONET.

3.3.5. Calibración del instrumento realizada por AERONET

En fotometría solar, la fuente más importante de error en el cálculo de parámetros de los aerosoles es la incertidumbre de la calibración. AERONET cuantifica una incertidumbre de aproximadamente 0.01 a 0.02 en los valores de espesor óptico de aerosoles debido a la incertidumbre de calibración de los instrumentos de campo (Holben et al., 1998). Esto es debido a que existe una deriva temporal de los coeficientes de calibración producida por la degradación progresiva de los filtros. La degradación está causada por el efecto la radiación ultravioleta, la humedad ambiental, las temperaturas extremas y otros agentes meteorológicos.

El proceso de calibración al que son sometidos los fotómetros CIMEL CE318 está dividido en dos partes, ya que como se ha comentado, el instrumento realiza dos tipos de medida, directa y del cielo. Estas calibraciones se realizan aproximadamente una vez al año. Durante el calibrado existe un proceso de intercambio de instrumentos, de manera que cuando se envía a calibrar el fotómetro de la estación, se recibe simultáneamente otro recién calibrado. No hay asociado un instrumento fijo a cada estación, sino que van rotando. Esto evita que haya épocas sin medidas, correspondientes a los períodos de calibración de los instrumentos.

Calibración de la componente directa

La calibración de la componente directa se basa en el cálculo de coeficientes de calibración mediante un ajuste Langley. Dichos coeficientes de calibración son necesarios para convertir las medidas de voltaje del instrumento en espesor óptico de aerosoles (τ), cantidad de agua precipitable (cm), y radiancia de

cielo ($\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$). El ajuste Langley es una técnica sencilla que permite obtener la respuesta instrumental extraterrestre (equivalente al calibrado del instrumento) basándose en la ley de Lambert-Bouguer-Beer (Liou, 1980), (Ecuación 3.1):

$$I_\lambda = I_{o\lambda} e^{-\tau_\lambda m}, \quad (3.1)$$

donde I es la radiancia directa medida a nivel del suelo, I_o es la radiancia extraterrestre, τ es el espesor óptico total de la atmósfera, y m es la masa óptica relativa. La masa óptica relativa es la razón entre el espesor óptico en la dirección vertical y el espesor óptico en una dirección determinada. Tomando logaritmos, se obtiene la Ecuación 3.2:

$$\ln I_\lambda = \ln I_{o\lambda} - \tau_\lambda m \quad (3.2)$$

Aplicando la expresión 3.2 a una serie de medidas en las que el espesor óptico se mantiene constante, condición de la calibración Langley, se obtiene una recta. La pendiente de esta recta corresponde al espesor óptico total y la ordenada en el origen al logaritmo de la radiancia extraterrestre. Esta radiancia extraterrestre se corrige en función de la distancia Tierra-Sol correspondiente al día en el que se hace la calibración, aplicando la expresión propuesta por Spencer (1971). La relación entre esta radiancia extraterrestre, calculada a partir de las medidas del CIMEL, y el espectro de radiación estándar permite obtener los coeficientes de calibración de cada canal del instrumento para convertir la señal bruta en unidades físicas (W m^{-2}).

El error de estimación de la ordenada en el origen disminuye al ajustar medidas con un amplio rango de masas ópticas. Por ello, para realizar este ajuste se utilizan masas ópticas desde 1 a 6 ó 7, sin tener en cuenta las medidas próximas al mediodía. Esto es debido a que durante esta parte del día los valores de masa óptica varían poco, entre 1 y 2, y pueden transcurrir varias horas, obteniéndose un gran número de medidas cercanas en masa óptica pero que varían en espesor óptico. Y, como se ha comentado, la principal condición requerida por el método de Langley es que el espesor óptico total se mantenga constante durante el ajuste, lo cual es más fácil asegurar si se utilizan intervalos de tiempo más pequeños. Además, el elevado número de medidas en este rango de masas ópticas podría condicionar la regresión al tener un gran peso en el número total de medidas. Masas ópticas superiores a 6 ó 7 tampoco se tienen en cuenta porque las medidas realizadas a esas alturas tan bajas tienen mayor

incertidumbre al tener que atravesar la radiación más masa de aire y estar afectada por dispersión múltiple.

Además del ajuste de Langley, existen otras técnicas, como pueden ser el ajuste de Langley *modificado* o comparativas con instrumentos de referencia, que permiten calibrar la componente directa. En este último caso, existen instrumentos de referencia con los cuales se comparan los demás instrumentos aproximadamente cada 6 ó 12 meses. Estos instrumentos de referencia son calibrados mediante la técnica de Langley en el observatorio de Mauna Loa (Hawaii), en el Pacífico Sur, a una altura de 3400 metros sobre el nivel del mar. Esta situación es idónea para dicho propósito porque se encuentra en una zona con baja turbiedad y lejos de cualquier fuente antropogénica o natural de aerosoles.

Calibración de la componente difusa

Para realizar la calibración de la componente difusa es necesario disponer de una fuente de radiancia conocida, también denominada lámpara de calibrado. En general las fuentes de calibración consisten en una lámpara halógena a la que se le ha trasladado la calibración de lámparas referenciadas por el NIST (*National Institute of Standards and Technology*). Para su empleo en la calibración de la componente difusa, las lámparas se montan en el interior de una esfera integradora que proporciona una superficie con radiancia conocida y uniforme. Las medidas de radiancia que realiza el instrumento permiten convertir la señal original del instrumento (cuentas) en irradiancia (W m^{-2}).

3.3.6. Preprocesado de las medidas

Todas las medidas de radiancia que registran los fotómetros que forman parte de la red AERONET, llegan al GSFC (Goddard Space Flight Center) de la NASA para ser procesadas siguiendo el protocolo de dicha red (Holben et al., 1998). El protocolo de AERONET posee diferentes fases de actuación con los datos, obteniéndose diferentes grados de calidad (1.0, 1.5 y 2.0) de los parámetros de los aerosoles. El grado 1.0 está compuesto por todas las medidas una vez aplicados los correspondientes coeficientes de calibración que convierten a los valores de radiancia en espesor óptico de aerosoles, vapor de agua y radiancia del cielo. Al grado 1.5 pertenecen los valores de los parámetros obtenidos una vez eliminadas las medidas afectadas por nubosidad. La eliminación de las medidas afectadas por nubosidad se realiza aplicando el algoritmo de detección de nubes propuesto por Smirnov et al. (2000). Y por último, al grado

2.0 pertenecen los datos reprocesados tras realizar una segunda calibración del instrumento, la cual tiene lugar al final del período de medidas del instrumento en la estación (Holben et al., 1998). Los datos del grado 2 son obtenidos re-procesando los datos del grado 1.5 mediante una interpolación lineal entre los coeficientes de precalibración y postcalibración. Además, dichos datos deben alcanzar ciertos criterios de calidad propuestos por AERONET.

Los datos existentes para cada una de los grados de calidad y estaciones de la red AERONET se pueden obtener a través de la siguiente página web: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>.

3.4. Estación de Cáceres

3.4.1. Ubicación y características de la estación

En este estudio se han utilizado datos de parámetros de aerosoles en columna sobre la ciudad de Cáceres. Estos parámetros se han estimado a partir de las medidas realizadas con fotómetros CIMEL CE318 instalados en el Campus de la Universidad de Extremadura en esta ciudad, (39.47°N, 6.34°W, 397 metros sobre el nivel del mar). Concretamente, se encuentra en la terraza del edificio de la Escuela Politécnica disponiendo de un horizonte libre de obstáculos.

La estación de Cáceres es la única estación de la red AERONET en Extremadura y está operativa desde el 21 de julio de 2005. Su emplazamiento es interesante porque contribuye al estudio de los aerosoles en una importante región de la Península Ibérica que está enmarcada entre dos grandes sistemas montañosos, como son el Sistema Central, por el norte, y Sierra Morena, por el sur. Su localización es de gran interés para describir los aerosoles condicionados por la presencia de esas cadenas montañosas. También hay que mencionar que la estación de Cáceres posee un emplazamiento estratégico a medio camino entre las estaciones de Huelva y Palencia en dirección Norte-Sur, como se puede observar en la Figura 3.5. La disponibilidad de medidas de las tres estaciones permite evaluar el grado de penetración de los aerosoles saharianos en la Península Ibérica. Además, la estación de Cáceres se encuentra en la dirección oeste-este con las estaciones de Cabo da Roca y Évora, en Portugal, previsiblemente con más influencia atlántica que la estación de Cáceres, permitiendo analizar el grado de penetración de los aerosoles marítimos en la Península Ibérica.

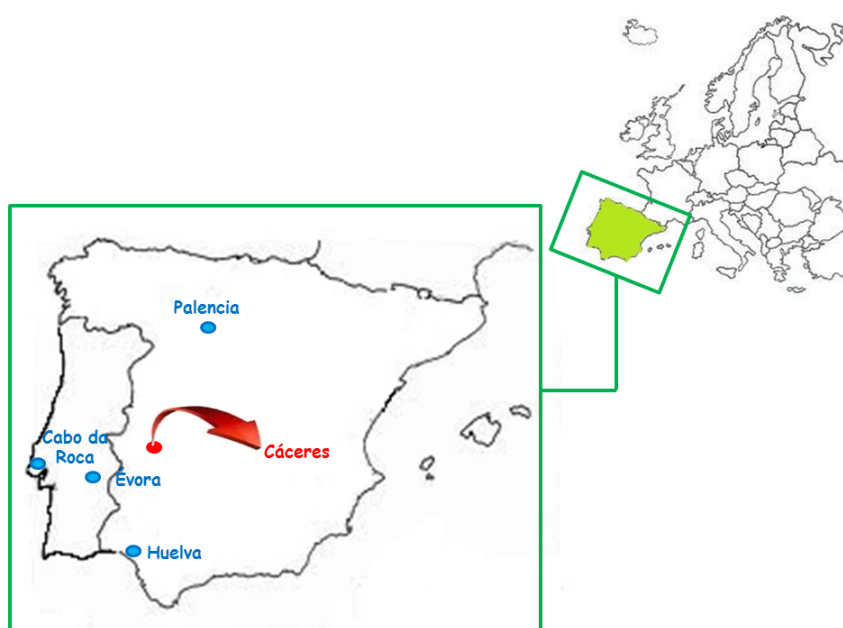


Figura 3.5: Emplazamiento de la estación de medida de aerosoles de Cáceres. Así como el de las estaciones de Palencia y Huelva en dirección Norte-Sur, y el de las estaciones de Évora y Cabo da Roca en dirección Este-Oeste.

3.4.2. Instrumentos instalados

Siguiendo el estricto protocolo de calibración de los instrumentos de las redes AERONET y RIMA, los fotómetros de la estación de Cáceres se han reemplazado periódicamente para realizar las calibraciones pertinentes. Por ello, desde la instalación de la estación de medida de aerosoles en Cáceres, el 21 de Julio de 2005, seis fotómetros CIMEL, con números de serie 341, 353, 243, 422, 411 y 382, han operado en dicha estación. En la Tabla 3.2 se muestran los períodos durante los cuales estuvieron instalados cada uno de los fotómetros en la estación de Cáceres.

Todos los instrumentos instalados en la estación de Cáceres han sido sometidos a una precalibración, antes de su instalación, y a una postcalibración, después de su período de medición. Además de dichas calibraciones, el CIMEL 341 fue sometido a dos calibraciones adicionales. La primera de ellas se realizó durante el período comprendido entre los días 12 y 21 de septiembre de 2005, y la segunda se realizó entre el 26 de mayo de 2006 y el 15 de julio de ese mismo año. Ambas tuvieron lugar en la estación de El Arenosillo (Huelva).

También hay que destacar que, durante el período comprendido entre el 7 de octubre de 2005 y el 11 de enero de 2006, se llevó a cabo una comparativa entre el CIMEL 341 y otro fotómetro previamente calibrado y procedente de la Universidad de Valladolid. Ambos fotómetros estuvieron funcionando simultáneamente en la estación de Cáceres, comprobándose que no existían diferencias significativas entre las medidas. Además de lo anteriormente mencionado, durante todo el período se han llevado a cabo tareas de mantenimiento, como nivelación o limpieza de los instrumentos.

Tabla 3.2: Períodos de medida de cada instrumento en la estación de Cáceres

Inicio	Finalización	Número Instrumento (CIMEL)
25-07-2005	12-09-2005	341
13-09-2005	20-09-2005	calibración
21-09-2005	26-05-2006	341
27-05-2006	11-07-2006	calibración
12-07-2006	07-07-2008	341
08-07-2008	10-02-2009	353
11-02-2009	13-03-2009	341
14-03-2009	02-04-2009	tareas de mantenimiento
03-04-2009	09-06-2009	341
10-06-2009	14-06-2010	243
15-06-2010	04-11-2010	422
05-11-2010	30-03-2011	411
31-03-2011	21-07-2011	382

Capítulo 4

Estimación y corrección del espesor óptico de aerosoles

En este capítulo se describe un proceso de estimación y corrección de valores de espesor óptico de aerosoles a partir de medidas fotométricas realizadas con fotómetros CIMEL, denominado AODEC (Aerosol Optical Depth Estimation and Correction). La primera parte del proceso, la de estimación de los valores de espesor óptico, se ha aplicado a las medidas fotométricas de la estación de Cáceres y se ha validado mediante comparación con los valores de espesor óptico proporcionados por la red AERONET para esta misma estación. Posteriormente se han corregido algunas anomalías observadas en los valores de espesor óptico, obteniéndose una base de datos que se ha denominado grado 1.6* AODEC. También se ha analizado el efecto que tiene en la caracterización de los aerosoles sobre la estación de Cáceres utilizar los datos de espesor óptico pertenecientes al grado 1.6* AODEC en lugar del grado 2.0 de AERONET.

4.1. Estimación de valores de espesor óptico de aerosoles

Los valores de espesor óptico de aerosoles a partir de las medidas fotométricas pertenecientes a estaciones de la red mundial AERONET se estiman utilizando un algoritmo cerrado descrito por Holben et al. (1998). Este algoritmo es difícil de modificar por parte de los usuarios e impide hacer correcciones necesarias en determinadas situaciones. Por ello, es interesante desarrollar un proceso propio que reproduzca lo mejor posible el algoritmo de AERONET y que permita aplicar correcciones adicionales para solucionar problemas detectados en los valores de espesor óptico. Problemas como, por ejemplo, los falsos ciclos diurnos que se producen en los valores de τ por problemas de calibración y que se puede corregir con el método KCICLO (Toledano et al., 2004; Toledano, 2005), o la dependencia con la temperatura mostrada por ciertos canales (Holben et al., 1998; Estellés, 2006; Irshad, 2009; Von Hoyningen-Huene et al., 2009).

El procedimiento utilizado en este estudio para estimar valores de τ es el mismo que utiliza AERONET, que se basa en la aplicación de la ley de Lambert-Bouguer-Beer (Ecuación 3.1) a las medidas de radiancia directa de los fotómetros CIMEL. Aplicando logaritmos a la ecuación 3.1, se obtiene la siguiente expresión (Ecuación 4.1):

$$\tau_{TOTAL} = \frac{1}{m} \ln \left[\frac{V_0}{V} \right], \quad (4.1)$$

donde τ_{TOTAL} es el espesor óptico total de la atmósfera, m es la masa óptica relativa, V es la señal medida a nivel del suelo y V_0 la señal en el tope de la atmósfera, también conocida como constante extraterrestre del instrumento. Esta constante se obtiene mediante calibración siguiendo el método de Langley descrito en el capítulo 3. En el caso de la estación de Cáceres, la red RIMA proporciona valores estimados de esta constante para cada longitud de onda.

Con el objetivo de aislar la contribución de los aerosoles del espesor óptico total, es necesario considerar la contribución de otros constituyentes atmosféricos, como son la dispersión Rayleigh (τ_R) y la absorción de los gases atmosféricos (τ_g). Para ello, se tendrán en cuenta los valores de camino óptico obtenidos a partir de las medidas de radiancia directa. El camino óptico es el espesor óptico de los aerosoles en la dirección de los rayos solares, mientras que

el espesor óptico está normalizado a la dirección vertical, y se calcula dividiendo el camino óptico entre la masa óptica relativa. Admitiendo que el camino óptico total puede expresarse como suma de los caminos ópticos debidos a los diferentes constituyentes atmosféricos:

$$\tau_{TOTAL} \times m = \tau_a \times m_a + \tau_g \times m_g + \tau_R \times m_R, \quad (4.2)$$

entonces, el espesor óptico de los aerosoles puede calcularse mediante la siguiente expresión:

$$\tau_a = \frac{\tau_{TOTAL} \times m - \tau_g \times m_g - \tau_R \times m_R}{m_a}. \quad (4.3)$$

donde m_a , m_g y m_R son las masas ópticas relativas debidas a aerosoles, gases absorbentes y moléculas del aire, respectivamente. Esta suposición requiere la no interacción química de los constituyentes atmosféricos.

El camino óptico de los gases, $\tau_g \times m_g$, está compuesto por el camino óptico del ozono, $\tau_{O_3} \times m_{O_3}$, y el camino óptico debido al dióxido de nitrógeno, $\tau_{NO_2} \times m_{NO_2}$. No se ha calculado el camino óptico del vapor de agua porque los coeficientes de extinción de la radiación debidos a este constituyente atmosférico son muy pequeños o incluso nulos. Además, la mayor absorción del vapor de agua se produce en la longitud de onda de 940 nm, la cual no se utiliza para estimar valores de espesor óptico.

A continuación se detalla el proceso de estimación de los valores de espesor óptico.

4.1.1. Cálculo del ángulo cenital

El primer paso en este proceso de estimación de espesor óptico de aerosoles es calcular el ángulo cenital, el cual nos permitirá calcular los valores de masa óptica relativa. En la bibliografía existen diferentes algoritmos para el cálculo del ángulo cenital solar, como son los propuestos por Spencer (1971), Michalsky (1988) o Blanco-Muriel et al. (2001), los cuales han ido mejorando a lo largo del tiempo para obtener una mayor precisión. En este estudio, como el objetivo es reproducir los valores de espesor óptico estimados por la red AERONET, se ha seguido el mismo procedimiento utilizado por dicha red, es decir, el algoritmo propuesto por Michalsky (1988). Dicho algoritmo establece una serie

de etapas con el objetivo de obtener finalmente los valores de ángulo cenital (θ_z) aplicando la Ecuación 4.4:

$$\theta_z = \cos(\sin \delta \times \sin \Phi + \cos \delta \times \cos \Phi \times \cos \omega) \quad (4.4)$$

donde δ es la declinación, Φ es la latitud del sitio para el que se calcula el ángulo cenital y ω es el ángulo horario.

4.1.2. Cálculo de la masa óptica relativa

La masa de aire que los rayos solares tienen que atravesar depende de la inclinación con la que estos inciden sobre la atmósfera respecto a la dirección vertical. De manera que, cuanto más inclinados incidan los rayos, más masa de aire atraviesan. Por lo tanto, la masa óptica relativa se define como el cociente entre la masa que atraviesan los rayos con una determinada inclinación y la masa que atravesarían si la incidencia fuese vertical. En una atmósfera plano-paralela la masa óptica relativa se estima, de forma general, como el inverso del coseno del ángulo cenital. Sin embargo, cuando se considera la curvatura de la superficie terrestre hay que tener en cuenta que para ángulos cenitales elevados la masa de aire que atraviesan los rayos es mayor y la refracción de cada constituyente va a depender de su perfil. Por ello, para el cálculo de la masa óptica de algunos constituyentes atmosféricos existen expresiones específicas.

En este estudio, la masa óptica relativa del aire se ha calculado empleando la expresión propuesta por Kasten and Young (1989):

$$m = \frac{1}{\cos(\theta_z) + 0.50572(96.07995 - \frac{\theta_z}{10})^{-1.6364}} \quad (4.5)$$

donde θ_z es el ángulo cenital. El máximo error relativo de las aproximaciones obtenidas con esta expresión es inferior a 0.5 %, valor varias veces inferior que el obtenido con las expresiones propuestas por otros autores.

Esta expresión, propuesta por Kasten and Young (1989), también se ha utilizado para el cálculo de las masas ópticas relativas debidas a la dispersión Rayleigh (m_R) y a la absorción de dióxido de nitrógeno (m_{NO_2}). Sin embargo, para el cálculo de la masa óptica relativa debida a la absorción del ozono (m_{O_3}) se ha aplicado la expresión propuesta por Komhyr et al. (1989), que

se describirá en la sección 4.1.4. Estas expresiones son las mismas que utiliza AERONET para la estimación del espesor óptico de aerosoles.

4.1.3. Cálculo del camino óptico Rayleigh

El camino óptico de la dispersión Rayleigh es el producto de la masa óptica relativa y del espesor óptico de Rayleigh. Los valores de la masa óptica relativa debida a la dispersión Rayleigh se han calculado aplicando la ecuación 4.5, mientras que los valores de espesor óptico Rayleigh se han calculado aplicando la expresión propuesta por Bodhaine et al. (1999) (Ecuación 4.6):

$$\tau_R(\lambda) = \sigma \frac{PA}{m_A g} \quad (4.6)$$

donde σ es la sección eficaz de dispersión del aire, P es la presión, A es el número de Avogadro, m_A es el peso molecular medio para el aire seco, y g es la aceleración de la gravedad calculada para la latitud y altura de la estación de Cáceres. La sección eficaz de dispersión del aire se ha calculado utilizando la Ecuación 4.7:

$$\sigma = \frac{24\pi^3(n^2 - 1)^2}{\lambda^4 N_s^2 (n^2 + 2)^2} \left(\frac{6 + 3\rho}{6 - 7\rho} \right) \quad (4.7)$$

donde n es el índice de refracción del aire, N_s es la densidad molecular y ρ es el factor de despolarización.

Los valores de presión que se han utilizado en el cálculo de τ_R proceden del NOAA National Weather Service NOMADS NCEP Server, (<http://nomad3.ncep.noaa.gov/ncep-data/index.html>), y son los mismos que utiliza AERONET. Además de los valores de presión, los valores de las concentraciones de ozono y dióxido de nitrógeno que se utilizarán a continuación también son los mismos que utiliza AERONET, porque como se ha comentado, el objetivo de este capítulo es reproducir los valores de espesor óptico estimados por AERONET.

4.1.4. Cálculo del camino óptico de ozono

La mayor parte del ozono existente en la atmósfera se encuentra en la estratosfera. Su interacción no tiene la misma intensidad en todas las longi-

tudes de onda, de hecho, afecta principalmente a la región del ultravioleta. De ahí que, uno de los principales efectos de este gas sea la absorción de la radiación ultravioleta, evitando que llegue hasta la superficie terrestre.

El camino óptico del ozono es el producto del espesor óptico de este gas y la masa óptica relativa. El espesor óptico del ozono se ha calculado a partir del método asimilado por el código Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine (SMART) (Gueymard, 2001), que aplica la siguiente expresión (Ecuación 4.8):

$$\tau_{O_3}(\lambda) = C_{O_3} \times K_{O_3}(\lambda) \quad (4.8)$$

donde C_{O_3} es el contenido de ozono en atm cm, y $K_{O_3}(\lambda)$ es el coeficiente de absorción del ozono para cada longitud de onda proporcionado por Gueymard (1995). Los valores del contenido de ozono en la columna atmosférica utilizados en este algoritmo son los mismos que utiliza AERONET, es decir, los procedentes del sensor Total Ozone Mapping Spectrometer, (<http://jwocky.gsfc.nasa.gov/>).

La masa óptica relativa debida a ozono se ha calculado aplicando la expresión propuesta por Komhyr et al. (1989). Esta expresión es la que utiliza AERONET para su cálculo, y se define de la siguiente manera:

$$m = \frac{(R + h_{ozono})}{\sqrt{(R + h_{ozono})^2 - (R + r_m)^2 \cos^2(90^\circ - \theta_z)}} \quad (4.9)$$

$R=6370$ Km es el radio de la Tierra, r_m es la altura sobre el nivel del mar de la estación, $h_{ozono}=22$ km es la altura media a la que está la capa de ozono y θ_z es el ángulo cenital.

4.1.5. Cálculo del camino óptico de dióxido de nitrógeno

El dióxido de nitrógeno es un gas tóxico e irritante y se forma como subproducto en procesos de combustión a elevadas temperaturas, como por ejemplo en los vehículos motorizados y centrales eléctricas. Por ello, pueden existir grandes concentraciones en áreas metropolitanas con mucho tráfico. Este compuesto no afecta de igual manera en todas las longitudes de onda del espectro solar, sino que tiene más influencia en longitudes de onda pequeñas (440, 380 y 340 nm).

Para el cálculo de τ_{NO_2} se emplea una expresión equivalente a la del ozono

(Ecuación 4.10):

$$\tau_{NO_2}(\lambda) = C_{NO_2} \times K_{NO_2}(\lambda) \quad (4.10)$$

donde C_{NO_2} es el contenido de dióxido de nitrógeno en atm cm, y $K_{NO_2}(\lambda)$ son los coeficientes espectrales de absorción del dióxido de nitrógeno proporcionados por Gueymard (1995). No se dispone de medidas in situ de valores de NO_2 , y por lo tanto, se han utilizado medidas realizadas por el sensor satelital SCIAMACHY (ESA SCanning Imaging Absorption SpectroMeter for Atmospheric CHartographY): <http://www.temis.nl/airpollution/no2.html>.

La masa óptica relativa se ha calculado a partir de la expresión 4.5 propuesta por Kasten and Young (1989). El producto de la masa óptica relativa y del espesor óptico se ha utilizado para calcular el camino óptico debido al dióxido de nitrógeno.

4.1.6. Cálculo de espesor óptico de aerosoles

Una vez conocidos los valores de camino óptico de cada uno de los constituyentes atmosféricos, se puede calcular el espesor óptico de los aerosoles aplicando la ecuación 4.3. Los valores de espesor óptico de aerosoles que se obtienen tras aplicar esta primera fase del proceso son equivalentes al grado 1.0 de AERONET.

En este estudio se ha considerado que el error o la incertidumbre de los valores de espesor óptico de aerosoles estimados con el proceso AODEC son los mismos que cuantifica AERONET para los valores de este parámetro estimados con su algoritmo. Es decir, 0.01 para las longitudes mayores de 440 nm, y 0.02 para longitudes menores (Holben et al., 1998).

4.1.7. Algoritmo de detección de nubes

Como se ha comentado, una vez aplicada esta primera fase del proceso de estimación de los valores de espesor óptico, se obtienen datos equivalentes al grado 1.0 de AERONET (Holben et al., 1998). En esta fase no se han tenido en cuenta los casos afectados por nubosidad, los cuales es necesario eliminar. Para ello se ha aplicado el algoritmo de detección de medidas afectadas por nubosidad propuesto por Smirnov et al. (2000). La aplicación de este algoritmo permite obtener datos equivalentes al grado 1.5 proporcionado por la red

AERONET, y que en este estudio se han denominado “grado 1.5* AODEC”. Este algoritmo consta de diferentes etapas, mostradas en la Figura 4.1, que se describen a continuación:

1. Señal.

Esta primera etapa consiste en eliminar las medidas de radiancia inferiores a 50 cuentas digitales. Estas medidas tan bajas pueden ser debidas a una baja altura del sol o al efecto de luz parásita en casos con elevados valores de espesor óptico. Esta luz parásita se produce cuando la radiación que pasa el filtro sufre varios procesos de rebote en la lente y en el filtro antes de llegar al sensor.

2. Masa óptica.

En esta segunda etapa, se eliminan las medidas realizadas en situaciones de masa óptica superior a 5. Es decir, momentos del día en los que la altura del sol es muy pequeña, como puede ser el amanecer y el atardecer. Estos valores se eliminan porque tienen asociado un error muy elevado. Además existe mayor probabilidad de tener medidas afectadas por nubosidad cuando el ángulo cenital es grande, ya que los espacios entre las nubes son muy pequeños y no son detectados.

3. Límite de espesor óptico.

En este tercer paso se eliminan los valores de espesor óptico inferiores a -0.01, ya que son físicamente imposibles. Según Smirnov et al. (2000) estos valores se deben a problemas de calibración, falta de corrección de temperatura en el filtro de 1020 nm, o a incertidumbres en las medidas de presión u ozono. Se aceptan espesores hasta -0.01 porque pueden estar relacionados con un error de calibración.

4. Variabilidad en el triplete.

Como ya se ha comentado en el capítulo de instrumentación, el triplete son las tres medidas consecutivas, con un intervalo de 30 segundos, que el instrumento hace para cada longitud de onda. Esta etapa consiste en eliminar aquellos tripletes en los que los valores de τ del triplete difieren más de 0.02, ya que se considera que el contenido de aerosoles no varía tan rápidamente. El hecho de que los valores de τ varíen en 30 segundos puede ser debido al paso de una nube. Cuando los espesores ópticos son mayores de 0.7, se utilizan otros umbrales, porque las variaciones en el triplete pueden ser debidas a las propias fluctuaciones del tipo de aerosol.

5. Estabilidad diaria.

En esta etapa se tienen en cuenta las variaciones de τ (440 ó 500 nm) a lo largo del día, y se calcula la desviación estándar. De manera que, si el valor de la desviación estándar es menor de 0.015 se aceptan todas las medidas. En caso contrario, se sigue el proceso con las fases siguientes.

6. Criterio de suavizado.

En esta etapa se eliminan casos que no se han eliminado en la cuarta etapa mediante el análisis de la variabilidad en el triplete. Este criterio consiste en el cálculo de la segunda derivada temporal de τ (440 ó 500 nm) y el análisis de los casos en los que esta segunda derivada supera un umbral determinado (Smirnov et al., 2000). Para ello, se compara el valor medio diario de la segunda derivada con el umbral establecido. Si el valor medio diario es superior al umbral, se elimina la medida que más contribuye a la media diaria. Se continúa este proceso hasta que esa media diaria sea inferior al umbral. Si quedan menos de 10 medidas, se eliminan los valores del día completo, aunque hay autores menos restrictivos que sitúan el límite en 2 medidas (Estellés, 2006).

7. Criterio 3σ

La última etapa consiste en eliminar los valores extremos de τ y del parámetro α de Ångström dentro de un día. Para ello se impone la condición de que estos valores extremos difieran de la media en más de 3 veces la desviación estándar.

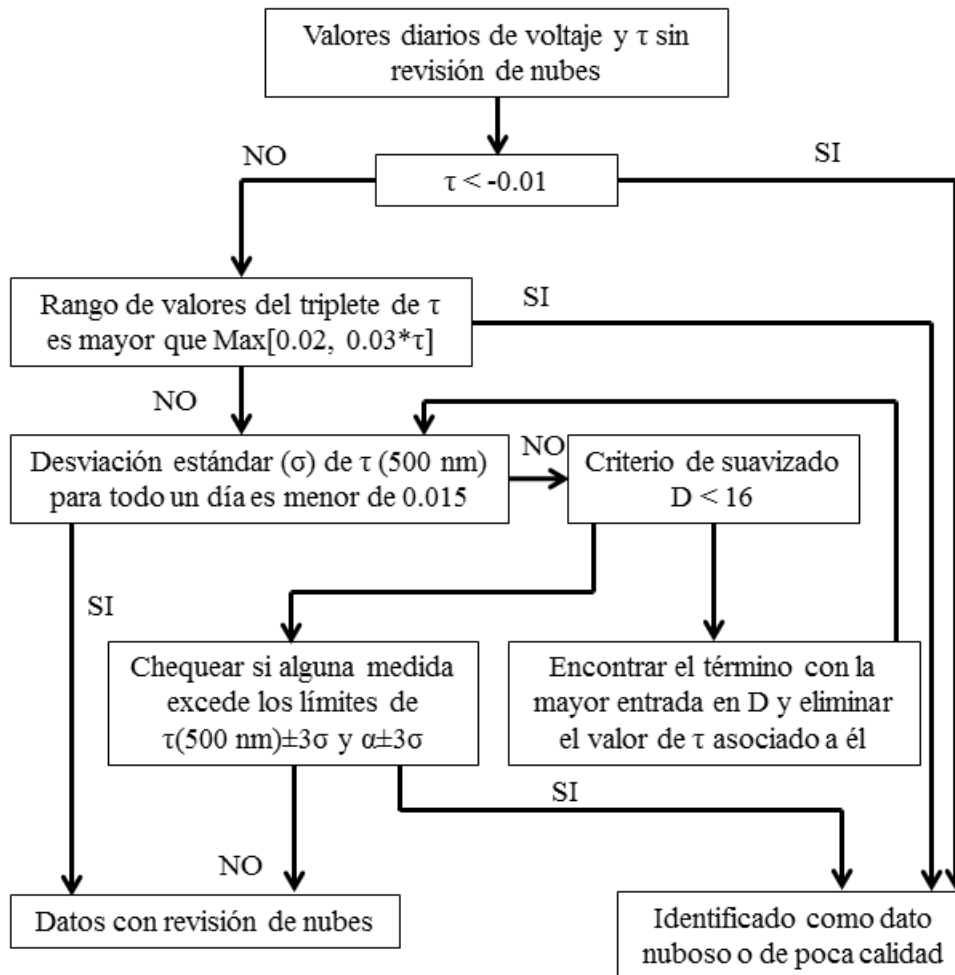


Figura 4.1: Esquema que resume el proceso de detección de casos nubosos propuesto por Smirnov et al. (2000).

4.2. Validación del proceso de estimación de espesor óptico de aerosoles

Una vez descrito el proceso de estimación de valores de espesor óptico de aerosoles, se ha aplicado a las medidas de radiancia obtenidas con los fotómetros CIMEL instalados en la estación de Cáceres. Este proceso se ha realizado en diferentes etapas, cada una de ellas correspondiente a cada uno de los instrumentos instalados en dicha estación (Capítulo 3 , Tabla 3.2). El período de datos utilizado en este estudio se extiende desde el 21 de julio de 2005 hasta el 21 de julio de 2011, aunque hay que tener en cuenta que existen huecos correspondientes a los períodos de calibración y al período en el que estuvo instalado el CIMEL 411. Este instrumento tuvo que ser reemplazado antes de la fecha prevista porque sus medidas tenían muchos errores, motivo por el que no se ha utilizado. A pesar de ello, se dispone de una extensa base de datos correspondiente a casi seis años de medidas.

El proceso de estimación de τ AODEC se ha validado mediante la comparación entre los valores de τ estimados con este proceso y los valores de τ del grado 1.5 proporcionados por la red AERONET, versión 2 del algoritmo a partir de medidas directas de sol (Dubovik et al., 2000). Este proceso ya fue validado por Obregón et al. (2011b) para el período comprendido entre julio 2006 y julio de 2008, pero en este estudio se compara un período más amplio. La validación ha consistido en el análisis de la evolución temporal de las dos series de datos, así como en el cálculo de los estadísticos *MBE* (Mean Bias Error) y *MABE* (Mean Absolute Bias Error). El estadístico *MBE* permite conocer si los valores de τ estimados con el proceso AODEC subestiman o sobrestiman, en promedio, los valores de referencia, mientras que el estadístico *MABE* aporta un valor de las diferencias que existen entre las dos bases de datos, pero en términos absolutos. Estos estadísticos se calculan aplicando las ecuaciones 4.11 y 4.12, donde N es el número de datos:

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\tau_i^{AODEC} - \tau_i^{AERONET}) \quad (4.11)$$

$$MABE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |\tau_i^{AODEC} - \tau_i^{AERONET}| \quad (4.12)$$

También se ha aplicado la prueba estadística de Kolmogorov-Smirnov (Smirnov, 1939, 1948) para comprobar si existen diferencias significativas entre ambas. Y finalmente se ha elaborado un tipo de diagrama muy sencillo, denominado “diagrama de Taylor” (Taylor, 2001). Este tipo de diagrama proporciona un resumen estadístico sobre el comportamiento de ambas bases de datos en términos de correlación, varianza y su raíz cuadrática media (*RMS*).

Primeramente, se ha analizado la evolución temporal de los valores de τ estimados por AERONET y los estimados con el proceso AODEC. La Figura 4.2 muestra dicha evolución temporal para todo el período de estudio y para cada longitud de onda. En esta figura se observa que los valores de ambas series de datos muestran el mismo patrón y existen muy pocas diferencias entre ellos. Este mismo comportamiento se observa cuando se calculan las diferencias absolutas entre las dos series de datos para cada longitud de onda y se representa su evolución, Figura 4.3. En esta figura se ha marcado con una línea discontinua los valores de los errores correspondientes a cada longitud de onda. En el caso de canales inferiores a 440 nm, se tendrá en cuenta un valor de error igual a 0.02, y por encima de 440 nm, 0.01 (Holben et al., 1998). Analizando los valores de las diferencias absolutas, se observa que en los canales de 340, 380 y 440 nm no existe ningún caso en el que la diferencia absoluta exceda el error de 0.02. Sin embargo, en el resto de canales, 500, 675, 870 y 1020 nm, si existen casos en los que la diferencia absoluta supera el error asociado a estos canales, 0.01. Pero hay que destacar que el porcentaje de estos casos es inferior al 1 % y las diferencias son inferiores a 0.02.

También se han calculado los valores de los coeficientes *MBE* y *MABE* para cada canal, los cuales se muestran en la Tabla 4.1. Como se puede extraer de esta tabla, todos los valores de estos coeficientes son inferiores al error asociado a los valores de τ . El mejor acuerdo entre los valores de $\tau_{AERONET}$ y τ_{AODEC} se obtiene en el canal de 870 nm (*MBE*=-0.0002 y *MABE*=0.0011). En el resto de canales el grado de acuerdo depende del estadístico que se considere. Así por ejemplo, si se considera el estadístico *MBE*, las mayores diferencias entre los valores de $\tau_{AERONET}$ y τ_{AODEC} se obtienen en los canales de 1020, 675 y 500 nm, mientras que si se tiene en cuenta el estadístico *MABE*, las mayores diferencias se obtienen en los canales de 340, 380, 675 y 1020 nm. Se han obtenido valores negativos de *MBE* en los canales de 340 y 870 nm, y positivos en el resto. Estos valores muestran un comportamiento alrededor de cero y, por lo tanto, no prevalece una sub o sobreestimación.

Resumiendo, se puede decir que los valores de τ calculados con el proceso AODEC son similares a los estimados por AERONET. Pero para comprobar si existen o no diferencias significativas entre ambas bases de datos, y

Tabla 4.1: Estadísticos MBE y $MABE$ obtenidos tras la comparación de los valores de τ estimados por los dos procedimientos (AERONET y AODEC) durante el período de estudio (julio 2005 - julio 2011).

Longitud de onda	MBE	$MABE$
340 nm	-0.0003	0.0031
380 nm	0.0007	0.0023
440 nm	0.0003	0.0018
500 nm	0.0010	0.0017
675 nm	0.0020	0.0023
870 nm	-0.0002	0.0011
1020 nm	0.0028	0.0030

poder decir que los valores estimados con el proceso AODEC reproducen los valores de espesor óptico estimados por AERONET, se ha aplicado un test estadístico. En la elección del test estadístico se ha tenido en cuenta que sea un test no paramétrico, ya que los datos que se van a comparar no tienen una distribución normal. Concretamente se necesita un test que permita contrastar si la distribución de una variable x es igual en dos poblaciones o dos muestras independientes, como puede ser la prueba de Kolmogorov-Smirnov (Smirnov, 1939, 1948). Supongamos que se dispone de observaciones de una misma variable x en dos poblaciones distintas sobre muestras de tamaño n_1 y n_2 , respectivamente:

Población 1: $x_1^1, x_2^1, \dots, x_{n_1}^1$

Población 2: $x_1^2, x_2^2, \dots, x_{n_2}^2$

Con este test se comparan las funciones de distribución (funciones de probabilidad acumuladas) de ambas muestras: $F_1(x)$ y $F_2(x)$. Para obtener las funciones de distribución de las dos muestras se asignan rangos a los valores de x . Esta asignación de rangos se realiza de manera independiente para cada muestra y los empates se resuelven asignando el rango promedio a las puntuaciones empatadas. Tras adjudicar rangos a los valores de ambas muestras, la función de distribución empírica para cada valor de x se obtiene, en cada muestra, de la siguiente manera: $F_j(x_i) = i/n_j$, donde i se refiere al rango correspondiente a cada observación, y j a la muestra, en este caso 1 ó 2. A continuación se calculan las diferencias entre las funciones $D_i = F_1(x_i) - F_2(x_i)$, donde $F_1(x_i)$ se refiere a la función de distribución de la muestra de mayor tamaño. Una vez obtenidas estas diferencias, la hipótesis de que las dos muestras proceden de la

misma población se pone a prueba utilizando una tipificación de la diferencia más grande en valor absoluto (Ecuación 4.13):

$$Z_{k-s} = \max_i |D_i| \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}} \quad (4.13)$$

El estadístico Z obtenido se distribuye según el modelo de probabilidad normal $N(0,1)$ y tiene un valor de significación asociado (valor p), que ayuda a tomar decisiones sobre la población. Para ello, se consideran ciertos supuestos sobre las poblaciones, llamados hipótesis estadísticas. Una de ellas, la hipótesis nula, se representa por H_0 , y es la que se quiere contrastar o rechazar, es decir, que las dos muestras proceden de la misma población. Mientras que la hipótesis alternativa, H_1 , es cualquier otra hipótesis que sea contraria a H_0 . De manera que la aceptación de la hipótesis H_0 implica el rechazo de la H_1 y viceversa, es decir, el rechazo de H_0 implica la aceptación de H_1 .

La aproximación del valor p es muy utilizada para la toma de decisiones, ya que es el nivel de significación más pequeño que conduce al rechazo de la hipótesis nula. De manera que, si el valor de p es menor que el nivel de significancia, que normalmente suele ser 0.05 ó 0.01, se rechaza la hipótesis nula. Es decir, que existen diferencias significativas entre ambas poblaciones. Mientras que si p es mayor que 0.05 ó 0.01, se acepta la hipótesis nula, lo cual significa que no existen diferencias significativas entre ambas poblaciones.

Una vez explicado en que consiste este test, se ha aplicado a las dos bases de datos de τ (grado 1.5* AODEC y grado 1.5 AERONET), teniendo en cuenta un nivel de significación del 5%. Los valores de p que se han obtenido son los siguientes: 0.95, 0.28, 0.82, 0.10, 0.07, 0.78 y 0.06 para los canales de 340, 380, 440, 500, 675, 870 y 1020 nm, respectivamente. En todos los canales se obtienen valores de p superiores al nivel de significación de 0.05. Por lo tanto, podemos aceptar la hipótesis nula y decir, con un nivel de confianza del 95%, que no existen diferencias significativas entre las dos bases de datos.

Para concluir con esta validación, en la Figura 4.4 se han representado los diagramas de Taylor obtenidos para cada longitud de onda. En todas las longitudes de onda se obtiene una correlación superior al 0.999 y unos valores de RMS cercanos a cero entre las dos bases de datos. Por lo tanto, podemos decir que el proceso AODEC reproduce con una gran exactitud los valores de espesor óptico de aerosoles estimados por el algoritmo de la red AERONET.

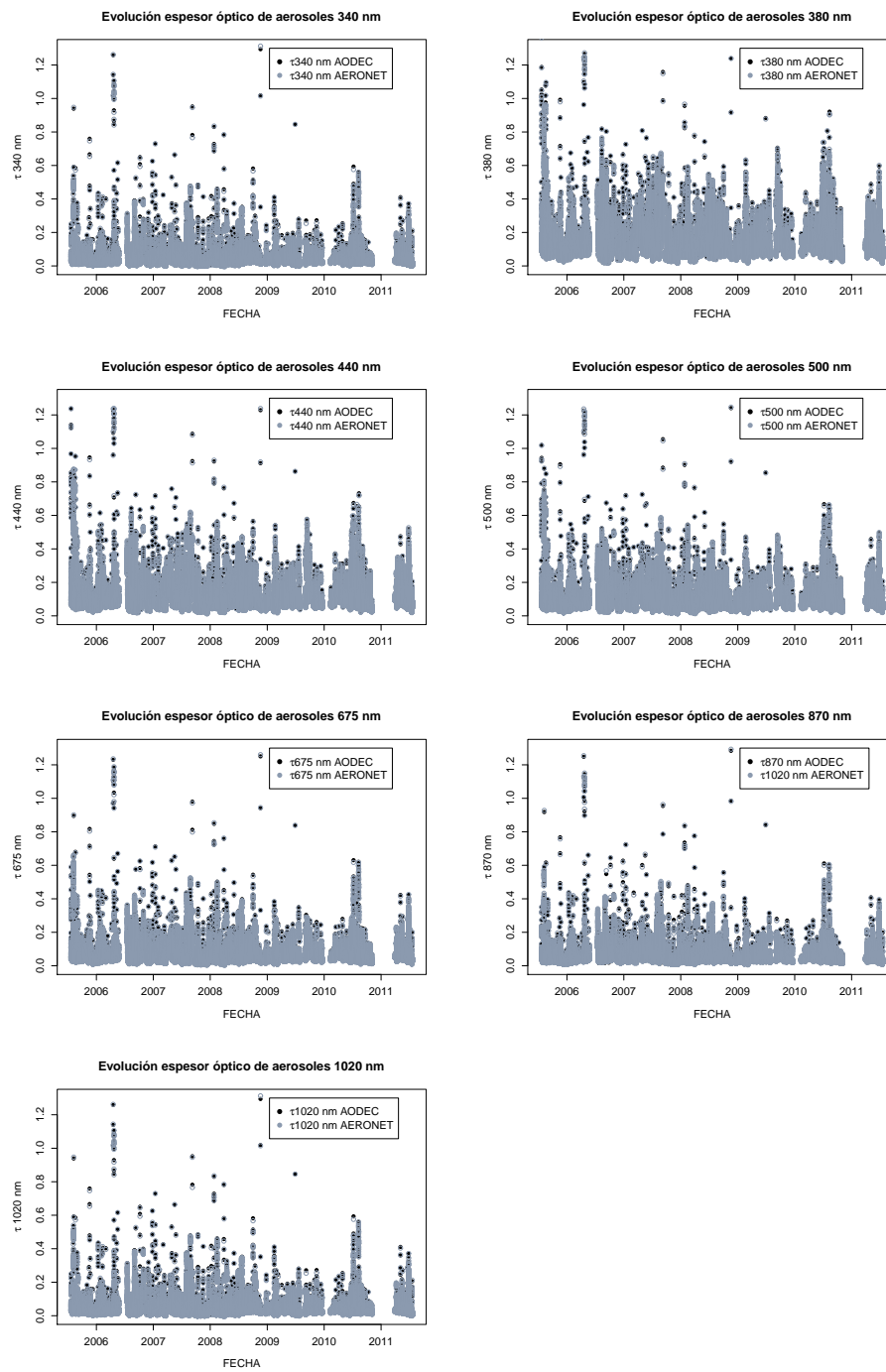


Figura 4.2: Evolución temporal de los valores de τ estimados mediante los dos algoritmos (AERONET y AODEC) para cada longitud de onda.

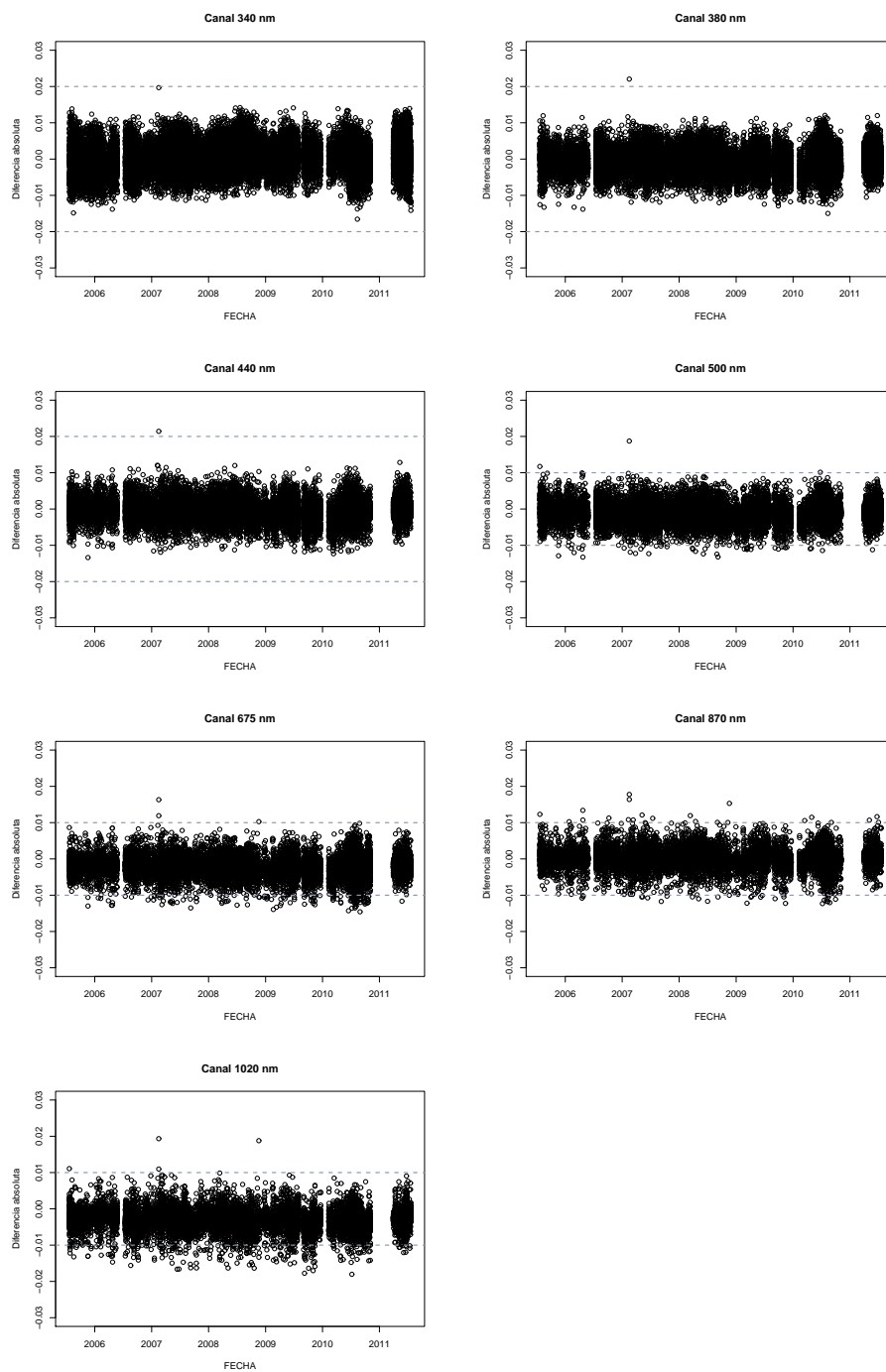


Figura 4.3: Evolución temporal de las diferencias absolutas de los valores de τ estimados mediante los dos algoritmos (AERONET y AODEC) para cada longitud de onda.

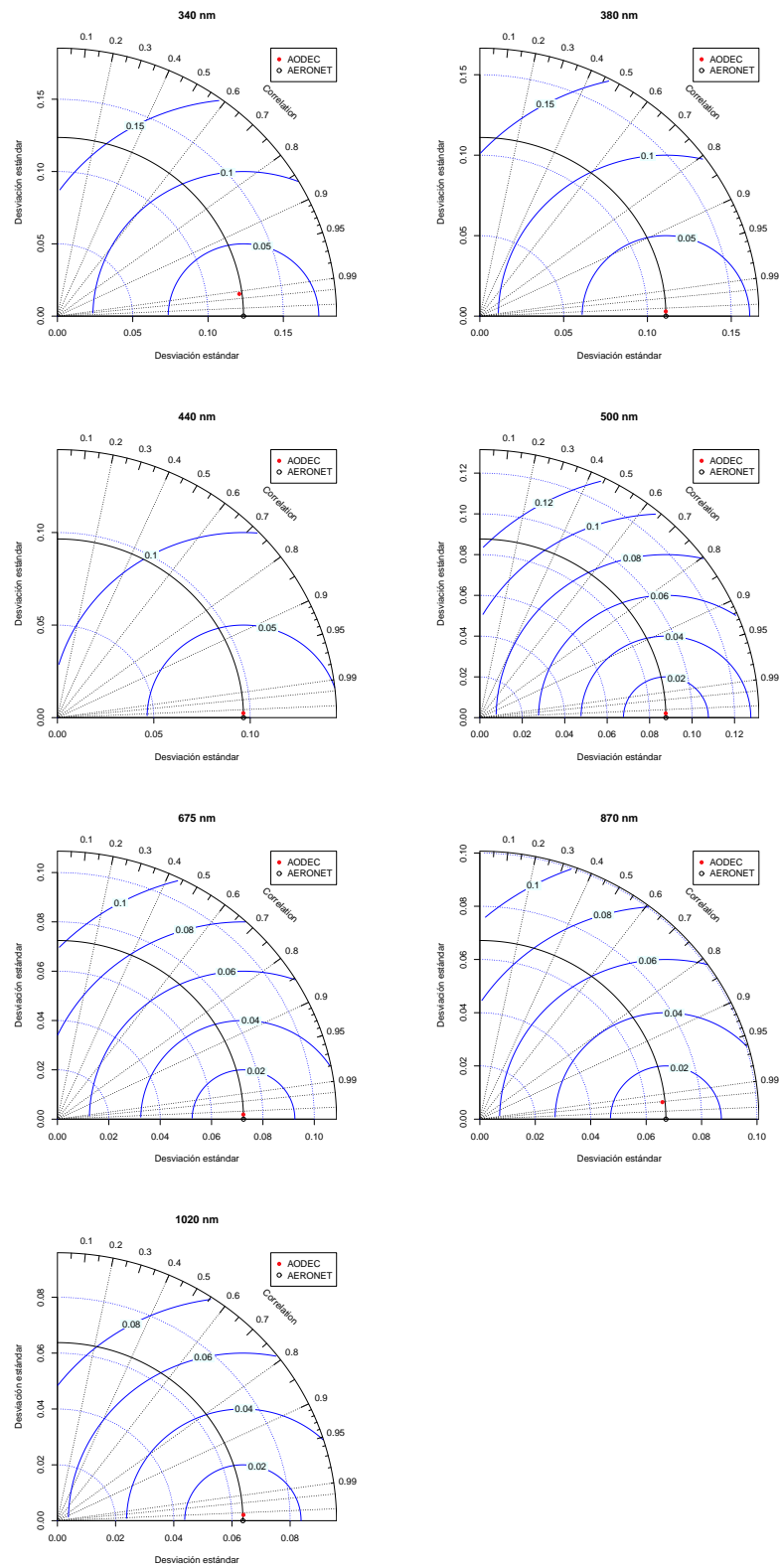


Figura 4.4: Diagramas de Taylor para cada longitud de onda.

4.3. Corrección de los valores de espesor óptico de aerosoles

Una vez estimados y validados los valores de espesor óptico del grado 1.5* AODEC, se ha analizado cuáles de ellos no alcanzan el grado 2.0 de AERONET. Para ello, lo primero que se ha hecho ha sido contabilizar el número de casos que alcanzan el grado 2.0. Los resultados obtenidos muestran que el número de datos en el grado 2.0 de los canales de 340 y 870 nm es muy inferior al que se obtiene en el grado 1.5* AODEC. En concreto, el número de datos de τ 340 en el grado 1.5* AODEC es de 41047, mientras que en el grado 2.0 es de 24003. Hay un descenso del 41.52 %. En el caso de τ 870, el número de datos desciende de 41047 a 18512, es decir, un 54.90 %.

Una vez detectada esta diferencia en el número de datos de ambos grados de calidad, se han analizado visualmente los valores de τ de todas las longitudes de onda y todo el período de estudio con el objetivo de identificar el motivo de dichas diferencias. En dicho análisis se ha observado que existen ciertos períodos en los que los canales de 340 y 870 nm tienen un comportamiento diferente al resto de canales y no cumplen la ley de Ångström (Ångström, 1964), (Ecuación 2.3). Estos canales describen un “falso” ciclo diurno que no corresponde con la variación en el contenido de aerosoles. Las Figuras 4.5 y 4.6 muestran dos ejemplos en los que se producen estos falsos ciclos diurnos en los valores de τ . En estas figuras se han representado los valores de τ de todos los canales obtenidos con el proceso AODEC, así como los valores de τ 340 y τ 870 que se habrían obtenido si se hubiese aplicado la ley de Ångström, sin ningún tipo de anomalía. La Figura 4.5 corresponde a los días 2, 3 y 4 de Agosto de 2005, y en ella se observa que los valores de τ 340 calculados con el proceso AODEC son muy superiores a los obtenidos para el resto de canales y a los calculados con la ley de Ångström. La Figura 4.6 corresponde a los días 4, 5 y 6 de agosto de 2006, y en ella se puede observar que los valores de τ 870 superan, durante ciertas horas del día, a los estimados para canales inferiores. Este comportamiento no se observa en los valores de τ estimados con la ley de Ångström.

Con el objetivo de averiguar a que son debidos estos falsos ciclos diurnos, se han analizado las evoluciones diarias de τ . En el caso del canal de 340 nm se ha observado que este ciclo se produce en cualquier época del año y que está centrado a las 12 UTC, lo cual significa que existe un problema geométrico debido, probablemente, a una calibración errónea. Un ejemplo de ello, correspondiente al día 3 de agosto de 2005, se ha representado en la Figura 4.7. En cambio, los falsos ciclos diurnos de τ 870 se producen principalmente

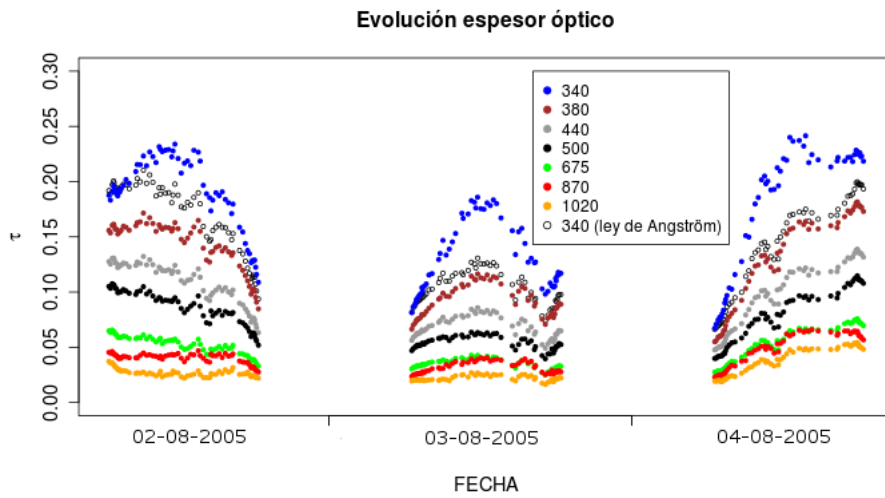


Figura 4.5: Evolución de los valores de τ , durante los días 2, 3 y 4 de Agosto de 2005, estimados con el proceso "AODEC", así como los valores del canal de 340 nm estimados mediante la ley de Ångström

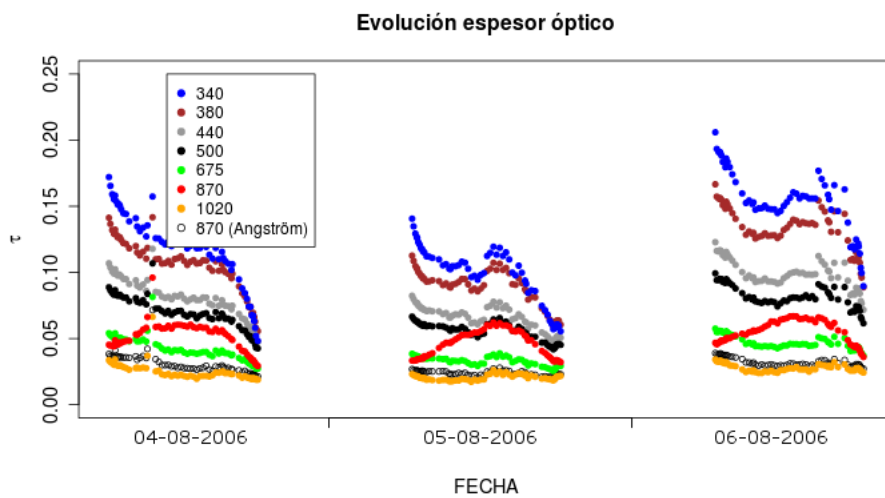


Figura 4.6: Evolución de los valores de τ , durante los días 4, 5 y 6 de agosto de 2006, estimados con el proceso "AODEC", así como los valores del canal de 870 nm estimados mediante la ley de Ångström

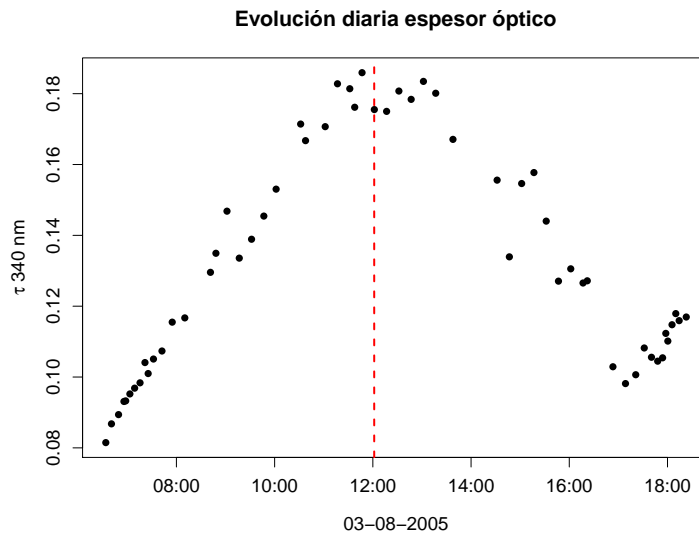


Figura 4.7: Evolución de los valores de τ en el canal de 340 nm durante el día 3 de agosto de 2005.

en los meses más calurosos y no están centrados en las horas centrales del día, sino que aparecen desplazados hacia las primeras horas de la tarde. Un ejemplo de ello, correspondiente al día 5 de agosto de 2006, se muestra en la Figura 4.8. Durante estas primeras horas de la tarde es cuando las temperaturas son más elevadas, lo cual sugiere que existe cierta dependencia anómala de τ_{870} con la temperatura. En principio, era de esperar que las temperaturas más elevadas se alcanzasen en las horas centrales del día, pero esto no es así porque existe un retraso en el máximo de las temperaturas del aire con respecto al máximo de radiación solar (mediodía solar). Este retraso es debido a que el aire no se calienta por interacción con la radiación solar, sino a partir de la radiación infrarroja que desprende la superficie terrestre en forma de calor. A partir de mediodía, la altura solar disminuye y también la energía entrante, y es cuando la superficie terrestre empieza a emitir la energía que ha capturado durante toda la mañana. El momento en el que ambas energías se igualan, se produce la máxima temperatura.

Esta dependencia anómala de τ_{870} con la temperatura también se observa en la Figura 4.9, en la cual se muestra la relación existente entre los valores de temperatura y el error. Entendiendo como error la diferencia entre los valores de τ_{870} estimados con el proceso AODEC, los cuales tienen dependencia con la temperatura, y los valores de τ_{870} estimados con la ley de Ångström, sin

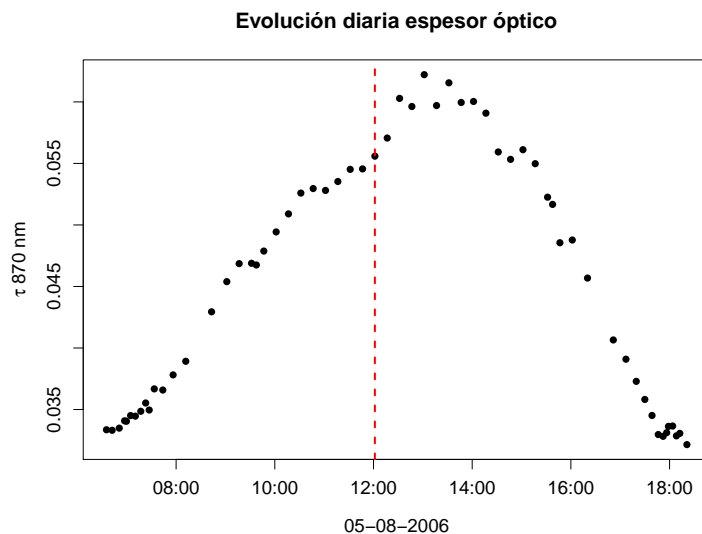


Figura 4.8: Evolución de los valores de τ en el canal de 870 nm durante el día 5 de agosto de 2006.

dependencia con la temperatura. En esta figura se observa que existe dependencia lineal entre ambos parámetros en los dos instrumentos en los que se detecta esta anomalía, CIMEL 341 y CIMEL 353.

Una vez analizadas las anomalías que presentan los canales de 340 y 870 nm, se van a aplicar dos tipos de correcciones: el método KCICLO en el canal de 340 nm, y una corrección por temperatura en el canal de 870 nm. Aplicando estas dos correcciones se eliminarán los problemas que impiden que un elevado número de datos de espesor óptico del grado 1.5 no alcancen el grado 2.0 de AERONET. A esta nueva base de datos corregida y posteriormente depurada mediante un análisis visual, se la ha denominado grado 1.6* AODEC.

4.3.1. Método KCICLO

El método de calibración-corrección KCICLO corrige un comportamiento anómalo que se produce por utilizar coeficientes de calibración erróneos, dando lugar a una aparente dependencia del espesor óptico con el ángulo cenital solar (Toledano et al., 2004; Toledano, 2005). Esta dependencia produce un falso ciclo diurno en los valores de espesor óptico que no corresponde con una variación real en el contenido de aerosoles.

El método KCICLO está basado en la ley de Lambert-Bouguer-Beer (Ecuación 3.1). Aplicando logaritmos a esta ecuación se obtiene la siguiente expresión:

$$\tau_a = \frac{1}{m} \ln \left[\frac{V_0}{V} \right] \quad (4.14)$$

donde V_0 es la señal en el tope de la atmósfera o constante extraterrestre.

Durante algunos períodos, no se ha utilizado la constante extraterrestre correcta, V_0 , por ello observamos un comportamiento diferente en el canal de 340 nm. Supongamos que la constante que hemos utilizado es V'_0 , la cual es igual a $V'_0 = k * V_0$, donde k es el factor de corrección de la constante de calibración. Entonces, el espesor óptico de aerosoles que nosotros estimamos durante esos períodos es igual a:

$$\tau'_a = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{V'_0}{V} \right) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{kV_0}{V} \right) = \frac{1}{m} \ln \left(\frac{V_0}{V} \right) + \frac{1}{m} \ln(K) \quad (4.15)$$

$$\tau'_a = \tau_a + \frac{1}{m} \ln(K) \quad (4.16)$$

El espesor óptico que estimamos con esta constante errónea es igual al espesor óptico que hubiésemos estimado con la constante correcta (V_0) más un término que varía a lo largo del día ($\frac{1}{m} \ln(K)$). De manera que, el error del espesor óptico debido a esta constante errónea queda determinado por la Expresión 4.17:

$$\Delta\tau'_a = \frac{1}{m} \ln(K) \quad (4.17)$$

Si se considera que τ_a no varía a lo largo del día, entonces la variación de τ'_a depende de $\frac{1}{m}$. De ahí que el falso ciclo diurno que describen los valores de τ'_a esté centrado a las 12:00 UTC. El método KCICLO se basa en este

fundamento para corregir la constante de calibración. Este método propone que el valor del factor de corrección de la constante de calibración, K , se calcule representando los valores de τ'_a frente a $\frac{1}{m}$, ya que la pendiente de la recta que se obtiene es igual a $\ln(K)$. Esta pendiente puede ser positiva o negativa, lo cual condicionará que el falso ciclo diurno tenga forma convexa o cóncava. Si la pendiente de la recta es positiva, K es mayor que la unidad y el ciclo diurno tiene forma convexa (valores altos de espesor óptico al mediodía). Por el contrario, si la pendiente es negativa, K es menor que 1 y el ciclo tiene forma cóncava (valores bajos de espesor óptico al mediodía). Lo ideal es que K sea igual a la unidad, así la pendiente de la recta es nula y se puede decir que el instrumento está bien calibrado y los valores de $\tau_a = \tau'_a$.

Este método posee la ventaja de analizar los valores de espesor óptico y corregir la calibración sin necesidad de conocer la calibración del instrumento, aunque hay que seguir algunos criterios para ponerlo en práctica, como por ejemplo que el espesor óptico de aerosoles se tiene que mantener constante a lo largo del día. Dichos criterios se explican detalladamente en los trabajos de Toledano et al. (2004) y Toledano (2005).

El error de K se calculará aplicando la siguiente expresión:

$$\Delta K = \frac{STD(K)}{\sqrt{N}} \quad (4.18)$$

donde $STD(K)$ es la desviación estándar de K para el conjunto de valores y N el número de datos.

El método KCICLO se ha aplicado a los datos de espesor óptico obtenidos con el proceso AODEC y correspondientes a los períodos comprendidos entre julio de 2005 y mayo de 2006 (CIMEL 341), y entre junio de 2010 y noviembre de 2010 (CIMEL 422). Durante estos períodos los valores de τ 340 nm no alcanzaron el grado 2.0 y describían falsos ciclos diurnos debidos a problemas de calibración. Los valores del factor de corrección K que se obtienen para el canal de 340 nm de cada uno de los dos instrumentos, así como la desviación estándar de este factor y su error, se muestran en la Tabla 4.2. Como se puede observar en esta tabla, los dos valores de K son superiores a la unidad, lo cual es coincidente con lo que se había observado en el análisis visual de la evolución temporal de τ 340 durante estos períodos (un ejemplo de ello se mostraba en la Figura 4.5), es decir, que el ciclo diurno tiene forma convexa y los valores más elevados de espesor óptico se obtienen en las horas centrales del día.

Tabla 4.2: Resultado del ajuste del método KCICLO para los fotómetros 341 y 422.

Instrumento	K	STD	Error K
341	1.0617	0.0775	0.0007
422	1.0823	0.0811	0.0009

Una vez conocidos los valores de K se puede calcular el error absoluto de los nuevos valores de τ aplicando la ecuación 4.17. Los valores promedios del error obtenido para los fotómetros 341 y 422 son 0.028 y 0.040, respectivamente. Estos errores son superiores al error absoluto para τ 340, que como ya se ha comentado, es de 0.02 para canales inferiores a 440 nm (Holben et al., 1998), indicando que la calibración de AERONET era errónea.

Aplicando estos valores de los factores de corrección K a cada instrumento, el falso ciclo diurno desaparece. Un ejemplo de ello se muestra en la Figura 4.10 en la cual se vuelve a mostrar la evolución de τ durante los días 2, 3 y 4 de agosto de 2005, pero en este caso también aparecen los valores de τ 340 corregidos por KCICLO. Como se puede observar en esta figura, los valores de τ 340 describen un comportamiento similar al del resto de canales. Por lo tanto, se puede concluir diciendo que si el algoritmo de AERONET hubiese incorporado el método de corrección KCICLO en su algoritmo de estimación de valores de espesor óptico, se podría haber evitado la eliminación de los 17044 casos de τ 340 nm que no alcanzan el grado de calidad 2.0 de AERONET por problemas de calibración.

4.3.2. Corrección por temperatura

Como ya se explicado anteriormente, durante el período en el que estuvieron instalados los CIMEL 341 y CIMEL 353 en la estación de Cáceres, es decir entre julio de 2006 y febrero de 2009, los valores de τ 870 no alcanzaron el grado 2.0 de AERONET probablemente por una dependencia anómala de estos valores con la temperatura. Por ello, se va a aplicar una corrección para eliminar esta dependencia de τ 870 con la temperatura.

La dependencia de las medidas de los fotómetros CIMEL con la temperatura es ampliamente conocida para el canal de 1020 nm, y se ha estimado que su coeficiente de corrección es igual a $0.25\% / ^\circ\text{C} \pm 0.05\% / ^\circ\text{C}$ (Holben et al., 1998). Sin embargo, este coeficiente no está calculado de forma estándar para el canal de 870 nm, aunque recientemente se ha empezando a tener en cuen-

ta (Estellés, 2006; Irshad, 2009; Von Hoyningen-Huene et al., 2009; Obregón et al., 2011a). La expresión que se ha utilizado en este estudio para corregir esta dependencia en el canal de 870 nm es similar a la utilizada para el canal de 1020 nm, la cual se aplica a los datos de señal y teniendo en cuenta una temperatura de referencia (T_{ref}) igual a 25°C (Ecuación 4.19):

$$V_{corregido} = V(1 + C(T - T_{ref})) \quad (4.19)$$

donde C representa el coeficiente de corrección para la temperatura de referencia y se expresa como porcentaje de variación de señal por °C. El uso de una dependencia lineal está justificado por su buen comportamiento en estudios previos (Estellés, 2006; Irshad, 2009; Von Hoyningen-Huene et al., 2009). Además, esta dependencia ha sido verificada por Estellés (2006) mediante estudios de laboratorio.

Con el objetivo de identificar el coeficiente de corrección que elimine esta dependencia con la temperatura, se ha estimado τ_{870} con el proceso AODEC y aplicando la expresión 4.19 con diferentes valores de este coeficiente entre 0.05 y 0.30 %/ °C. Los valores de τ_{870} corregidos con cada uno de los coeficientes propuestos se han comparado con los valores de τ_{870} estimados con la ley de Ångström (Ångström, 1964), es decir sin dependencia con la temperatura, mediante el cálculo de sus diferencias. Estas diferencias se denominan errores. Para identificar el valor del coeficiente que más corrige esta dependencia de τ con la temperatura se ha utilizado el estadístico robusto MAD , que es la mediana de la desviación absoluta respecto de la mediana. Este estadístico se calcula mediante la siguiente expresión:

$$MAD = 1.4826 \times mediana(|x_i - mediana(x_i)|) \quad (4.20)$$

donde x_i son los errores obtenidos para cada valor del coeficiente de corrección por temperatura, y 1.4826 el valor de una constante por el que se multiplica toda la expresión para que el valor de MAD sea similar a la desviación estándar en el modelo gaussiano. El valor de MAD indica cuanto se diferencian los errores respecto del valor de la mediana correspondiente a todo el conjunto de errores. De manera que, un valor pequeño de MAD es indicativo de que los errores varían poco con respecto a su mediana. Es decir, que los valores de los errores son similares entre ellos y no dependen de la temperatura. Por ello, en este estudio se pretende identificar el coeficiente de corrección con el que se obtiene el menor valor de MAD . Los valores de MAD obtenidos

con cada coeficiente y para cada uno de los instrumentos con dependencia con la temperatura se muestran en la Figura 4.11. Analizando los resultados mostrados en esta figura se extrae que los valores de los coeficientes para los cuales se obtienen los menores valores de MAD , son 0.18 y 0.16 %/°C, para los instrumentos 341 y 353, respectivamente. Aplicando estos coeficientes en el cálculo de τ 870, los valores de los errores dejan de tener dependencia con la temperatura, como se puede observar en la Figura 4.12. Además, los falsos ciclos diurnos desaparecen. Un ejemplo de ello se muestra en la Figura 4.13, que es el mismo episodio que se representó en la Figura 4.6.

Por lo tanto, se puede concluir diciendo que la corrección por temperatura aplicada en el canal de 870 nm corrige los falsos ciclos diurnos observados en este canal, permitiendo que los valores de τ pudiesen alcanzar el grado de calidad 2.0 de AERONET.

4.3.3. Depurado

Una vez corregidos los valores de τ 340 y 870 nm se ha analizado visualmente toda la serie de datos. Dicho análisis ha permitido identificar casos aislados con elevados valores de τ , los cuales se han eliminado porque no tienen relación con los valores próximos. Estos valores aislados se han identificado en los siguientes días:

- 22-07-2005
- 08-08-2005
- 19-08-2005
- 18-04-2006
- 17-05-2006
- 15-02-2007
- 28-04-2007
- 17-05-2007
- 08-09-2007
- 05-05-2008
- 18-11-2008

- 28-06-2009

La base de datos corregida y depurada 1.6* AODEC es la que se ha utilizado a partir de ahora en todo el estudio.

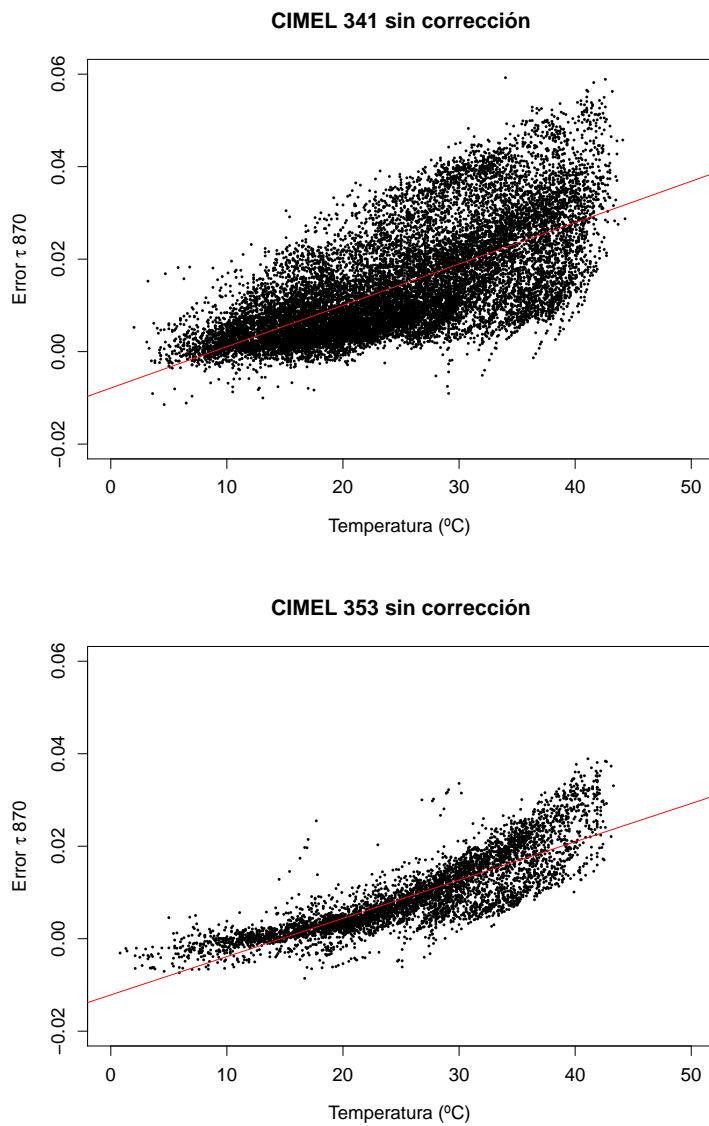


Figura 4.9: Relación entre la temperatura y los valores de los errores de τ 870 nm durante los períodos que estuvieron instalados los fotómetros 341 y 353 en la estación de Cáceres.

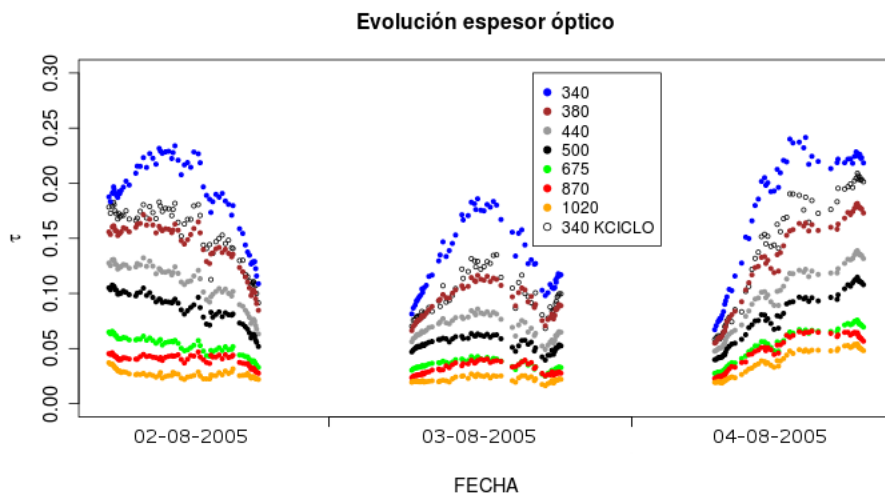


Figura 4.10: Evolución temporal de los valores de τ en todos los canales, así como los correspondientes al canal de 340 nm corregidos con KCICLO. Estos valores corresponden a los días 2, 3 y 4 de agosto de 2005, en los cuales se observó el ciclo diurno en el canal de 340 nm.

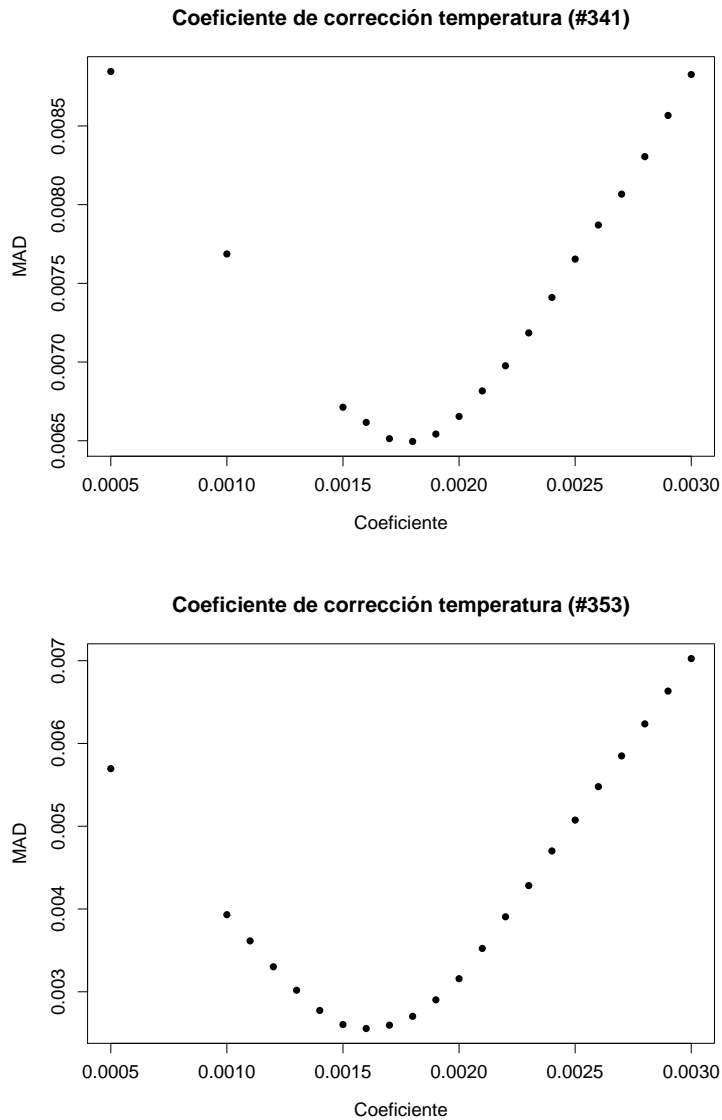


Figura 4.11: Valores de la mediana de la desviación absoluta respecto de la mediana (MAD) entre los valores de τ_{870} calculados a partir de la ley de Ångström y los estimados con el proceso “AODEC”, utilizando diferentes coeficientes de corrección por temperatura.

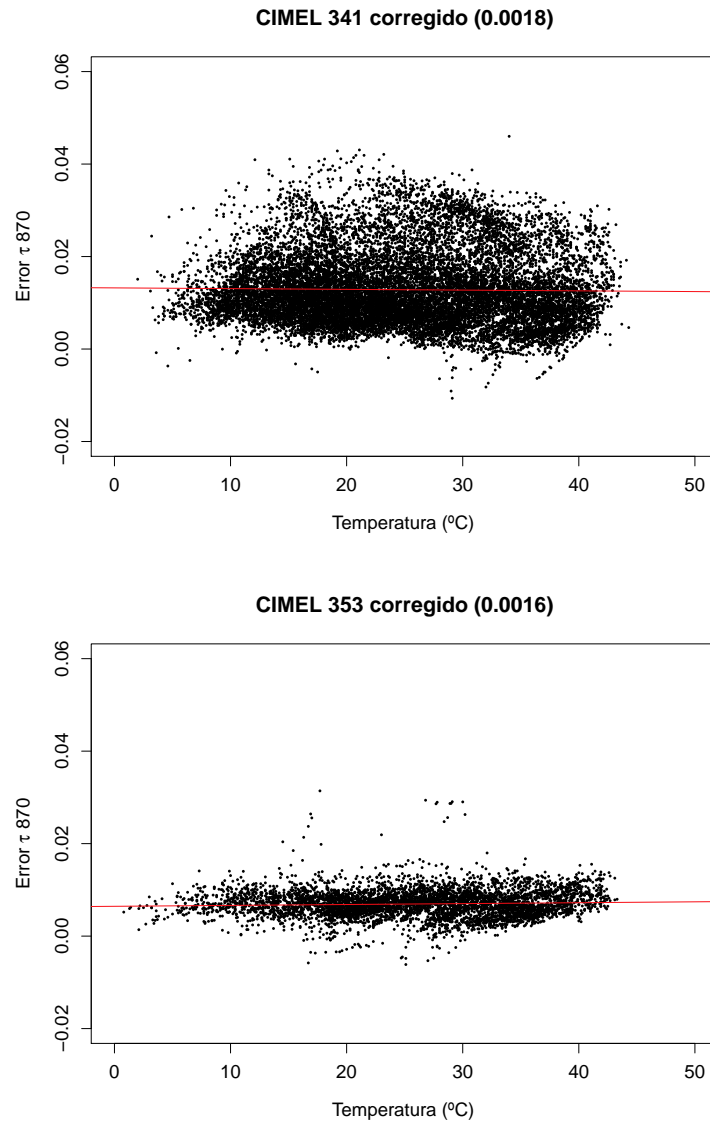


Figura 4.12: Relación entre la temperatura y los valores de los errores de τ_{870} una vez aplicadas las correcciones de 0.18 y 0.16 %/°C, durante los períodos que estuvieron instalados los fotómetros 341 y 353.

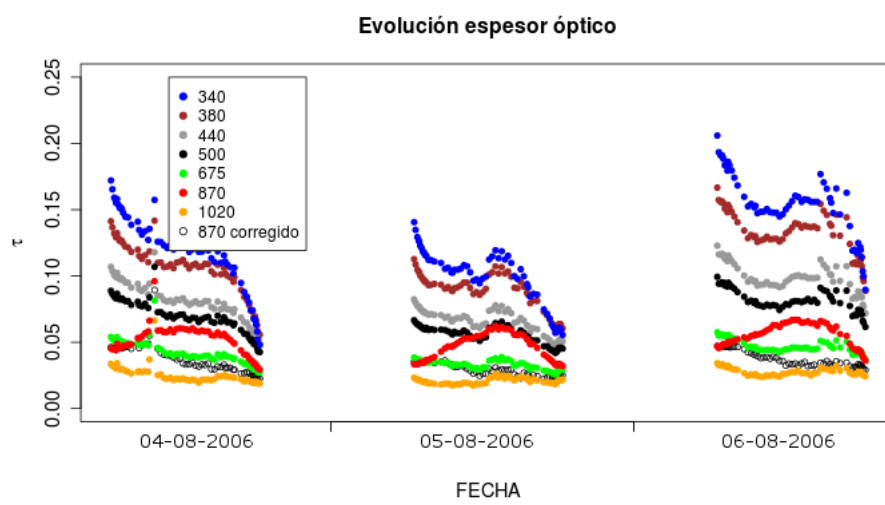


Figura 4.13: Evolución temporal de los valores de τ en todos los canales, así como los valores del canal de 870 nm corregidos por temperatura, durante los días 4, 5 y 6 de agosto de 2006.

4.4. Efectos del grado 1.6* y grado 2.0 en la caracterización de aerosoles

Como ya se ha comentado, las correcciones anteriormente mencionadas podrían subsanar anomalías que impiden que un elevado número de datos adquieran el grado de calidad 2.0 de AERONET. Estas correcciones permiten disponer de un mayor número de datos, y además, sin errores. Para conocer el alcance de estas correcciones, se han analizado las diferencias producidas por cada una de las bases de datos (2.0 AERONET y 1.6* AODEC) sobre la caracterización del espesor óptico de aerosoles.

4.4.1. Efectos sobre el espesor óptico de aerosoles (340 y 870 nm)

Con el objetivo de conocer si existen diferencias entre los valores de τ 340 y 870 nm de las dos bases de datos, se han calculado parámetros estadísticos para todo el período de estudio. Los parámetros estadísticos calculados son la media, la desviación estándar, la mediana y los percentiles 5 y 95 %, además del número de datos. Los valores de estos parámetros obtenidos para cada canal y cada base de datos se muestran en la Tabla 4.3.

Tabla 4.3: Valores de la media, desviación estándar (STD), mediana, percentiles al 5 y 95 %, y el número de datos para τ 340 y τ 870, durante el período de estudio comprendido entre julio de 2005 y julio de 2011, y teniendo en cuenta los grados de calidad 2.0 AERONET y 1.6* AODEC.

λ	340 (1.6*)	340 (2.0)	870 (1.6*)	870 (2.0)
Número datos	41047	24003	41047	18512
Media	0.174	0.169	0.065	0.060
STD	0.117	0.106	0.060	0.060
Mediana	0.142	0.141	0.048	0.045
Percentil 5 %	0.051	0.056	0.020	0.019
Percentil 95 %	0.403	0.393	0.168	0.147

Analizando los valores de esta tabla se observa que los valores promedios en los dos canales, 340 y 870 nm, son un 2.9 y 7.7 % mayores en el grado 1.6* AODEC que en el 2.0 de AERONET. Unas diferencias similares se obtienen en

los valores de las medianas. Sin embargo, si tenemos en cuenta los valores de desviación estándar, las diferencias dependen del canal que se esté utilizando. En el canal de 340 nm, el valor de la desviación estándar de la base de datos 1.6* AODEC es un 9.4% mayor que el correspondiente a la base de datos AERONET, mientras que en el canal de 870 nm no existen diferencias. El hecho de que la desviación estándar del canal de 340 nm sea más elevada en el grado 1.6* AODEC indica que existe un mayor rango de valores de τ 340 en esta base de datos, algo que también se observa en los valores de los percentiles de 5 y 95%. De hecho, el valor del percentil de 95% es superior en el grado 1.6*, indicando que existe un mayor porcentaje de valores superiores en este grado. Y el valor del percentil 5% del grado 1.6* es inferior al del grado 2.0, indicando que hay un mayor porcentaje de valores más pequeños en el grado 1.6*. Por lo tanto, podemos decir que existen diferencias entre los valores estadísticos de las dos bases de datos debido, probablemente, al incremento en el número de datos de la base 1.6* AODEC.

Pero para comprobar si existen diferencias significativas entre ambas bases de datos, y poder decir que la corrección de los valores de τ ha supuesto una mejora que debe tenerse en cuenta, se va a aplicar un test estadístico. En la elección del test estadístico se ha tenido en cuenta que los datos que se van a comparar no tienen una distribución normal, por lo que será necesario aplicar un test no paramétrico. Concretamente se necesita un test que permita contrastar si la distribución de una variable x es igual en dos poblaciones o dos muestras independientes. El test utilizado es la prueba de Kolmogorov-Smirnov (Smirnov, 1939, 1948), aplicada ya en este capítulo. Los valores de p obtenidos tras aplicar esta prueba a los datos de τ de las dos bases de datos, son $8.39 \cdot 10^{-6}$ y $7.66 \cdot 10^{-15}$ para los canales de 870 y 340 nm, respectivamente. Estos valores de p son inferiores al nivel de significación de 0.05, lo cual indica que podemos aceptar la hipótesis alternativa y decir, con un nivel de confianza del 95%, que existen diferencias significativas entre las dos bases de datos. Por lo tanto, se producirían diferencias significativas en la caracterización de los aerosoles mediante el análisis del espesor óptico, dependiendo de la base de datos utilizada.

Capítulo 5

Caracterización de los aerosoles sobre la estación de Cáceres

En este capítulo se han analizado los valores estadísticos y la evolución temporal de algunos parámetros de los aerosoles sobre la estación de Cáceres, como son el espesor óptico de aerosoles, el parámetro α de Ångström, el parámetro de asimetría, el albedo por dispersión simple, la distribución de tamaños en volumen o la concentración de tamaños en volumen. Este análisis se ha hecho con el objetivo de conocer los valores típicos de estos parámetros sobre dicha estación, así como comprobar la existencia de comportamientos cíclicos en sus valores.

Los valores de los parámetros de los aerosoles sobre Cáceres también se han comparado con los obtenidos en otras estaciones de la Península Ibérica con influencia atlántica, con el objetivo de evaluar como varían sus valores dependiendo de su mayor o menor influencia atlántica.

5.1. Análisis de los parámetros de aerosoles

Los mecanismos de incorporación de los aerosoles a la atmósfera están condicionados por los balances de energía de la atmósfera. Motivo por el cual es de esperar que existan comportamientos cíclicos en los parámetros de los aerosoles, similares a los existentes en dicho balance. Con el objetivo de conocer si estos parámetros tienen un comportamiento cíclico sobre la estación de Cáceres, así como sus valores típicos, se han analizado sus evoluciones temporales y se ha hecho un resumen estadístico de sus valores durante el período de estudio (julio 2005 - julio 2011). No ha sido posible realizar un análisis climatológico porque, aunque la disponibilidad de datos es extensa y permite estudiar la existencia de patrones de evolución y fluctuaciones en las medidas, no es suficientemente amplia para obtener una climatología de los aerosoles.

Como ya se ha comentado, la estación de Cáceres tiene un gran interés por su emplazamiento estratégico, a medio camino entre las estaciones de Huelva y Palencia en dirección Norte-Sur, y en la dirección oeste-este con las estaciones de Cabo da Roca y Évora. De manera que, el estudio de los aerosoles sobre Cáceres contribuye al conocimiento de los aerosoles en el interior de la Península Ibérica y complementa otros estudios realizados en las estaciones de El Arenosillo (Huelva, España) (Cachorro et al., 2005; Toledano et al., 2007b; Prats et al., 2008), Palencia (España) (Cachorro et al., 2000), Granada (España) (Lyamani et al., 2006a,b, 2010), Burjassot (España) (Estellés et al., 2007a) y Évora (Portugal) (Silva et al., 2003a; Elias et al., 2006; Pereira et al., 2008; Santos et al., 2008).

En este estudio, los parámetros primarios de los aerosoles analizados para caracterizar los aerosoles existentes sobre Cáceres son el espesor óptico de aerosoles y el parámetro α de Ångström. Estos parámetros son muy informativos y muy utilizados en los estudios de aerosoles. Los datos de τ utilizados en este análisis pertenecen a la base de datos 1.6* AODEC, mientras que los de α se han calculado a partir de los datos de τ 1.6*AODEC mediante un ajuste lineal entre los canales 440, 500, 675 y 870 nm.

El número total de datos disponibles en esta base de datos es de 41047, y está dividido en 12 bloques, correspondientes a cada uno de los meses del año (Figura 5.1). Los meses de verano, que son junio, julio y agosto, engloban el mayor número de datos (17641). Esto es debido a que durante estos meses el número de días sin nubosidad es mayor, permitiendo que un elevado número de casos alcancen el grado 1.6* AODEC. Mientras que los meses con menor número de datos, 5244, son los correspondientes al invierno, que son diciembre, enero y febrero. Durante estos meses la nubosidad es más frecuente e impide

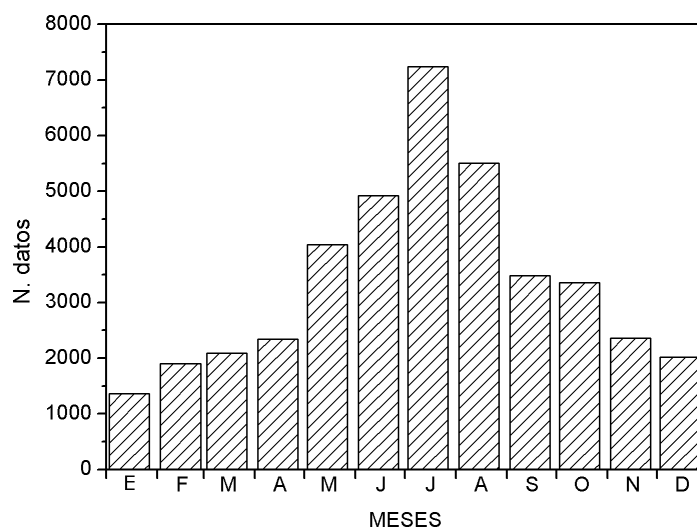


Figura 5.1: Número de datos (nivel 1.6*AODEC) correspondiente a cada mes del año.

que muchos datos alcancen este grado de calidad. En el resto de estaciones, primavera (marzo, abril y mayo) y otoño (septiembre, octubre y noviembre), el número de datos es igual a 8999 y 9163, respectivamente.

Además de estos parámetros primarios, también se han analizado otros parámetros derivados para la caracterización de los aerosoles sobre Cáceres, como son el parámetro de asimetría, g , el albedo por dispersión simple, ω , la distribución de tamaños de partículas en volumen, $dV/d\log(r)$, o la concentración de tamaños en volumen, $VolCon$. Los datos de estos parámetros pertenecen al grado de calidad 2.0 de AERONET, excepto para ω , para el cual se ha utilizado el grado 1.5 de AERONET y el grado 1.5 con modificaciones. En el análisis de este parámetro no se ha utilizado el grado 2.0 porque son muy pocos los casos que cumplen los criterios requeridos para alcanzar este grado de calidad dentro de un determinado error. Estos criterios son descritos por Dubovik et al. (2000), y son los siguientes:

- El ángulo cenital tiene que ser mayor de 50° para abarcar elevados ángulos de dispersión, con información necesaria.
- El número de medidas en determinados rangos de ángulos de dispersión

tienen que cumplir unos valores mínimos:

- $3.2^\circ < \text{ángulo} < 6^\circ$: mínimo 2 medidas
 - $6^\circ < \text{ángulo} < 30^\circ$: mínimo 5 medidas
 - $30^\circ < \text{ángulo} < 80^\circ$: mínimo 4 medidas
 - $80^\circ > \text{ángulo}$: mínimo 3 medidas
- Los errores residuales deben tener ciertos valores en función de los valores de τ_{440} . Así por ejemplo:
 - Si $0 < \tau_{440} < 0.2$, el error residual debe ser menor de 5 %.
 - Si $0.2 < \tau_{440} < 1.5$, el error residual debe ser menor que el valor de Y , que se obtiene de la expresión 5.1:

$$Y = -1.09 \times X^2 + 4.07 \times X + 4.66 \quad (5.1)$$

donde X es τ_{440} e Y es el residual.

- $\tau_{440} > 1.5$, el error residual debe ser menor de 8 %.
- El valor de τ_{440} debe ser mayor de 0.4. Se considera esta restricción porque en situaciones de baja turbiedad la contribución a la dispersión por parte de las partículas de aerosol es comparable o incluso menor que la contribución por moléculas.

Aplicando estos criterios a los datos de ω del grado 1.5 de AERONET, muy pocos alcanzan el grado 2.0 (aproximadamente 30). Por ello, se ha decidido modificar el último de ellos, el valor mínimo de τ_{440} , ya que en Cáceres es poco frecuente que se obtengan valores de τ mayores de 0.4. Se han aplicado diferentes valores de τ_{440} y finalmente se ha optado por el valor de 0.25. Todo ello con el objetivo de disponer de un número más amplio de datos de ω que permita analizar dicho parámetro. Este valor de τ permite que, al menos 363 datos de ω del grado 1.5 alcancen un grado de calidad superior, grado 1.5 modificado.

5.1.1. Espesor óptico de aerosoles, τ

El primer paso en el análisis de τ sobre la estación de Cáceres ha sido el cálculo de parámetros estadísticos representativos de todo el período de estudio. Los valores de estos parámetros se muestran en la Figura 5.2 y en la Tabla 5.1. La Figura 5.2 muestra un diagrama de cajas que resume los parámetros estadísticos de τ para cada longitud de onda. Así por ejemplo, la

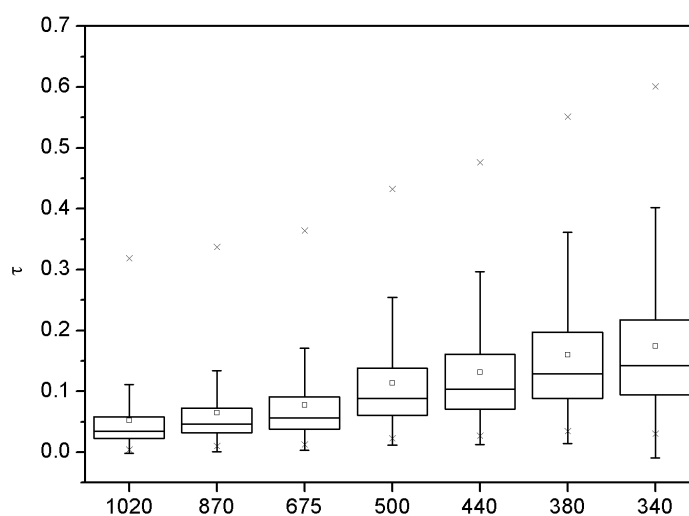


Figura 5.2: Diagrama de cajas mostrando los valores estadísticos de τ en los canales de 1020, 870, 675, 500, 440, 380 y 340 nm.

media se representa con un cuadrado vacío, la línea divisoria de la caja es la mediana, y la parte inferior y superior de la caja representan los percentiles de 25 y 75 %, respectivamente. Las líneas verticales, también denominadas “bigotes”, se extienden desde la mitad de la parte superior o inferior de la caja hasta el mayor o menor dato que se encuentra dentro de un paso. Siendo un paso 1.5 veces el rango intercuartílico (percentil 75 % - percentil 25 %). Y las aspas representan los percentiles de 1 y 99 %. La Tabla 5.1 también muestra los valores de algunos de estos parámetros estadísticos, además de la desviación estándar y los percentiles 5 y 95 %.

Analizando la Figura 5.2 se observa que los valores de τ incrementan a medida que la longitud de onda disminuye, como era de esperar según la ley de Ångström. A partir del análisis de esta figura y de la Tabla 5.1 también se extrae que la mayoría de los datos de τ sobre Cáceres se encuentran en el rango de valores entre 0 y 0.15. Estos valores se han comparado con los valores obtenidos y publicados en otras estaciones de la Península Ibérica.

Tabla 5.1: Valores de la media, desviación estándar (STD), y los percentiles de 5, 25, 50, 75 y 95 % para τ y α durante todo el período de estudio en Cáceres.

λ (nm)	Media	STD	Percentil 5 %	Percentil 25 %	Percentil 50 %	Percentil 75 %	Percentil 95 %
τ 1020	0.050	0.057	0.010	0.021	0.034	0.057	0.144
τ 870	0.065	0.060	0.020	0.033	0.048	0.075	0.168
τ 675	0.077	0.067	0.022	0.038	0.057	0.092	0.201
τ 500	0.114	0.082	0.037	0.062	0.090	0.140	0.272
τ 440	0.131	0.091	0.042	0.071	0.104	0.161	0.308
τ 380	0.159	0.106	0.053	0.088	0.129	0.197	0.368
τ 340	0.174	0.117	0.051	0.094	0.142	0.217	0.403
α	1.134	0.380	0.407	0.897	1.178	1.419	1.676

Así por ejemplo, los valores promedios de τ en Cáceres oscilan entre 0.05 y 0.13 para las longitudes de onda entre 1020 y 440 nm. Estos valores son más pequeños que los obtenidos en las estaciones costeras de El Arenosillo (Huelva), 0.09 y 0.18 (Toledano, 2005), y Cabo da Roca, 0.08 y 0.16 (Obregón et al., 2012), en las mismas longitudes de onda. Considerando el canal de 500 nm, el valor promedio en la estación de Cáceres es igual a 0.11. Este valor también es inferior al obtenido en la estación de Burjassot (Valencia), que es igual a 0.19 (Estellés et al., 2007b), y al obtenido en Palencia, 0.21 (Cachorro et al., 2000). Incluso, existen diferencias con los valores obtenidos en Évora, estación muy próxima a Cáceres. Los valores de τ en Cáceres son inferiores a los obtenidos en Évora (τ 1020 = 0.06, τ 440 = 0.15) (Obregón et al., 2012). Por lo tanto, se puede decir que la estación de Cáceres se encuentra en una zona con poca turbiedad.

Esta elevada frecuencia de valores de τ entre 0 y 0.15 también se observa en la Figura 5.3, en la cual se muestra la frecuencia relativa de los valores de τ 500 para cada estación del año y durante todo el período de estudio. Se ha seleccionado el canal de 500 nm porque es una longitud de onda intermedia entre todas las que mide el CIMEL (340-1020 nm). Se mantendrá este criterio salvo que sea necesario utilizar otro canal para algún fin específico.

De la figura 5.3 también se extrae que los valores más pequeños de τ , entre 0 y 0.02, son más frecuentes en las estaciones de otoño e invierno, mientras que valores más elevados de τ , entre 0.1 y 0.2, son más frecuentes en primavera y verano. Estos valores sugieren que puede existir algún patrón de evolución en los valores de τ a lo largo del año. Con el objetivo de comprobar la existencia

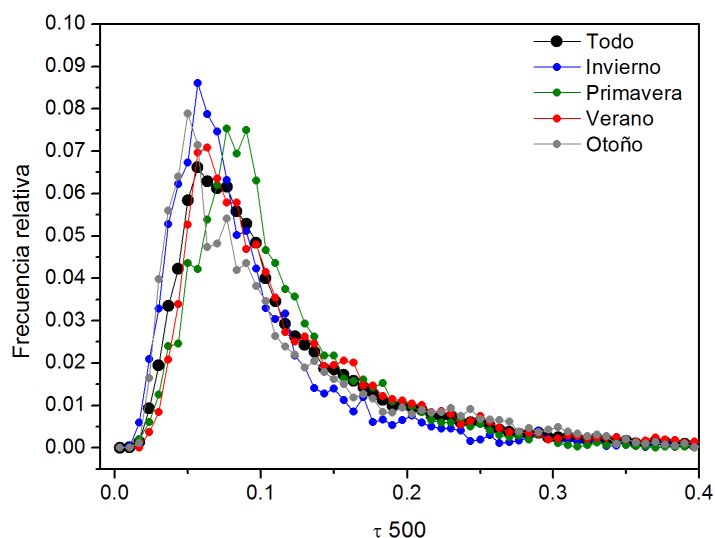


Figura 5.3: Frecuencia de valores de τ_{500} correspondientes a todo el período de estudio y cada estación del año.

de algún patrón temporal en los valores de τ , se ha analizado la evolución temporal de los valores de τ_{500} durante todo el período, mostrada en la Figura 4.2 del capítulo anterior. A partir del análisis de esta figura no se observa ningún patrón claro de evolución, por lo que se ha decidido hacer un suavizado de las medidas obteniéndose la Figura 5.4. Este suavizado ha consistido en el cálculo de valores promedios entre los datos adyacentes, utilizando una ventana de 1000 datos (línea gris de la Figura 5.4). Analizando esta figura se observa que a principios de la segunda mitad del año los valores de τ son más elevados que en otras épocas del año. Este comportamiento estacional también se observa en la Figura 5.5, en la cual se ha representado el “año tipo” a partir de los valores promedios mensuales de τ . Los valores promedios más elevados se obtienen en abril, agosto y septiembre, y los más pequeños en el resto de meses de otoño y en los de invierno. Aunque hay que destacar que existe una gran variabilidad dentro de cada mes, sobretodo en los meses de abril, agosto y septiembre, representada por las barras verticales que indican los valores de desviación estándar, motivo por el cual no se observaba un patrón claro de evolución en la Figura 4.2.

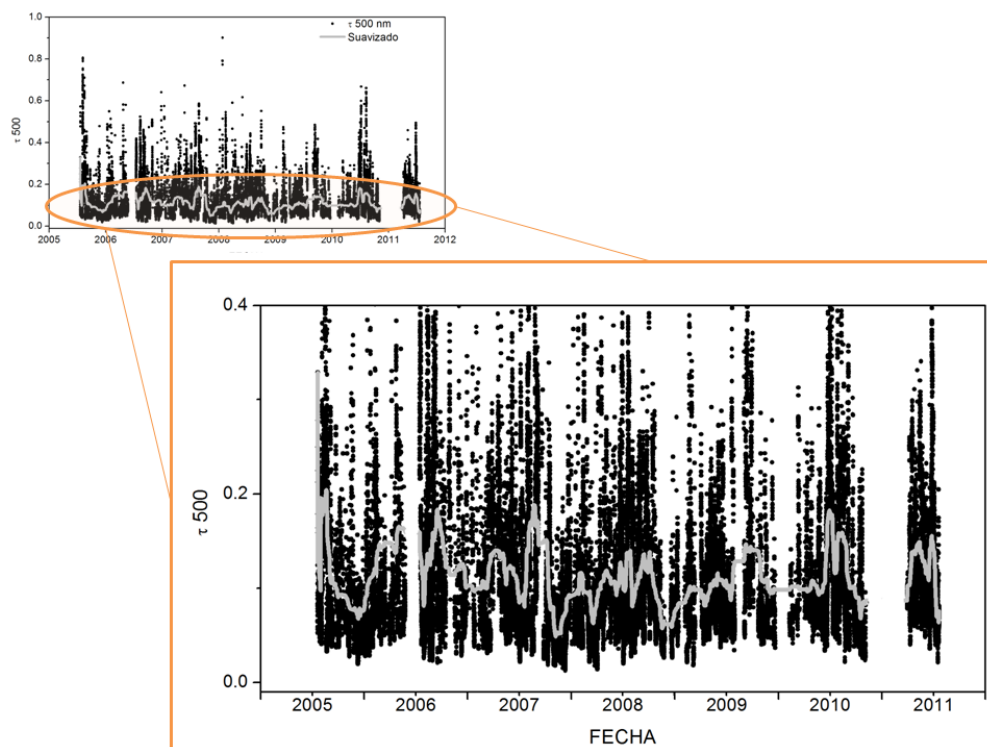


Figura 5.4: Evolución temporal de los valores de τ 500 durante el período de estudio. La línea gris indica el suavizado de los datos.

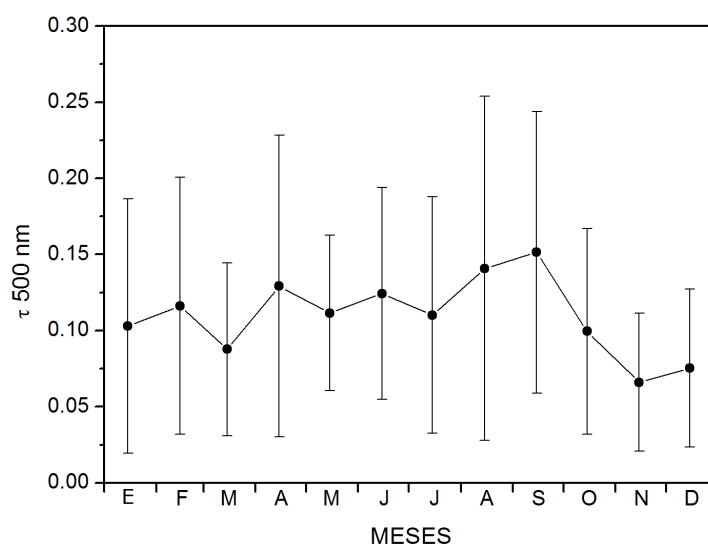


Figura 5.5: Valores promedio mensuales de τ 500 y su desviación estándar.

El hecho de que los meses de agosto y septiembre presenten los mayores valores promedio de τ es indicativo de que existe una mayor turbiedad de la atmósfera en esa época del año. Estos elevados valores de τ están relacionados con la presencia de una mayor concentración de aerosoles en la atmósfera debido a diferentes motivos. Uno de ellos es la mayor frecuencia de masas de aire procedentes del Desierto del Sáhara durante el verano, debido a que durante estos meses las condiciones sinópticas favorecen la llegada de masas de aire continentales tropicales del norte de África (Rodríguez et al., 2001; Querol et al., 2002; Escudero et al., 2005). Otro motivo es la poca compactación del suelo durante estos meses, debido a la escasa precipitación que se produce. De manera que, el suelo se convierte en una fuente de partículas al realizar sobre él cualquier actividad, como por ejemplo circular con vehículos por caminos o realizar trabajos agrícolas. Asimismo, hay que considerar la gran cantidad de partículas que se generan en los incendios forestales, los cuales son más frecuentes en esta época del año porque se producen las condiciones favorables para ello. Estas condiciones son la escasa humedad, lo cual favorece que la vegetación esté seca y pueda arder con mayor facilidad, y la presencia de una fuente de calor, como por ejemplo las elevadas temperaturas que se alcanzan en verano en la Península Ibérica. La escasa precipitación también impide la eliminación de aerosoles por deposición húmeda.

Las razones por las que se obtienen elevados valores de τ durante el mes de abril no están tan claras. Una de ellas podría ser la polinización de las plantas, la cual consiste en la producción de granos de polen con el objetivo de que la planta se reproduzca. Estos granos de polen pueden ser transportados por el aire contribuyendo al incremento en el espesor óptico de aerosoles. Otra de las razones podría ser la llegada de masas de aire sahariano procedentes del norte de África. Estas masas de aire sahariano llegan a una zona continental, todavía fría, produciendo la formación de nieblas y el aporte adicional de partículas y polvo a la atmósfera (Estellés, 2006).

5.1.2. Parámetro α de Ångström, α

La relación entre el espesor óptico de aerosoles y la longitud de onda se describe a través del parámetro α de Ångström (Ångström, 1964). Este parámetro se calcula a partir de los datos de τ correspondientes a las diferentes longitudes de onda, y aplicando la ley de Ångström (definida en la ecuación 2.3). Aplicando logaritmos a esta ley se obtiene la siguiente expresión:

$$\ln \tau = \ln \beta - \alpha \ln \lambda. \quad (5.2)$$

El método empleado en este estudio para su estimación (explicado en el capítulo 2) consiste en realizar un ajuste lineal entre los logaritmos de las longitudes de onda del visible (440, 500 y 675) y del infrarrojo cercano (870) y los logaritmos de los valores de τ correspondientes a esas longitudes de onda. La recta así obtenida tiene pendiente negativa y corresponde con el valor del parámetro ($-\alpha$). Este parámetro puede tomar valores entre 0 y 4, y está relacionado con el tamaño de los aerosoles. Valores pequeños de α corresponden con partículas grandes, y viceversa.

Una vez calculados los valores de α para todo el período de estudio, se obtiene que el rango de valores más frecuente oscila entre 0.897 y 1.419, siendo el valor promedio 1.134 y el de la mediana 1.178 (ver Tabla 5.1). Estos valores son característicos de zonas continentales y son parecidos a los obtenidos en Évora ($\alpha = 1.14$) (Obregón et al., 2012) y en otras estaciones de la Península Ibérica (ver Cachorro et al. (2000)). Sin embargo, el valor promedio obtenido en Cáceres es superior al obtenido en las estaciones costeras cercanas, como por ejemplo El Arenosillo ($\alpha = 1.05$) (Toledano et al., 2007a), Cádiz ($\alpha = 0.93$) (Vergaz et al., 2005) o Cabo da Roca ($\alpha = 1.00$) (Obregón et al., 2012), lo cual es debido a que la influencia de grandes aerosoles marítimos es mayor en estas estaciones costeras.

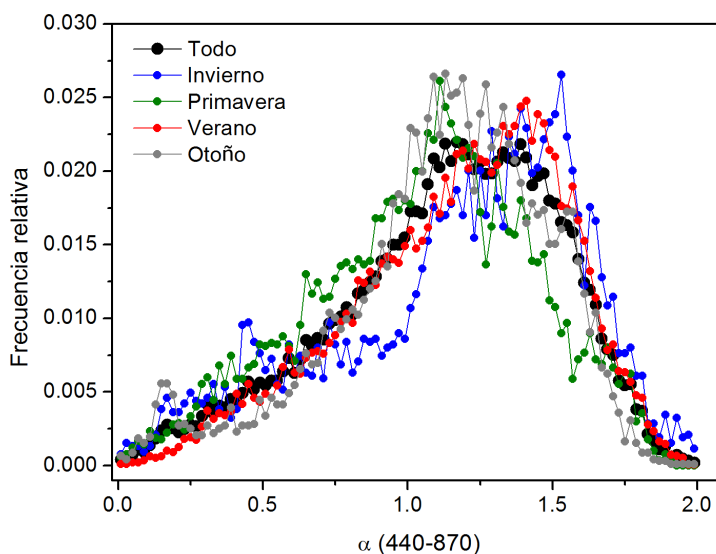


Figura 5.6: Frecuencia de valores del parámetro α de Ångström correspondientes a todo el período de estudio y cada estación del año.

El rango de valores de α más frecuente también se observa en la Figura 5.6, en la cual se muestra la frecuencia relativa de los valores de α para cada estación del año. De esta figura también se extrae que los valores más elevados de α son más frecuentes durante el invierno, mientras que los valores más pequeños, inferiores a 1, son más frecuentes en el resto de estaciones del año. Estos valores sugieren que puede existir algún comportamiento estacional y para comprobarlo se ha representado en la Figura 5.7 su evolución temporal a lo largo de todo el período de estudio, además de un suavizado similar al que se ha hecho con los valores de τ , obteniendo la línea gris de la figura. Analizando esta figura se observa que los valores más elevados de α suelen darse producirse en los meses de diciembre, enero y febrero, así como en los meses de junio correspondientes a los años 2006, 2008 y 2010, pero no existe una periodicidad clara. Este comportamiento también se observa en la Figura 5.8, en la cual se representa el “año tipo” con los valores promedios mensuales y desviación estándar de este parámetro, y de la cual se extrae que los valores promedios más elevados se obtienen durante los meses de diciembre, enero, febrero y junio, mientras que en el resto de meses los valores son más pequeños, aunque en todos ellos existe gran variabilidad.

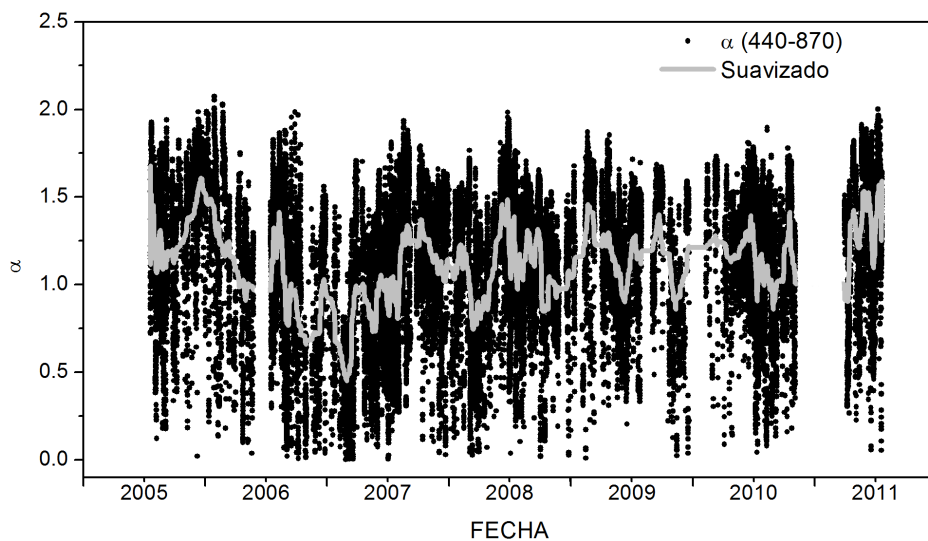


Figura 5.7: Evolución temporal de los valores del parámetro α de Ångström durante el período de estudio. La línea gris indica un suavizado de los datos.

Una vez analizados estos dos parámetros, τ y α , se pueden representar gráficamente obteniendo diagramas de dispersión τ - α , como el mostrado en la Figura 5.9. Este tipo de gráficos permiten tener una visión general del comportamiento de ambos parámetros durante el período de estudio. Además, la información aportada conjuntamente por τ y α ha sido utilizada por diversos autores (Hess et al., 1998; Eck et al., 1999; Holben et al., 2001; Elias et al., 2006; Otero et al., 2006; Kaskaoutis et al., 2007; Toledano et al., 2007a) para clasificar los episodios de aerosoles. Estos diagramas serán utilizados en el próximo capítulo para identificar los tipos de aerosoles existentes sobre la estación de Cáceres.

5.1.3. Albedo por dispersión simple, ω

El siguiente parámetro que se ha analizado es el albedo por dispersión simple, ω . Es un parámetro derivado que aporta información de las propiedades absorbentes de los aerosoles ante la radiación incidente. Para el análisis de este parámetro se han utilizado los valores del grado 1.5 de AERONET y del grado 1.5 modificado ($\tau_{440} > 0.25$). El hecho de que el número de casos en el grado 2.0 se tan pequeño conlleva a utilizar el grado 1.5 y 1.5 modificado, aunque

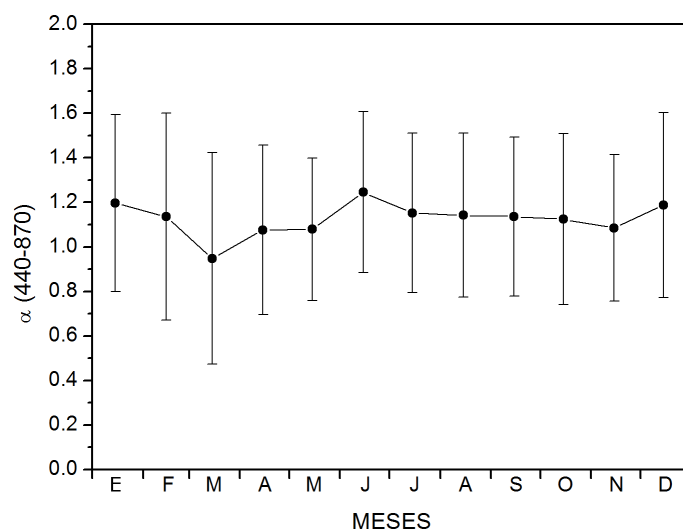


Figura 5.8: Valores promedios mensuales del parámetro α de Ångström y su desviación estándar.

esto implique un error mayor.

Utilizando el grado 1.5, los valores promedios de ω obtenidos para cada longitud de onda son los siguientes: ω 440 = 0.867 (STD: 0.097), ω 675 = 0.842 (STD: 0.108), ω 870 = 0.827 (STD: 0.120) y ω 1020 = 0.819 (STD: 0.126). Estos valores son similares a los obtenidos en otras zonas continentales. Por ejemplo, Horvath et al. (2002) presentan una amplia comparativa de valores de ω en diferentes países europeos, obteniéndose valores que oscilan entre 0.84 y 0.92 en el canal de 440 nm. Los aerosoles continentales, con una mayor influencia de aerosol urbano e industrial, son más absorbentes que los existentes en zonas marítimas. Este hecho se corrobora comparando los valores promedios obtenidos en Cáceres con los obtenidos en zonas costeras, como por ejemplo Burjassot (ω 675 = 0.90) (Estellés et al., 2007a) y Sagres (ω 900 = 0.90-0.98) (Silva et al., 2002), en los cuales se obtienen valores superiores a los obtenidos en Cáceres.

La frecuencia relativa de los valores de ω para cada longitud de onda se muestra en la Figura 5.10. En esta figura se observa que la mayor parte de los valores de ω se encuentran en el rango entre 0.8 y 1, y que existe una mayor frecuencia de valores elevados en el canal de 440 nm, la cual va descendiendo

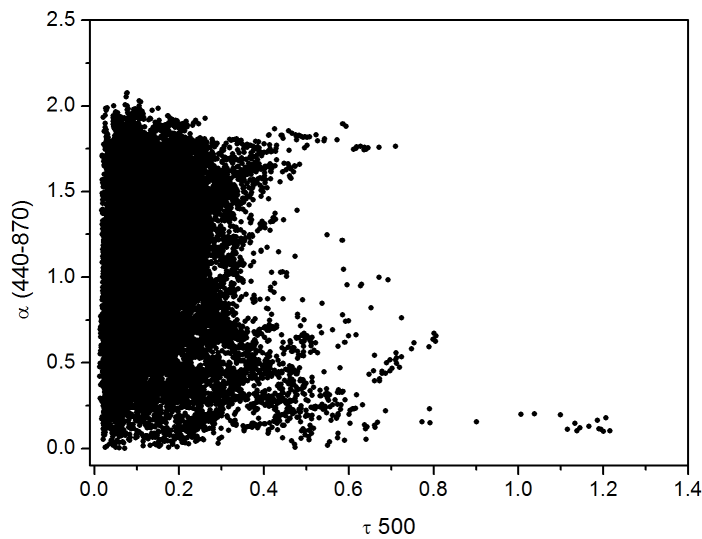


Figura 5.9: Diagrama de dispersión τ_{500} - α correspondiente a la estación de Cáceres y obtenido a partir de los datos del grado 1.6* AODEC.

a medida que la longitud de onda aumenta. Esta dependencia espectral se observa con más detalle en la Figura 5.11, en la cual se muestran los valores promedios mensuales de ω para todo el período de estudio y para cada longitud de onda. En esta figura se observa que la dependencia espectral es menor durante los meses de primavera y verano que durante los meses de invierno. Esta pérdida de dependencia espectral durante los meses de primavera y verano puede ser debida a la llegada de aerosol desértico, que reduce la variación espectral de ω (Dey et al., 2004).

Centrándose en los valores de ω sin tener en cuenta su dependencia espectral, se observa que los mayores valores promedios mensuales se obtienen en los meses de abril, mayo y junio. Durante estos meses hay un incremento en los valores de ω similar al que se observa en τ (con los máximos valores promedios en abril y los meses de verano). Este incremento en los valores de ω coincide con el incremento en los valores de τ , el cual puede ser debido a la presencia de aerosol desértico.

Estos resultados difieren de los obtenidos con el grado 1.5 modificado. Este último grado de calidad está compuesto por casos en los que τ_{440} es mayor de 0.25, casos que normalmente están relacionados con episodios de

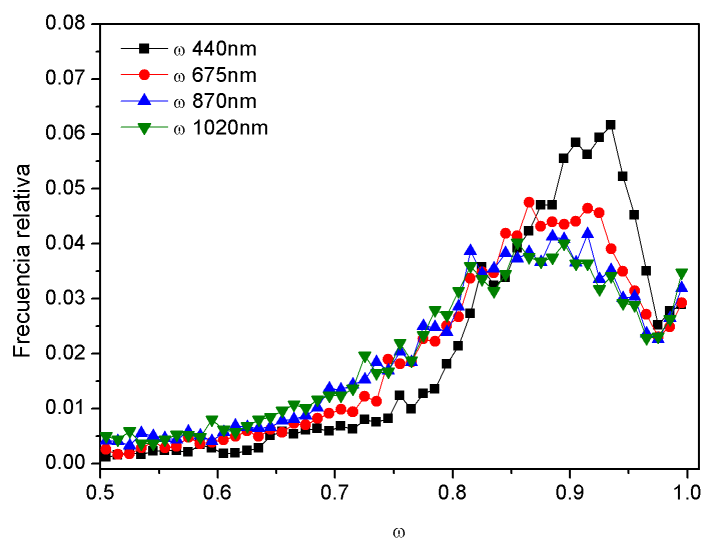


Figura 5.10: Frecuencia relativa de los valores de ω (grado 1.5) para cada longitud de onda.

aerosol desértico o procedentes de la quema de biomasa. De hecho los valores promedios de este parámetro en cada longitud de onda son los siguientes: ω 440 = 0.920 (STD: 0.040), ω 675 = 0.915 (STD: 0.059), ω 870 = 0.906 (STD: 0.073) y ω 1020 = 0.903 (STD: 0.080). Estos valores son superiores a los obtenidos con el grado 1.5, indicando que corresponden con episodios de aerosoles poco absorbentes, como pueden ser los desérticos (Eck et al., 2005). La frecuencia relativa de los valores de ω del grado 1.5 modificado para cada longitud de onda se muestra en la Figura 5.12. En esta figura se observa que la mayor parte de los valores de ω se encuentran en el rango entre 0.87 y 1, mientras que con el grado 1.5 la mayoría de los valores están en el rango entre 0.80 y 1. También se ha representado la dependencia espectral de los valores promedios de ω obtenidos con los grados 1.5 y 1.5 modificado (Figura 5.13). Como se puede observar en esta figura, la dependencia espectral obtenida con el grado 1.5 modificado es menor que la obtenida con el grado 1.5. Esto es debido a que el grado 1.5 modificado engloba principalmente episodios de aerosol desértico, y una característica de este tipo de aerosol es esa pequeña dependencia espectral (Dey et al., 2004). Por ello, dependiendo de la base de datos utilizada, los resultados pueden ser diferentes, ya que cada una de ellas engloba diferentes episodios de aerosoles.

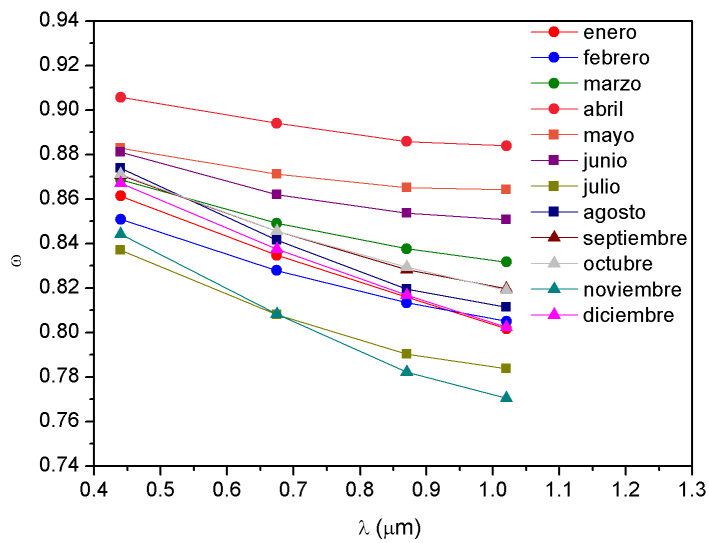


Figura 5.11: Dependencia espectral de los valores promedios mensuales de ω para cada longitud de onda.

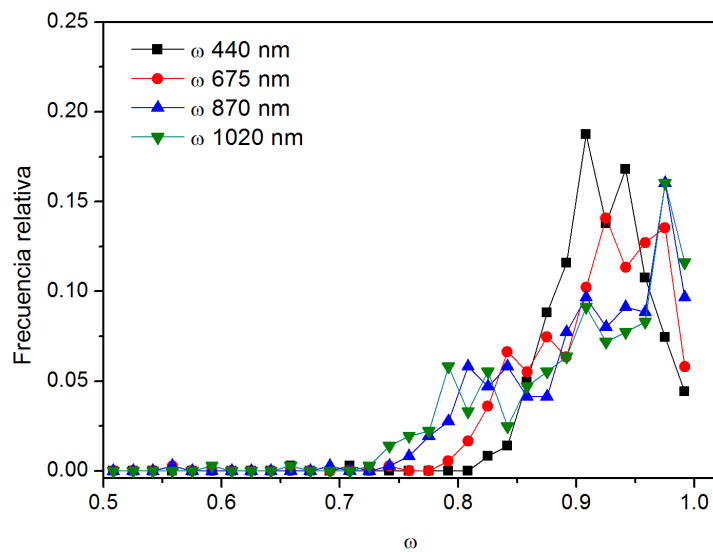


Figura 5.12: Frecuencia relativa de los valores de ω (grado 1.5 modificado) para cada longitud de onda.

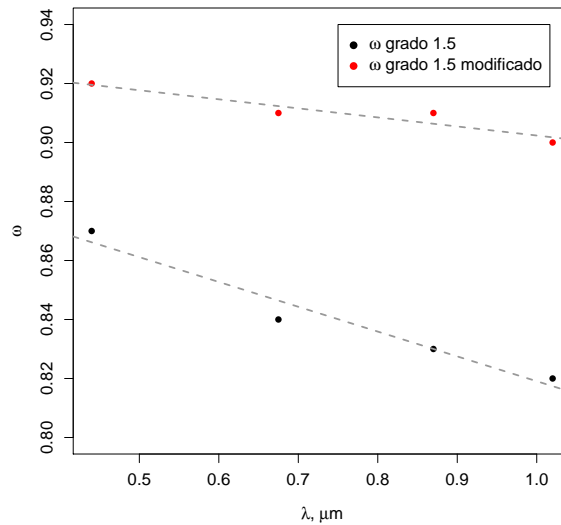


Figura 5.13: Dependencia espectral de los valores promedios de ω para cada base de datos (grado 1.5 y grado 1.5 modificado).

5.1.4. Parámetro de asimetría, g

Este parámetro ofrece una medida simple de la direccionalidad de la dispersión y es indicativo de la proporción de radiación dispersada hacia adelante, estando por tanto relacionado con el tamaño de las partículas. Según Horvath (1998), el valor de este parámetro aumenta cuando también lo hace el tamaño de la partículas. Por ello, además de analizar los valores de este parámetro y su dependencia espectral, también se ha analizado su relación con el parámetro α de Ångström. Los datos de este parámetro corresponden al grado 2.0 de AERONET.

Primeramente se han analizado los valores promedios para cada longitud de onda: $g_{440} = 0.694$ (STD: 0.031), $g_{675} = 0.653$ (STD: 0.041), $g_{870} = 0.641$ (STD: 0.047) y $g_{1020} = 0.646$ (STD: 0.051). Los valores promedios de g disminuyen con el incremento de la longitud de onda. Esta dependencia espectral también se observa en la Figura 5.14, en la cual se muestra la frecuencia relativa de g para cada longitud de onda. De esta figura se extrae que los valores más elevados son más frecuentes en la longitud de onda de 440 nm, mientras que los valores más pequeños son más frecuentes en longitudes de onda mayores. De hecho, en el canal de 1020 nm es en el que se obtiene

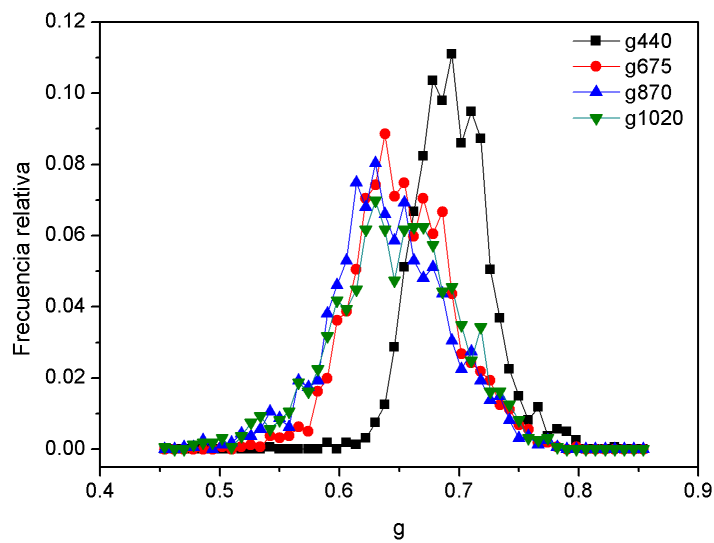


Figura 5.14: Frecuencia relativa de los valores del parámetro de asimetría, g , para cada longitud de onda.

una mayor frecuencia de valores inferiores a 0.6. Esta dependencia espectral también se observa al representar los valores promedios mensuales en la Figura 5.15, de la cual también se extrae que existen diferencias entre los valores mensuales. Así por ejemplo, los valores más pequeños de g se obtienen en los meses de enero y diciembre. Estos pequeños valores de g durante el invierno son indicativos de la presencia de partículas pequeñas que dominan las masas de aire limpias y dispersan la radiación de forma más homogénea. De hecho, es en esos meses en los que se obtienen los mayores valores de α . Durante el resto de los meses no existe una tendencia clara, lo cual es indicativo de que el tamaño de los aerosoles es muy variable y parecido en todos ellos. La dependencia entre los valores de g y el tamaño de los aerosoles también se muestra en la Figura 5.16, en la cual se observa que los valores de g aumentan cuando lo hace el tamaño de las partículas, es decir, cuando α es menor.

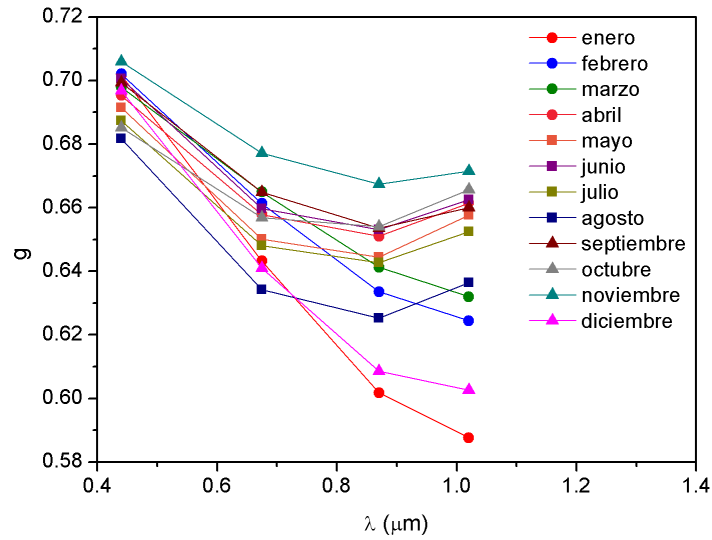


Figura 5.15: Dependencia espectral de los valores promedio mensuales de g para cada longitud de onda.

5.1.5. Distribución de tamaños de partículas en volumen, $dV/d\log(r)$, y concentración de tamaños en volumen, $VolCon$

El tamaño de los aerosoles también se puede caracterizar mediante su distribución de tamaños en volumen. Para el análisis de este parámetro se ha utilizado la distribución de tamaños en volumen proporcionada por AERONET, que oscila entre 0.05 y $15 \mu\text{m}$. La Figura 5.17 muestra dicha distribución de tamaños en volumen para todo el período de estudio, así como para cada mes de manera independiente. En esta figura se observa que existen dos modos bien diferenciados, uno de ellos correspondiente a las partículas finas (partículas con tamaño cercano a $0.1 \mu\text{m}$), y otro a las partículas gruesas (tamaños alrededor de $5 \mu\text{m}$). Cada uno de estos modos es más abundante en unos meses que otros, dependiendo de la cantidad de partículas de cada tamaño que haya cada mes. Aunque hay que destacar que existe una mayor variabilidad en los valores del modo grueso que en los del modo fino. Analizando cada mes de manera independiente se observa que la distribución más elevada en los dos modos, se obtiene durante los meses de julio, agosto y septiembre. Mientras que en los meses de diciembre, enero, febrero y marzo el modo fino predomina frente al grueso. Estos valores están muy relacionados con los valores de τ y

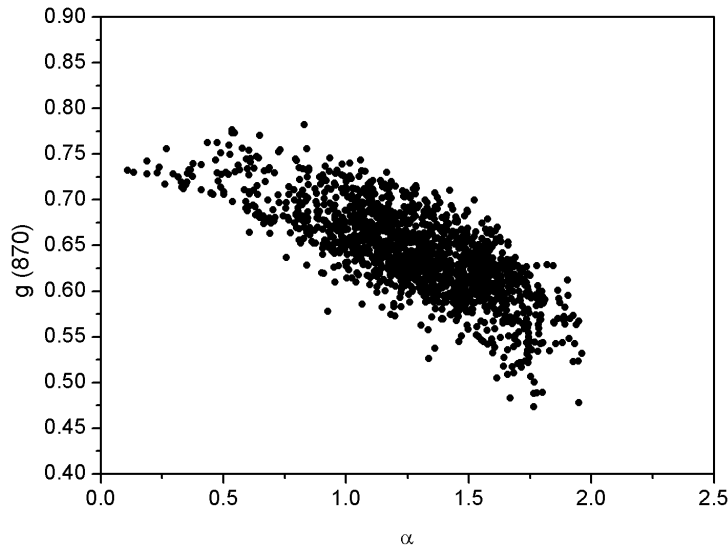


Figura 5.16: Diagrama de dispersión de g 870 y $\alpha(440-870)$.

de α analizados anteriormente. De hecho, los meses con mayor volumen de aerosol grueso coinciden con los meses con mayor valor promedio de τ y más pequeño de α , es decir, con los meses con mayor probabilidad de que existan episodios de aerosol desértico sobre la estación de Cáceres. Sin embargo, durante los meses de invierno, hay un mayor volumen de partículas en el modo fino. Esto puede ser debido, entre otros motivos, a que durante esta época del año la influencia de la deposición húmeda es mayor, impidiendo que partículas de gran tamaño se mantengan en suspensión.

También se han tenido en cuenta las concentraciones en volumen del total de las partículas, así como de las partículas finas y gruesas de manera independiente, denominadas: $VolCon-T$, $VolCon-F$ y $VolCon-C$, respectivamente. Sus valores promedios son: 0.038 ($VolCon - T$), 0.024 ($VolCon - C$) y 0.014 ($VolCon - F$) $\mu m^3 \mu m^{-2}$. Estos valores son parecidos a los obtenidos en la estación continental de Évora ($VolCon - C = 0.034$; $VolCon - F = 0.017$) (Obregón et al., 2012), pero más pequeños que los obtenidos en las estaciones costeras de El Arenosillo ($VolCon - C = 0.060$; $VolCon - F = 0.020$) (Prats et al., 2011) y Cabo da Roca ($VolCon - C = 0.047$; $VolCon - F = 0.021$) (Obregón et al., 2012), sobretodo en el modo grueso, ya que en estas dos estaciones predomina el aerosol marítimo, que es de gran tamaño.

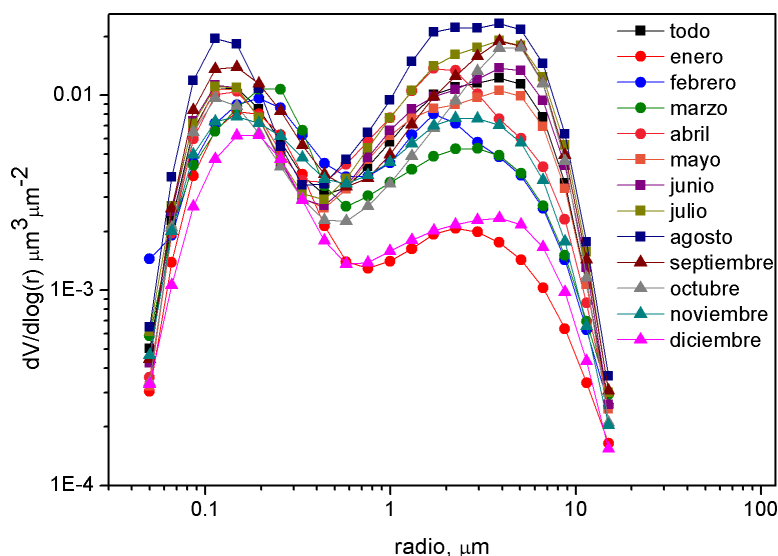


Figura 5.17: Distribución promedio del tamaño de partículas en volumen para todo el período de estudio y para cada mes del año.

Los valores promedio mensuales de la concentración en volumen de los tres modos (total, grueso y fino) se muestran en la Figura 5.18. De esta figura se extrae que $VolCon - T$ y $VolCon - C$ describen un patrón interanual similar al del espesor óptico, con máximos en los meses de finales de verano y septiembre. Mientras que los valores de $VolCon - F$ no experimentan muchas variaciones a lo largo del año y los valores son muy pequeños. Esta relación también se observa en la Figura 5.19, en la que se han relacionado los valores de τ_{500} con las concentraciones en volumen de los modos grueso, fino y total. En esta figura se observa que existe mayor paralelismo en el comportamiento, es decir, mayor pendiente de la recta de ajuste, entre τ y $VolCon - T$ o $VolCon - C$, que entre τ y $VolCon - F$. Esta relación puede ser debida a que el incremento de τ está influenciada principalmente por la presencia de partículas gruesas. De hecho, si se analiza la frecuencia relativa de los valores de $VolCon$ (total, grueso y fino) mostrada en la Figura 5.20, se observa que al modo fino corresponden las mayores frecuencias de los valores más pequeños, duplicando la frecuencia de los otros dos modos en estos pequeños valores.

Una vez analizados todos estos parámetros se puede concluir diciendo que la estación de Cáceres se encuentra en una región con poca turbiedad, la ma-

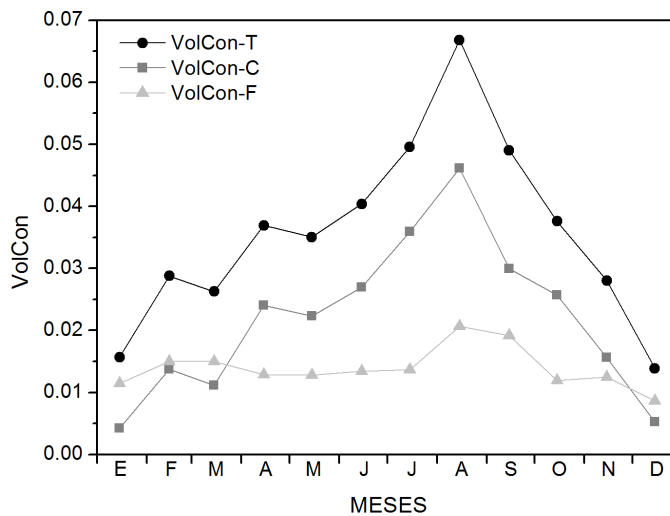


Figura 5.18: Valores promedio mensuales de la concentración de tamaños en volumen (total, gruesa y fina).

yoría de los datos de τ tienen valores entre 0 y 0.15. Hay que destacar que existe una mayor frecuencia de valores elevados durante agosto y septiembre, modulada por la llegada de masas de aire del norte de África cargadas con aerosol desértico, aunque existe gran variabilidad dentro de cada mes. Los valores de α también muestran gran variabilidad, aunque la mayoría se encuentran en el rango entre 0.897 y 1.419, lo cual es una característica de zonas continentales. Los valores más elevados de este parámetro son más frecuentes durante el invierno, mientras que los valores más pequeños, inferiores a 1, son más frecuentes en el resto de estaciones del año. El parámetro de asimetría y la distribución y concentración de tamaños en volumen corroboran los resultados obtenidos para α . Del análisis de ω se extrae que la mayoría de sus valores se encuentran en el rango entre 0.8 y 1, los cuales son típicos de zonas continentales.

Por lo tanto, podemos decir que los valores de los parámetros que describen los aerosoles sobre Cáceres son característicos de zonas continentales. Sin embargo, existen épocas en las que la frecuencia de valores atípicos se incrementa debido, entre otros motivos, a la llegada de masas de aire saharianas cargadas con aerosol desértico.

Con el objetivo de comprobar si dicha continentalidad de los aerosoles decrece a medida que la estación está más próxima a la costa, como se ha extraído de la comparativa realizada en la primera parte de este capítulo entre los valores de Cáceres y otros existentes en la bibliografía, a continuación se van a comparar los valores de los parámetros de los aerosoles sobre Cáceres con los de otras cuatro estaciones de la Península Ibérica, todas ellas con influencia atlántica.

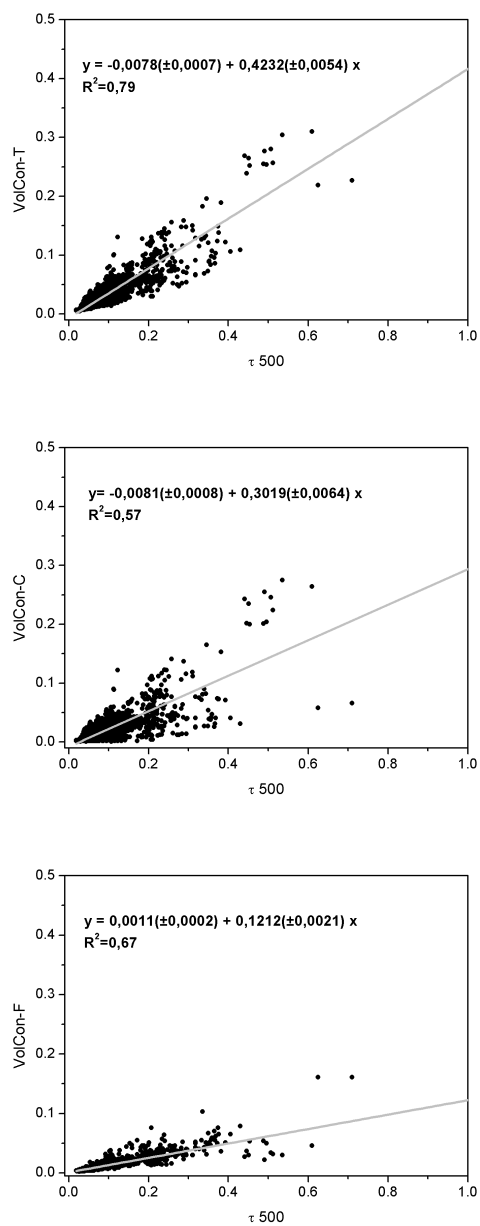


Figura 5.19: Correlación entre τ_{500} y la concentración de tamaños en volumen (total, gruesa y fina).

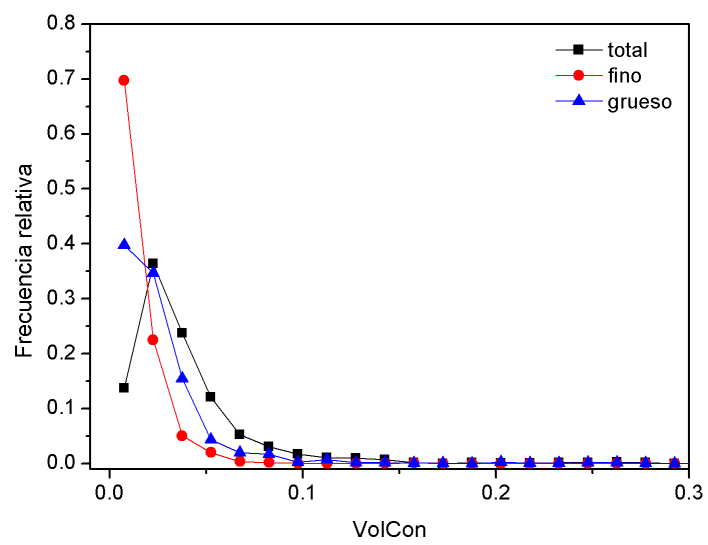


Figura 5.20: Frecuencia relativa de los valores de *VolCon* para partículas finas y gruesas, así como para el total de ellas.

5.2. Comparativa con otras estaciones de la Península Ibérica

En esta sección, se han comparado los valores de los parámetros de aerosoles obtenidos sobre Cáceres con los de otras cuatro estaciones de la Península Ibérica, todas ellas pertenecientes a la red AERONET. Estas estaciones son Palencia, Huelva, Évora y Cabo da Roca, localizándose las dos últimas en Portugal. Se han seleccionado estas cuatro estaciones porque son las más cercanas a estación de Cáceres y todas ellas están sometidas a la influencia atlántica. Además, se encuentran en dos trayectos frecuentes que realizan las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres, es decir, de sur a norte y de oeste a este. De manera que, analizando datos de las cinco estaciones se pueden detectar diferencias en los valores promedios de los parámetros que describen los aerosoles y analizar el grado de penetración de algunos tipos de aerosoles en la Península Ibérica.

La Figura 5.21 muestra la localización de las 5 estaciones utilizadas en esta comparativa. La estación más cercana a Cáceres es la estación de Évora (38.5°N , 7.9°W , 293 metros sobre el nivel del mar), situada en el centro de esta pequeña ciudad (Évora, Portugal) con 60000 habitantes. Esta estación se encuentra en un área caracterizada por la presencia de aerosol continental, aunque también hay que destacar la influencia de aerosol antropogénico, así como el procedente de zonas desérticas o de la quema de biomasa. Este último tipo influye principalmente en verano, que es la época en la que se producen más incendios forestales en la Península Ibérica (Elias et al., 2006; Pereira et al., 2008, 2011). Otra de las estaciones situadas en el interior de la Península Ibérica, con características continentales, es la estación de Palencia (41.9°N , 4.5°W , 750 metros sobre el nivel del mar). Esta estación se localiza en una zona del Sistema Central en la que predomina la actividad agraria y raramente se detecta aerosol desértico (Cachorro et al., 2004). La estación de Cabo da Roca (38.8°N , 9.5°W , 140 metros sobre el nivel del mar) se sitúa en la costa oeste de la Península Ibérica y está influenciada principalmente por aerosol marítimo, aunque también por aerosoles urbanos, industriales y procedentes de la quema de biomasa (Pereira et al., 2005; Silva et al., 2003b). Condiciones similares a las de la estación de Cabo da Roca se producen en la estación de Huelva (37.0°N , 6.5°W , 25 metros sobre el nivel del mar). El estudio de los aerosoles sobre esta estación tiene gran interés porque se localiza en uno de los puntos habituales de entrada de intrusiones de masas de aire saharianas a la Península Ibérica, bajo determinadas situaciones meteorológicas y en diferentes intensidades (Cachorro et al., 2006; Toledano et al., 2007b).



Figura 5.21: Mapa de la Península Ibérica mostrando las cinco estaciones de AERONET utilizadas en esta comparativa.

Hay que tener en cuenta que desde enero de 2008 hasta marzo de 2010 la estación de Cabo da Roca dejó de funcionar por restauración en las instalaciones y fue trasladada a la estación cercana de Cabo Raso (38.7°N , 9.5°W , 20 metros sobre el nivel del mar). Un cambio de ubicación también se produjo en la estación de Huelva. De hecho, la base de datos de Huelva corresponde a dos estaciones muy cercanas entre sí, que son El Arenosillo (37.1°N , 6.7°W , 0 metros sobre el nivel del mar) y Huelva. La estación de El Arenosillo dejó de funcionar en marzo de 2010, y a partir de ese momento comenzó a medir la estación de Huelva.

En la comparativa de las cinco estaciones se han utilizado datos de los parámetros primarios τ y α , así como de los siguientes parámetros derivados: $VolCon$, $dV/d\log(r)$, ω y g . Los datos utilizados para el análisis de estos parámetros pertenecen al grado de calidad 2.0, excepto para el caso del albedo por dispersión simple, que se utilizará el grado 1.5 y el grado 1.5 con modificaciones. Como ya se ha comentado, el grado 1.5 con modificaciones se obtiene tras aplicar los mismos criterios de calidad que para alcanzar el grado 2.0, pero modificando el valor de τ 440.

El período de estudio comprende desde julio de 2005 hasta noviembre de 2010. Este período está condicionado por la disponibilidad de datos del grado

2.0, ya que en el momento de hacer el estudio ninguna estación disponía de datos del grado 2.0 hasta julio de 2011, que es el período que se ha utilizado en las secciones anteriores para caracterizar los aerosoles sobre la estación de Cáceres.

5.2.1. Espesor óptico de aerosoles y parámetro α de Ångström

El primer paso de este estudio ha sido comparar los valores de los parámetros estadísticos básicos de τ y α en las cinco estaciones. Los parámetros estadísticos son la media, la mediana y la desviación estándar (STD), y sus valores se muestran en la Tabla 5.2. Como se puede observar en esta tabla, las longitudes de onda seleccionadas para el análisis de τ son 440 y 870. El motivo de seleccionar estas dos longitudes de onda es porque, como es conocido, las longitudes de onda pequeñas son más sensibles a la extinción de radiación por partículas de modo fino, mientras que las longitudes de onda mayores son más sensibles a los efectos producidos por las partículas de modo grueso.

Tabla 5.2: Valores de media, mediana y desviación estándar (STD) de τ 440, τ 870 y α (440-870) durante el período de estudio en las cinco estaciones.

		Palencia	Cáceres	Évora	Huelva	Cabo da Roca
τ 440	Media	0.13	0.13	0.13	0.16	0.15
	Mediana	0.11	0.10	0.11	0.13	0.12
	STD	0.09	0.09	0.08	0.11	0.12
τ 870	Media	0.05	0.06	0.07	0.09	0.08
	Mediana	0.04	0.05	0.07	0.08	0.08
	STD	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06
α	Media	1.42	1.37	1.19	0.99	1.07
	Mediana	1.47	1.39	1.26	1.04	1.13
	STD	0.39	0.44	0.37	0.41	0.44

Los resultados obtenidos indican que los mayores valores de media y mediana de τ se obtienen en las estaciones más cercanas a la costa, es decir, Cabo da Roca (τ 440 = 0.15; τ 870 = 0.08) y Huelva (τ 440 = 0.16; τ 870 = 0.09). En estas dos estaciones también se registran los valores más pequeños

de α (Cabo da Roca: 1.07 ; Huelva: 0.99), indicando que, por término medio, el tamaño del aerosol es mayor que en las otras tres estaciones. Estos valores pueden ser debidos a la mayor influencia sobre estas estaciones de masas de aire cargadas de aerosol marítimo de gran tamaño. Estos valores difieren de los obtenidos en las estaciones del interior de la Península Ibérica. Así por ejemplo, en Palencia se obtiene el valor promedio de α más elevado (1.42) y los más pequeños de τ (0.13; 0.05), indicando que sobre esta estación predominan masas de aire con poca carga de aerosoles, y estos son de pequeño tamaño, característica típica de zonas continentales. Pero a medida que la estación está más próxima a la costa, los valores de τ se incrementan y los de α disminuyen, lo cual es indicativo de que el grado de penetración de los aerosoles marítimos disminuye a medida que la estación está más alejada de la costa. Este comportamiento ya fue observado por Obregón et al. (2012) en las estaciones de Cáceres, Évora y Cabo da Roca, obteniéndose que existían diferencias significativas entre los valores de las medianas de τ y α de cada una de ellas. Un comportamiento similar se observa cuando se analizan los valores promedios mensuales de τ 440 y τ 870, representados en las Figuras 5.22 y 5.23. De estas figuras se extrae que los valores promedios mensuales de τ 440 y τ 870 de las estaciones de Huelva y Cabo da Roca son superiores a los del resto de estaciones, mientras que los valores más pequeños se obtienen en las estaciones continentales. Analizando cada mes de manera individual, se observa que las estaciones de Palencia, Cáceres, Évora y Huelva tienen un comportamiento similar, obteniéndose los valores promedios más elevados en los meses de agosto y septiembre. Estos elevados valores pueden ser debidos a los diversos motivos que ya se han comentado en este capítulo, como por ejemplo una mayor frecuencia de llegada de masas de aire sahariano, la escasa compactación del suelo, la mayor frecuencia de incendios forestales, etc. Si se analiza el canal de 870 nm, se observa que existe un máximo secundario en abril, relacionado con la posible llegada de masas de aire sahariano también en ese mes. Sin embargo, la estación de Cabo da Roca tiene un comportamiento diferente al resto de estaciones, ya que los valores más elevados se obtienen en los meses de marzo y mayo. Aunque hay que destacar que durante los meses de verano, como en el resto de estaciones, también se registran valores elevados en esta estación.

Los valores promedios mensuales de α se muestran en la Figura 5.23. En esta figura se observa que, en términos generales, los valores promedios mensuales de α en todas las estaciones tienen un comportamiento similar al obtenido cuando se ha analizado la estadística general. Es decir, los valores más pequeños de este parámetro se obtienen en las zonas costeras, y estos se incrementan cuando también lo hace la distancia a la costa. Sin embargo, si se analizan los valores de cada mes de manera independiente se observa que

estos difieren de unas estaciones a otras. Así por ejemplo, en Palencia, Évora y Cabo da Roca, los mayores valores promedios de α se registran en los meses calurosos, lo cual puede ser debido, entre otros motivos, a la presencia de aerosol procedente de la quema de biomasa durante esta época del año. En las estaciones de Cáceres y Huelva los valores mensuales de α presentan un comportamiento similar entre ellas y diferente al mostrado en las otras tres. En estas dos estaciones se aprecia un incremento en los valores de α durante los meses de invierno, mientras que en los meses de verano los valores son más pequeños. Comportamiento que también se observa en otras estaciones de la Península Ibérica, como por ejemplo en Burjassot (Estellés et al., 2007b). El descenso de los valores promedios de α durante el verano puede estar relacionado con la mayor frecuencia de episodios de aerosol desértico durante estos meses, debida a diferentes condiciones sinópticas que favorecen la llegada de masas de aire continentales tropicales del norte de África (Rodríguez et al., 2001; Querol et al., 2002; Escudero et al., 2005).

5.2.2. Parámetros derivados

En esta sección se han analizado los valores de los siguientes parámetros derivados para cada una de las cinco estaciones: $VolCon$, $dV/d\log(r)$, ω y g . El primero de ellos que se ha analizado es la concentración de partículas en volumen, $VolCon$. Para su estudio se han calculado los valores promedios, mediana y desviación estándar, tanto de la distribución total ($VolCon - T$), como del modo fino ($VolCon - F$) y del modo grueso ($VolCon - C$), todos ellos mostrados en la Tabla 5.3. Analizando los valores promedios se observa que la concentración en volumen del conjunto de todas las partículas está influenciada principalmente por la concentración del modo grueso, ya que los valores de $VolCon - C$ son los más elevados y los que más varían de unas estaciones a otras. Mientras que los valores del modo fino son más pequeños y similares en todas las estaciones. Esta variación en los valores de $VolCon$ entre las diferentes estaciones se traduce en un incremento de $VolCon - C$ a medida que la estación está más próxima a la costa. Estos valores corroboran lo anteriormente mencionado al analizar el resto de parámetros, es decir, que la influencia de partículas marítimas de mayor tamaño desciende a medida que la estación de medida se localiza más alejada de la costa.

El comportamiento de este parámetro también se puede analizar mediante su relación con el espesor óptico de aerosoles. Por ello, en la Figura 5.24 se han representado los valores de τ_{440} frente a los de $VolCon - F$, para cada

Tabla 5.3: Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de la concentración de partículas totales ($VolCon - T$), finas ($VolCon - F$) y gruesas ($VolCon - C$) en volumen, durante el período de estudio en las cinco estaciones.

		Palencia	Cáceres	Évora	Huelva	Cabo da Roca
$VolCon - T$	Media	0.03	0.04	0.04	0.06	0.07
	Mediana	0.02	0.03	0.03	0.04	0.05
	STD	0.03	0.04	0.05	0.06	0.08
$VolCon - F$	Media	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
	Mediana	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
	STD	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
$VolCon - C$	Media	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05
	Mediana	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03
	STD	0.03	0.03	0.04	0.05	0.07

estación. Analizando las rectas de ajuste de cada estación se observa que el mayor paralelismo entre τ_{440} y $VolCon - F$ se obtiene en las estaciones de Palencia y Cáceres, ya que son las estaciones en las que las pendientes de las rectas de ajuste son mayores, 0.1296 y 0.1127 respectivamente. Estos valores indican que en Cáceres y en Palencia el modo fino tiene más influencia en el contenido total de partículas que en las otras tres estaciones.

Una variante de este parámetro es la concentración en volumen del modo fino frente al total, representado por Vf/Vt , y muy utilizado en el estudio de los aerosoles porque informa del predominio del modo fino sobre el grueso. Los valores promedios mensuales de Vf/Vt para cada estación se han representado en la Figura 5.25. En esta figura se observa que los valores más elevados se obtienen en los meses de invierno en todas las estaciones, con valores entre 0.50 y 0.72; mientras que los valores más pequeños se obtienen en los meses de verano con valores entre 0.25 y 0.40. Estos valores indican que durante los meses de verano hay una mayor concentración de partículas en volumen del modo grueso frente al fino, lo cual puede ser debido a la mayor influencia de aerosol desértico, de gran tamaño, durante esa época del año.

A continuación se ha analizado la distribución volúmica promedio de partículas de cada estación a partir de la Figura 5.26. En esta figura se observa que los valores de distribución más elevados, tanto en el modo fino como en el mo-

do grueso, se obtienen en las estaciones de Cabo da Roca y Huelva, seguidas de Évora, Cáceres y Palencia. Aunque hay que destacar que en la estación de Huelva la distribución del modo grueso es más elevada que la del modo fino. Una vez más, otro parámetro confirma la conclusión obtenida a partir del análisis de τ , es decir, que existe un mayor contenido de aerosoles en las estaciones costeras.

El siguiente parámetro que se ha analizado es el albedo por dispersión simple. En la Tabla 5.4 se muestran los valores de los parámetros estadísticos de ω obtenidos a partir de los grados 1.5 y 1.5 modificado para cada longitud de onda y cada estación. Analizando los valores de esta tabla se extrae que la dependencia espectral de los valores promedios de ω varía dependiendo de la base de datos utilizada. En el caso del grado 1.5 los valores de ω disminuyen con el incremento de la longitud de onda en todas las estaciones, aunque hay que destacar que esta dependencia es menor en las estaciones más próximas a la costa, Cabo da Roca y Huelva. Sin embargo, esta dependencia varía cuando se utiliza el grado 1.5 modificado, ya que como se puede observar en la Tabla 5.4, en algunas estaciones llega a perderse o incluso el valor promedio de ω aumenta con la longitud de onda. Además, los valores promedios de ω del grado 1.5 modificado son más elevados que los obtenidos con el grado 1.5, lo cual es un comportamiento típico de aerosoles desérticos (Dey et al., 2004; Eck et al., 2005).

La dependencia espectral de ω también se observa en la Figura 5.27, en la cual se muestran los valores promedios de ω para cada longitud de onda y cada estación, teniendo en cuenta las dos bases de datos, grado 1.5 modificado (Figura 5.27 a)) y grado 1.5 (Figura 5.27 b)). De esta figura también se extrae que los valores promedios más elevados se obtienen en las estaciones costeras de Cabo da Roca y Huelva, y disminuyen a medida que la estación está más alejada de la costa. Este comportamiento es debido a que en las estaciones costeras predominan los aerosoles marítimos, los cuales están formados principalmente por sales marinas que son poco absorbentes, mientras que en las estaciones continentales predominan los aerosoles continentales, procedentes de procesos antropogénicos, como por ejemplo la combustión (Dubovik et al., 2002a), que son más absorbentes que los marítimos.

Siguiendo la misma secuencia que con el parámetro anterior, se han analizado los valores de los parámetros estadísticos y dependencia espectral de g , en cada una de las estaciones. Los valores de los parámetros estadísticos se muestran en la Tabla 5.5, de la cual se extrae que los valores promedios o medianas de g 440 (0.70, 0.69, 0.69, 0.71 y 0.69) son superiores a los obtenidos

Tabla 5.4: Valores de media, mediana y desviación típica de ω , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, durante el período de estudio en las cinco estaciones y utilizando los grados 1.5 y 1.5 modificado.

		Palencia	Cáceres	Évora	Huelva	Cabo da Roca
		Grado 1.5				
ω 440	Media	0.87	0.86	0.88	0.89	0.91
	Mediana	0.89	0.89	0.89	0.91	0.93
	STD	0.10	0.09	0.08	0.08	0.08
ω 675	Media	0.84	0.84	0.85	0.87	0.89
	Mediana	0.86	0.86	0.87	0.90	0.93
	STD	0.13	0.11	0.10	0.10	0.10
ω 870	Media	0.81	0.82	0.84	0.86	0.89
	Mediana	0.84	0.85	0.86	0.89	0.92
	STD	0.15	0.12	0.11	0.11	0.11
ω 1020	Media	0.80	0.81	0.83	0.86	0.89
	Mediana	0.83	0.84	0.85	0.89	0.92
	STD	0.16	0.12	0.12	0.12	0.12
		Grado 1.5 modificado				
ω 440	Media	0.91	0.92	0.91	0.92	0.93
	Mediana	0.91	0.93	0.92	0.93	0.93
	STD	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
ω 675	Media	0.91	0.91	0.92	0.93	0.95
	Mediana	0.92	0.93	0.93	0.94	0.96
	STD	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04
ω 870	Media	0.90	0.90	0.91	0.93	0.95
	Mediana	0.91	0.92	0.93	0.94	0.96
	STD	0.07	0.07	0.08	0.06	0.04
ω 1020	Media	0.89	0.90	0.91	0.92	0.95
	Mediana	0.91	0.92	0.93	0.94	0.97
	STD	0.09	0.08	0.08	0.06	0.04

en el resto de longitudes de onda, que oscilan entre 0.62 y 0.66. Esta dependencia espectral también se muestra en la Figura 5.28, en la cual se observa un descenso en los valores de g cuando la longitud de onda incrementa, excepto en el canal de 1020 nm, que tiene valores similares a los de 870 nm. De esta figura también se extrae que los valores más elevados se obtienen para la estación de Huelva, coincidiendo con que es una de las estaciones en la que, por término medio, el tamaño del aerosol es mayor. Estos valores corroboran la relación existente entre g y α , es decir, que los valores de g se incrementan cuando también lo hace el tamaño de las partículas (Horvath, 1998).

Tabla 5.5: Valores de media, mediana y desviación típica de g , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, durante el período de estudio en las cinco estaciones.

		Palencia	Cáceres	Évora	Huelva	Cabo da Roca
g 440	Media	0.70	0.69	0.69	0.71	0.69
	Mediana	0.70	0.69	0.69	0.71	0.69
	STD	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
g 675	Media	0.65	0.65	0.65	0.66	0.64
	Mediana	0.64	0.65	0.65	0.65	0.64
	STD	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05
g 870	Media	0.62	0.64	0.64	0.64	0.63
	Mediana	0.62	0.63	0.63	0.64	0.63
	STD	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06
g 1020	Media	0.62	0.65	0.64	0.65	0.64
	Mediana	0.62	0.65	0.64	0.65	0.64
	STD	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06

Por lo tanto, a partir del análisis de los parámetros de los aerosoles ha quedado demostrado que la continentalidad de los aerosoles sobre una estación decrece a medida que ésta está más próxima a la costa.

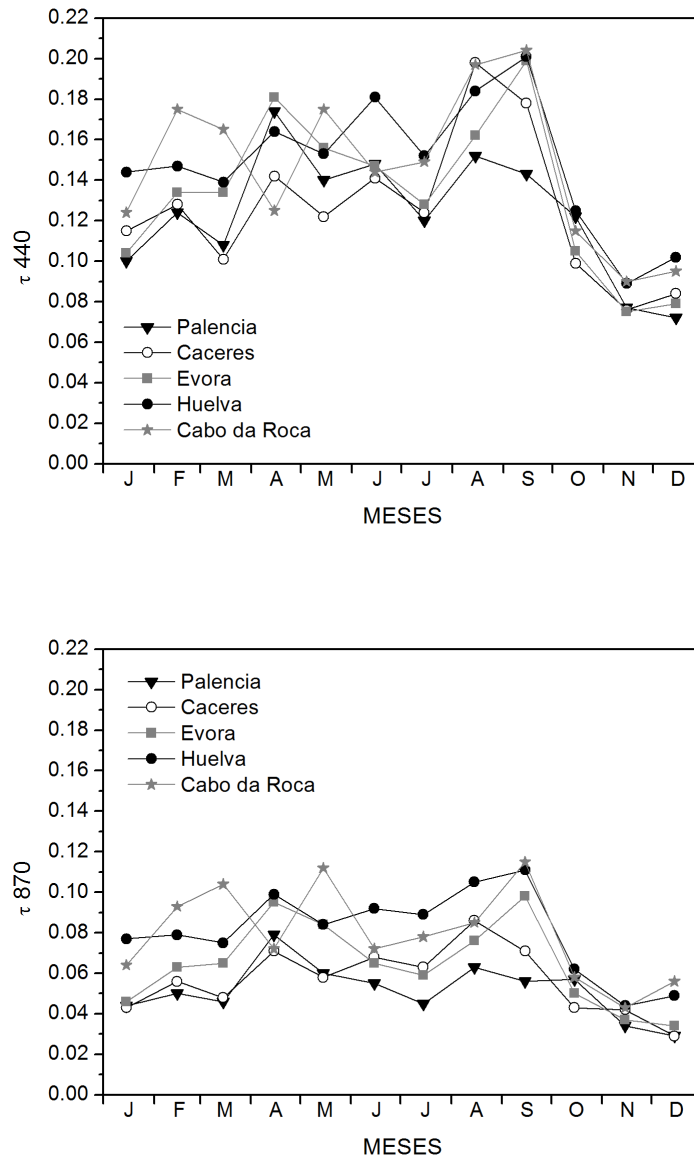


Figura 5.22: Evolución de los valores promedios mensuales de τ_{440} y τ_{870} durante todo el período de estudio en las cinco estaciones.

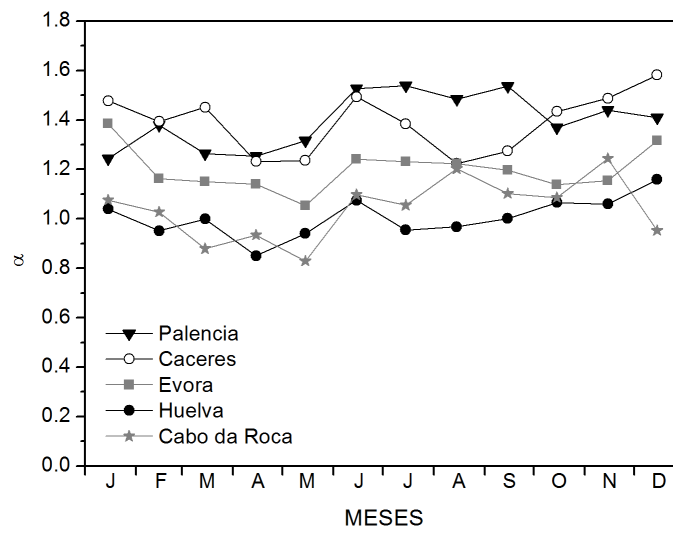


Figura 5.23: Evolución de los valores promedios mensuales del parámetro α de Ångström durante todo el período de estudio en las cinco estaciones.

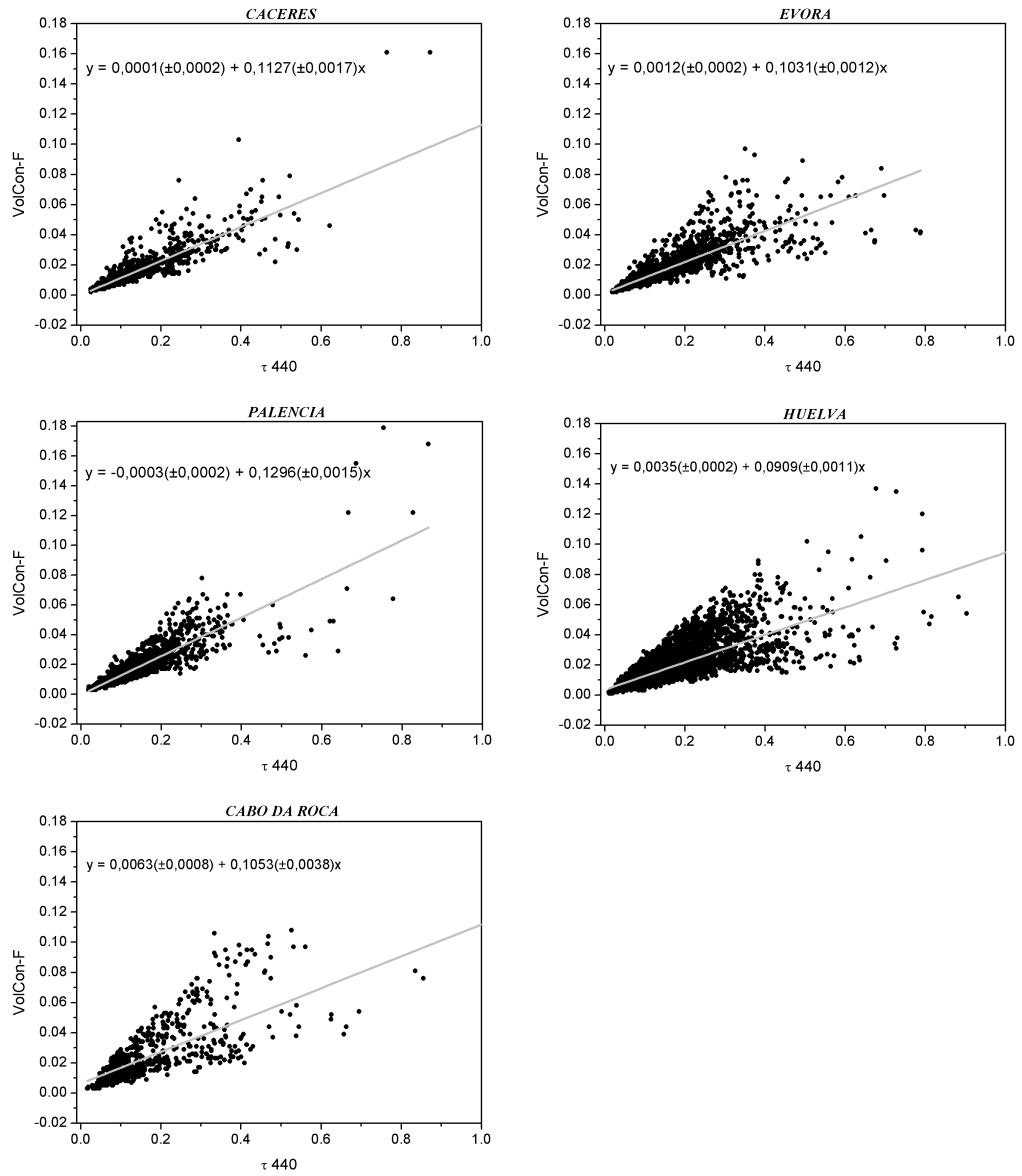


Figura 5.24: Relación entre la concentración en volumen de partículas finas, $VolCon - F$, y $\tau 440$ para cada estación.

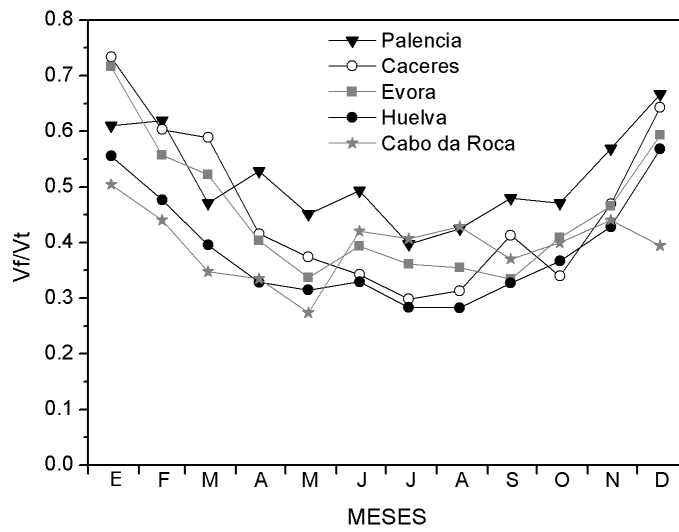


Figura 5.25: Valores promedios mensuales del parámetro V_f/V_t para cada estación.

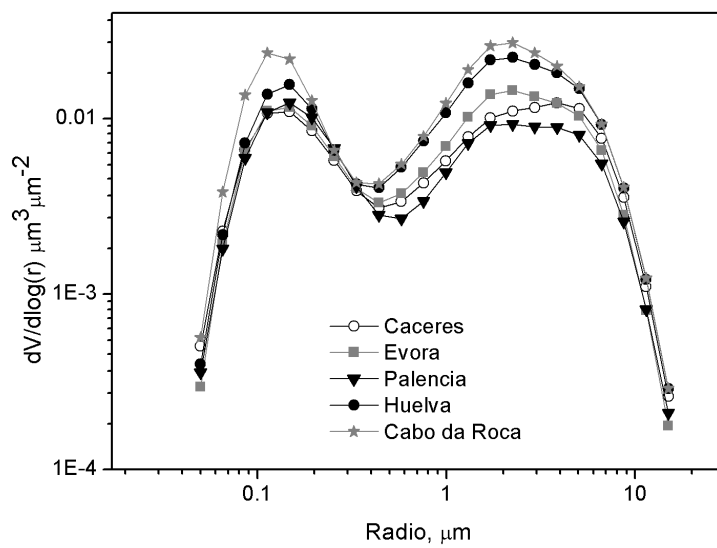


Figura 5.26: Distribución de tamaños en volumen promedio para cada estación.

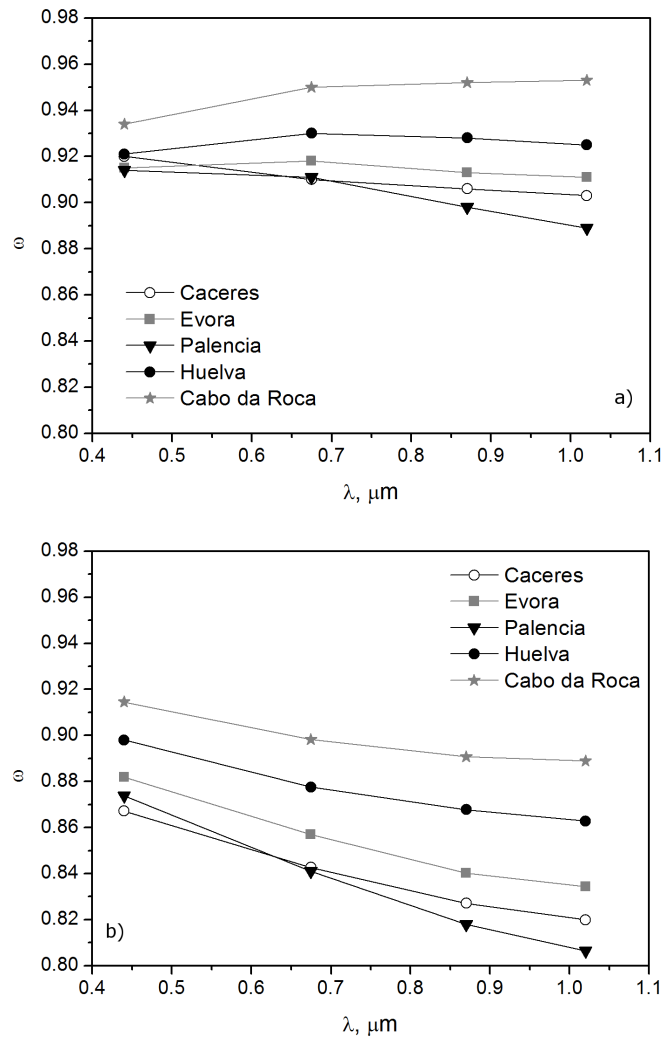


Figura 5.27: Dependencia espectral de los valores promedios de ω para cada estación. En la figura a) se muestra la dependencia obtenida a partir de los datos del grado 1.5 modificado, mientras que en la figura b) se muestra la dependencia obtenida con los datos del grado 1.5.

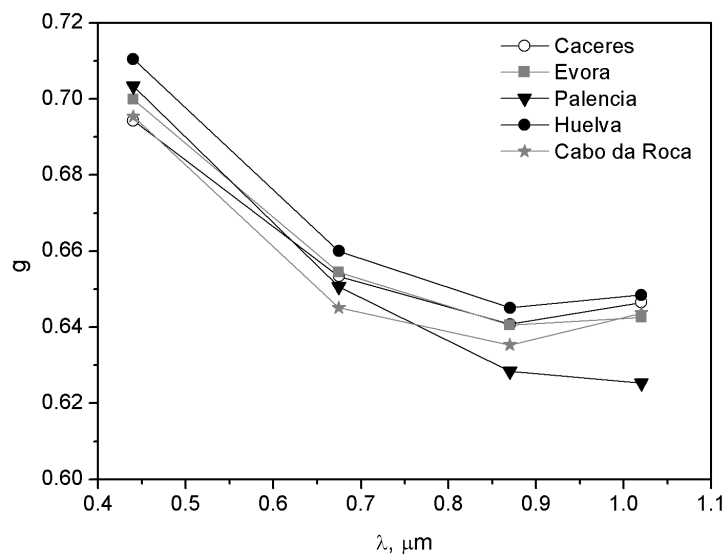


Figura 5.28: Dependencia espectral de los valores promedios de g para cada estación.

Capítulo 6

Clasificaciones de aerosoles

El objetivo de este capítulo es buscar y aplicar una metodología de clasificación de aerosoles que permita identificar los principales tipos de aerosoles que existen sobre la estación de Cáceres, sin necesidad de hacer un análisis exhaustivo de todas sus propiedades cada vez que se quiera clasificar un episodio. Para ello se han aplicado clasificaciones de aerosoles basadas en parámetros radiativos de los aerosoles, tales como el espesor óptico y el parámetro α de Ångström. Estas clasificaciones emplean para sus clases denominaciones relativas al origen del aerosol, motivo por el cual, los resultados obtenidos con estas clasificaciones se han relacionado con las retrotrayectorias de las masas de aire que los transportan, con el objetivo de comprobar si existe relación entre cada tipo de aerosol y su origen. También se han clasificado las retrotrayectorias de las masas de aire mediante un análisis de conglomerados, y se han analizado las propiedades radiativas correspondientes a cada conglomerado.

6.1. Introducción

Como ya se ha comentado en el capítulo de introducción, a pesar de los grandes avances en el estudio de los aerosoles, todavía existe incertidumbre en la estimación del forzamiento radiativo de los aerosoles. Además, según el informe del IPCC más reciente (2007), el forzamiento radiativo directo de especies de aerosoles individuales es más incierto que el forzamiento radiativo directo total de todo el conjunto de aerosoles. De ahí que, resulte de especial importancia separar el efecto de los aerosoles de origen antropogénico de aquél debido a los aerosoles de procedencia natural, algo de gran interés en la Península Ibérica por el gran aporte de partículas minerales procedentes del Desierto del Sáhara. Para lo cual es necesario tener bien identificados los diferentes tipos de aerosoles.

Por ello, el objetivo de este capítulo es aplicar una metodología de clasificación que permita identificar los principales tipos de aerosoles que existen sobre la estación de Cáceres. En la bibliografía existen diferentes metodologías, como por ejemplo las basadas en parámetros radiativos o microfísicos de los aerosoles, tales como el espesor óptico, el parámetro α de Ångström, el albedo por dispersión simple, el parámetro de asimetría, etc. (Otero et al., 2006; Gobbi et al., 2007; Kaskaoutis et al., 2007; Mielonen et al., 2009). También existen clasificaciones de los aerosoles basadas en su composición en combinación con otras técnicas, como pueden ser medidas de satélites o de fotómetros (Hess et al., 1998; Higurashi, 2002; Omar et al., 2005; Kim et al., 2007). Y para obtener información adicional de su procedencia, en los últimos años se están clasificando las retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a las estaciones de medida, ya que su origen y recorrido condiciona el tipo de aerosol que éstas transportan. Estas clasificaciones están basadas en el análisis del recorrido de las masas de aire o en la agrupación de trayectorias con características similares mediante análisis de conglomerados (Dorling et al., 1992; Mattis et al., 2000; Vergaz, 2001; Toledano, 2005; Pace et al., 2006; Estellés et al., 2007a; Santese et al., 2007; Reinart et al., 2008; Toledano et al., 2009; Rozwadowska et al., 2010).

En este estudio se han aplicado dos metodologías de clasificación de aerosoles con el objetivo de que, al menos una de ellas, permita identificar de manera fiable los principales tipos de aerosoles, según su origen, que existen sobre la estación de Cáceres. Por un lado, se han clasificado los aerosoles basándose en dos parámetros radiativos de los aerosoles, como son τ y α , de los cuales se dispone de información en la estación de Cáceres. Estas clasificaciones emplean para sus clases denominaciones relativas al origen del aerosol, por lo que es de esperar que las masas de aire que los transportan circulen sobre

regiones que aportan estas clases de aerosoles. Por ello, se han analizado las retrotrayectorias correspondientes a cada tipo de aerosol con el propósito de comprobar si se puede conocer el origen del aerosol basándose exclusivamente en dichos parámetros radiativos. Y por otro lado, se han clasificado las retrotrayectorias de las masas de aire que transportan a los aerosoles atendiendo a su recorrido y aplicando un análisis de conglomerados. Posteriormente se han analizado los valores de los parámetros de aerosoles correspondientes a cada conglomerado con el objetivo de comprobar si existen características comunes en los parámetros de los aerosoles con un mismo origen.

6.2. Clasificación de aerosoles mediante análisis de sus parámetros radiativos

La información aportada conjuntamente por el espesor óptico de aerosoles y el parámetro α de Ångström permite realizar diagramas de dispersión τ - α que contribuyen a la identificación de los diferentes tipos de aerosoles. Esta metodología se ha utilizado en un gran número de estudios y está basada en la sensibilidad de τ y α a diferentes propiedades microfísicas de los aerosoles: α depende de la distribución de tamaños, mientras que τ depende principalmente de la densidad de la columna de aerosol. La dependencia de α y la distribución de tamaños ha sido ampliamente utilizada para identificar episodios de aerosol desértico (Eck et al., 1999; Dubovik et al., 2002a), de quema de biomasa (Eck et al., 1999; Reid et al., 1999; Eck et al., 2001b; Dubovik et al., 2002a; Balis et al., 2003) o urbanos (Eck et al., 1999; Dubovik et al., 2000; Kubilay et al., 2003).

Los rangos de valores de τ y α que se proponen para identificar los diferentes tipos de aerosoles varían mucho de unas clasificaciones a otras. Esta diversidad en los rangos de valores de τ y α es debida a que los rangos son propuestos a partir de estudios realizados en estaciones concretas. Motivo por el cual, no todas las clasificaciones son adecuadas para ser aplicadas en cualquier estación. Habrá que aplicar aquellas clasificaciones elaboradas a partir de información de estaciones con las que la estación de estudio tenga mayor similitud. En este estudio se han aplicado a los datos de la estación de Cáceres los rangos de valores de τ y α propuestos por Elias et al. (2006), Toledano et al. (2007a), Otero et al. (2006) y Kaskaoutis et al. (2007). Se han seleccionado estas cuatro clasificaciones por diferentes motivos. Las clasificaciones de Elias et al. (2006) y Toledano et al. (2007a) se han elegido porque se proponen a partir del análisis de los valores de τ y α de dos estaciones de la Península Ibérica próximas a la estación de Cáceres, como son Évora, en Portugal, y

El Arenosillo (Huelva), en España. Es de esperar que los tipos de aerosoles existentes sobre estas estaciones sean parecidos a los existentes sobre Cáceres, sobretodo en Évora, estación continental con un entorno similar al de Cáceres. Las clasificaciones de Otero et al. (2006) y Kaskaoutis et al. (2007) se han elegido porque los rangos de valores de τ y α son propuestos a partir del análisis de diferentes estaciones a lo largo de todo el planeta, por lo que son metodologías generales de aplicación en cualquier parte del planeta.

A continuación se van a aplicar estas cuatro clasificaciones a los datos de τ y α correspondientes al grado 1.6* AODEC y al período comprendido entre julio de 2005 y julio de 2011, con el objetivo de determinar cual o cuales de ellas serían las más apropiadas para identificar los tipos de aerosoles sobre la estación de Cáceres.

6.2.1. Clasificación propuesta por Elias et al. (2006)

La primera de las clasificaciones que se ha aplicado es la desarrollada por Elias et al. (2006). Esta clasificación fue propuesta a partir del estudio de aerosoles realizado en la estación de Évora (Portugal) durante los meses de verano de los años 2002 y 2003. El hecho de que se propusiese a partir de información perteneciente a los meses de verano puede condicionar los resultados obtenidos con esta clasificación, ya que los valores de τ en Évora durante los meses de verano son más elevados que en el resto del año (Obregón et al., 2012).

Esta clasificación identifica 4 tipos de aerosoles, que son: continental, marítimo, desértico y el procedente de la quema de biomasa; además de una situación, con valores de τ muy pequeños, que se ha denominado “limpia”. Para cada tipo o situación se proponen los rangos de valores de τ y α (440-870) mostrados en la Tabla 6.1. Estos rangos se aplican a los valores promedios de medio día, es decir, al valor promedio de todos los datos anteriores a las 12:00 UTC y al valor promedio de los datos posteriores a esa hora. Elias et al. (2006) establecieron esta condición para homogeneizar la resolución temporal de las medidas utilizadas en este estudio y a partir de las cuales se propuso esta clasificación, ya que cada instrumento tenía diferentes resoluciones temporales.

Una vez aplicada esta clasificación a los datos de τ y α de la estación de Cáceres, se obtienen los resultados mostrados en la Tabla 6.2. En dicha tabla se muestra el número de casos y porcentajes correspondientes a cada tipo de aerosol, y de la cual se puede extraer que los tipos predominantes sobre Cáceres son el continental y el marítimo, con porcentajes cercanos al

Tabla 6.1: Rangos de valores de τ 440, τ 870 y $\alpha(440-870)$ para cada tipo de aerosol o situación, según la clasificación propuesta por Elias et al. (2006).

Tipo de aerosol	τ 440	τ 870	$\alpha(440-870)$
Continental	0.12-0.30	-	>1
Marítimo	-	<0.10	<1
Desértico	-	>0.10	<1
Quema de biomasa	>0.30	-	>1
Situación Limpia	<0.12	<0.04	-

24 y 22 %, respectivamente. El tipo desértico, con un porcentaje cercano al 15 %, es el tercero más frecuente, lo cual parece un valor muy elevado para una estación continental y con gran influencia del Océano Atlántico como es Cáceres. El tipo biomasa, con porcentajes del 3.2 y 3.4 %, es el menos frecuente, ya que depende de la existencia de incendios en las cercanías de la estación de medida. De hecho, 34 de los 42 y 44 casos identificados como quema de biomasa, es decir, más de un 77 % de los casos, se han detectado en los meses comprendidos entre junio y octubre. Durante estos meses existe mayor probabilidad de que haya incendios forestales en la región porque se producen las condiciones favorables para ello, escasa humedad y elevadas temperaturas.

Estos resultados también se muestran gráficamente en el diagrama τ - α representado en la Figura 6.1. En dicha figura se observa que todos los casos se clasifican dentro de alguna tipología, e incluso hay algunos casos que se clasifican en más de un tipo de aerosol porque existe solapamiento entre los rangos de valores de τ y α de algunos tipos. Este solapamiento se produce entre el tipo “marítimo” y la situación “limpia”, y es debido a que ambas situaciones de aerosoles se caracterizan por una baja carga de partículas.

La existencia de relación entre estos tipos de aerosoles y el recorrido de las masas de aire que los transportan se conocerá en la sección 6.4 de este capítulo mediante el análisis de las retrotrayectorias de masas de aire correspondientes a cada tipo de aerosol.

6.2.2. Clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a)

A continuación se ha aplicado la clasificación de aerosoles propuesta por Toledano et al. (2007a). Esta clasificación se basa en valores promedios diarios

Tabla 6.2: Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Elias et al. (2006).

Tipo de aerosol	Nºde casos (mañana)	Porcentaje (%)	Nºde casos (tarde)	Porcentaje (%)
Continental	313	24.2	319	24.9
Marítimo	289	22.3	296	23.1
Desértico	191	14.7	194	15.1
Limpio	148	11.4	134	10.4
Quema de biomasa	42	3.2	44	3.4

de τ 440, τ 870 y de α , este último estimado a partir del ajuste lineal entre los canales de 440, 500, 675 y 870 nm. Los rangos de valores de τ y α propuestos según esta clasificación para cada tipo de aerosol son los mostrados en la Tabla 6.3 y en la Figura 6.1. Dichos rangos de valores fueron propuestos a partir de estudios de aerosoles realizados en la estación de El Arenosillo (Huelva, España), perteneciente a la red AERONET.

Tabla 6.3: Rangos de valores de τ 440, τ 870 y α (440-870) para cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a).

Tipo de aerosol	τ 440	τ 870	α (440-870)
Continental	0.2-0.35	-	>1.05
Marítimo	<0.2	-	0-2
Desértico	-	>0.11	<1.05
Biomasa	>0.35	-	>1.4

El número y porcentaje de casos clasificados en cada tipo de aerosol según esta clasificación se muestra en la Tabla 6.4. En esta tabla se observa que el tipo de aerosol predominante es el “Marítimo” (75.5 %), seguido del tipo “Desértico” (12 %) y del “Continental” (2.2 %). Y el menos frecuente es el tipo de aerosol procedente de la combustión de biomasa (1 %). El porcentaje de casos del tipo continental es muy pequeño con respecto a lo que se esperaría para esta estación, la cual se encuentra en un área continental. Estos resultados difieren de los obtenidos con la clasificación de Elias et al. (2006), con la cual se obtiene que los tipos más frecuentes son el continental y el marítimo con porcentajes de 24 y 22 %, respectivamente. Esta gran diferencia en los

porcentajes de casos correspondientes a los tipos marítimo y continental es debida a que el rango de valores de τ que Toledano et al. (2007a) proponen para el tipo marítimo es muy elevado ($\tau < 0.2$). Este rango tan elevado engloba la mayoría de los datos en el caso de la estación de Cáceres, con un valor del percentil de 75 % para τ 440 igual a 0.161.

Tabla 6.4: Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a).

Tipo de aerosol	N °de casos	Porcentaje de casos (%)
Marítimo	1081	75.5
Desértico	171	12.2
Continental	31	2.2
Biomasa	15	1.1

6.2.3. Clasificación propuesta por Otero et al. (2006)

La clasificación propuesta por Otero et al. (2006) está basada en valores promedios diarios de τ 440 y de α , este último obtenido a partir de un ajuste lineal entre las longitudes de onda de 380, 440, 500, 675 y 870 nm. Dichos valores promedios se obtienen considerando únicamente las horas centrales del día, garantizando así poca variación en la masa óptica relativa. Los rangos de valores de τ y α para cada tipo de aerosol según esta clasificación se presentan en la Tabla 6.5. Dichos rangos de valores fueron propuestos a partir del estudio de aerosoles realizado en diferentes países a lo largo de todo el planeta: Argentina, Brasil, Chile, México, Estados Unidos, España, Arabia Saudí y Marruecos.

Aplicando estos rangos de valores a los datos de la estación de Cáceres se obtiene el diagrama de dispersión τ - α mostrado en la Figura 6.1. En dicha figura se observa que existe solapamiento entre los diferentes tipos de aerosoles, obteniéndose días que son clasificados en dos o más tipos. Estos solapamientos se producen entre los tres tipos de aerosoles continentales, así como entre el tipo “Marítimo” y “Polar”, o entre el tipo “Biomasa” y “Urbano”. Esto es debido a que los tipos que se solapan poseen características similares.

El número de casos clasificados en cada tipo de aerosol, así como su porcentaje, se presentan en la Tabla 6.6. Estos resultados indican que el tipo de

Tabla 6.5: Rangos de valores de τ 440 y α (380-870) para cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Otero et al. (2006).

Tipo de aerosol	τ 440	α (380-870)
Continental limpio	0.05-0.15	0.8-1.5
Continental promedio	0.1-0.3	1-1.7
Continental contaminado	0.08-0.3	1.5-2.5
Urbano	>0.25	>1.2
Desértico	>0.2	<0.8
Marítimo	<0.15	<0.3
Quema de biomasa	>0.2	1.5-2.6
Polar	<0.1	<0.8

aerosol predominante es el “Continental limpio”, seguido de los demás tipos de aerosoles continentales. El siguiente tipo más frecuente después de los ya mencionados es el “Desértico”, con casi un 7 % de los casos, y el menos frecuente es el tipo “Marítimo”, con un 1 % de los casos. Era de esperar que el tipo de aerosol marítimo fuese más frecuente sobre la estación de Cáceres debido a la influencia del Océano Atlántico. Además, este resultado difiere de los obtenidos tras aplicar las clasificaciones propuestas por Elias et al. (2006) y Toledano et al. (2007a), a partir de las cuales se obtiene que el porcentaje de casos marítimos es del 23 y 75.5 %, respectivamente. Estos resultados tan diferentes son debidos a que el rango de valores de α que Otero et al. (2006) proponen para el tipo marítimo es menor ($\alpha < 0.3$) que el propuesto por Elias et al. (2006) ($\alpha < 1$), y mucho menor que el propuesto por Toledano et al. (2007a) ($\alpha < 2$). Por ello, se cree que esta clasificación no identifica correctamente el tipo de aerosol marítimo.

6.2.4. Clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007)

La última clasificación que se ha aplicado es la propuesta por Kaskaoutis et al. (2007). Esta clasificación se basa en valores promedios diarios de τ 500 y de α , este último obtenido a partir del ajuste lineal entre los canales de 440 y 870 nm. Los rangos de valores de τ y α propuestos por esta clasificación para cada tipo de aerosol son los presentados en la Tabla 6.7 y en la Figura 6.1. Dichos rangos de valores fueron propuestos a partir de estudios realizados en cuatro estaciones de la red AERONET localizadas en diferentes puntos del planeta: Alta Floresta (9°S, 56°W), Ispra (45°N, 8°E), Solar Village (24°N,

Tabla 6.6: Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Otero et al. (2006).

Tipo de aerosol	N °de casos	Porcentaje de casos (%)
Continental limpio	391	31.1
Continental promedio	316	25.1
Continental contaminado	87	6.9
Desértico	85	6.8
Polar	79	6.3
Urbano	41	3.2
Quema de biomasa	38	3.1
Marítimo	12	1.0

46°E) y Nauru (0°S, 166°E). Una vez aplicada esta clasificación a los datos de la estación de Cáceres, el número de casos correspondiente a cada tipo de aerosol, así como sus porcentajes, se muestran en la Tabla 6.8. A partir de estos resultados se extrae que el tipo de aerosol predominante es el “Marítimo limpio” (13.9 %), seguido del tipo “Biomasa-urbano”, con más del 5 % de los casos, y que el tipo menos frecuente es el “Desértico”. Sin embargo, existe un gran número de casos (> 70 %) que no corresponden a ningún tipo, convirtiéndose en una gran limitación si el objetivo es clasificar el mayor número posible de episodios.

Tabla 6.7: Rangos de valores de τ_{500} y α (440/870) para cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007).

Tipo de aerosol	τ_{500}	α (440/870)
Biomasa-urbano	>0.1	>1.5
Marítimo limpio	<0.06	<1.3
Desértico	>0.15	<0.5

Una vez aplicadas estas cuatro clasificaciones se observa que existen diferencias entre los resultados obtenidos con cada una de ellas. Así por ejemplo, el tipo de aerosol predominante cuando se aplican las clasificaciones de Elias et al. (2006) y Otero et al. (2006) es el continental, mientras que cuando se aplican las clasificaciones de Kaskaoutis et al. (2007) y Toledano et al. (2007a) el tipo

Tabla 6.8: Número de casos y porcentaje de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar la clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007).

Tipo de aerosol	N °de casos	Porcentaje de casos (%)
Marítimo limpio	194	13.9
Biomasa-urbano	80	5.7
Desértico	64	4.6

de aerosol predominante es el marítimo, aunque hay que tener en cuenta que los porcentajes varían mucho dependiendo de la clasificación que se esté utilizando. Por lo tanto, podemos concluir diciendo que tras la aplicación de estas cuatro clasificaciones no existe unanimidad en los resultados obtenidos.

Como ya se ha comentado, las clasificaciones propuestas emplean para sus clases denominaciones relativas al origen de los aerosoles. Por ello, a continuación se van a analizar las retrotrayectorias de las masas de aire correspondientes a cada tipo de aerosol con el objetivo de identificar con cual de estas cuatro clasificaciones se obtiene mayor relación entre los tipos de aerosoles y los recorridos de las masas de aire que los transportan.

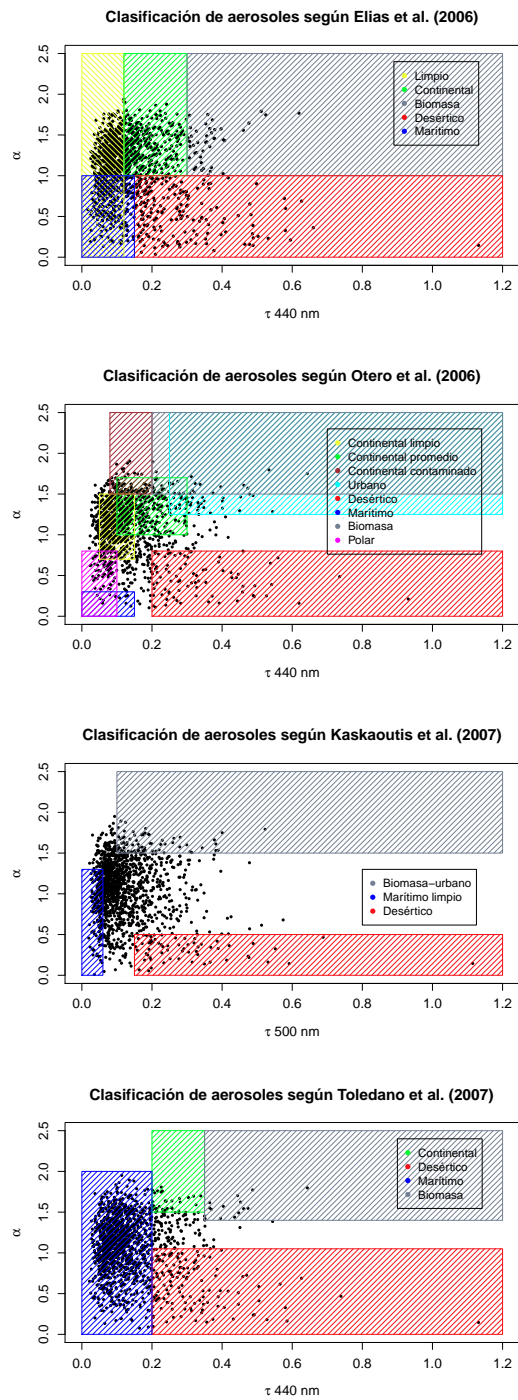


Figura 6.1: Diagramas de dispersión τ - α según las clasificaciones de Elias et al. (2006), Otero et al. (2006), Kaskaoutis et al. (2007) y Toledano et al. (2007a).

6.3. Cálculo de las retrotrayectorias de las masas de aire

6.3.1. Retrotrayectoria de una masa de aire

Una masa de aire es una gran acumulación de aire con una extensión horizontal de varios cientos de kilómetros cuadrados que conserva ciertas propiedades físicas de manera uniforme, como pueden ser la presión y temperatura. Estas masas de aire adquieren sus propiedades al interactuar con la superficie de las regiones fuente, que son zonas sobre las que permanecen estacionarias más tiempo. El interés de utilizar masas de aire en el estudio de los aerosoles se debe principalmente a la relación que existe entre ambos. Aunque la definición de masa de aire no considera explícitamente las partículas que lleva suspendidas, es obvio que la interacción de las masas de aire con la superficie de las regiones fuente determinará, en buena medida, las características y el contenido de partículas que éstas transportan y que llegan a una estación de medida. Además, algunas de las propiedades de las masas de aire se conservan en toda su extensión, permitiendo analizar su evolución durante largos recorridos. Esta característica de las masas de aire es utilizada en el estudio de los aerosoles porque permite conocer el origen y recorrido previo que realiza la masa de aire, los cuales son parámetros que condicionan los tipos de aerosoles que éstas transportan. Este recorrido previo es lo que se conoce como retrotrayectoria de la masa de aire, y se está utilizando mucho en los últimos años para analizar el transporte de aerosoles y su relación con las propiedades que los describen (Formenti et al., 2001; Balis et al., 2003; Kubilay et al., 2003; Vergaz et al., 2005; Pace et al., 2006; Estellés et al., 2007a; Toledano et al., 2009), así como para conocer el origen y transporte de contaminantes (Borge et al., 2007; Davies et al., 2010).

Para el cálculo de las retrotrayectorias se utilizan modelos de trayectoria, que son una variedad de modelos atmosféricos. Estos modelos consideran una columna de aire que se desplaza bajo la influencia de los vientos dominantes y que no tiene intercambio de masa con sus alrededores, excepto por las emisiones que ingresan a la columna por la base durante su recorrido (Seinfeld and Pandis, 1998). El modelo estima la concentración de sus componentes en diferentes lugares y momentos a partir de las concentraciones iniciales, las emisiones y las transformaciones químicas. Desde sus orígenes, estos modelos han sido las principales herramientas para el análisis del transporte de contaminantes del aire, gases de efecto invernadero y componentes radiactivos. En la actualidad existen diferentes modelos meteorológicos que permiten el cálculo de retrotrayectorias, pudiendo mencionarse, entre otros,

los modelos HYSPLIT (Draxler and Rolph, 2003; Rolph, 2003) y FLEXPART (Stohl, 1998, 2006). En este trabajo se ha optado por utilizar el modelo HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory), desarrollado por la NOAA's (National Oceanic and Atmospheric Administration) Air Resources Laboratory (ARL). Justificándose su elección por su amplia utilización, y porque puede ser ejecutado a través de internet (ver información en <http://www.arl.noaa.gov/ready/hysp>).

6.3.2. Modelo HYSPLIT

Las retrotrayectorias de las masas de aire utilizadas en este estudio se han calculado utilizando el modelo HYSPLIT versión 4 (Draxler et al., 2009). Este modelo combina una aproximación lagrangiana, para resolver el transporte y difusión de contaminantes, con una aproximación euleriana, para describir los fenómenos de concentración de contaminantes, permitiendo obtener una representación realista del transporte de partículas en una atmósfera turbulenta. Este modelo ha evolucionado desde su creación en 1982, cuando únicamente se utilizaban medidas de dispersión observadas durante el día. En la segunda versión, en 1988, se introdujo una variable de la fuerza con la que el aire se mezcla, la cual está basada en un perfil de difusión variando el tiempo y espacio. En su tercera versión, se sustituyeron las observaciones generales por datos meteorológicos provenientes de análisis o pronósticos a corto plazo. Y existe una cuarta versión, la más reciente. Esta última versión utiliza un algoritmo mixto que considera la dispersión de nubes en el eje horizontal y la dispersión de las partículas en el vertical. Otras de las modificaciones que se pueden encontrar en los modelos más recientes es una dispersión tridimensional de las partículas.

Los datos de entrada del modelo HYSPLIT son los ficheros meteorológicos FNL-GDAS (Final Global Data Assimilation), los cuales son distribuciones espaciales de variables meteorológicas que describen el movimiento del aire en la atmósfera. Estos ficheros son elaborados por el ARL, perteneciente al NOAA. Los ficheros meteorológicos tienen una resolución temporal de 6 horas y una espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ en latitud y longitud (aproximadamente 111 km), distribuida en 23 niveles de presión vertical, con 12 de ellos por debajo de los 500 hPa.

El modelo HYSPLIT permite calcular tres tipos de retrotrayectorias: isobáricas, isentrópicas y tridimensional o de velocidad vertical. Existe discusión sobre qué tipo de trayectoria utilizar, pero según Draxler and Rolph (2003) y Stohl (1998) las trayectorias más precisas son las tridimensionales, siempre que se

disponga de un campo preciso de velocidad vertical como el que proporciona la base de datos FNL y el modelo HYSPLIT.

Además de la selección del tipo de trayectoria, el modelo HYSPLIT requiere que se le indiquen otros parámetros para el cálculo de las mismas. Estos parámetros son los siguientes:

- *Tiempo de vuelo de la retrotrayectoria y recorrido.* Se ha seleccionado un tiempo de vuelo hacia atrás de 5 días, ya que se quiere conocer cuál ha sido el recorrido de la masa de aire los días anteriores a su llegada a la estación de medida. La elección de 5 días se debe a que es el máximo número de días que parece estar recomendado para analizar la procedencia de la masa de aire sin que la incertidumbre en el cálculo de la trayectoria sea demasiado elevada (Stohl, 1998). Además, el interés de este estudio es poder relacionar la masa de aire con el tipo de aerosol, por lo que las influencias más recientes son las que tendrán más interés, y no es necesario utilizar mayor tiempo de vuelo. Este tiempo de vuelo también fue utilizado por Estellés (2006); Meloni et al. (2007); Toledano et al. (2009); Lyamani et al. (2010) en estudios de aerosoles con retrotrayectorias. Aunque también existen otros estudios en los que se utiliza un tiempo de vuelo diferente, por ejemplo de 5 a 10 días (Rodríguez et al., 2001), 7 días (Díaz, 2006), 4 días (Kaskaoutis et al., 2010) ó 3 días (Reinart et al., 2008; Dorling et al., 1992).
- *Resolución temporal.* Se ha calculado una retrotrayectoria diaria a las 12 GMT (Greenwich Mean Time). Se ha tomado esta decisión porque la resolución temporal de los ficheros meteorológicos es de 6 horas, 1 hora para las salidas del modelo HYSPLIT y de unos minutos, aproximadamente 15 (durante el día), para las medidas del fotómetro. Por lo tanto, al existir diferentes resoluciones temporales se ha decidido calcular una única trayectoria y centrada en el día, de manera que las medidas del CIMEL no distarán más de 6 horas de la trayectoria de cada día.
- *Alturas de llegada de las trayectorias a la zona de estudio.* Se han seleccionado las alturas de 500, 1500 y 3000 metros sobre el nivel del mar. Aunque la mayoría de los aerosoles estén a alturas menores de 1 kilómetro, hay que tener en cuenta que los aerosoles desérticos alcanzan mayores alturas que les permiten desplazarse a largas distancias. La altura de 500 m representa la capa límite, que es la capa de la atmósfera donde se producen la mayor parte de las interacciones que afectan a los aerosoles. La altura de 1500 m representa la parte superior de la capa límite. Y la altura de 3000 m es decisiva en el estudio de las intrusiones de polvo

desértico, que se producen por desplazamientos a grandes alturas. Esto se debe a que la movilización de polvo del Sáhara acostumbra a producirse por impulsos y es transportado a miles de kilómetros, a alturas en su mayor parte entre 1500 y 4000 m s.n.m. (Talbot et al., 1986).

Teniendo en cuenta estos parámetros, el modelo HYSPLIT proporciona la retrotrayectoria de la masa de aire y datos de latitud, longitud, altura, presión y temperatura potencial, para cada una de las 120 horas de vuelo de la trayectoria. Un ejemplo de retrotrayectorias obtenidas con el modelo HYSPLIT son las que se muestran en la Figura 6.2. En este ejemplo se han calculado las retrotrayectorias de masas de aire que llegan a la estación de Cáceres a diferentes alturas (500, 1500 y 3000 m) el día 17 de enero de 2007. El tiempo de vuelo es de 5 días hacia atrás.

Trayectorias calculadas con este modelo también han sido utilizadas en otros estudios de aerosoles en la Península Ibérica, como por ejemplo los realizados por Lyamani et al. (2005); Toledano (2005); Vergaz et al. (2005); Cachorro et al. (2006); Lyamani et al. (2006a); Díaz et al. (2007); Estellés et al. (2007a); Toledano et al. (2007b); Cachorro et al. (2008b); Toledano et al. (2009); Lyamani et al. (2010).

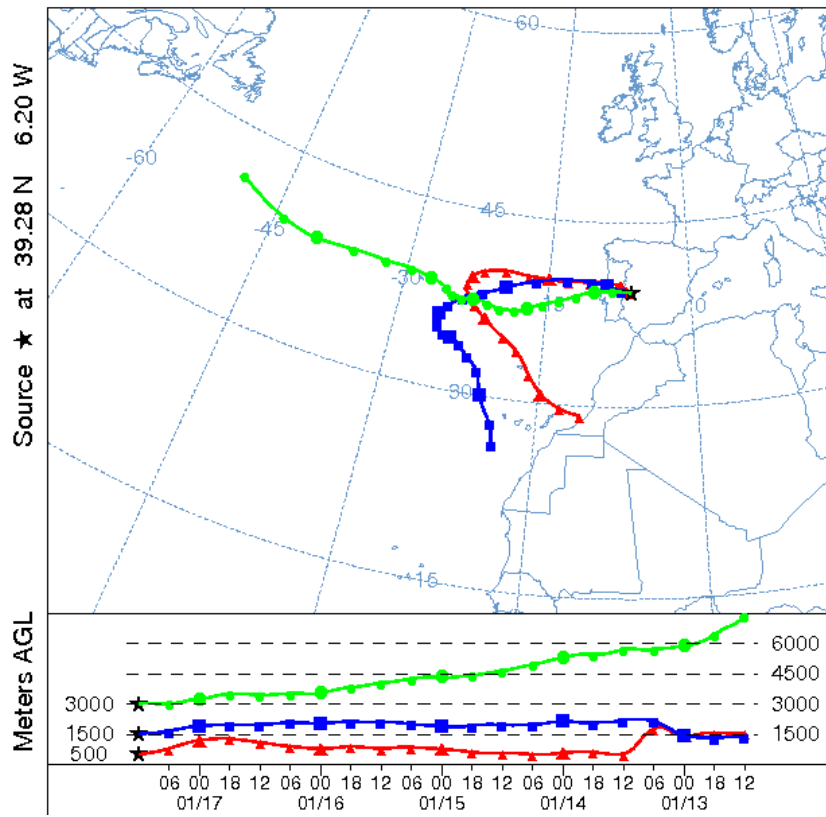


Figura 6.2: Retrotrayectorias de masas de aire, obtenidas con el modelo HYSPLIT (versión 4), que llegan a la estación de Cáceres el día 17 de enero de 2007 a las 12 GMT, a tres alturas (500, 1500 y 3000 m s.n.m.), y con un tiempo de vuelo de 120 horas.

6.4. Relación entre los tipos de aerosoles y las retrotrayectorias de las masas de aire

A continuación se va a analizar si existe relación entre los tipos de aerosoles y el recorrido de las masas de aire correspondientes a los días clasificados en los diferentes tipos de aerosoles según las clasificaciones anteriormente aplicadas. Para este análisis se han utilizado las retrotrayectorias calculadas a una altura de llegada de 500 m, excepto para el caso del aerosol desértico, que se ha utilizado la altura de 3000 m porque, como ya se ha comentado, estos aerosoles alcanzan grandes alturas. La altura de 1500 metros se utilizará en la siguiente sección, en la cual se clasificarán las retrotrayectorias utilizando la segunda metodología, un análisis de conglomerados.

Las retrotrayectorias correspondientes a cada tipo de aerosol y clasificación se muestran en las Figuras 6.3 - 6.4. En estas figuras se observa que no todas las retrotrayectorias de masas de aire corresponden con la denominación que han recibido en las clasificaciones. Así por ejemplo, no todas las retrotrayectorias correspondientes al tipo desértico proceden del norte de África, que es la región fuente de este tipo de aerosol, y no todas las procedentes del Océano Atlántico se las identifica como marítimas. De hecho, la mayoría de las retrotrayectorias correspondientes al tipo continental tras aplicar la clasificación de Toledano et al. (2007a), proceden y están la mayor parte de su recorrido sobre el Océano Atlántico, cuando lo esperable era que procediesen de zonas continentales. A continuación se va a profundizar en los resultados obtenidos con cada clasificación de manera independiente.

En primer lugar se han analizado las retrotrayectorias correspondientes a las cinco situaciones de aerosoles propuestas por Elias et al. (2006), y que se representan en la Figura 6.3. En esta figura se observa que el conjunto de retrotrayectorias que mayor relación tienen con el tipo de aerosol al que corresponden son las del tipo "Biomasa". Estas retrotrayectorias están circulando durante los cinco días sobre la Península Ibérica, que es la principal región fuente de este tipo de aerosol cuando se producen en ella incendios forestales. Además, como ya se había comentado, más del 77 % de los casos clasificados en el tipo "Biomasa" se producen entre los meses de junio y octubre, meses en los que hay mayor probabilidad de que se produzcan incendios forestales. La mayoría de las retrotrayectorias correspondientes a los tipos "Continental", "Marítimo" y "Limpio" proceden o están la mayor parte de su recorrido sobre regiones fuente típicas de estos tipos de aerosoles, aunque no todas. Sin embargo, las retrotrayectorias correspondientes al tipo de aerosol "Desértico" muestran mayor variedad de recorridos y orígenes. No hay un recorrido

predominante como se podría esperar para este tipo de aerosol, como es el procedente del norte de África. Probablemente porque esta metodología identifica como desérticos episodios que no lo son. Como se había comentado, según esta clasificación el 15 % de los días estarían influidos por aerosol desértico, lo cual es una cifra muy elevada para Cáceres. Por lo tanto, se puede decir que esta clasificación no garantiza la identificación de todos los tipos de aerosoles que propone.

En el caso de la clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a), las retrotrayectorias correspondientes a cada tipo de aerosol se muestran en la Figura 6.4. En esta figura se observa que el tipo de aerosol predominante es el “Marítimo”, como ya se había comentado. Las retrotrayectorias correspondientes a este tipo proceden en su mayoría del Océano Atlántico, pero también hay otras que proceden de otras regiones, como por ejemplo del norte de África o del centro de Europa. Esta gran diversidad de orígenes en las masas de aire puede ser debida a que se han clasificado como “marítimo” episodios que no lo son, ya que el rango de valores de τ que Toledano et al. (2007a) proponen para el tipo de aerosol marítimo es muy elevado ($\tau < 0.2$) y engloba casi todos los casos de la estación de Cáceres. De hecho, el 75 % de los casos tienen valores de τ inferiores a 0.161 (percentil 75 %). El segundo tipo más abundante según esta clasificación es el “Desértico” (12 %). Esta elevada frecuencia de episodios de este tipo de aerosol sobre la estación de Cáceres hace pensar que se han clasificado como “Desértico” episodios que no lo son, lo cual queda demostrado con el análisis de las retrotrayectorias correspondientes a este tipo. De este análisis se extrae que la mayoría de las retrotrayectorias proceden del norte de África, aunque también hay otras que tienen otros recorridos. Las retrotrayectorias correspondientes a los tipos “Biomasa” y “Continental” tienen gran relación con el tipo de aerosol en el que se la ha clasificado, pero hay que destacar son muy escasas.

Las retrotrayectorias correspondientes a cada tipo de aerosol según la clasificación de Otero et al. (2006) se muestran en la Figura 6.5. En esta figura se observa que las retrotrayectorias correspondientes a los días clasificados como “Urbano”, “Biomasa” y “Marítimo” tienen gran relación con el tipo de aerosol en el que se han clasificado, ya que proceden o están circulando durante los 5 días sobre las regiones fuente de estos tipos de aerosoles. Con respecto al tipo “Marítimo”, hay que mencionar que la frecuencia de casos obtenida para este tipo de aerosol (1 %) es más pequeña de lo esperado para Cáceres, estación con gran influencia del Océano Atlántico. Este pequeño porcentaje puede ser debido a que se han clasificado como “continental limpio” episodios “marítimos”, ya que el rango de valores de α que esta clasificación propone para el tipo “continental limpio” selecciona partículas muy grandes, proba-

blemente marítimas. Además, hay un gran número de retrotrayectorias con origen y recorrido sobre el Océano Atlántico y que se han clasificado en el tipo “continental limpio”. La clasificación de Otero et al. (2006) también tiene dificultades para identificar episodios de aerosol “Desértico”. Como se observa en la Figura 6.5, no todas las retrotrayectorias clasificadas en el tipo “desértico” circulan sobre las regiones fuente típicas de este tipo de aerosol. Las retrotrayectorias clasificadas en el tipo “polar” son las que menos relación tienen con el tipo en el que se las ha clasificado, porque como se observa en la Figura 6.5 la mayoría de las retrotrayectorias proceden de latitudes medias y no de zonas polares.

Las retrotrayectorias correspondientes a cada tipo de aerosol propuesto por Kaskaoutis et al. (2007) se muestran en la Figura 6.6. En esta figura se observa que, en general, las retrotrayectorias correspondientes a cada tipo de aerosol proceden o están la mayor parte de su recorrido sobre las regiones fuente típicas de estos tipos de aerosoles. El tipo de aerosol “Desértico” es el único que engloba algunas trayectorias que no tienen mucha relación con el tipo de aerosol al que dan nombre. Esta relación entre cada tipo de aerosol y sus retrotrayectorias es debida a que los rangos de valores de τ y α son muy restrictivos para cada tipo de aerosol. Sin embargo, esta restricción deja muchos episodios sin clasificar, más del 70 %, lo cual se convierte en una gran limitación si se quiere clasificar el mayor número posible de episodios.

Una vez analizadas las retrotrayectorias correspondientes a cada tipo de aerosol, se puede concluir diciendo que no hay ninguna clasificación con la que todas las retrotrayectorias circulen la mayor parte de su recorrido sobre las regiones fuente típicas de cada tipo de aerosol. De manera que, existen episodios de aerosoles que se han clasificado en un tipo de aerosol, pero que el recorrido de las masas de aire que los transportan no corresponden con ese tipo de aerosol. Esto es debido a que estas clasificaciones proponen rangos de valores de τ y α para cada tipo de aerosol a partir de la frecuencia típica de situaciones en las estaciones en cuestión, y no pueden ser aplicadas de forma general. La clasificación de Kaskaoutis et al. (2007) es con la que se obtiene mayor relación entre los tipos de aerosoles y las masas de aire que los transportan, pero deja muchos casos sin clasificar.

Debido a la dificultad que existe para conocer el origen del aerosol basándose exclusivamente en dichos parámetros radiativos, y a que la naturaleza del aerosol que las masas de aire transportan depende del origen y recorrido que éstas realizan, se ha pensado en clasificar las retrotrayectorias de las masas de aire en grupos con origen y recorrido similares, ya que tendrán una influencia de aerosoles similar. Esta segunda metodología se basa en la clasificación de

las retrotrayectorias aplicando un método objetivo, como es el análisis de conglomerados, y el posterior análisis de los parámetros de los aerosoles para cada conglomerado con el objetivo de comprobar el grado de influencia del origen y del recorrido de las retrotrayectorias en los parámetros de los aerosoles.

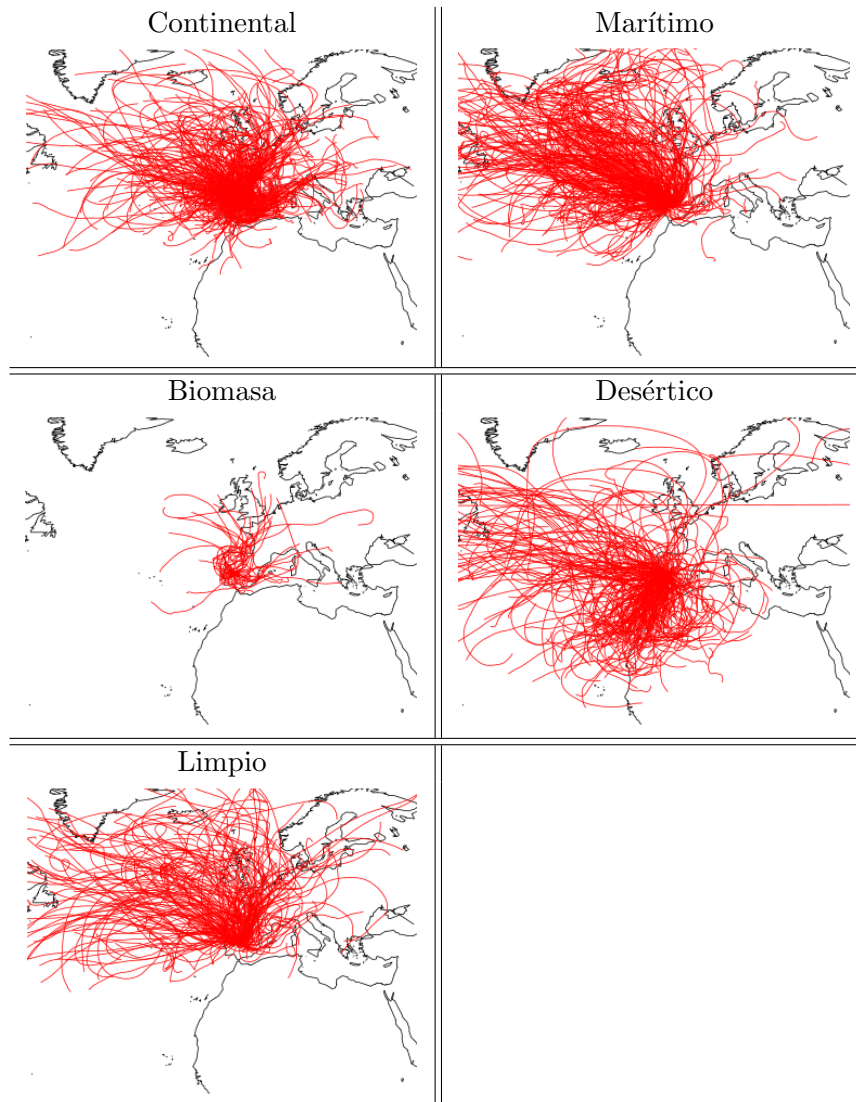


Figura 6.3: Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Elias et al. (2006).

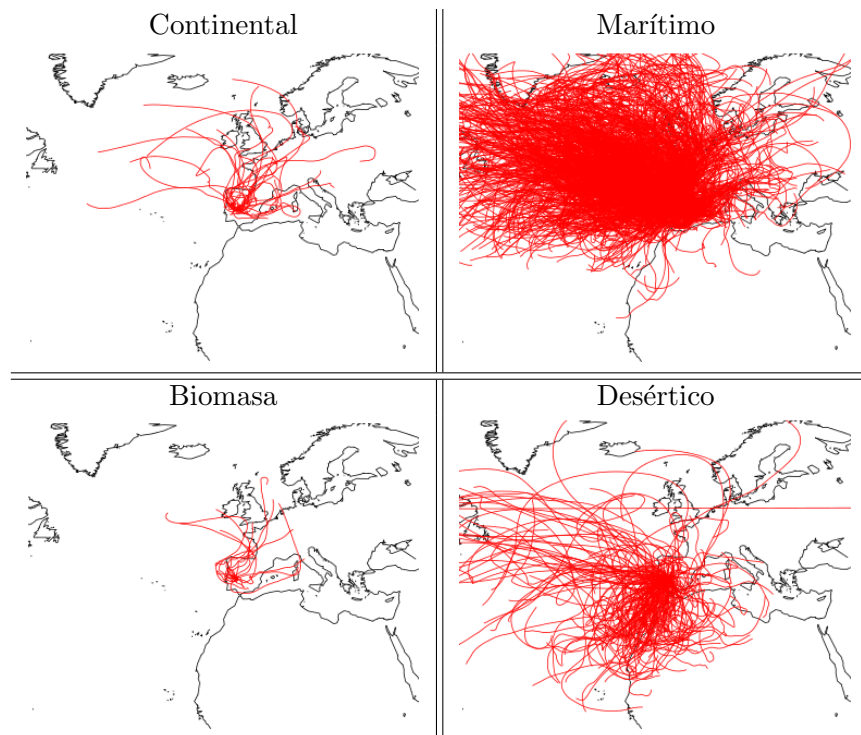


Figura 6.4: Retro trayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Toledano et al. (2007a).

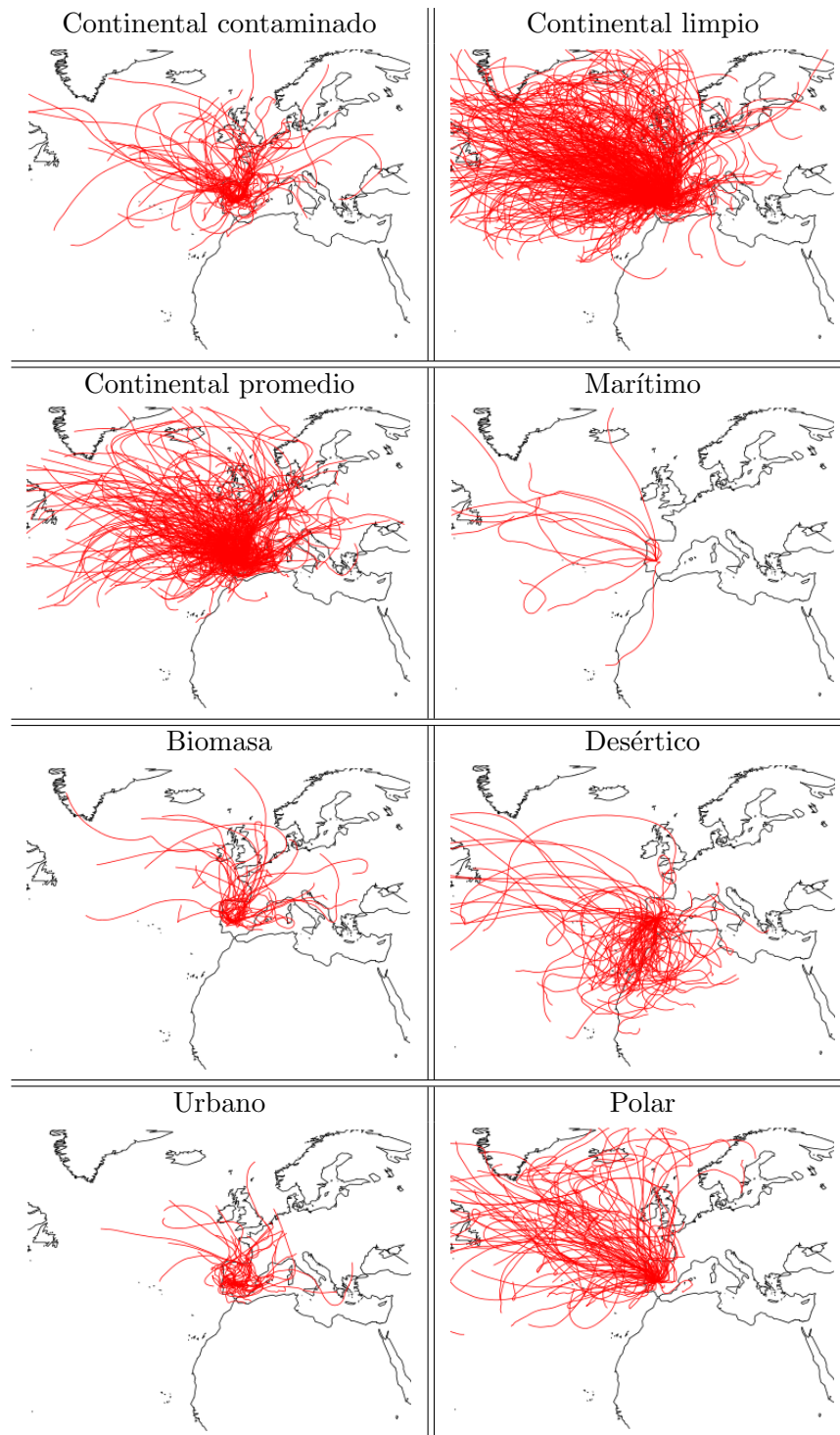


Figura 6.5: Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Otero et al. (2006).

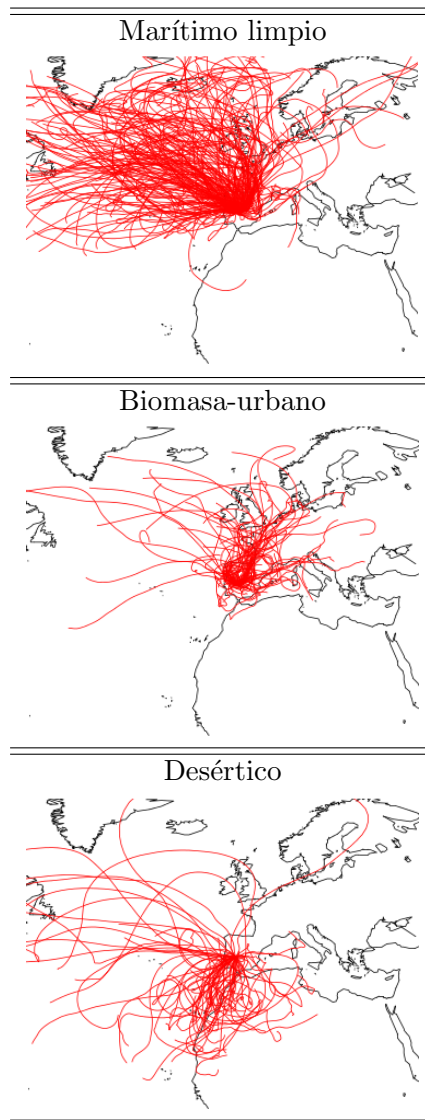


Figura 6.6: Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol según la clasificación propuesta por Kaskaoutis et al. (2007).

6.5. Clasificación de retrotrayectorias mediante análisis de conglomerados

Las masas de aire que llegan a la Península Ibérica están muy bien estudiadas (Jorba, 2005), pero uno de los principales problemas que se plantean cuando se clasifican sus retrotrayectorias para un fin específico, como es el estudio de los aerosoles, es establecer un criterio objetivo para realizar dicha clasificación. En esta sección se van a clasificar las retrotrayectorias de las masas de aire con el objetivo de agrupar todas las retrotrayectorias con orígenes y recorridos similares, ya que se supone que todas las masas de aire que describen el mismo recorrido tienen influencia de aerosoles similares. Debido a la dificultad para encontrar sectores que recojan efectivamente la idiosincrasia de las masas de aire que llegan a Cáceres, en este trabajo se ha realizado un análisis de conglomerados. Esta metodología ya ha sido utilizada por otros autores (Dorling et al., 1992; Mattis et al., 2000; Toledano et al., 2009; Rozwadowska et al., 2010) con el objetivo de clasificar las retrotrayectorias de masas de aire y establecer relación con los tipos de aerosoles que transportan. Esta clasificación se ha aplicado al conjunto de retrotrayectorias calculadas con el modelo HYSPLIT y pertenecientes al período julio 2005 - julio 2011.

6.5.1. Descripción

El análisis de conglomerados es un método utilizado para clasificar elementos en grupos homogéneos, llamados conglomerados, con respecto a algún criterio de selección predeterminado. Los elementos que forman cada conglomerado son similares entre sí (alta homogeneidad interna) y diferentes a los elementos de los otros conglomerados (alta heterogeneidad externa). Este tipo de herramientas permite descubrir asociaciones y estructuras en los elementos que no son evidentes “a priori” pero que pueden ser útiles una vez que se identifican.

Los métodos de agrupación para formar conglomerados se clasifican en dos: método jerárquico y método no jerárquico.

- **Jerárquico.** Este método tiene como objetivo agrupar conglomerados para formar uno nuevo, o bien, separar alguno ya existente para dar origen a otros dos. De tal forma que, si sucesivamente se va efectuando este proceso de aglomeración o división, se minimiza alguna distancia o bien se maximiza alguna medida de similitud. Este tipo de análisis de conglomerados se subdivide a su vez en aglomerativos o divisivos

(Figura 6.7). La diferencia entre los métodos por aglomeración o por división se debe a que el primero de ellos, el aglomerativo, comienza con tantos conglomerados como elementos tenga el conjunto de estudio, y a partir de ellos, se forman conglomerados mayores con elementos más parecidos entre sí, mientras que el método por división comienza con un sólo conglomerado y se va dividiendo hasta que cada elemento es un conglomerado independiente. A continuación se van uniendo entre sí en función de la mayor o menor proximidad de los elementos, formando grupos.

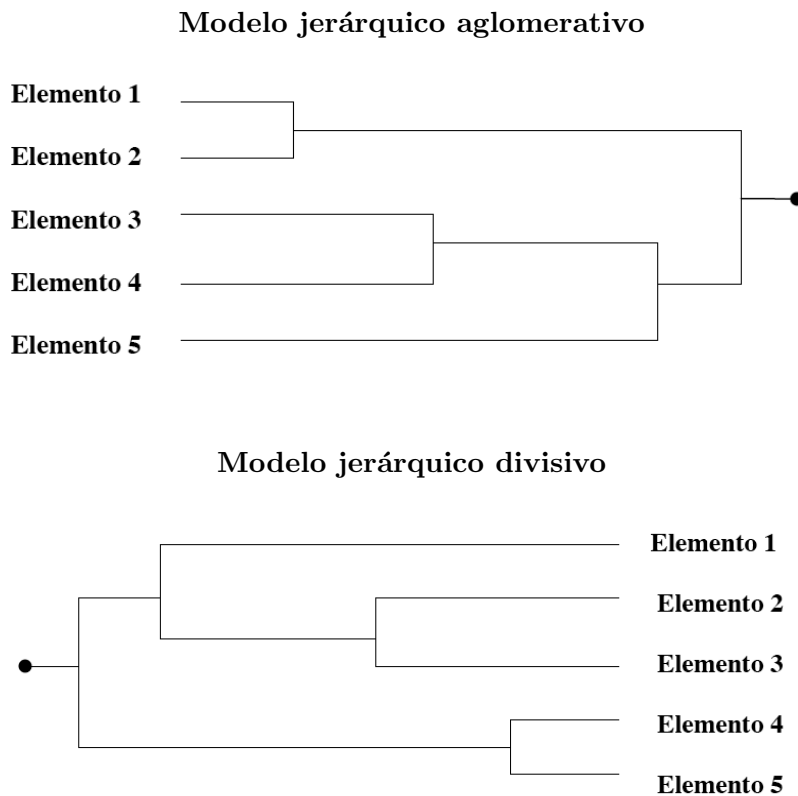


Figura 6.7: Esquemas de los modelos jerárquicos aglomerativos y divisivos.

La representación gráfica del análisis jerárquico recibe el nombre de dendrograma. Se trata de una figura en forma de árbol que resume el proceso de agrupación de un análisis de conglomerados. Los objetos similares se conectan mediante enlaces, cuya posición en el diagrama está determinada por el nivel de similitud/disimilitud entre los objetos.

En este tipo de análisis hay que tomar dos tipos de decisiones muy importantes que van a influir de forma fundamental en los resultados. Estas dos decisiones son la elección de la distancia entre conglomerados y el método de unión de los distintos grupos entre sí. La distancia entre conglomerados se puede calcular mediante diferentes métodos, siendo cada uno de ellos adecuado para un cierto objetivo. La decisión es normalmente subjetiva y depende del método que mejor refleje los propósitos de cada estudio particular. Algunos de los métodos más usuales para calcular la distancia entre conglomerados son los siguientes:

- *Método de la media (Average linkage)*. En este método, la distancia entre conglomerados se calcula como la distancia media entre pares de elementos. Este método proporciona buena representación gráfica de los resultados, obteniéndose conglomerados que no son ni demasiado grandes ni demasiado pequeños.
- *Método del vecino más próximo*. En este caso, la distancia entre dos conglomerados es el mínimo de las distancias entre un elemento de un conglomerado y un elemento del otro. Este método tiende a construir conglomerados demasiado grandes.
- *Método del vecino más alejado (Complete linkage)*. La distancia entre dos conglomerados es el máximo de las distancias entre un elemento de un conglomerado y un elemento del otro. Tiende a construir conglomerados pequeños y compactos.
- *Método de Ward (Método de varianza mínima)*. Los nuevos conglomerados se crean de tal manera de que se minimice la suma de cuadrados total de las distancias dentro de cada conglomerado.
- *Método del centroide*. La distancia entre dos conglomerados se calcula como la distancia entre los centroides de los mismos.

■ No jerárquico

El objetivo de este tipo de análisis es realizar una sola partición de los elementos en K grupos, a los cuales se unen el resto de elementos en base a las distancias existentes entre ellos. Esto implica que previamente se debe calcular la matriz de distancias entre los elementos de la muestra y fijar el número de grupos o conglomerados y los centros de los mismos.

El proceso comienza con la asignación de todos los elementos a los centros definidos más próximos, de manera que se va actualizando el valor del centro a medida que se van incorporando nuevos elementos. Una vez que todos los elementos se han asignado a cada uno de los conglomerados, se inicia un proceso iterativo para calcular los centroides finales de esos

conglomerados. Este método tiene dos desventajas importantes respecto a los jerárquicos, y es que debe especificarse previamente el número de grupos y los centroides de los grupos, y ambos aspectos pueden influir de forma importante en el resultado final. Sin embargo, este método tiene las ventajas de que es más rápido que el análisis de conglomerado jerárquico y es apropiado cuando el número de elementos es elevado.

Existen trabajos que plantean una clasificación de masas de aire mediante un análisis no jerárquico (Dorling et al., 1992; Toledano et al., 2009), pero en este estudio se han utilizado los dos métodos, jerárquico y no jerárquico. Se han utilizado los dos métodos con el objetivo de utilizar los beneficios propios de cada uno de ellos en la identificación de grupos de trayectorias diferentes. Estos grupos están basados en la distancia geométrica entre las trayectorias en dos dimensiones (latitud y longitud). De esta manera se obtienen conglomerados de trayectorias con longitud y curvatura similares, ya que se tiene en cuenta tanto la velocidad como la dirección de la trayectoria (Stohl, 1998).

6.5.2. Metodología

Como se ha comentado, en este estudio se han aplicado los dos métodos, jerárquico y no jerárquico, con el objetivo de aprovechar las ventajas de ambos métodos. En primer lugar, se ha realizado una clasificación jerárquica de las retrotrayectorias de masas de aire para determinar el número idóneo de conglomerados. Y posteriormente se ha realizado una clasificación no jerárquica a partir de la información proporcionada por el primer método.

En la primera parte del proceso, análisis jerárquico, es necesario establecer el método utilizado para calcular la distancia entre los conglomerados. En este estudio se ha seleccionado el método de la media porque proporciona conglomerados que no son ni demasiado grandes ni demasiado pequeños. También se ha representado el dendrograma resultante de este análisis y a partir del cual se ha determinado el número de conglomerados que existen en función de la distancia entre los conglomerados. En estudios en los que se aplica sólo el método no jerárquico, el número de conglomerados se determina mediante el análisis de los valores de desviación cuadrática media total (rmsd).

Una vez realizado este primer análisis y conocido el número de conglomerados, se ha realizado el análisis no jerárquico, para el cual ha sido necesario calcular la distancia entre retrotrayectorias. La distancia que se ha calculado es la distancia euclídea (Ecuación 6.1), la cual se ha estimado a partir de dos variables como son la latitud y la longitud de las retrotrayectorias. Cada tra-

yectoria consta de 121 puntos sobre ese plano, y la distancia se calcula para todos los pares de puntos:

$$d(1, 2) = \sqrt{\sum ((x_{2i} - x_{1i})^2 + (y_{2i} - y_{1i})^2)} \quad (6.1)$$

donde d es la distancia entre trayectorias, x_{1i} y x_{2i} son las latitudes de cada uno de los puntos de las trayectorias, e y_{1i} y y_{2i} son las longitudes.

Además del número de conglomerados, también hay que establecer los centroides de dichos conglomerados. De manera que cada conglomerado tenga su centroide, y las retrotrayectorias se puedan relacionar a un conglomerado u otro dependiendo de la distancia euclídea entre ellas y los centroides. En este estudio, el centroide de cada conglomerado es la retrotrayectoria promedio del conjunto de retrotrayectorias de dicho conglomerado.

Esta metodología se va a aplicar a las retrotrayectorias de masas de aire que llegan a la estación de Cáceres a diferentes alturas (500, 1500 y 3000 metros). Se ha tomado esta decisión porque uno de los objetivos de este capítulo es analizar los parámetros de los aerosoles en columna para cada conglomerado. Y como es conocido, las columnas de aire no se mueven de forma solidaria, por lo que es de esperar que a cada altura las masas de aire transporten aerosoles con diferentes orígenes. En general, la concentración de aerosoles disminuye con la altura, ya que las fuentes de aerosoles suelen estar cercanas a la superficie terrestre. Así, las retrotrayectorias a 500 m son las que transportan mayor carga de aerosoles, encontrándose frecuentemente dentro de la capa de mezcla. Estas retrotrayectorias están muy influidas por efectos locales debido a la proximidad del suelo. El rozamiento con el suelo hace que su velocidad sea menor que a niveles superiores, existiendo además recirculaciones que intensifican el efecto del suelo. A la altura de 1500 m las retrotrayectorias proceden de zonas más lejanas, pudiendo contribuir con aerosoles transportados desde otros orígenes. Este nivel es representativo del transporte de aerosoles a escala sinóptica. Y por último, las retrotrayectorias a 3000 m. Estas son especialmente importantes para la descripción del transporte del aerosol desértico, el cual se desplaza desde el Sáhara a grandes alturas.

6.5.3. Aplicación a las retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres

Una vez explicado el método utilizado en este estudio, se va a aplicar a la serie de 6 años de retrotrayectorias que llegan a la estación de Cáceres. La

clasificación por conglomerados se ha iniciado con el análisis jerárquico, obteniéndose los dendrogramas mostrados en la Figura 6.8. Estos dendrogramas muestran el número de conglomerados seleccionado para cada altura. En los tres niveles se ha decidido que el número de conglomerados sea de 5. Se ha considerado este valor después de realizar un gran número de ensayos y de comprobar que a partir de este valor se obtiene un gran número de conglomerados pero la distancia entre ellos es muy pequeña.

Una vez conocido el número de conglomerados, se han calculado los centroides de dichos conglomerados. La Figura 6.9 muestra los centroides calculados para cada uno de los tres niveles (500, 1500 y 3000 m). En esta figura se observa que en el nivel de 500 m, uno de los cinco centroides procede de las cercanías de la Península Ibérica (centroide 1), otro del Océano Atlántico (2), el tercero y cuarto describen trayectorias procedentes del centro y del norte de Europa, respectivamente, y el quinto procede del continente Africano. En el nivel de 1500 metros, dos de los cinco centroides proceden del océano Atlántico (1 y 3), aunque hay que destacar que el 1 describe una trayectoria más larga que el 3. El centroide 2 procede de las cercanías de la Península Ibérica, el 4 del norte de Europa y el 5 del este de la Península Ibérica. Los cinco centroides del nivel de 3000 metros describen trayectorias muy similares a las descritas anteriormente para el nivel de 500 metros. Aunque hay que destacar que los centroides 1 y 2, y 3 y 4 están invertidos en los dos niveles. Estos centroides coinciden con los trayectos más frecuentes que describen las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres.

Una vez conocido el número de conglomerados y sus centroides, se ha aplicado el análisis no jerárquico. El conjunto de retrotrayectorias asociado a cada centroide y que componen los diferentes conglomerados, para cada una de las alturas, se muestran en las Figuras 6.10, 6.11 y 6.12. En dichas figuras se observa que cada conglomerado agrupa trayectorias de similar longitud y forma. Aunque hay que destacar que las trayectorias cortas, relacionadas con situaciones estables, son las más difíciles de clasificar y se encuentran repartidas entre el conglomerado 1 del nivel de 500 metros, y en los conglomerados identificados con el número 2 en los otros dos niveles.

Una vez clasificadas las retrotrayectorias en los tres niveles, se observa que no existen muchas diferencias entre los tres niveles, es decir, se forman conglomerados muy similares independientemente de la altura. Por ello, como el objetivo de este estudio es relacionar las retrotrayectorias con las propiedades de los aerosoles, el nivel más interesante es el de 500 m, pues es el que más contribuye a la carga total de aerosoles de la columna. Por lo tanto, el análisis de los parámetros radiativos de cada conglomerado se hará con el nivel de

500 m. Este nivel también ha sido utilizado en otros estudios que establecen relaciones entre las propiedades de los aerosoles y el origen y trayectoria de la masa de aire que los transporta (Tunved et al., 2005; Xia et al., 2007).

6.5.4. Frecuencia de cada conglomerado

Observando la Figura 6.10 se puede extraer que los conglomerados 1 y 3 son los más frecuentes, pero para conocer el número de retrotrayectorias de cada conglomerado se ha representado la Figura 6.13. A partir de esta figura se puede confirmar que las retrotrayectorias más frecuentes son las correspondientes al conglomerado 1. Estas retrotrayectorias están relacionadas con masas de aire procedentes del Océano Atlántico y situaciones de estabilidad, favoreciendo que las masas de aire circulen por las cercanías de la estación de Cáceres. En cambio, las retrotrayectorias menos frecuentes son las correspondientes al conglomerado 5, las cuales proceden del norte de África. El conjunto de retrotrayectorias procedentes del centro de Europa, es decir, de zonas continentales (conglomerado 3), es el segundo más frecuente, seguido del compuesto por retrotrayectorias procedentes del norte de Europa (conglomerado 4), y del Océano Atlántico, pero de largo recorrido (conglomerado 2).

Calculando la frecuencia de las retrotrayectorias de masas de aire por conglomerados y para cada estación del año, se obtiene la Figura 6.14. En dicha figura se observa que las retrotrayectorias del conglomerado 1 predominan durante todo el año, aunque principalmente durante el verano. Esto podría deberse a la baja térmica que frecuentemente existe sobre la Península Ibérica en verano como consecuencia del calentamiento del suelo, forzando a las masas de aire a circular dentro de la Península Ibérica. Las retrotrayectorias del conglomerado 2, procedentes del Atlántico, son más frecuentes durante el invierno y la primavera, aunque hay que destacar que hay muy poca diferencia de unas estaciones a otras. Algunas de estas retrotrayectorias pueden relacionarse con las masas de aire denominadas marítimas subtropicales, las cuales son más frecuentes sobre la Península Ibérica en los meses de verano. Las retrotrayectorias con origen en el centro del continente europeo (conglomerado 3) predominan en otoño y primavera, mientras que las procedentes del norte de Europa (conglomerado 4) son más frecuentes en otoño e invierno. Y finalmente, las retrotrayectorias procedentes del norte de África (conglomerado 5), las cuales son responsables de la llegada a la Península Ibérica de grandes masas de polvo del Desierto del Sáhara. Estas retrotrayectorias son más frecuentes en los meses calurosos debido a diferentes condiciones sinópticas que favorecen la llegada de masas de aire continentales tropicales del norte de África (Rodríguez et al., 2001; Querol et al., 2002; Escudero et al., 2005).

6.5.5. Análisis de los valores de los parámetros radiativos para cada conglomerado

Una vez clasificadas las retrotrayectorias de las masas de aire y, por consiguiente, los aerosoles que transportan, se va a comprobar el grado de influencia del origen y recorrido de las retrotrayectorias en los parámetros de los aerosoles, es decir, si existen características comunes en los parámetros de los aerosoles con un mismo origen. Para ello, se han analizado los valores de algunos parámetros estadísticos de τ 440 y del parámetro α de Ångström (440-870) para cada conglomerado. Los parámetros estadísticos que se han calculado son la media, mediana, desviación estándar y percentiles de 5 y 95 %, cuyos valores aparecen resumidos en las Tablas 6.9 y 6.10. En el análisis de estos parámetros para cada conglomerado también se van a tener en cuenta los diagramas τ - α que se han elaborado con los valores de dichos parámetros más próximos a la hora en la que se calcula la retrotrayectoria, es decir, las 12 GMT. Estos diagramas se han elaborado de manera independiente para cada conglomerado (Figura 6.15), así como considerado los valores de todos los conglomerados en un único diagrama (Figura 6.16). También se han representado los histogramas de frecuencia de valores de τ y α para cada conglomerado (Figuras 6.17 y 6.18). El análisis de toda esta información permitirá asignar valores “tipo” de los parámetros de los aerosoles que transportan las retrotrayectorias de cada conglomerado.

Tabla 6.9: Parámetros estadísticos de τ 500 para cada conglomerado.

Conglomerado	Percentil 5 %	Mediana	Media	STD	Percentil 95 %
1	0.042	0.091	0.115	0.077	0.266
2	0.028	0.075	0.082	0.041	0.170
3	0.052	0.139	0.170	0.109	0.375
4	0.034	0.068	0.082	0.048	0.207
5	0.077	0.101	0.200	0.119	0.286

Analizando cada conglomerado de manera independiente se observa que los valores promedios de τ (0.115) y α (0.985) del conglomerado 1 son intermedios a los obtenidos en el resto de conglomerados. Estos valores sugieren que los aerosoles que transportan estas masas de aire podrían ser una mezcla de los diferentes tipos. De hecho, las retrotrayectorias del conglomerado 1 se mueven

Tabla 6.10: Parámetros estadísticos de $\alpha(440-870)$ para a cada conglomerado.

Conglomerado	Percentil 5 %	Mediana	Media	STD	Percentil 95 %
1	0.274	1.016	0.985	0.397	1.590
2	0.091	0.837	0.799	0.403	1.414
3	0.407	1.206	1.130	0.385	1.673
4	0.569	1.187	1.141	0.362	1.655
5	0.128	0.737	0.734	0.452	1.302

por las cercanías de la estación de medida pero no describen un único recorrido. Así también lo reflejan los valores de τ y α mostrados en los diagramas de las Figuras 6.15 y 6.16, y en los histogramas de las Figuras 6.17 y 6.18, en los cuales se observa que los datos se distribuyen por todo el rango de valores entre 0 y 0.6 para τ y entre 0 y 2 para α .

Los aerosoles transportados por las masas de aire pertenecientes al conglomerado 2, es decir, las procedentes del Océano Atlántico, tienen un valor promedio de τ pequeño (0.082), y raramente se alcanzan valores superiores a 0.2. El valor de la desviación estándar también es pequeño (0.041), lo cual da lugar a una distribución de frecuencias de τ muy estrecha (6.17). Estos valores indican que estas masas de aire, debido a su carácter marítimo, son muy limpias. El parámetro α también presenta un valor promedio bajo (0.799), lo cual sugiere que las masas de aire de este conglomerado transportan sales marinas de gran tamaño, como es habitual en las masas de aire con este recorrido.

El conglomerado 4, formado por retrotrayectorias del norte de Europa, muestra valores de τ similares a los obtenidos en el conglomerado anterior (promedio: 0.082; STD: 0.048), indicando que también son masas de aire con poca turbiedad. Analizando los valores estadísticos de la Tabla 6.10, se observa que los aerosoles transportados por las masas de aire de este conglomerado poseen un valor promedio de α (1.141) superior al obtenido en el conglomerado 2, es decir, existe una mayor influencia de partículas pequeñas. Esto puede ser debido a que estas masas de aire atraviesan mayor superficie continental, región fuente de partículas continentales de tamaño más pequeño que las anteriores.

Sin embargo, las retrotrayectorias que aportan a la estación de Cáceres una mayor cantidad de aerosoles continentales son las que componen el conglomerado 3, las cuales realizan casi todo su recorrido sobre zonas continentales. Los elevados valores promedios de τ y α de los aerosoles que transportan estas masas de aire, lo cual es una característica de este tipo de aerosol (Hess et al.,

1998; Cachorro et al., 2000; Holben et al., 2001), así lo confirman. El valor promedio de τ (0.170) de este conglomerado y su desviación estándar (0.109) son elevados en comparación con los valores obtenidos para los conglomerados anteriormente analizados, indicando una mayor turbiedad. Estos valores dan lugar a un histograma de frecuencia de τ (Figura 6.17) muy amplio y con valores que se distribuyen en todo el rango. Aunque como se puede observar en esta figura y en el diagrama $\tau - \alpha$, la mayoría de los casos oscilan entre 0.1 y 0.4. El valor promedio de α (1.130) es similar al obtenido para el conglomerado 4, indicando que predominan los aerosoles continentales de pequeño tamaño.

El último conglomerado engloba episodios de aerosol desértico caracterizados por elevados valores de τ y pequeños de α . De hecho, para los aerosoles de este conglomerado se obtiene el mayor valor promedio de τ (0.200) y de desviación estándar (0.119), y el valor promedio más pequeño de α (0.734). Estos valores también se observan en las Figuras 6.15 y 6.16, las cuales muestran que un elevado porcentaje de los casos correspondientes a este conglomerado (> 70 %) tienen valores de τ mayores de 0.1 y de α menores de 1. Los diagramas $\tau - \alpha$ para el resto de conglomerados también corroboran los valores anteriormente analizados. Así por ejemplo, casi todos los episodios correspondientes al conglomerado 2, es decir, masas de aire procedentes del Océano Atlántico, tienen valores de τ alrededor de 0.1 e inferiores a 0.2, y valores de α inferiores a 1. Los episodios de aerosol continental (conglomerados 3 y 4) se caracterizan por tener valores de α superiores a 1, aunque existe gran variabilidad. Los valores de τ de estos conglomerados también muestran gran variabilidad, sobretodo en el conglomerado 3.

En general, se puede decir que esta metodología de clasificación de retrotrayectorias discrimina cinco grandes grupos de aerosoles según su origen y que los valores promedios de τ y α de cada conglomerado son característicos de cada uno de esos tipos. Sin embargo, analizando los diagramas $\tau - \alpha$ y los histogramas de frecuencia de estos parámetros se observa que existe variabilidad en los valores de cada conglomerado, lo cual puede ser debido a que las masas de aire de cada conglomerado no transportan únicamente el tipo de aerosol que se cree que transporta por circular durante más tiempo sobre una región. Por lo tanto, el simple hecho de considerar el recorrido de la masa de aire a una altura concreta no garantiza que ésta transporte aerosoles de las regiones fuente sobre las que circula porque no tiene en cuenta los mecanismos de incorporación del aerosol. Para garantizar que la clasificación identifica correctamente el tipo de aerosol que transporta la masa de aire, habrá que tener en cuenta otros factores que condicionan la incorporación del aerosol a la masa de aire. Algunos de estos factores son la interacción de la masa de aire con la capa de mezcla, la altura más relevante para la correcta clasificación

de cada tipo de aerosol o la antigüedad en el aporte de aerosoles. Todos estos factores se considerarán en la clasificación de aerosoles que se va a proponer en el siguiente capítulo.

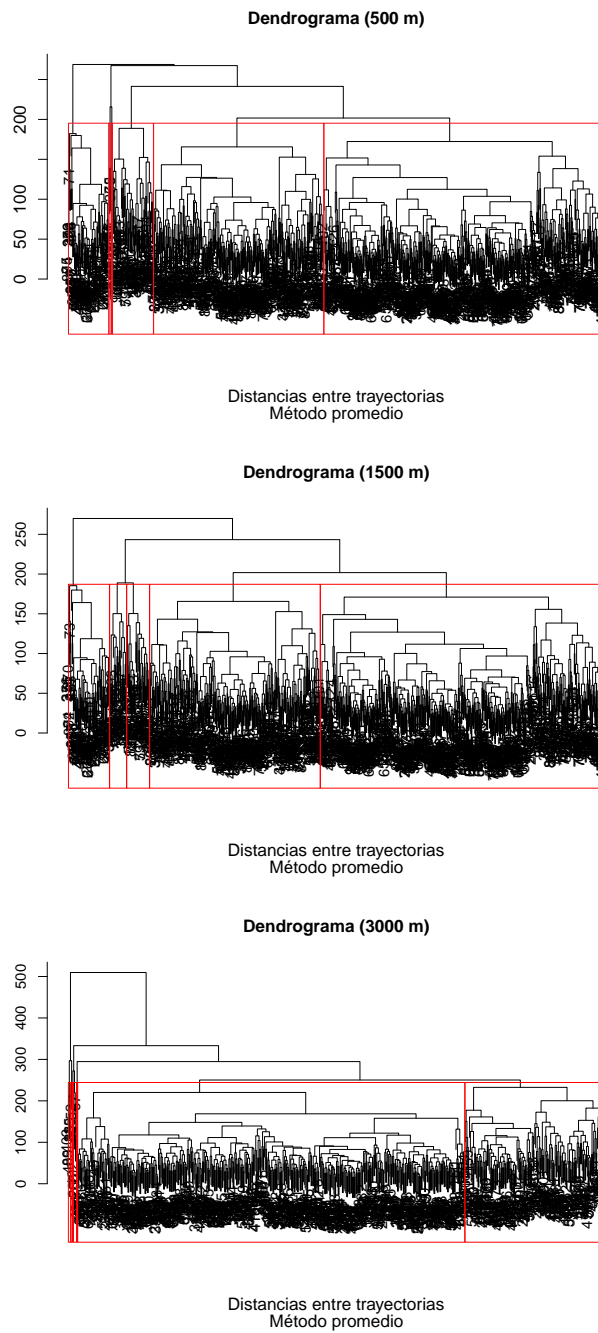


Figura 6.8: Dendrogramas que determinan el número de conglomerados para cada nivel (500, 1500 y 3000 m).

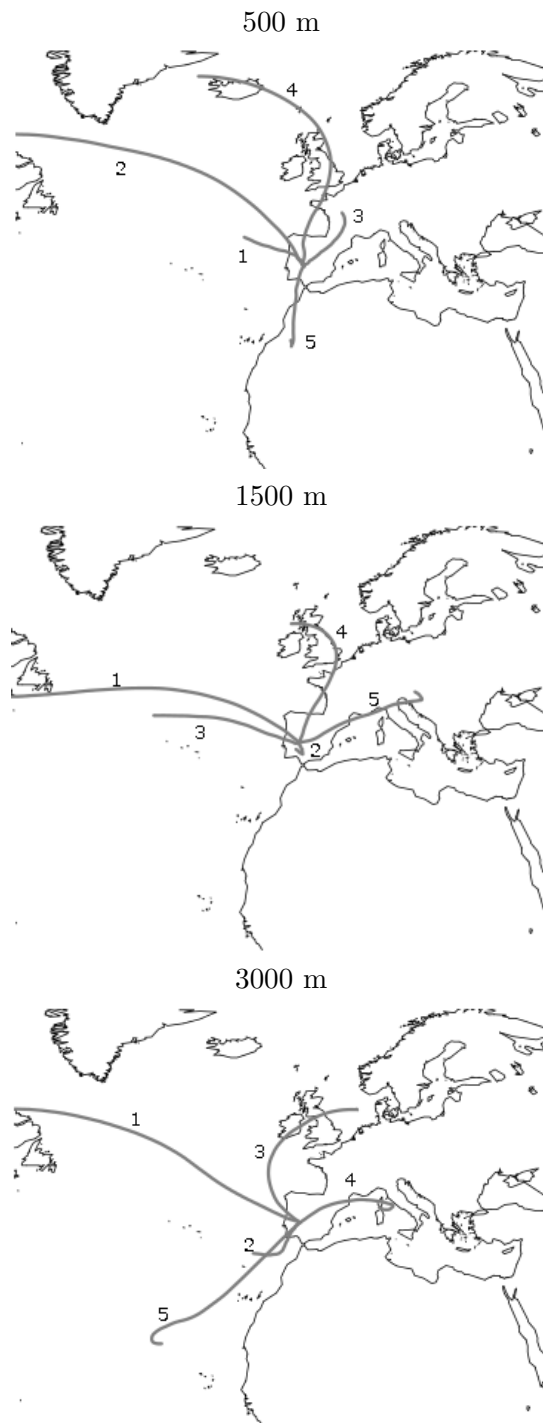


Figura 6.9: Centroides de los diferentes conglomerados para cada nivel (500, 1500 y 3000 m).

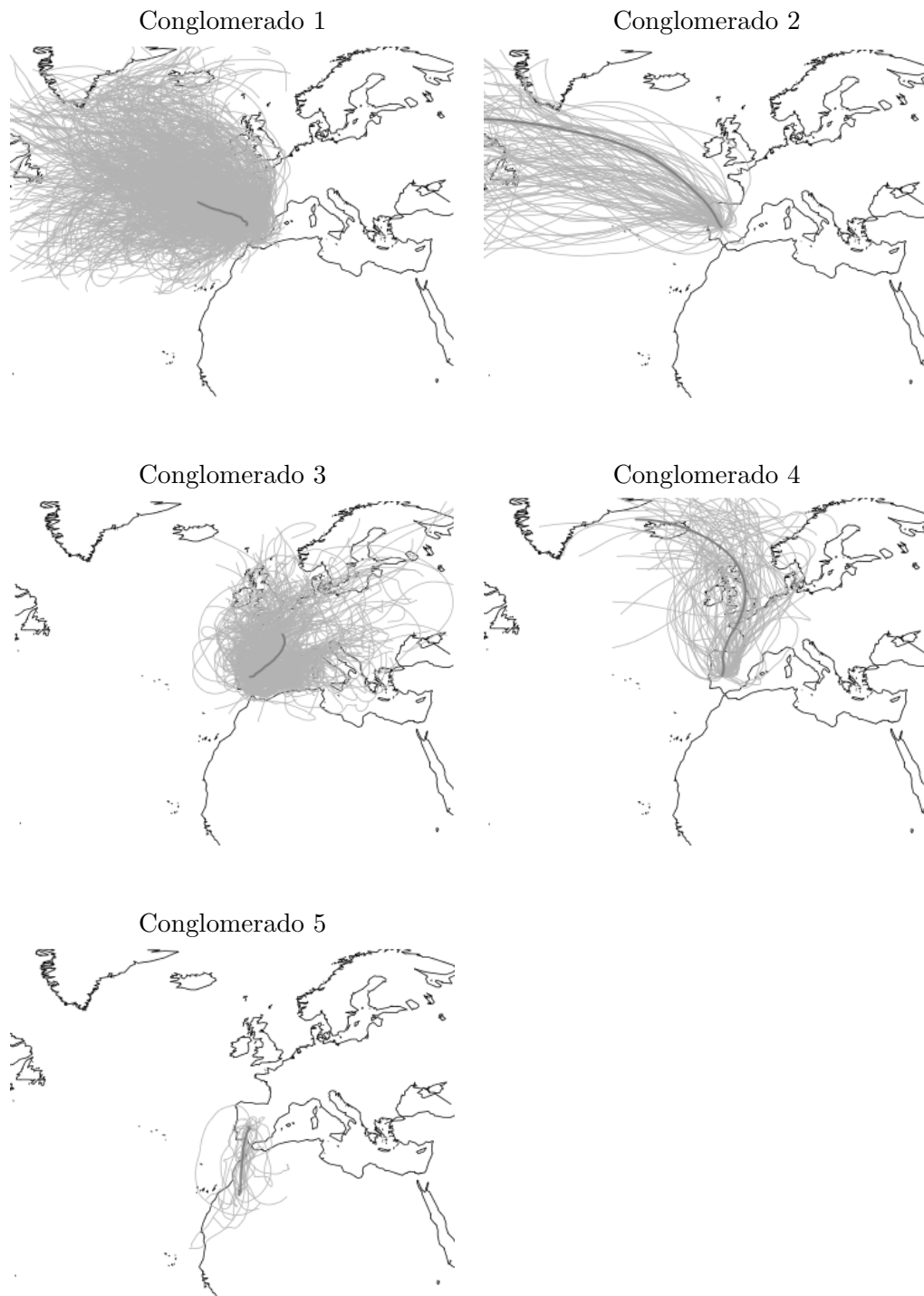


Figura 6.10: Retrotrayectorias correspondientes a cada conglomerado en el nivel de 500 m. De color gris oscuro y más grueso aparecen representados los centroides de cada conglomerado.

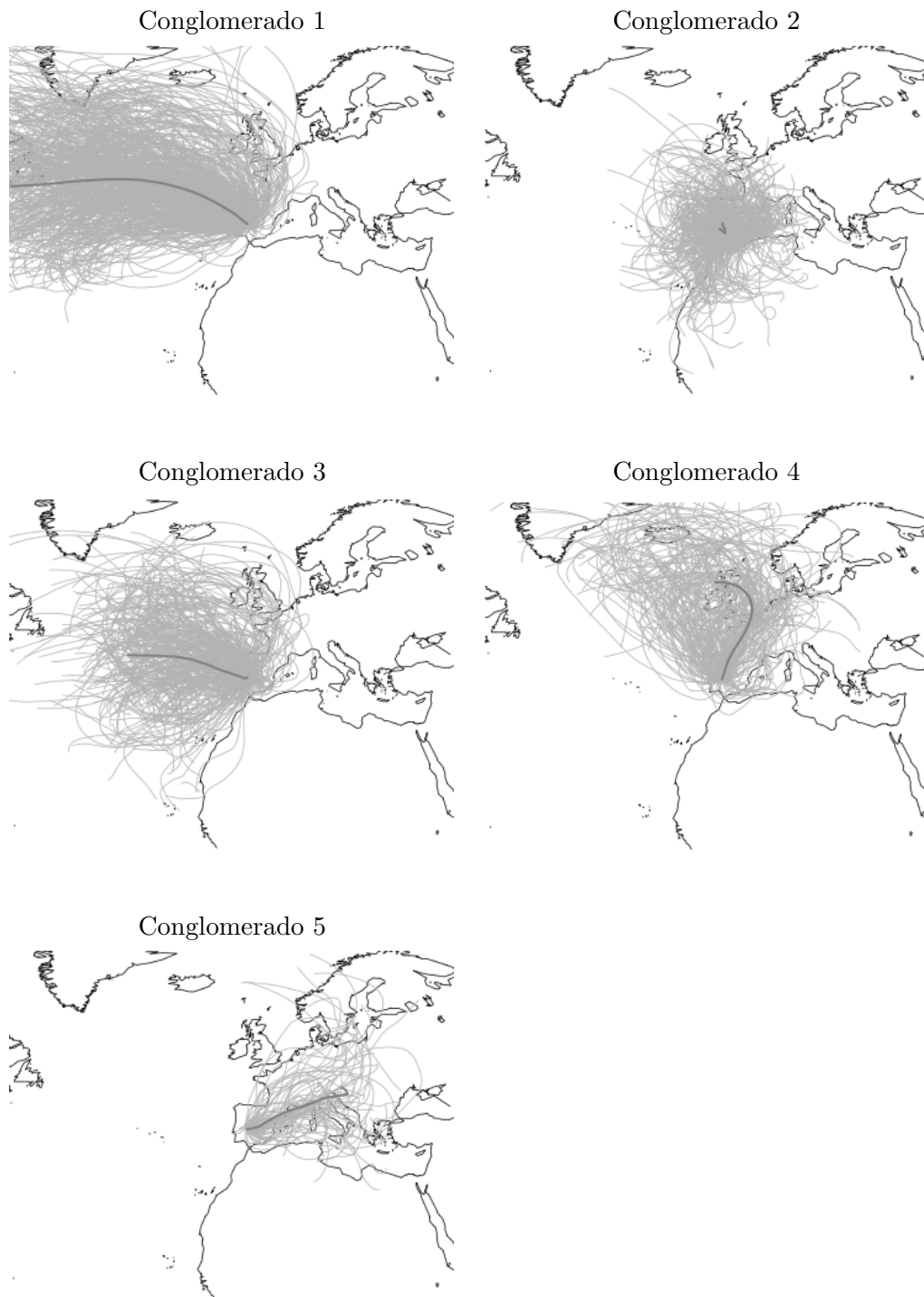


Figura 6.11: Retrotrayectorias correspondientes a cada conglomerado en el nivel de 1500 m. De color gris oscuro y más grueso aparecen representados los centroides de cada conglomerado.

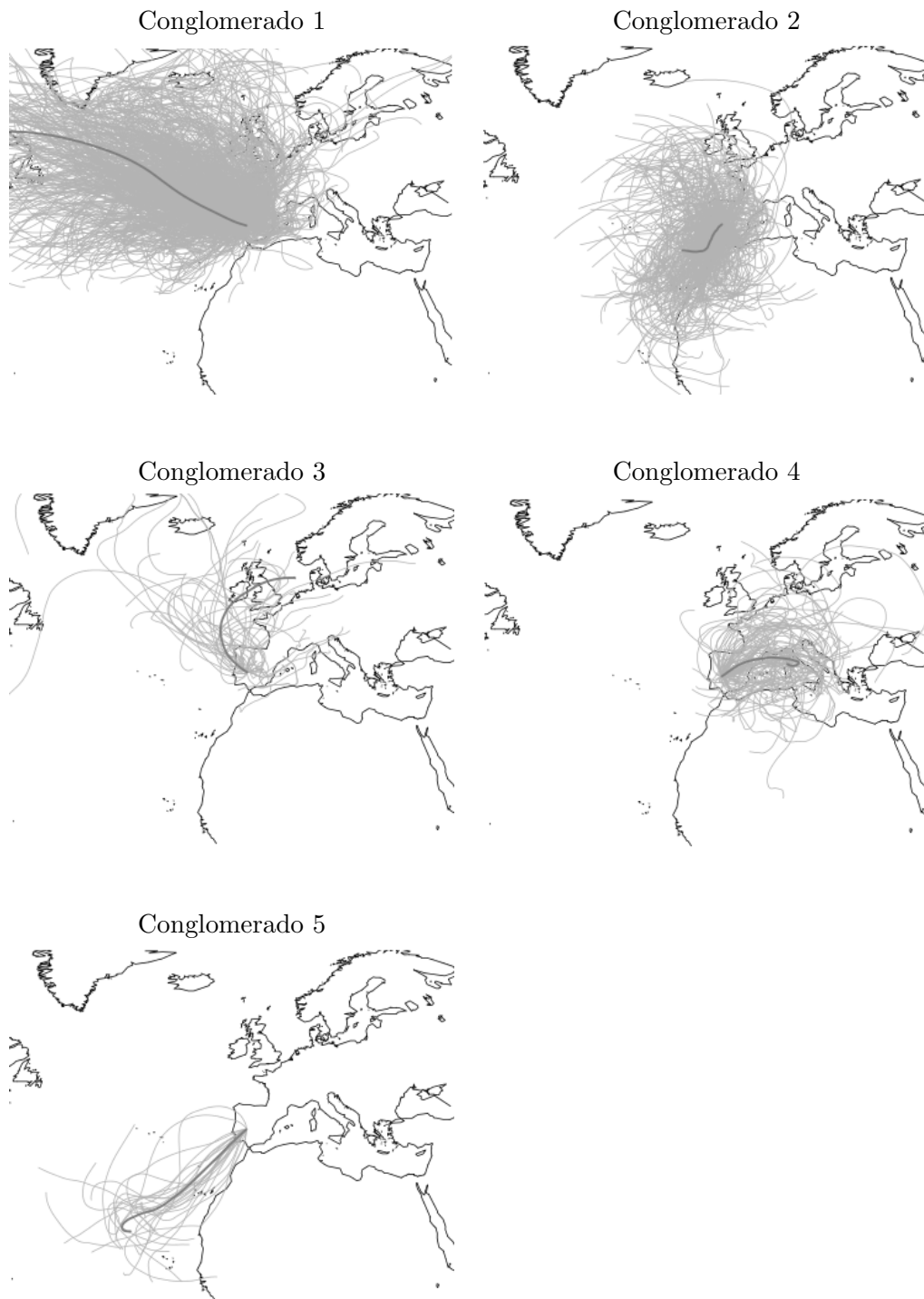


Figura 6.12: Retrotrayectorias correspondientes a cada conglomerado en el nivel de 3000 m. De color gris oscuro y más grueso aparecen representados los centroides de cada conglomerado.

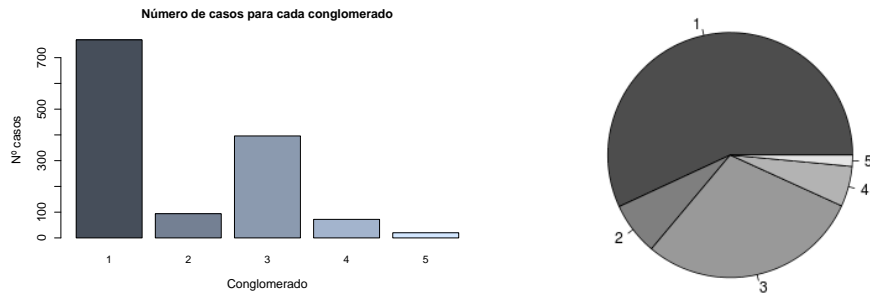


Figura 6.13: Frecuencia de cada conglomerado durante todo el período de estudio en el nivel de 500 m.

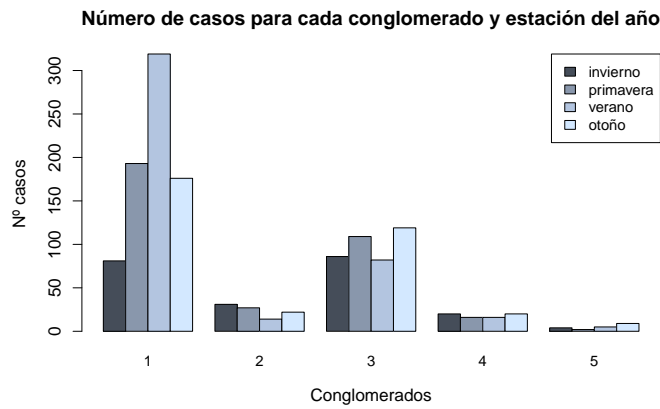


Figura 6.14: Número de casos para cada conglomerado y cada estación del año.

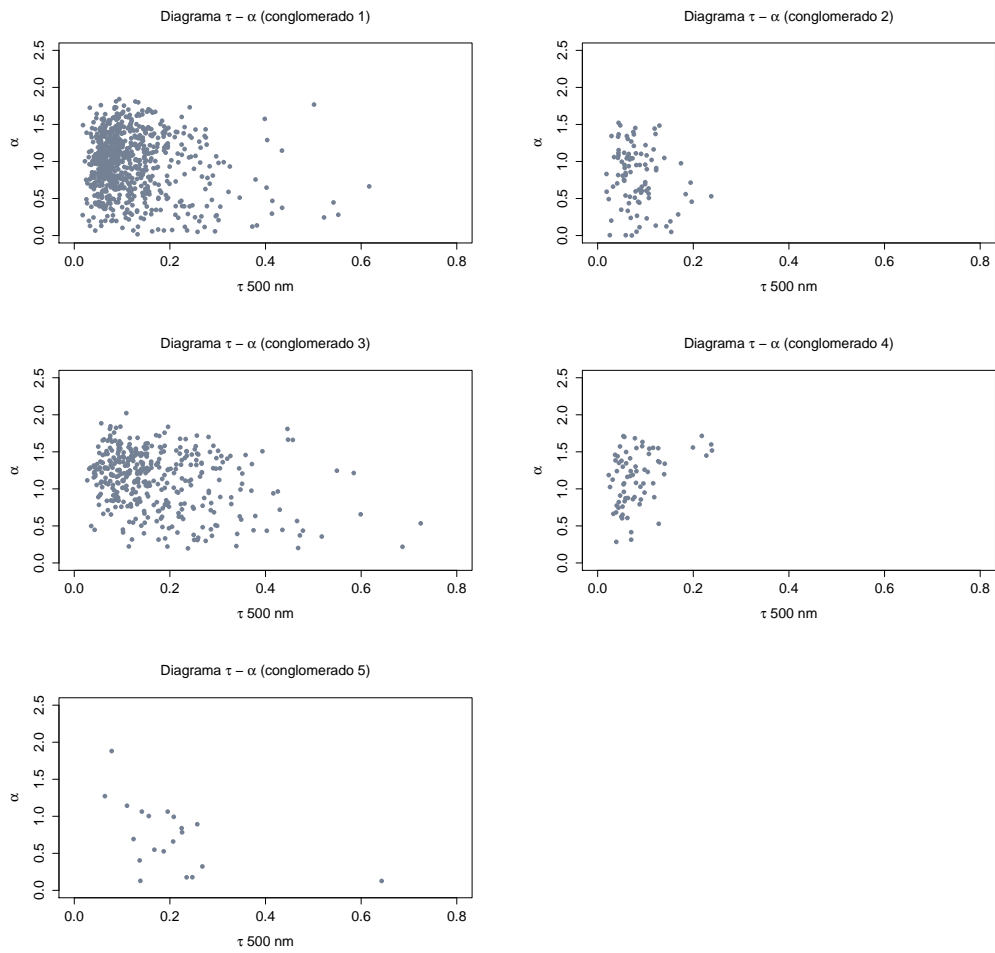


Figura 6.15: Diagramas τ 440- α (440-870) para los conglomerados obtenidos en el nivel de 500 m.

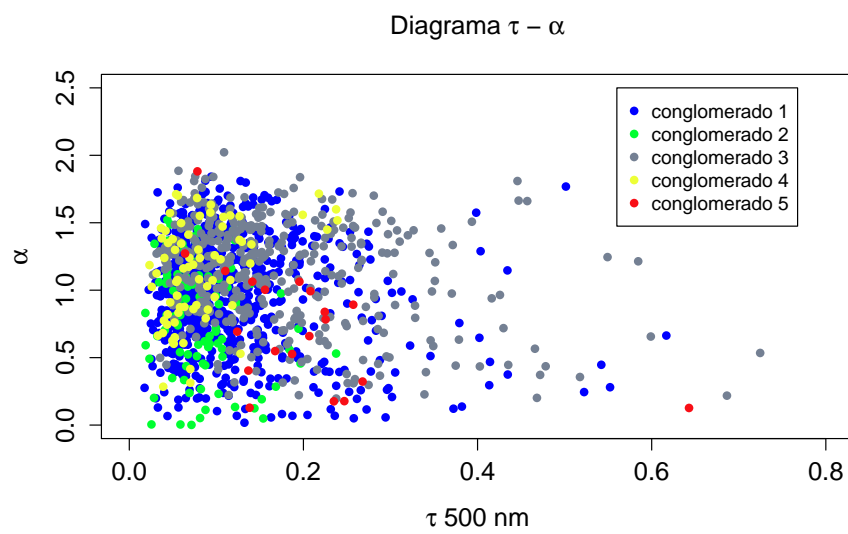


Figura 6.16: Diagrama $\tau - \alpha$ de todos los conglomerados correspondientes al nivel de 500 m.

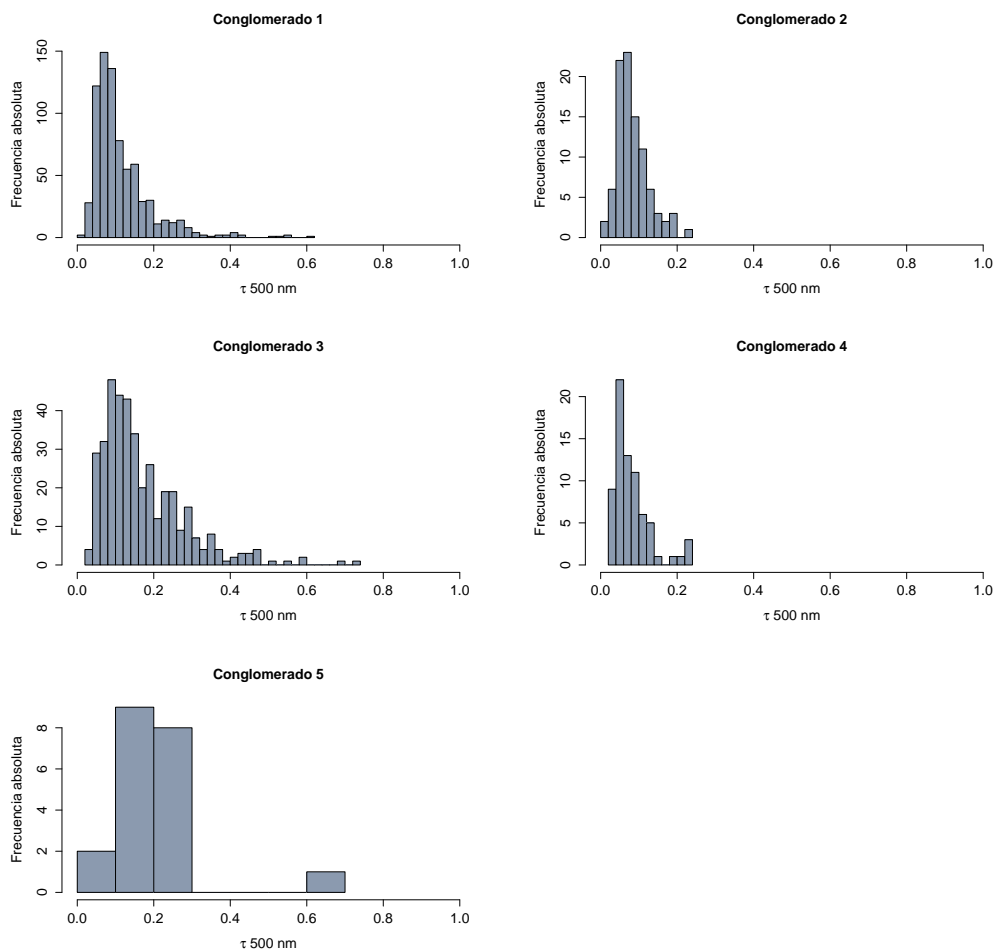


Figura 6.17: Histogramas de frecuencia de los valores de τ 440 para los conglomerados obtenidos en el nivel de 500 m.

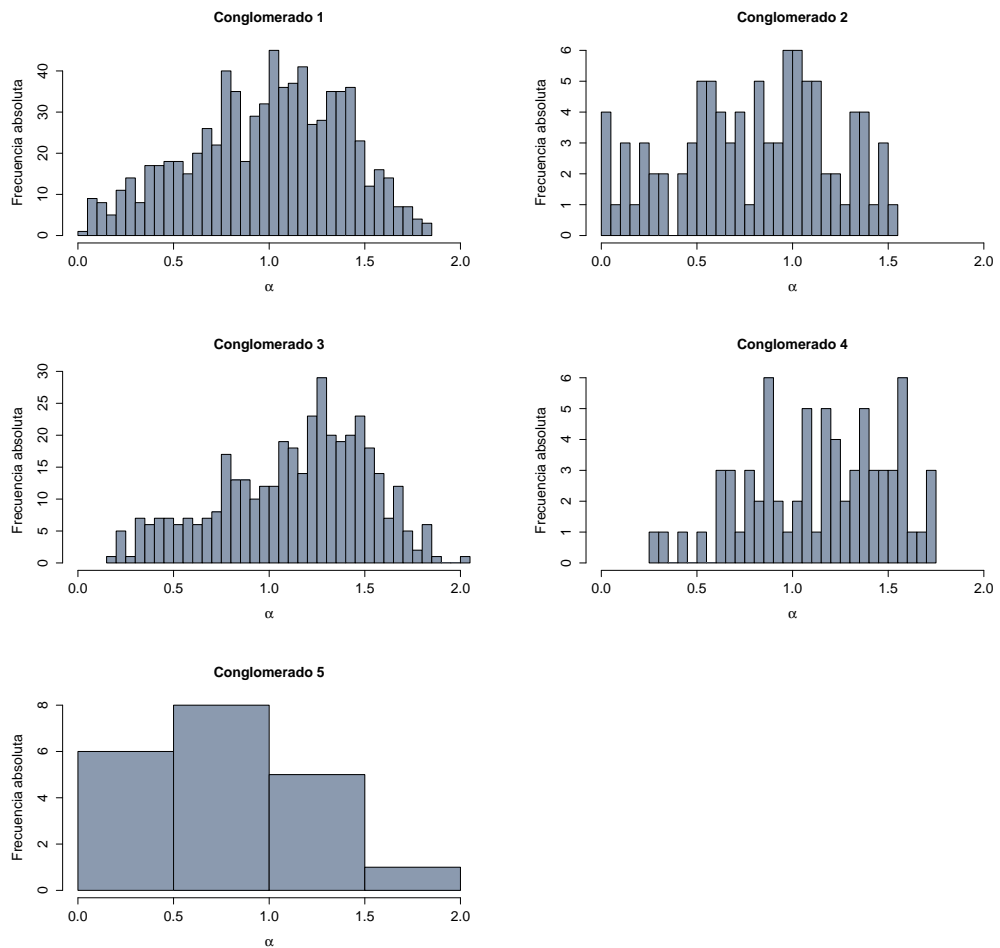


Figura 6.18: Histogramas de frecuencia de los valores de $\alpha(440-870)$ para los conglomerados obtenidos en el nivel de 500 m.

Capítulo 7

Propuesta de una clasificación de aerosoles

En este capítulo se propone una nueva clasificación de aerosoles a partir del análisis de las retrotrayectorias de las masas de aire que los transportan. Esta clasificación no sólo se basa en el origen y recorrido de las retrotrayectorias a una altura concreta, sino en todo el perfil. Además, se tiene en cuenta el tiempo de permanencia de las retrotrayectorias sobre cada área, la antigüedad del aporte de aerosoles y la interacción con la capa de mezcla. Todos estos factores se utilizarán para calcular unos índices que permitan identificar el tipo de aerosol predominante sobre la estación de Cáceres sin tener que hacer un análisis exhaustivo del episodio que se quiere clasificar.

7.1. Introducción

Las clasificaciones de aerosoles basadas en parámetros radiativos, como τ y α , emplean para sus clases denominaciones relativas al origen del aerosol, como marítimo, desértico, continental, etc. De esta forma sugieren una relación unívoca entre dichos parámetros radiativos y el origen del aerosol. Sin embargo, en esta tesis hemos constatado (ver Capítulo 6) lo inapropiado de dicha denominación detectando numerosos casos con una asignación evidentemente errónea clasificando, por ejemplo, como aerosol desértico a casos con un recorrido muy alejado de zonas desérticas o como marítimo a casos evidentemente continentales o como polar a aerosol procedente de latitudes tropicales. Esto es debido a que existe una gran variabilidad en los parámetros radiativos de los aerosoles procedentes de un origen dado. De hecho, los aerosoles con diferente origen muestran un gran solapamiento en el diagrama $\tau - \alpha$, siendo imposible conocer el origen del aerosol basándose exclusivamente en dichos parámetros radiativos. Esto explica que algunas clasificaciones, como las propuestas por Elias et al. (2006) y por Otero et al. (2006), propongan clases no disjuntas, reconociendo la imposibilidad de la clasificación. Este solapamiento es también el origen de la arbitrariedad de los umbrales propuestos en las distintas clasificaciones para distinguir unos tipos de aerosol de otros. Así, los diferentes autores establecen rangos tratando de minimizar el error de asignación para una estación concreta estando, por tanto, dichos rangos muy afectados por la frecuencia típica de situaciones en la estación en cuestión y no siendo, por tanto, válidos de forma general.

Reconociendo la ausencia de una relación unívoca entre el tipo u origen del aerosol y sus parámetros radiativos, también se proponen clasificaciones basadas en el análisis de conglomerados de las retrotrayectorias de las masas de aire que contienen al aerosol. Este tipo de metodología se aplica con el objetivo de identificar los recorridos de las masas de aire más frecuentes, pero no recogen los mecanismos de incorporación del aerosol. Por todo ello, en este capítulo se propone una nueva clasificación de aerosoles basada en el origen y recorrido que realizan las retrotrayectorias de las masas de aire en toda la columna, además de otros factores como son el tiempo de permanencia de las retrotrayectorias sobre cada área, la antigüedad del aporte de aerosoles o la interacción con la capa de mezcla. Estos factores se utilizarán para definir unos índices que permitan identificar, de manera automática y objetiva, el tipo de aerosol que predomina en la columna, sin tener que hacer un análisis exhaustivo de las retrotrayectorias cada vez que se quiera clasificar un episodio de aerosol.

7.2. Tipos de aerosoles

Tras analizar los diferentes tipos de aerosoles empleados en la bibliografía existente y, teniendo en cuenta el objetivo de clasificar los aerosoles según su origen, se ha decidido establecer tres clases fundamentales: marítimo, continental y desértico. Dichos tipos recogen las principales fuentes de aerosoles de interés para la Península Ibérica y, en particular, para la estación de Cáceres. En la bibliografía pueden encontrarse algunos otros tipos, pero que no han sido considerados por su escasa frecuencia en Cáceres o por su pobre interés. Así por ejemplo, se ha decidido no incluir un tipo Mediterráneo porque sus características están bien recogidas en el tipo marítimo. Por otra parte, dado que las escasas masas de aire procedentes del mar Mediterráneo que acaban llegando a la estación de Cáceres han de atravesar toda la Península, los aerosoles que transportan suelen adquirir características continentales. El tipo de aerosol polar tampoco se ha incluido porque es poco frecuente sobre la estación de Cáceres debido a la gran distancia que existe entre las zonas polares y Cáceres. De hecho, es poco probable que se detecten episodios puros de este tipo de aerosol sobre Cáceres, ya que las masas de aire procedentes de zonas polares circulan por una gran diversidad de zonas antes de llegar, incorporando diferentes tipos de aerosoles. Un tipo de aerosol que sí resulta muy interesante es el procedente de la quema de biomasa. Sin embargo, este tipo no puede relacionarse exclusivamente con la retrotrayectoria de la masa de aire, sino que requiere información detallada de pequeña escala espacial sobre la existencia y evolución de los correspondientes incendios, de la cual no se dispone usualmente.

7.3. Factores que influyen en los tipos de aerosoles

En este estudio se ha considerado que el tipo de aerosol que transporta una masa de aire depende de los siguientes factores: tiempo de permanencia de la masa de aire sobre un área, momento del recorrido en el que está sobre ese área, altura de la masa de aire o la interacción con la capa de mezcla. A continuación se van a describir cada uno de estos factores.

7.3.1. Tiempo de permanencia

El primero de ellos es el tiempo de permanencia de las masas de aire sobre un área. Las masas de aire adquieren sus características por interacción con

las superficies de las áreas sobre las que circulan, denominadas áreas fuente, donde deben permanecer estacionarias durante un cierto tiempo. Es lógico pensar que cuanto más tiempo esté una masa de aire sobre una región, mayor probabilidad tiene de incorporar aerosoles propios de esa región. Por ello, estas regiones fuente deben ser suficientemente extensas y homogéneas para poder transferir alguna característica en la masa de aire. Este criterio ya lo han utilizado algunos autores en estudios de clasificación de masas de aire y su posterior relación con las propiedades de los aerosoles (Bahrmann and Saxena, 1998; Di Sarra et al., 2001; Formenti et al., 2001; Gerasopoulos et al., 2003; Pace et al., 2006; Estellés et al., 2007a; Toledano et al., 2009). Para poder aplicar este factor en la metodología de clasificación de las masas de aire, y por lo tanto de los aerosoles que transportan, es necesario identificar las regiones fuente más importantes en cuanto a tamaño y cercanía a la estación de Cáceres. En este estudio se ha dividido en 5 áreas la región del planeta cercana a la estación de medida, representadas en la Figura 7.1, y que son:

- Entorno (“en”), correspondiente a las cercanías de la estación.
- Europa (“eu”), resto de la Península Ibérica y Europa sin tener en cuenta la región “entorno”.
- Norte de África (“af”).
- Océano Atlántico y Mar Mediterráneo (“ma”).
- Ártico (“ar”), región correspondiente a latitudes superiores de los 60 °.

Estas áreas son las principales fuentes de aerosoles para la Península Ibérica. Dichas áreas difieren de las resultantes de la clasificación meteorológica de masas de aire, la cual se basa fundamentalmente en criterios como la temperatura y la humedad.

7.3.2. Antigüedad del aporte de aerosoles

Los aerosoles que se incorporan a una masa de aire al circular ésta sobre una región fuente de aerosoles no permanecen de manera indefinida en la atmósfera, sino que se depositan por acción de la gravedad. A su vez, la masa de aire recibe otras aportaciones sucesivas de aerosoles al circular sobre otras regiones. Por lo tanto, un importante factor a considerar cuando se quiere identificar el tipo de aerosol que transporta una masa de aire es el orden en que se producen dichas aportaciones. Así, las aportaciones más recientes

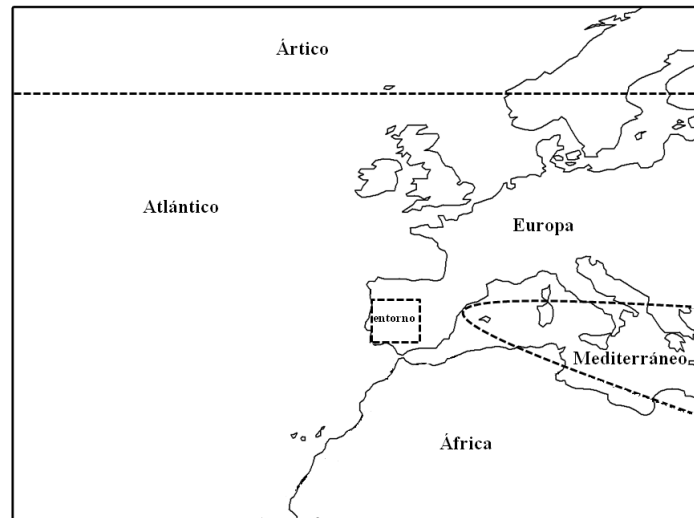


Figura 7.1: Sectores de interés para la clasificación de las retrotrayectorias de masas de aire.

suponen una mayor contribución a la columna final medida sobre la estación de Cáceres. Por ello, se ha decidido ponderar la influencia de un área concreta multiplicando por un factor que disminuye con la antigüedad.

7.3.3. Altura en la columna

Las masas de aire no son homogéneas en altura, ya que en la columna de aire pueden contribuir masas de aire que llegan a diferentes alturas, pudiendo existir una mezcla de aerosoles con diferentes orígenes. Por lo tanto, otro factor a tener en cuenta cuando se quiere clasificar a la columna de aerosoles según la predominancia de uno de los tipos de aerosoles es la altura de las retrotrayectorias de las masas de aire, ya que cada tipo de aerosol predomina a unas alturas concretas.

7.3.4. Altura de la capa de mezcla

El simple hecho de pasar sobre un área no garantiza que esa masa de aire reciba un aporte de aerosoles, tiene que existir interacción con ella. Por ello, se ha pensado que otro factor a tener en cuenta es la altura de la capa de mezcla. Este factor ya ha sido aplicado por otros autores (Pace et al., 2006; Meloni

et al., 2007; Kaskaoutis et al., 2010) en la clasificación de los aerosoles.

La capa de mezcla se define como el estrato de aire más cercano al suelo en el que la turbulencia atmosférica originada por desequilibrios térmicos o mecánicos produce una intensificación de los movimientos del aire, favoreciendo el fenómeno de difusión y transporte de energía y materia hasta un nivel delimitado normalmente por la presencia de una discontinuidad térmica, a partir de la cual, el comportamiento de la atmósfera no está sujeto a dichos intercambios turbulentos (Nuñez, 2002). Se asume que es en esta capa donde se produce el mayor aporte de aerosoles a las masas de aire, y para que esto se produzca, la altura de la masa de aire debe ser inferior a la altura de la capa de mezcla. Para aplicar este criterio es necesario conocer las regiones en las que las masas de aire interactúan con la capa de mezcla, y para ello es imprescindible calcular las retrotrayectorias a diferentes alturas. Las regiones anteriormente mencionadas (“en”, “eu”, “af”, “ma” y “ar”) en las que haya interacción con la capa de mezcla se denominarán con letras mayúsculas de la siguiente manera:

- Entorno (“EN”).
- Europa (“EU”).
- Norte de África (“AF”).
- Océano Atlántico y Mar Mediterráneo (“MA”).
- Ártico (“AR”).

7.4. Índices

Una vez descritos estos factores, que se van a condicionar el tipo de aerosol que transporta una masa de aire, se van a definir unos índices que permitan clasificar, de manera automática, la columna de aerosoles sobre Cáceres en uno de los tres tipos mencionados, siempre que exista predominancia de uno de los tipos.

Antes de definir estos índices es necesario enumerar algunas consideraciones que se han tenido en cuenta. La primera de ellas es que las retrotrayectorias se han calculado con el modelo HYSPLIT. La segunda consideración es el número de alturas a las que se han calculado estas retrotrayectorias. Se ha decidido calcular las retrotrayectorias a 40 alturas entre 100 y 4000 metros, una cada 100 metros, con el objetivo de obtener los perfiles de las masas de aire de toda

la columna, ya que las medidas de aerosoles de los que disponemos son de toda la columna. Retrotrayectorias a alturas superiores a 4000 metros no se han considerado porque difícilmente interaccionan con las regiones fuente que contribuyen al aporte de aerosoles sobre Cáceres. Dichos perfiles se utilizan para identificar el área sobre el que circulan las masas de aire en cada altura, sin tener que limitarse a una altura concreta. La Figura 7.2 muestra dos ejemplos de episodios desérticos (15 de febrero de 2008 y 10 de octubre de ese mismo año) en los que la influencia del desierto del Sáhara puede producirse a diferentes alturas. Cada color de esta figura indica el área sobre el que circula cada trayectoria, tal y como se muestra en la leyenda. Hay que destacar que las tonalidades más intensas corresponden a las áreas en las que existe interacción con la capa de mezcla. Estos ejemplos reflejan la importancia de utilizar estos perfiles y no limitarse a unas alturas concretas, ya que el resultado obtenido depende de la altura seleccionada. Así por ejemplo, la interacción con la capa de mezcla en zonas desérticas para la masa de aire que llega a Cáceres el 15 de febrero de 2008 se produce entre los 500 y 2500 metros, mientras que para el día 10 de octubre de 2008 se produce a alturas mayores de 3000 metros.

La tercera consideración es el tiempo de recorrido de las trayectorias, que será de 5 días, al igual que en capítulo anterior. Este número de días parece ser apropiado para el alcance del estudio, ya que las masas de aire pueden ser transportadas desde grandes distancias antes de llegar a Cáceres, como por ejemplo desde el Océano Atlántico o desde el norte de Europa. Y la cuarta y última consideración es referente al cálculo de la altura de la capa de mezcla. Esta altura se ha calculado con el modelo HYSPLIT, el cual la estima como la primera altura en la que la temperatura potencial supera en 2 °K el valor que existe a nivel del suelo.

Una vez aclaradas estas consideraciones, se describen los índices que se van a aplicar para identificar, de manera automática, la predominancia de alguno de los tres tipos de aerosoles en las masas de aire:

- Número total de horas que las 40 trayectorias circulan sobre cada área, independientemente de si existe interacción con la capa de mezcla o no. Para ello se define el índice “ ta ” (Ecuación 7.1):

$$ta = \sum_{i=0}^{120} \sum_{j=1}^{40} x_{ij}(a) \quad (7.1)$$

donde a es un área dado (“eu” o “EU”, “af” o “AF”, “ma” o “MA”, “en” o “EN”, “no” o “NO”), i es cada una de las 120 horas del recorrido

de las retrotrayectorias, y j cada una de las 40 alturas que forman los perfiles.

Este índice tiene en cuenta toda la columna, pero si se quiere particularizar para una altura concreta, se utilizará la Ecuación 7.2:

$$taj = \sum_{i=0}^{120} x_{ij}(a) \quad (7.2)$$

- Número total de horas que las 40 trayectorias circulan sobre cada área, siempre que exista interacción con la capa de mezcla. En este caso se define el índice “ TA ”, calculado de forma similar al índice “ ta ”, pero considerando únicamente las áreas en las que existe interacción con la capa de mezcla (“ EN ”, “ EU ”, “ AF ”, “ MA ”), (Ecuación 7.3):

$$TA = \sum_{i=0}^{120} \sum_{j=1}^{40} x_{ij}(A) \quad (7.3)$$

Al igual que ocurre con el índice anterior, en el caso de que se quiera particularizar para una altura concreta, se utilizará la siguiente expresión (Ecuación 7.4):

$$TAj = \sum_{i=0}^{120} x_{ij}(A) \quad (7.4)$$

- Antigüedad del aporte de aerosoles. Con este índice se pretende dar un peso a la influencia de cada área, así como a la antigüedad del aporte de aerosoles. La principal influencia sobre la masa de aire quedará determinada por el área modulada por un factor temporal que disminuye con la antigüedad de la masa de aire respecto de la estación de medida de la forma siguiente: $\frac{120-i}{120}$. Donde i es el número de horas entre cada punto de la trayectoria y la estación. De manera que si i es igual a 100, es decir, este punto está a 100 horas de la estación de medida, el valor de este factor será igual a 0.16 ($\frac{120-100}{120}$). Mientras que si el punto está a 10 horas de la estación, el valor del factor es igual a 0.91 ($\frac{120-10}{120}$). Este índice se denomina “ tpa ” y se calcula mediante la expresión 7.5. Si además damos peso exclusivamente a aquellos momentos en los que hay aporte de aerosoles por interacción con la capa de mezcla, aparece el índice “ TPA ”, que se calcula teniendo en cuenta la expresión 7.6.

$$tpa = \sum_{i=0}^{120} \sum_{j=1}^{40} x_{ij}(a) \times \frac{120-i}{120} \quad (7.5)$$

$$TPA = \sum_{i=0}^{120} \sum_{j=1}^{40} x_{ij}(A) \times \frac{120-i}{120} \quad (7.6)$$

- Diseñar criterios para la clasificación. Estos criterios se refieren, por ejemplo, a que los índices superen un cierto umbral. Es decir, si el valor del criterio es inferior al valor mínimo establecido no se podrá considerar porque no cumple con el requisito mínimo exigido. Se pueden definir umbrales más o menos restrictivos, llegando incluso a especificar el número de horas que una trayectoria tiene que estar sobre un área y el momento o la altura en el que se tiene que producir.

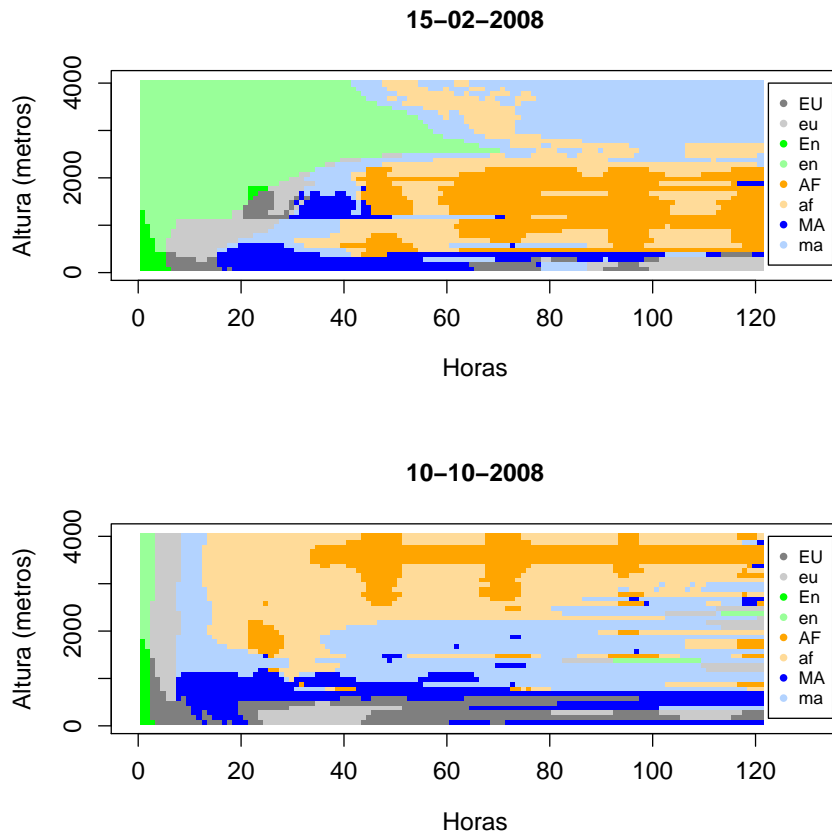


Figura 7.2: Áreas sobre las que circulan las masas de aire, a diferentes alturas, durante su recorrido hasta llegar a Cáceres los días 15 de febrero de 2008 y 10 de octubre de 2008.

7.5. Propuesta de clasificaciones de aerosoles

Se ha realizado una intensa labor de ensayo de diferentes índices, umbrales y combinaciones de ellos con el objetivo de seleccionar aquellas que, en principio podrían ser más generales. Como resultado se ha llegado a varias propuestas generales de clasificación de aerosoles, las cuales se van a afinar empleando diferentes umbrales y comparando la bondad de los resultados obtenidos. Estas propuestas de clasificación se describen a continuación.

■ Clasificación 1.

En esta primera clasificación que se ha propuesto se ha considerado que el número de horas que una masa de aire circula sobre un área es indicativo del tipo de aerosol que transporta. Por ello, esta clasificación está basada en el valor del índice “*ta*”, es decir, en el número total de horas que las 40 retrotrayectorias circulan sobre cada área. De manera que, si el índice “*ta*” para el área denominado “África” es el más elevado, esta clasificación considera que hay una clara predominancia en la columna del aerosol desértico. Si el valor de “*ta*” es superior para el área “marítima”, predomina el aerosol marítimo. Y si el valor de este índice es superior sobre el área denominado “Europa”, el tipo de aerosol que predomina será el continental.

■ Clasificación 2.

La segunda clasificación que se ha propuesto es similar a la anterior, con la única diferencia de que en lugar de utilizar el índice “*ta*”, se ha utilizado el índice “*TA*”, es decir, sólo se tendrán en cuenta las áreas en las que hay interacción con la capa de mezcla. Y de la misma manera que en la clasificación anterior, el área para el que se obtenga el mayor valor de “*TA*” determinará el tipo de aerosol que predomina en la columna de aerosol.

■ Clasificación 3.

La clasificación identificada con el número 3 también está basada en el índice “*TA*”, pero además se propone un umbral del mínimo valor de este índice que se debe cumplir para que el aerosol que transporta la masa de aire sea identificado de un tipo u otro. La elección del valor de este umbral, al igual que los valores de otros umbrales utilizados en el resto de clasificaciones que se proponen será discutida en la sección 7.7.1: Definición de umbrales.

De entre las áreas en las que se obtiene un valor del índice “*TA*” superior al umbral, se elige aquella que aporta los aerosoles más recientemente,

y será la que determine el tipo de aerosol que predomina en la columna de aerosoles.

■ **Clasificación 4.**

Esta clasificación está basada en el índice “*tpa*”. El área para el que se obtiene el mayor valor de este índice determinará el tipo de aerosol que transporta la masa de aire, ya que se produce una combinación de factores que influyen en la carga de aerosoles de la masa de aire. Estos factores son el número de horas que la masa de aire está sobre el área y el momento del recorrido en el que se produce el aporte de aerosoles.

■ **Clasificación 5.**

La clasificación número 5 es similar a la anterior pero teniendo en cuenta únicamente cuando existe interacción con la capa de mezcla, es decir, considerando el índice “*TPA*”.

■ **Clasificación 6.**

Esta clasificación se basa en que el índice “*TAP*” supere un cierto umbral. La elección del valor de este umbral se discutirá en la sección 7.7.1: Definición de umbrales. Una vez conocidas las áreas en las que el índice “*TAP*” supera el umbral, esta clasificación propone un orden para identificar cual de ellas es la que más contribuye al aporte de aerosoles en la masa de aire. El orden establecido es el siguiente: Desértico - Continental - Marítimo. Es decir, que si el valor del índice “*TAP*” para el área de “África” es superior al umbral, esa masa de aire tiene carácter desértico. Si el valor de “*TAP*” para ese área no supera el umbral, se analiza si es continental. Si en esas áreas el valor de “*TAP*” supera el umbral, la masa de aire tiene características continentales. En el caso de que ninguno de los dos índices anteriores superen el umbral, se dice que la masa de aire es marítima y estaría cargada de aerosoles de este tipo.

Se ha establecido este orden porque los episodios de aerosol desértico tienen unas características peculiares que les distingue claramente del resto de aerosoles, lo cual permite su fácil identificación. Por el contrario, los casos marítimos son muy difíciles de clasificar porque, dada la situación geográfica de la Península Ibérica, rodeada de océanos, la influencia marítima existe en todas las trayectorias. Por ello, este tipo se clasifica el último y engloba todos los casos que no pertenecen a los otros tipos.

■ **Clasificación 7.**

La clasificación número 7 es similar a la anterior a excepción del orden en el que se van a asignar los tipos de aerosoles. En esta clasificación se va

a dar prioridad al tipo desértico, seguida del marítimo y del continental. También se ha pensado en este orden porque todas las retrotrayectorias, en la última parte de su recorrido, tienen que circular sobre área continental al atravesar la Península Ibérica hasta llegar a la estación de Cáceres, pudiéndose cargar de aerosoles continentales. De esta manera, los tipos de aerosoles continentales serían más frecuentes y más difíciles de identificar.

■ **Clasificación 8.**

En las clasificaciones anteriormente descritas se ha considerado todo el perfil de trayectorias para identificar el área que más influye en el aporte de aerosoles. Sin embargo, en esta clasificación se propone utilizar una única altura con el objetivo de simplificar el proceso, ya que sólo se tendrá en cuenta la altura más relevante para cada tipo de aerosol. Esta clasificación se basa en el índice “*taj*” (Ecuación 7.2) para determinar el área en el que se obtiene el mayor valor de este índice y que determinará el tipo de aerosol que predomina en la columna. La altura a la que se calcula el índice “*taj*” se elegirá mediante un análisis previo que se realizará en la sección 7.7.1: Definición de umbrales.

■ **Clasificación 9.**

Esta clasificación se basa en los valores del índice “*taj*” calculado para la altura propuesta en la clasificación número 8 y teniendo en cuenta sólo la mitad del recorrido, es decir, a las 60 horas más cercanas a la estación de medida. Además, se han establecido unos umbrales mínimos de este índice que se deberán cumplir para cada área. De entre las áreas que superan el umbral establecido, se elegirá aquella con el mayor valor del índice “*taj*” como la que más contribuye al aporte de aerosoles de la masa de aire.

En esta clasificación se ha considerado sólo la mitad del recorrido de las retrotrayectorias porque los aportes más recientes son los que más influyen en el tipo de aerosol que transporta la masa de aire cuando circula sobre la estación de medida. Sin embargo, esta decisión puede afectar a la identificación de los episodios de aerosol desértico, cuya región fuente, el Desierto del Sáhara, está a gran distancia de la estación de medida y en 60 horas las masas de aire no tienen tiempo suficiente para llegar desde allí. También se prevé que la altura más significativa para identificar los episodios de aerosol marítimo y continental no será muy elevada, para que se produzca interacción con la capa de mezcla y permita la incorporación de aerosoles desde estas regiones. Sin embargo, estas alturas no son las más apropiadas para identificar los episodios desérticos, porque como es conocido, la movilización de polvo del Sáhara acostumbra a

producirse por impulsos y es transportado a miles de kilómetros, a alturas en su mayor parte entre 1500 y 4000 m s.n.m. (Talbot et al., 1986). Por ello, para identificar correctamente los episodios de aerosol desértico habrá que proponer modificaciones. Estas modificaciones consistirán en calcular el índice “*ta*” para los cinco días de recorrido y para las 40 alturas de manera independiente, y comprobar que el valor del índice es superior al umbral establecido. Además, para que un episodio sea identificado como desértico, ese umbral tendrá que ser superado en más de una altura, de manera que se garantice que realmente esa influencia se produce y no es fruto de una trayectoria aislada. El número de alturas en el que se deberá superar el umbral para el tipo de aerosol desértico se determinará en la sección 7.7.1: Definición de umbrales.

■ Clasificación 10.

La última clasificación que se ha propuesto está basada en criterios correspondientes a las clasificaciones ya descritas, concretamente a las dos últimas, clasificaciones 8 y 9. Además, se han propuesto otros extraídos del análisis de un gran número de perfiles durante su elaboración. De manera que, los criterios propuestos por esta clasificación para identificar la predominancia de cada tipo de aerosol en la columna de aerosoles son los siguientes:

- Aerosol desértico. Para la identificación de este tipo de aerosol se tendrá en cuenta el número de horas que las retrotrayectorias circulan sobre el área denominado África para que ésta incorpore aerosoles de este tipo. El mínimo número de horas sobre este área deberá ser superior al valor del umbral que se obtenga para este tipo de aerosol en la clasificación 9. Otro criterio adicional, y que se ha extraído del análisis de perfiles de episodios desérticos, es que debe haber interacción con la capa de mezcla durante al menos 5 horas sobre el área de África. Además, estos dos criterios se deben cumplir en un número mínimo de alturas, que se extraerá de la clasificación 9.
- Aerosol marítimo. Los criterios utilizados por esta clasificación para identificar los episodios de aerosol marítimo son los mismos que se proponen en la clasificación número 9. Es decir, que el número de horas que la trayectoria debe circular, a una cierta altura, sobre el área marítima tiene que ser mayor que el umbral definido para este tipo de aerosol. Este número de horas tiene que producirse en las últimas 60 horas del recorrido antes de llegar a la estación de medida.

- Aerosol continental. Para la identificación de este tipo de aerosol, esta clasificación considera las retrotrayectorias a una única altura, la misma que se utiliza en la clasificación 8, así como las 60 horas de la trayectoria más cercanas a la estación de medida. Además, dicha retrotrayectoria tiene que cumplir alguno de los siguientes criterios:
 - El primero de ellos se extrae de la clasificación número 8, y es que el número de horas sobre el área denominado “Europa” debe ser mayor que el valor del umbral establecido.
 - El segundo criterio se ha determinado a partir del análisis de un gran número de perfiles durante episodios continentales. Según este criterio, para que un episodio sea identificado como continental, el número de horas que las retrotrayectorias circulan sobre las áreas denominadas “Europa” o “Entorno” deberá ser mayor de 50 en las 60 horas más cercanas a la estación de medida. Y de esas 50 horas, al menos un 10 %, es decir 5 horas, la masa de aire debe estar sobre el área “Europa”.

7.6. Criterios de validación

Una vez descritas las diferentes clasificaciones de aerosoles, se van a aplicar a los perfiles de retrotrayectorias correspondientes a una muestra de referencia. Los tipos de aerosoles que determinan las clasificaciones se van a comparar con los de la muestra de referencia con el objetivo de identificar la clasificación con la que se obtienen resultados más parecidos a los de la muestra de referencia. Previamente, esta muestra de referencia se ha clasificado en los tres tipos de aerosoles mencionados en las secciones anteriores (desértico, marítimo y continental) siguiendo un criterio subjetivo. Dicho criterio ha consistido en el análisis de los valores de τ y α , así como del recorrido que realizan las trayectorias y de sus perfiles.

Para la validación de cada una de las clasificaciones propuestas se han elaborado “matrices de confusión” a partir de los resultados obtenidos tras aplicar cada clasificación y la muestra de referencia. Se trata de una matriz bidimensional, en la que las columnas están ocupadas por los valores de frecuencia absoluta de cada tipo de aerosol según la muestra de referencia, y las filas por los valores de frecuencia absoluta de cada tipo de aerosol obtenidos tras aplicar cada clasificación. Es una matriz cuadrada $n \times n$, donde n indica el número de tipos de aerosoles. Un ejemplo de estas matrices se muestra en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1: Ejemplo de una matriz de confusión.

	C	D	M
C	X_{11}	X_{12}	X_{13}
D	X_{21}	X_{22}	X_{23}
M	X_{31}	X_{32}	X_{33}

La diagonal de esta matriz expresa el número de casos de validación, es decir, donde hay acuerdo entre los datos de referencia y los obtenidos con cada clasificación. El número de casos que perteneciendo a un tipo de aerosol según la muestra de referencia han sido clasificados erróneamente en otro tipo con la clasificación se cuantifica a través del error de omisión. En cambio, el error de comisión cuantifica el número de casos que la clasificación ha identificado en un tipo pero que en la muestra de referencia pertenecen a otros tipos. Estos errores de comisión y omisión se calculan aplicando las expresiones 7.7 y 7.8, respectivamente.

$$E_{ci} = \frac{X_{ii} - \sum_{j=1}^n X_{ij}}{\sum_{j=1}^n X_{ij}} \times 100 \quad (7.7)$$

$$E_{oj} = \frac{X_{jj} - \sum_{i=1}^n X_{ij}}{\sum_{i=1}^n X_{ij}} \times 100 \quad (7.8)$$

donde i son las filas y j las columnas. De ahí el interés de estas matrices, ya que no sólo muestran los aciertos, sino también los conflictos que existen entre los tipos que determinan las clasificaciones (Chuvieco, 1990).

Estos valores de error han sido utilizados en este estudio para validar cada tipo de aerosol según cada una de las clasificaciones. Además de validar cada

tipo de aerosol, también resulta de gran interés validar toda la clasificación en conjunto y no cada uno de los tipos de aerosoles de manera independiente. Por ello, se ha calculado el índice de acierto de Heidke, denominado en inglés Heidke Skill Score (*HSS*) (Heidke, 1926). Este índice fue propuesto inicialmente por Doolittle (1988) y es el más empleado para cuantificar el acierto global de las matrices de confusión. El índice *HSS* da un valor de la diferencia que existe entre el acuerdo referencia–aplicación de cada clasificación y lo que se obtendría simplemente por azar, y se calcula aplicando la Ecuación 7.9:

$$HSS = \frac{N \sum_{i=1}^n X_{ii} - \sum_{k=1}^n \left(\sum_{j=1}^n X_{kj} \sum_{i=1}^n X_{ik} \right)}{N^2 - \sum_{k=1}^n \left(\sum_{j=1}^n X_{kj} \sum_{i=1}^n X_{ik} \right)} \quad (7.9)$$

Con este parámetro se pretende evaluar si cada clasificación ha discriminado los tipos de aerosoles con una precisión significativamente mayor a la que se hubiera obtenido de una manera aleatoria. En caso de que exista concordancia perfecta, es decir la clasificación discrimine cada uno de los tipos de aerosoles con una elevada precisión, el valor de *HSS* es 1; si la concordancia observada es igual a la esperada por azar, *HSS* vale 0; y en el caso de que el acuerdo observado sea inferior al esperado, el índice *HSS* es menor que cero.

7.7. Aplicación

Una vez descritas las diferentes clasificaciones de las masas de aire, y por tanto de los aerosoles que transportan, así como las herramientas que se van a utilizar para validarlas, se va a aplicar cada clasificación a la muestra de referencia. La muestra de referencia está compuesta por 190 días correspondientes al año 2008. Estos días han sido seleccionados al azar de entre el total de días del año 2008 que forman parte de la base de datos 1.6* AODEC. Y la elección del año 2008 se debe a que es uno de los años del período de estudio con más días con medidas. Los días que componen esta muestra de referencia están distribuidos en los 12 meses del año 2008 de la manera que se muestra en la Tabla 7.2. Como se puede extraer de esta tabla, la frecuencia relativa de casos de cada mes es similar a la que se obtiene en el conjunto total de datos de la base 1.6* AODEC. El mayor número de casos corresponde a los meses

Tabla 7.2: Número de días de cada mes que compone la muestra de referencia.

Mes	Número de días
enero	14
febrero	11
marzo	20
abril	18
mayo	16
junio	17
julio	24
agosto	20
septiembre	18
octubre	16
noviembre	11
diciembre	5
Total	190

de verano, que es cuando existe menor nubosidad, permitiendo que un mayor número de casos alcancen el grado 1.6* AODEC.

Esta muestra de referencia se ha dividido aleatoriamente en dos, una de 140 y otra de 50 casos, que son aproximadamente el 75 y 25 % de la muestra de 190 casos. La muestra de 50 casos se ha utilizado para definir los umbrales de las clasificaciones 3, 6, 7 y 8, mientras que la muestra de 140 casos se ha utilizado para aplicar las 10 clasificaciones y determinar cual de ellas es la que mejor clasifica los aerosoles en relación con la muestra de referencia.

7.7.1. Definición de umbrales

Como se ha mencionado, una muestra de 50 casos seleccionada al azar se ha utilizado para determinar los valores de los umbrales de cada clasificación. A esta muestra se la ha denominado “conjunto de ajuste”. Los umbrales seleccionados serán aquellos con los que se obtenga mayor concordancia entre lo obtenido y lo que se debería obtener, y para ello se utilizará el índice *HSS*. A continuación se va a analizar cada una de las clasificaciones que necesita determinar el valor de algún umbral.

La primera de ellas es la clasificación 3. En esta clasificación el umbral

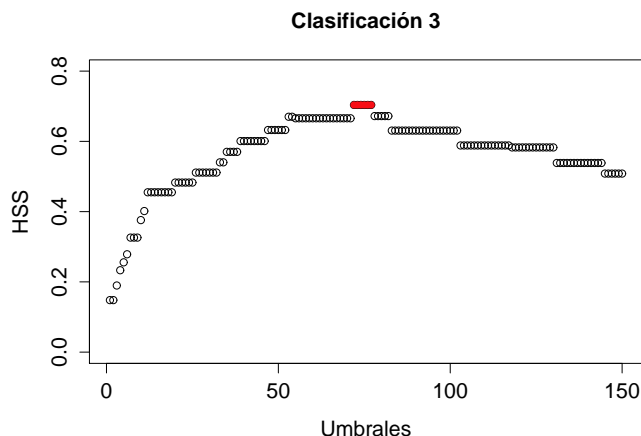


Figura 7.3: Valores del índice HSS obtenidos tras aplicar la clasificación 3 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 150. De color rojo se muestran los valores de HSS más elevados.

determina el mínimo número de horas que la masa de aire debe circular sobre un área para que sea identificada de un tipo u otro. El valor de este umbral se determina aplicando al conjunto de ajuste la clasificación número 3 con un amplio rango de valores de este umbral entre 1 y 150 y analizando los valores del índice HSS obtenidos para cada umbral. Los valores de HSS obtenidos para cada uno de los umbrales se presentan en la Figura 7.3.

A partir de esta figura se extrae que los valores de HSS más elevados, cercanos a 0.7, se obtienen para el rango de valores de umbral comprendidos entre 72 y 77. Finalmente se ha determinado que el valor del umbral sea un valor intermedio entre 72 y 77, es decir, 75.

El mismo proceso se ha realizado para la clasificación 6, aunque en este caso el umbral determina el mínimo valor del índice “ TPA ” para cada área. El rango de valores del umbral es similar al utilizado para la clasificación 3, es decir, entre 1 y 150. La Figura 7.4 muestra los valores de HSS para cada valor del umbral. Como se observa en este figura, el rango de valores del umbral para el que se obtienen los mayores valores de HSS , cercanos a 0.9, comprende desde 30 hasta 39. El valor intermedio es 35, y este será el valor de umbral que se utilice en la clasificación 6.

Valores muy diferentes del índice HSS se obtienen cuando se analiza el umbral de la clasificación número 7. El rango de valores de este umbral es

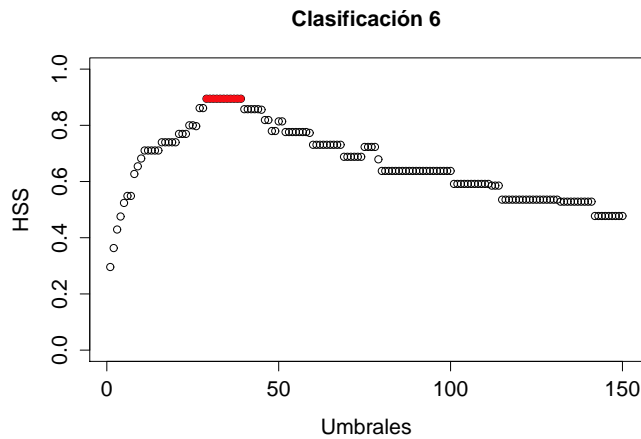


Figura 7.4: Valores del índice HSS obtenidos tras aplicar la clasificación 6 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 150. De color rojo se muestran los valores de HSS más elevados.

similar al de las clasificaciones anteriores, es decir, entre 1 y 150. Sin embargo, los valores de HSS son muy pequeños. Como se puede observar en la Figura 7.5, cuanto mayor es el valor del umbral, menor es el valor de HSS . Por lo tanto, el valor del umbral que se va a utilizar en esta clasificación es el más pequeño, 1.

La siguiente clasificación en la que se utilizan umbrales es la 8. En esta clasificación los umbrales indican las diferentes alturas en las que se aplicaría el índice “ ta ”. Estos umbrales tienen valores entre 1 y 40, correspondiendo el valor 1 a 100 metros y 40 a 4000 metros. Los valores del índice HSS obtenidos para cada valor de este umbral se representan en la Figura 7.6. De dicha figura se extrae que el valor umbral para el que se obtiene el mayor valor de HSS es 5, es decir 500 metros, y será el que se utilice en la clasificación número 8.

En la clasificación 9 se utilizan dos tipos de umbrales. Por un lado, el mínimo número de horas que la trayectoria a la altura de 500 metros, que es la altura obtenida para la clasificación 8, debe circular sobre cada área. Y por otro lado, los umbrales necesarios para identificar los episodios de aerosol desértico. Con respecto al primero de ellos, es necesario determinar los valores de tres umbrales, uno para cada área (marítima, continental y desértica). Los posibles valores de cada uno de estos umbrales oscilan entre 10 y 50, de 5 en 5. Es decir, que cada umbral puede tener 9 posibles valores, lo cual produce un total de 729 combinaciones. Una vez calculados los valores de HSS para

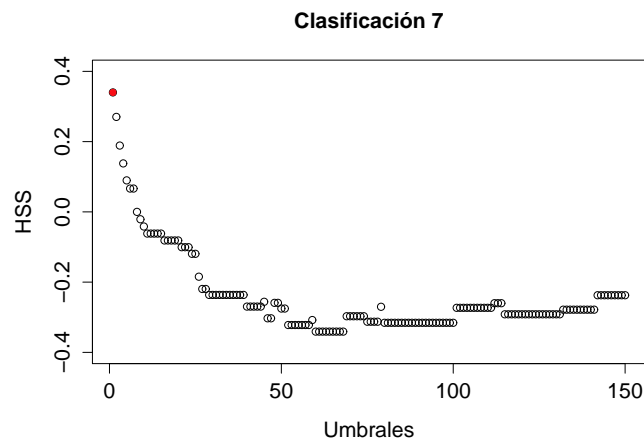


Figura 7.5: Valores del índice HSS obtenidos tras aplicar la clasificación 7 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 150. De color rojo se muestra el valor de HSS más elevado.

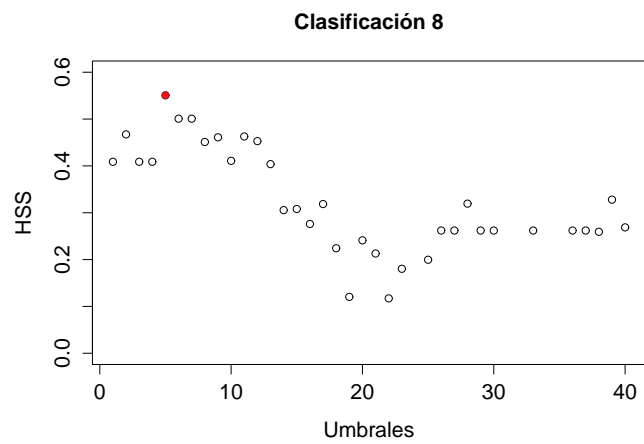


Figura 7.6: Valores del índice HSS obtenidos tras aplicar la clasificación 8 al conjunto de ajuste con diferentes umbrales comprendidos entre 1 y 40. De color rojo se muestra el valor de HSS más elevado.

cada combinación, se observa que el mayor valor de HSS , 0.845, se obtiene cuando los valores de los umbrales de las áreas marítima y continental son iguales a 25. Sin embargo, el valor de HSS no experimenta cambios ante los posibles valores del umbral para el área desértica. Esta falta de dependencia de HSS con el umbral del área desértica significa que la clasificación 9 no puede identificar correctamente los episodios desérticos y debe ser modificada. Dichas modificaciones están relacionadas con la altura que se debe considerar para identificar los episodios desérticos. Como ya se ha comentado, la altura de 500 metros no es la más indicada para identificar los episodios desérticos, porque el polvo del Sáhara suele ser transportado a alturas en su mayor parte entre 1500 y 4000 m s.n.m.. Además, considerar únicamente las 60 horas más cercanas a la estación de medida no es suficiente tiempo para que estos aerosoles lleguen desde la región fuente, el Desierto del Sáhara. Por ello, se establece un segundo grupo de umbrales para esta clasificación. Estos umbrales están relacionados con el número de horas que las trayectorias tienen que estar sobre el área denominado “África” y con el mínimo número de alturas en las que este comportamiento se tiene que repetir. Los valores del umbral relacionado con el número de horas que la trayectoria debe circular sobre el continente africano oscilan entre 10 y 50, de 5 en 5, mientras que el umbral relacionado con el número de alturas varía desde 1 hasta 9. Teniendo en cuenta estos dos umbrales, se obtiene un total de 81 combinaciones posibles. Una vez analizados los valores de HSS para todas las combinaciones, se observa que los valores más elevados se obtienen para las combinaciones de 30 ó 35 horas y 2 alturas como mínimo. Finalmente se va a utilizar la combinación de umbrales que determinan que, para que un episodio sea desértico, las retrotrayectorias tiene que circular sobre “África” al menos 35 horas, y eso se tiene que repetir en al menos 2 alturas de las 40. Se ha elegido esta combinación porque es más restrictiva que la de 30 horas, y evitaría errores de comisión mayores.

7.7.2. Aplicación y validación de cada clasificación

Una vez definidos los valores de los umbrales de las clasificación que los precisan, se han aplicado las 10 clasificaciones al conjunto de retrotrayectorias de los 140 días que componen la muestra denominada “conjunto de validación”. Los resultados obtenidos se muestran mediante matrices de confusión en la Tabla 7.3. A partir del análisis de estas matrices y, principalmente, de sus diagonales, se puede conocer que clasificación tiene mayor acuerdo con la muestra de referencia. La clasificación con la que existe mayor acuerdo es la número 10, con un total de 138 casos validados, más el 98 % del total. Este valor indica que el grado de precisión que se asigna a cada uno de los cuatro criterios descritos al principio del capítulo (número de horas que la masa de

aire circula sobre un área, la interacción con la capa de mezcla, la altura de la masa de aire y el área sobre el que ha circulado con posterioridad) y que se han considerado en la clasificación 10 son, en principio, la forma más acertada de identificar los episodios de estos tres tipos de aerosoles. Las siguientes clasificaciones con las que se obtiene gran acuerdo con los datos de referencia son la 9 y la 6, con 134 y 124 casos validados (acuerdos del 95.7 y 88.5 %), respectivamente. Y que la que menor acuerdo presenta es la clasificación 7 (51.4 %).

A partir de los resultados obtenidos para las clasificaciones 6 y 7, se puede decir que la clasificación 7 no garantiza la correcta identificación de los diferentes tipos de aerosoles, y sería más apropiado utilizar la clasificación 6 en su lugar. Esto quiere decir que se deben identificar primero los tipos de aerosoles con características más peculiares, como son el desértico y el continental, y todos los casos que queden sin clasificar se identifican como marítimos. Otra de las clasificaciones que también muestra un pequeño grado de acuerdo con los datos de referencia es la 1, con un número de casos en la diagonal igual a 94, 67.1 %. El resto de clasificaciones se encuentran en el rango de acuerdo entre 107 y 119 casos, lo cual supone una validación entre el 76.4 y el 85 %.

Además de analizar los casos clasificados correctamente con cada clasificación, los casos correspondientes a las diagonales de las matrices, también se han analizado los valores del índice *HSS* obtenidos para cada clasificación y mostrados en la Tabla 7.4. De esta tabla se extrae que las clasificaciones con las que se obtienen los valores más elevados de este parámetro son la 10 (0.97) y la 9 (0.92), seguidas de la 6 (0.80). El orden de los valores de *HSS* es el mismo que el obtenido con los valores de las diagonales. Estos valores indican que, sobre todo, la clasificación 10 ha identificado con una elevada precisión, con respecto a la muestra de referencia, cada uno de los tipos de aerosoles.

También se han analizado los valores de error de comisión y omisión para cada tipo de aerosol y cada clasificación, mostrados en la Tabla 7.4. A partir de estos valores se puede decir que para el tipo desértico es para el que se obtiene, en un mayor número de clasificaciones, valores de error de comisión del 0 %. Concretamente, estos valores se obtienen en las clasificaciones 1, 2, 4, 5, 6 y 8, lo cual significa que con estas clasificaciones es poco probable que casos pertenecientes a otros tipos de aerosoles se identifiquen como desérticos. Con el resto de clasificaciones (3, 7, 9 y 10) existe mayor probabilidad de que episodios de otros tipos de aerosoles sean identificados como desérticos, ya que los valores de error de comisión son superiores al 0 %. Aunque hay que destacar que, de estas últimas 4 clasificaciones, con la 10 se obtiene el menor valor de error de comisión para el tipo desértico (5.56 %). Sin embargo, valores de error

Tabla 7.3: Matrices de confusión obtenidas para cada clasificación. (C = continental, D = desértico y M = marítimo).

Clasificación 1			
	C	D	M
C	10	1	1
D	0	7	0
M	35	9	77

Clasificación 2			
	C	D	M
C	24	1	0
D	0	8	0
M	21	8	78

Clasificación 3			
	C	D	M
C	40	10	6
D	2	2	0
M	3	5	72

Clasificación 4			
	C	D	M
C	25	2	0
D	0	4	0
M	20	11	78

Clasificación 5			
	C	D	M
C	35	3	0
D	0	6	0
M	10	8	78

Clasificación 6			
	C	D	M
C	43	3	9
D	0	12	0
M	2	2	69

Clasificación 7			
	C	D	M
C	0	0	22
D	5	17	1
M	40	0	55

Clasificación 8			
	C	D	M
C	26	3	0
D	0	6	0
M	18	8	78

Clasificación 9			
	C	D	M
C	40	0	0
D	5	17	1
M	0	0	77

Clasificación 10			
	C	D	M
C	44	0	1
D	1	17	0
M	0	0	77

Tabla 7.4: Valores del índice *HSS*, del error de comisión y del error de omisión para cada clasificación y cada tipo de aerosol.

Clasificación	<i>HSS</i>	Error de comisión			Error de omisión		
		C	D	M	C	D	M
1	0.33	16.67	0	36.37	78.78	58.83	1.29
2	0.57	4	0	27.11	46.67	52.95	0
3	0.66	28.58	50	10	11.12	88.24	7.70
4	0.52	7.41	0	28.45	44.45	76.48	0
5	0.71	7.90	0	18.75	23.33	64.71	0
6	0.80	21.82	0	5.48	4.45	29.42	11.54
7	0.11	100	26.09	42.11	100	0	29.49
8	0.58	10.35	0	25	40.91	64.71	0
9	0.92	0	26.09	0	11.12	0	1.29
10	0.97	2.33	5.56	0	2.33	0	1.29

de omisión del 0 % para el tipo desértico sólo se obtienen con las clasificaciones 7, 9 y 10. De manera que con estas clasificaciones se identifican como aerosoles desérticos todos aquellos que realmente lo son. Estas tres clasificaciones no son las mismas con las que se obtienen valores de error de comisión de 0 %. Por lo tanto, como no hay ninguna clasificación con la que se obtenga, tanto el valor de error de comisión como el de omisión del 0 %, se considerará, para identificar este tipo de aerosol, aquella en la que el valor promedio de los dos errores sea menor, lo cual ocurre cuando se aplica la clasificación 10, con un valor promedio de 2.78 %. Por lo tanto, se puede decir que la clasificación número 10 es la más fiable para identificar el tipo desértico.

El número de clasificaciones en las que se obtienen valores de error de 0 % en los otros dos tipos de aerosoles es menor. Por ejemplo, considerando el tipo continental sólo se obtiene valor de error de comisión del 0 % con la clasificación 9. Sin embargo, el valor de error de omisión para este tipo y esta clasificación es igual a 11.12 %. Estos valores indican que esta clasificación no incluye en el tipo continental casos de otros tipos, pero no es capaz de clasificar como continentales todos los casos que realmente lo son. De hecho, hay un 11.11 % de los casos que los identifica como desérticos cuando realmente son continentales. Por lo tanto, sería más recomendable utilizar otra clasificación

para identificar episodios continentales, en la que el valor de error promedio, tanto de comisión como de omisión, fuese el más elevado. La clasificación 10, con valores de error del 2.33 % en ambos casos, es la que mejor cumple este requisito, y es, por tanto, la más fiable para identificar este tipo de aerosol.

Con respecto al tercer tipo de aerosol, el marítimo, existen cuatro clasificaciones (2, 4, 5 y 8) con las que se obtienen valores de error de omisión del 0 %. Sin embargo, los valores de error de comisión obtenidos para estas clasificaciones son más elevados: 27.11, 28.45, 18.75 y 25 %, respectivamente. Estos valores indican que estas clasificaciones no son las más acertadas para clasificar este tipo de aerosol, ya que hay otras con las que se obtienen valores de error promedio menores. Es el caso de las clasificaciones 9 y 10, con las que se obtienen los mismos valores de error de comisión y omisión, 0 y 1.29 %, respectivamente. Por lo tanto, las clasificaciones 9 y 10 identifican los episodios de aerosol marítimo con mayor grado de acierto.

El análisis de los valores de fiabilidad también confirma la conclusión extraída anteriormente del estudio de la propia matriz de confusión y del índice *HSS*, es decir, que la clasificación número 10 identifica los tres tipos de aerosoles con un elevado grado de acierto. Por lo tanto, esta será la clasificación que se aplicará al conjunto de perfiles de todo el período de estudio.

7.8. Análisis de los parámetros de aerosoles para cada tipo de aerosol

Una vez seleccionada la clasificación con mayor grado de acierto, la 10, se ha aplicado al conjunto de perfiles de todo el período de estudio. Este período se extiende desde julio de 2005 hasta julio de 2011. Posteriormente se han analizado los valores de τ y α (grado 1.6* AODEC) correspondientes a cada tipo de aerosol. También se han analizado parámetros derivados, como son el parámetro de asimetría, la distribución de tamaños en volumen, la concentración de tamaños o el albedo por dispersión simple. Los valores de estos parámetros derivados pertenecen al grado de calidad 2.0 de AERONET, excepto para el caso del albedo por dispersión simple, que se ha utilizado el grado 1.5 y el grado 1.5 modificado.

7.8.1. Frecuencia de cada tipo de aerosol.

Primeramente se ha analizado el número de días, de los 1365 con valores de parámetros de los aerosoles, clasificados en cada tipo de aerosol. El grupo mayoritario es el formado por los casos de aerosol marítimo, con un total de 624 días, es decir, el 45.71 % de los casos. El segundo tipo más frecuente es el continental, con un total de 509 días y el 37.28 % de los casos. Y el menos frecuente es el tipo desértico, en el cual se han clasificado 149 días (10.91 %). Por lo tanto, el número de casos restantes, 83 (6.08 %), quedan sin clasificar. Estos resultados muestran la eficiencia de esta clasificación, ya que consigue clasificar casi el 94 % de los días del período de estudio.

El hecho de que el tipo de aerosol marítimo sea el más frecuente está relacionado con la gran influencia del Océano Atlántico sobre la Península Ibérica. También hay que tener en cuenta que todas las masas de aire tienen que circular sobre la Península Ibérica un cierto recorrido hasta alcanzar la estación de medida, lo cual influye en el elevado porcentaje de casos continentales. En este porcentaje de casos continentales también contribuyen las propias masas de aire procedentes de Europa. Y por último, el tipo desértico, con gran influencia en la Península Ibérica por la cercanía del desierto del Sáhara, aunque menos que los otros dos tipos de aerosoles.

La frecuencia absoluta y relativa de cada tipo de aerosol y cada mes del año se muestra en la Figura 7.7. Como se extrae de esta figura, episodios de los tres tipos de aerosoles se producen a lo largo de todo el año. De hecho, sólo hay un mes, marzo, en el que no se detectan episodios de aerosol desértico. Analizando la frecuencia relativa de cada tipo de aerosol se observa que los tipos marítimo y desértico son más frecuentes en primavera y verano, mientras que el tipo continental es más frecuente en los meses de otoño e invierno. La mayor frecuencia de este último tipo de aerosol durante los meses de otoño e invierno puede ser debido a la llegada de masas de aire frías del continente europeo, lo cual tendría gran relación con los valores de τ y α analizados en el capítulo 5. En dicho capítulo se obtuvo que, durante estos meses, los valores promedios de α eran elevados y los de τ pequeños, típicos de este tipo de aerosol.

A continuación se van a analizar los principales parámetros que caracterizan a cada tipo de aerosol.

Tabla 7.5: Valores de la media, desviación estándar (STD), mediana y los percentiles 5, 25, 75 y 95 % de τ 500 y α (440-870) para cada tipo de aerosol.

	Desértico (149 casos)		Marítimo (624 casos)		Continental (509 casos)	
	τ 500	α	τ 500	α	τ 500	α
Media	0.235	0.775	0.097	0.935	0.130	1.164
STD	0.128	0.379	0.062	0.401	0.081	0.366
Mediana	0.199	0.759	0.081	0.971	0.109	1.200
P ₅ %	0.069	0.198	0.037	0.224	0.043	0.465
P ₂₅ %	0.145	0.480	0.059	0.655	0.075	0.943
P ₇₅ %	0.295	1.063	0.119	1.240	0.162	1.443
P ₉₅ %	0.467	1.459	0.208	1.521	0.278	1.683

7.8.2. Espesor óptico de aerosoles y parámetro α de Ångström.

En esta sección se han analizado los valores de τ 500 y α (440-870) para cada tipo de aerosol. Para dicho análisis se han utilizado los valores de τ y α más próximos a las 12 GMT, que es la hora a la que se calculan las retrotrayectorias de las masas de aire. De manera que, se dispondrá de un único valor de estos parámetros para cada uno de los 1365 días con datos de aerosoles. A partir de estos valores diarios, se han calculado los valores de la media, de la desviación estándar, la mediana y los percentiles 5, 25, 75 y 95 %, para cada tipo de aerosol (Tabla 7.5). Analizando los valores de estos parámetros estadísticos se observa que existen diferencias entre los diferentes tipos de aerosoles. Así por ejemplo, para el tipo desértico se obtiene el mayor valor promedio de τ 500 (0.235, STD: 0.128) y el más pequeño de α (0.775, STD: 0.379). Estos valores son típicos para este tipo de aerosol (D'Almeida et al., 1991; Longtin et al., 1988). El menor valor promedio de τ se obtiene para el tipo marítimo (0.097, STD: 0.062), seguido del valor del tipo continental (0.130, STD: 0.081), mientras que el mayor valor promedio de α se obtiene para el tipo continental (1.164, STD: 0.366), seguido del valor del tipo marítimo (0.935, STD: 0.401). Estos valores son característicos de cada tipo de aerosol.

Los valores anteriormente mencionados también se observan en las Figuras 7.8 y 7.9, en las cuales se muestran los diagramas de cajas de τ y α para cada tipo de aerosol. Analizando los diagramas de cajas, se observa que existen

diferencias entre los valores de estos parámetros para cada tipo de aerosol. Así por ejemplo, el valor de τ que delimita la parte inferior de la caja del tipo desértico, es decir el percentil de 25 %, es superior al percentil de 75 % del tipo marítimo, y similar al percentil de 75 % del tipo continental. Las diferencias entre los tipos marítimo y continental son menores, aunque los valores de τ del tipo continental son superiores. En el caso del parámetro α también se observan diferencias entre los diferentes tipos de aerosoles. De hecho, el percentil de 75 % del tipo desértico es similar al percentil de 25 % del tipo continental, indicando que los valores de α del tipo desértico son inferiores a los del tipo continental. Los valores del tipo marítimo son intermedios a los de los dos tipos mencionados. Este comportamiento también se observa en los histogramas de frecuencia relativa de τ y α mostrados en las Figuras 7.10 y 7.11. En estos histogramas se han representado con líneas de color azul y rojo los valores de los percentiles de 25 y 75 %, respectivamente, para cada tipo de aerosol y cada parámetro. Analizando los histogramas de frecuencia de τ , se observa que las líneas que representan los percentiles de 25 y 75 % se sitúan en valores más elevados en el tipo desértico, seguidos del tipo continental y del marítimo. Estos valores indican que hay un mayor porcentaje de casos con elevados valores de τ en el tipo desértico. De hecho, es el tipo que tiene mayor porcentaje de valores de τ superiores a 0.2. Sin embargo, analizando el histograma de frecuencia del parámetro α se observa que el tipo con mayor frecuencia de valores elevados es el continental, seguido del marítimo y del desértico. En general, se puede decir que cada tipo de aerosol tiene un rango de valores de τ y de α que le distingue del resto. Algo que también se observa en la Figura 7.12, en la cual se representa el diagrama τ - α para todos los episodios clasificados.

Pero para comprobar si existen diferencias significativas entre los valores de estos parámetros para cada tipo de aerosol, y poder decir que la clasificación ha sido capaz de identificar cada tipo de aerosol, se ha aplicado un test estadístico. El test estadístico aplicado es un test no paramétrico porque los datos que se van a comparar no tienen una distribución normal. Concretamente se necesita un test que nos permita contrastar si la distribución de una variable “x” es igual en dos poblaciones o dos muestras independientes. Por ello, se ha seleccionado la prueba de Kolmogorov-Smirnov (Smirnov, 1939, 1948) ya utilizada en el capítulo 4. A partir de este test, y con un nivel de significación del 95 % se va a determinar si existen diferencias significativas entre cada par de tipos de aerosoles. De manera que, si p es menor de 0.05 las diferencias entre cada par de tipos de aerosoles serán significativas. En la Tabla 7.6 se muestran los valores de p obtenidos al comparar los valores de τ 500 de cada par de tipos de aerosoles. Todos los valores de p son inferiores a 0.05, por lo tanto, se puede decir que existen diferencias significativas entre

Tabla 7.6: Valores de p obtenidos a partir del test no paramétrico denominado prueba de Kolmogorov-Smirnov cuando se comparan los valores de τ 500 de cada par de tipos de aerosoles.

	C	D	M
C	1	$2.2 \cdot 10^{-16}$	$7.1 \cdot 10^{-15}$
D	$2.2 \cdot 10^{-16}$	1	$2.2 \cdot 10^{-16}$
M	$7.1 \cdot 10^{-15}$	$2.2 \cdot 10^{-16}$	1

Tabla 7.7: Valores de p obtenidos a partir del test no paramétrico denominado prueba de Kolmogorov-Smirnov cuando se comparan los valores de α de cada par de tipos de aerosoles.

	C	D	M
C	1	$2.2 \cdot 10^{-16}$	$2.2 \cdot 10^{-16}$
D	$2.2 \cdot 10^{-16}$	1	$1.5 \cdot 10^{-5}$
M	$2.2 \cdot 10^{-16}$	$1.5 \cdot 10^{-5}$	1

los valores de τ 500 de cada par de tipos de aerosoles. El mismo estudio se ha hecho con los datos de α , obteniéndose la Tabla 7.7. De dicha tabla se extrae que todos los valores de p son inferiores a 0.05, y por lo tanto, existen diferencias significativas en los valores de α entre cada par de tipos de aerosoles. A partir de este análisis se puede concluir diciendo que la clasificación ha sido capaz de identificar cada tipo de aerosol.

7.8.3. Parámetros secundarios: Concentración de tamaños en volumen y distribución volúmica, albedo por dispersión simple y parámetro de asimetría.

En la caracterización de cada tipo de aerosol también se han analizado algunos parámetros secundarios, como son $dV/d\log(r)$, $VolCon$, ω y g . Siguiendo la secuencia utilizada en toda la tesis, el primero de los parámetros secundarios que se ha analizado es la concentración de partículas en volumen, $VolCon$. Para el estudio de este parámetro se han calculado los valores pro-

medios, mediana y desviación estándar (Tabla 7.8), tanto de la distribución total ($VolCon - T$), como del modo fino ($VolCon - F$) y del modo grueso ($VolCon - C$). A partir del análisis de los valores promedios se observa que la concentración en volumen total está influenciada principalmente por la concentración del modo grueso, ya que estos valores son superiores a los del modo fino.

Tabla 7.8: Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de la concentración de partículas totales (VolCon-T), finas (VolCon-F) y gruesas (VolCon-C) en volumen, para cada tipo de aerosol (continental/marítimo/desértico).

	Media	STD	Mediana
VolCon-T	0.036/0.032/0.115	0.023/0.026/0.127	0.032/0.026/0.077
VolCon-F	0.016/0.012/0.023	0.011/0.013/0.015	0.012/0.010/0.018
VolCon-C	0.020/0.020/0.092	0.016/0.018/0.119	0.017/0.016/0.052

Comparando los valores de cada tipo de aerosol, se observa que el tipo desértico es el que presenta los mayores valores promedios y de mediana en los dos modos, muy superiores a los de los otros tipos de aerosoles. Estas elevadas concentraciones en volumen del tipo desértico están relacionadas con los elevados valores de τ obtenidos para este tipo de aerosol. Además, el hecho de que el valor promedio del modo grueso (0.092) sea mucho mayor que el del modo fino (0.023) también se puede relacionar con los pequeños valores de α asociados a este tipo de aerosol. Los valores de $VolCon - C$ para los otros dos tipos de aerosoles, continental y marítimo, son similares entre sí (0.020). Sin embargo, el valor promedio del modo fino para el tipo continental (0.016) es superior al del tipo marítimo (0.012). Estos valores están relacionados con los valores promedios de α para ambos tipos, 1.164 para el continental, y 0.935 para el tipo marítimo, los cuales indican que el tipo continental es de menor tamaño, característica de este tipo de aerosol.

Una variante de este parámetro es la concentración en volumen del modo fino frente al total, representado por Vf/Vt . En la Figura 7.13 se muestra la frecuencia relativa de los valores de este parámetro para cada tipo de aerosol. Como se observa en esta figura, los valores más pequeños son más frecuentes para el tipo de aerosol desértico, indicando que la concentración en volumen del modo fino es muy pequeña en el volumen total de partículas desérticas. Característica que está relacionada con los parámetros anteriormente analizados. El tipo continental es el que presenta la mayor frecuencia para valores elevados. Estos valores indican que durante los episodios de aerosol continental hay

una mayor concentración en volumen del modo fino frente al grueso, mientras que el tipo marítimo presenta su máxima frecuencia para valores intermedios de este parámetro. Resultados similares se obtienen cuando se considera la concentración del modo grueso frente al fino, Vc/Vf . Del análisis de este parámetro se extrae que para el tipo desértico la proporción del modo grueso es, por término medio, de 3.7 veces mayor que la del modo fino, mientras que para los tipos marítimo y continental esta proporción es de 1.97 y 1.50 veces, respectivamente.

Después del estudio de las concentraciones de partículas en volumen, se ha analizado como se reflejan estos valores en la forma de la distribución volúmica de partículas. Para ello, se ha representado en la Figura 7.14 la distribución promedio para cada tipo de aerosol. La distribución más elevada, tanto en el modo fino como en el modo grueso, se obtiene para el tipo desértico, que es el tipo con el que obtenían los mayores valores de concentración en volumen para los dos modos. En el tipo marítimo no predomina ninguno de los modos, mientras que en el continental hay cierta predominancia del modo fino. Este comportamiento corrobora los valores de $VolCon$ anteriormente analizados.

El siguiente parámetro que se ha analizado es el albedo por dispersión simple. En la Tabla 7.9 se muestran los valores de las variables estadísticas de ω para cada longitud de onda y cada tipo de aerosol, obtenidos con las bases de datos de los grados de calidad 1.5 y 1.5 modificado. Como se puede observar en esta tabla, los resultados difieren dependiendo de la base de datos utilizada. De hecho, los valores promedios de ω del grado 1.5 modificado son superiores a los obtenidos con el grado 1.5, lo cual es debido a que el grado 1.5 modificado está compuesto principalmente por episodios de aerosol desértico, los cuales son poco absorbentes (Eck et al., 2005). Este comportamiento también se se observa en la Figura 7.15, en la que además se muestra la dependencia espectral de ω para cada tipo de aerosol. En esta figura que los valores promedios de ω disminuyen con el incremento de la longitud de onda en los tipos marítimo y continental. Sin embargo, los valores de ω aumentan con la longitud de onda o se mantienen constantes para el tipo desértico, lo cual es una característica de este tipo de aerosol (Dey et al., 2004). De la Figura 7.15 también se extrae que los valores promedios del tipo desértico son superiores a los del tipo continental y marítimo, comportamiento que también se observa en la Figura 7.16, la cual representa los valores de frecuencia relativa de ω 675 para cada tipo de aerosol. De esta figura se extrae que las mayores frecuencias relativas de valores de ω superiores a 0.95 se obtienen para el tipo desértico, lo cual es un valor típico para este tipo de aerosol (Dubovik et al., 2002b). Valores de ω entre 0.80 y 0.95 son más frecuentes para el tipo continental, mientras que para el tipo marítimo son más frecuentes los valores inferiores a 0.8. Estos valores

indican que la clasificación ha sido capaz de identificar episodios de aerosoles con características diferentes. Aunque hay que destacar que, de acuerdo con D'Almeida et al. (1991), los aerosoles marítimos se caracterizan por valores de ω cercanos a 1. Los pequeños valores de ω obtenidos para este tipo de aerosol con respecto a los obtenidos por D'Almeida et al. (1991) pueden ser explicados por la influencia de otros pequeños y absorbentes aerosoles continentales que captan las masas de aire al atravesar parte de la Península Ibérica.

Tabla 7.9: Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de ω , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, para cada tipo de aerosol (continental/marítimo/desértico). Utilizando los grados 1.5 y 1.5 modificado.

λ	Media	STD	Mediana
Grado 1.5			
440	0.872/0.838/0.885	0.086/0.119/0.087	0.885/0.857/0.904
675	0.842/0.811/0.885	0.102/0.134/0.099	0.853/0.830/0.909
870	0.822/0.797/0.882	0.117/0.145/0.108	0.837/0.818/0.910
1020	0.813/0.792/0.881	0.124/0.150/0.112	0.828/0.812/0.914
Grado 1.5 modificado			
440	0.920/0.897/0.916	0.038/0.032/0.057	0.920/0.899/0.923
675	0.903/0.882/0.932	0.050/0.053/0.072	0.907/0.882/0.954
870	0.888/0.865/0.931	0.064/0.072/0.078	0.891/0.857/0.961
1020	0.882/0.857/0.933	0.071/0.084/0.079	0.886/0.873/0.965

El último de los parámetros que se ha analizado es el parámetro de asimetría, g . Los valores de la media, mediana y desviación estándar para cada tipo de aerosol y cada longitud de onda se muestran en la Tabla 7.10. Analizando estos valores y la Figura 7.17 se observa que hay un descenso de los valores promedios de g cuando se incrementa la longitud de onda, es decir, existe dependencia espectral. Pero esta dependencia espectral es mayor para el tipo continental, con valores muy pequeños en las longitudes de onda mayores. En los otros dos tipos de aerosoles la dependencia espectral se reduce y los valores de g se incrementan en las longitudes de onda superiores. De esta tabla y figura también se extrae que los valores más elevados se obtienen para el tipo desértico, seguidos del marítimo y del continental. Este orden es el mismo que se obtenía con los tamaños de aerosol, lo cual pone de manifiesto la relación directa que existe entre el tamaño del aerosol y el parámetro g (Horvath, 1998). Este mismo comportamiento se observa cuando se analizan los valores de frecuencia relativa de g 675 para cada tipo de aerosol, mostrados

en la Figura 7.18. En esta figura se observa que las mayores frecuencias para valores de g superiores a 0.7 se obtienen para el tipo desértico, mientras que valores inferiores a 0.7 son más frecuentes para el tipo continental. Para el tipo marítimo los valores de frecuencia son intermedios a los obtenidos para los otros dos tipos en todos los valores de g , excepto para el valor de 0.7 en el que este tipo muestra la máxima frecuencia relativa.

Tabla 7.10: Valores de media, mediana y desviación típica (STD) de g , en las longitudes de onda de 440, 675, 870 y 1020 nm, para cada tipo de aerosol (continental/marítimo/desértico).

λ	Media	STD	Mediana
440	0.688/0.701/0.710	0.027/0.036/0.036	0.687/0.701/0.710
675	0.638/0.663/0.673	0.035/0.047/0.048	0.637/0.664/0.672
870	0.620/0.656/0.668	0.038/0.053/0.055	0.617/0.658/0.677
1020	0.622/0.662/0.675	0.043/0.055/0.057	0.622/0.669/0.686

Una vez analizados los parámetros secundarios, se puede decir que existen diferencias entre sus valores promedios para cada tipo de aerosol. Por lo tanto, la metodología de clasificación propuesta es capaz de identificar episodios de estos tres tipos de aerosoles.

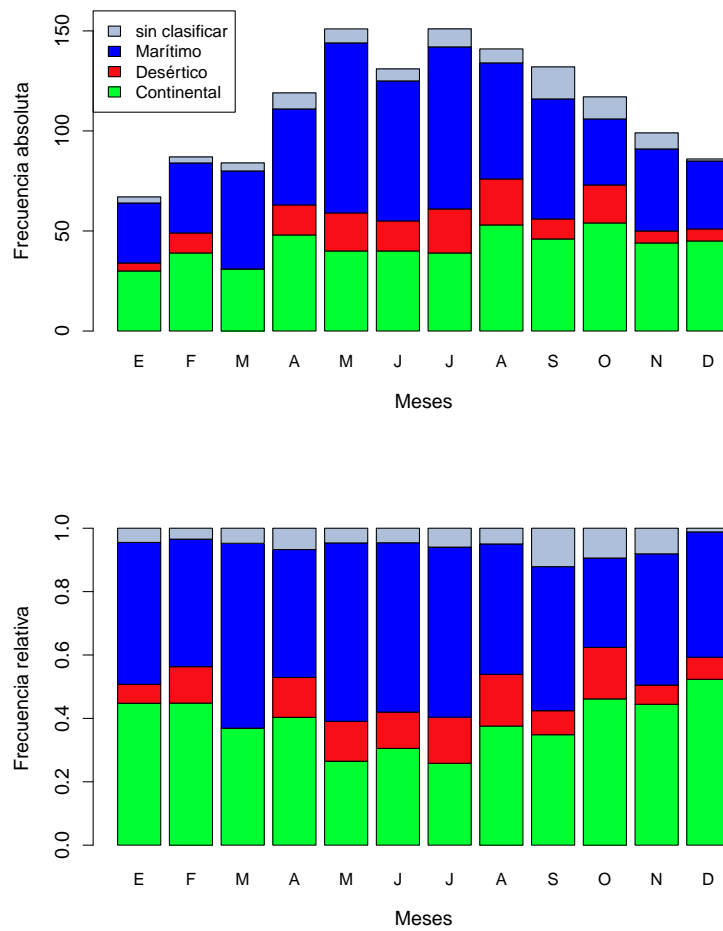


Figura 7.7: Frecuencias absolutas y relativas del número de casos clasificados en cada tipo de aerosol.

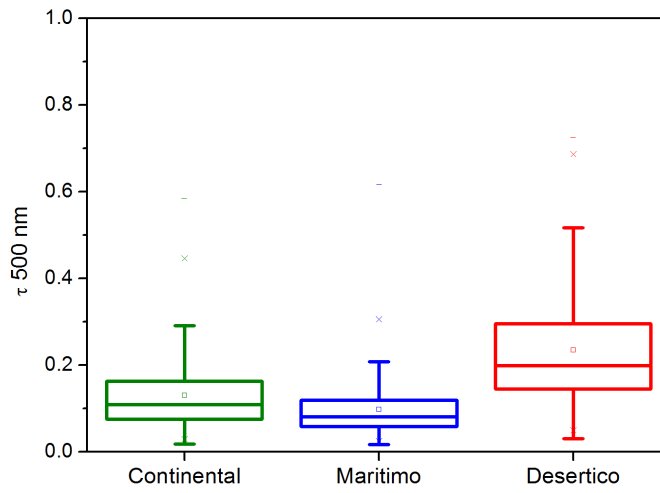


Figura 7.8: Diagrama de cajas mostrando los valores estadísticos de τ_{500} para cada tipo de aerosol.

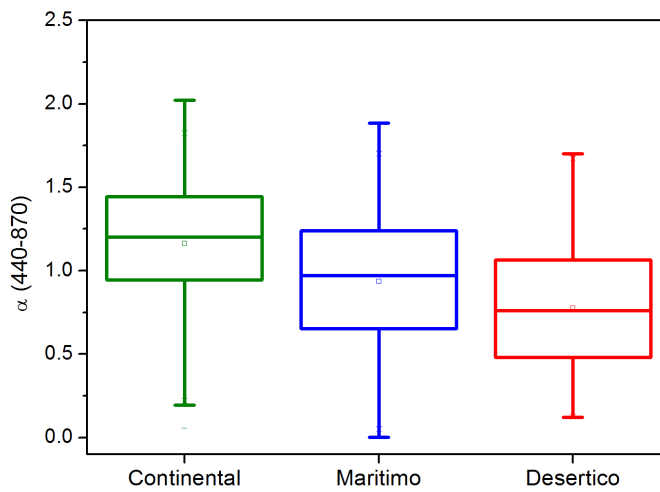


Figura 7.9: Diagrama de cajas mostrando los valores estadísticos de $\alpha(440-870)$ para cada tipo de aerosol.

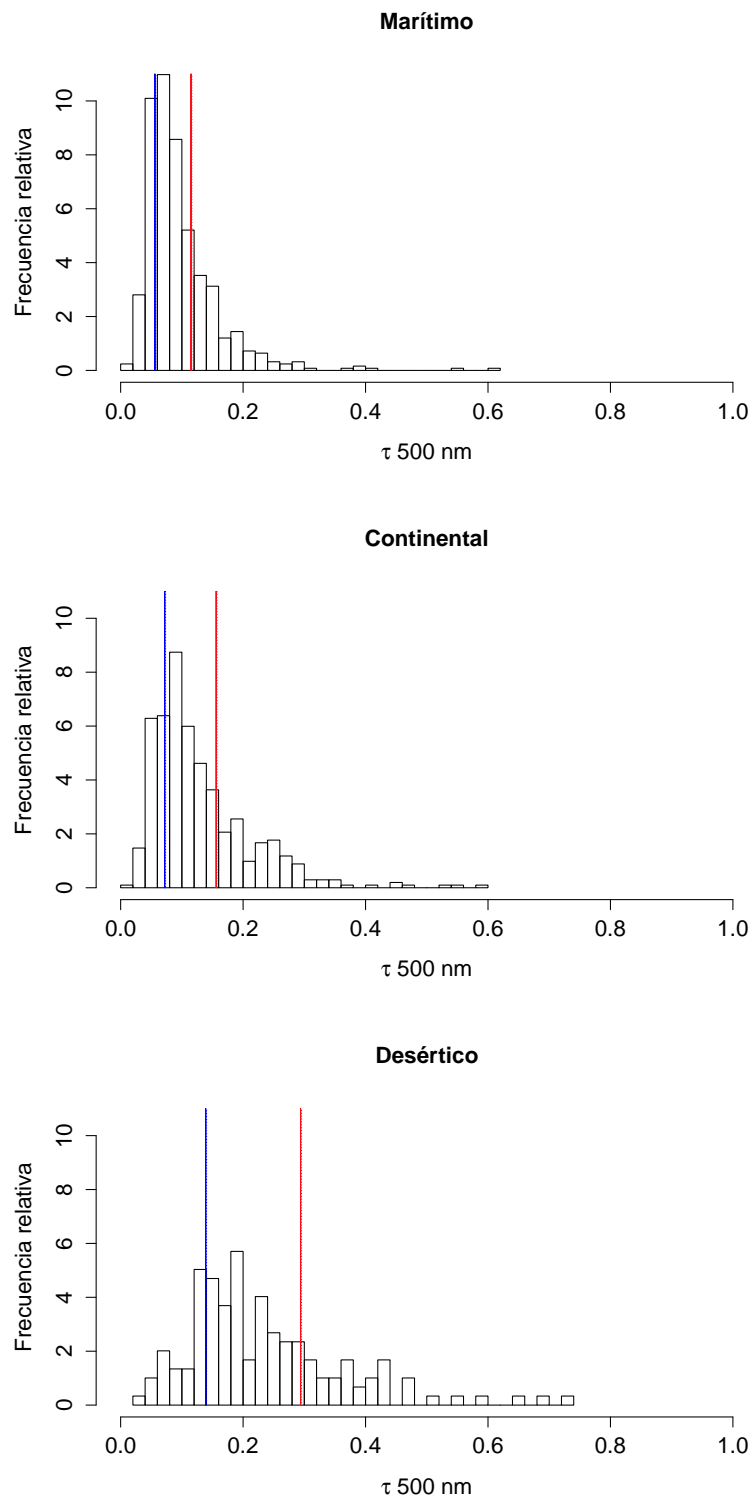


Figura 7.10: Histogramas de frecuencia relativa de los valores de τ 500 correspondientes a cada tipo de aerosol.

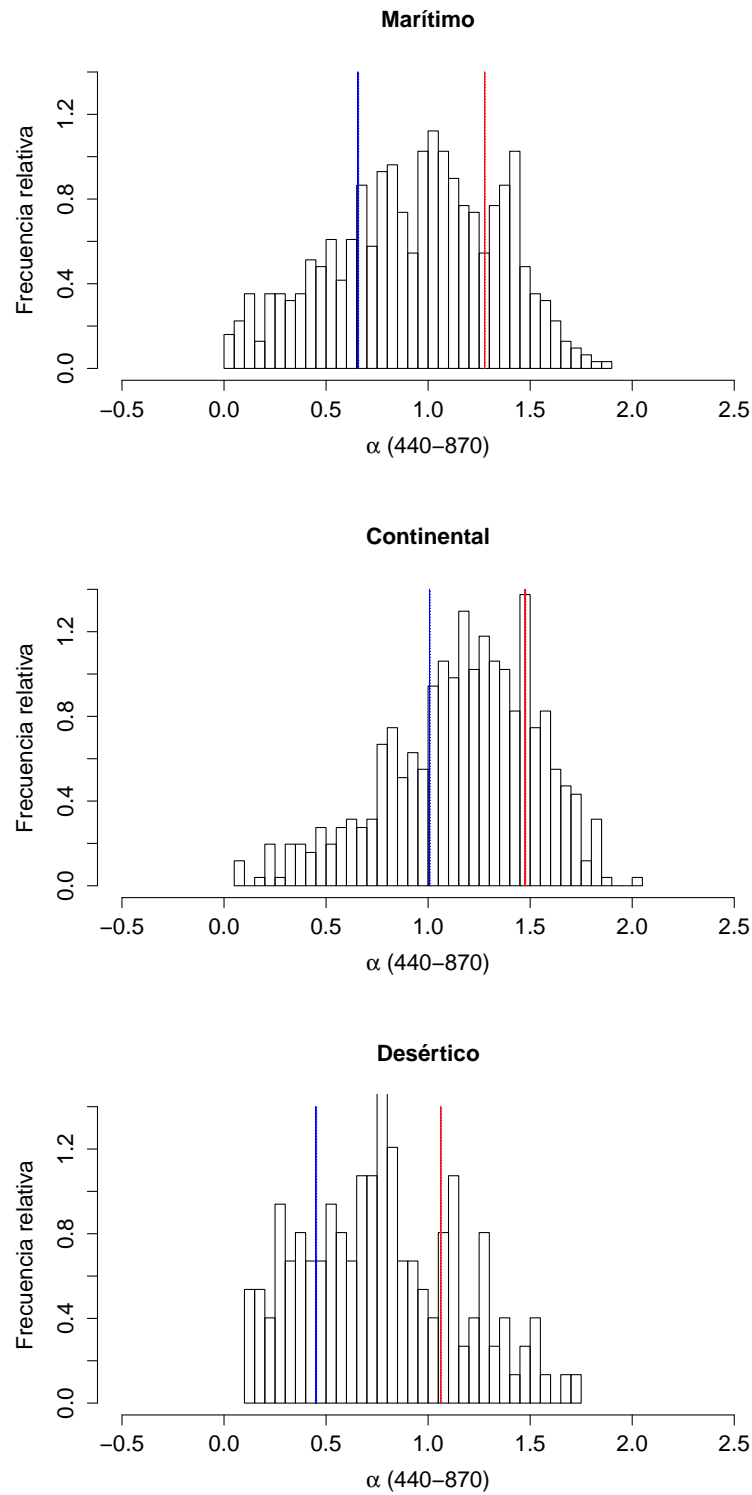


Figura 7.11: Histogramas de frecuencia relativa de los valores de α correspondientes a cada tipo de aerosol.

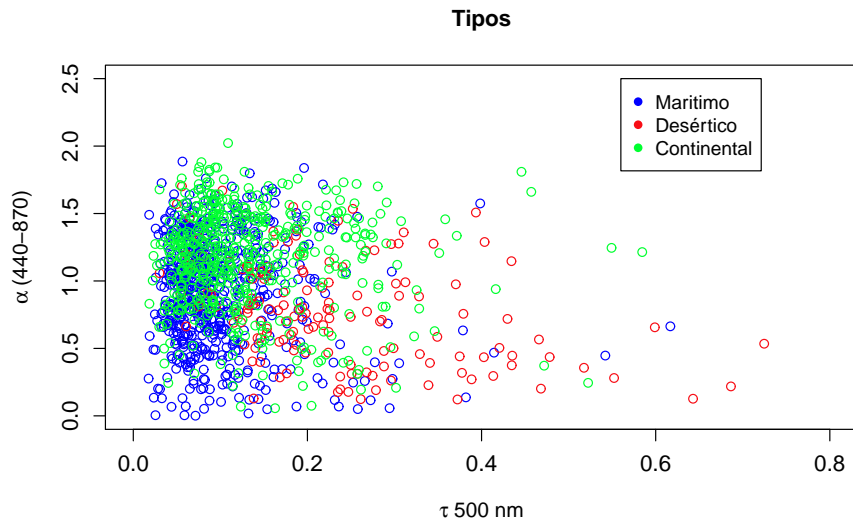


Figura 7.12: Diagrama de dispersión τ 500 - α para los tres tipos de aerosoles: continental, marítimo y desértico.

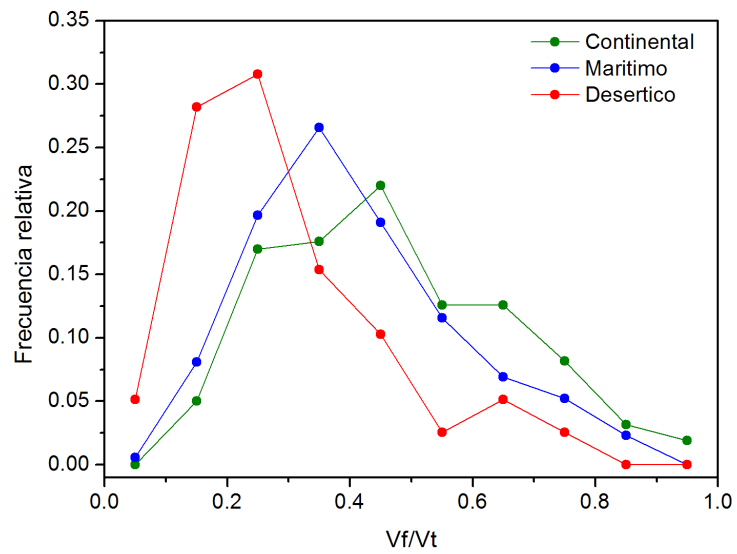


Figura 7.13: Frecuencia relativa de los valores de Vf/Vt para cada tipo de aerosol.

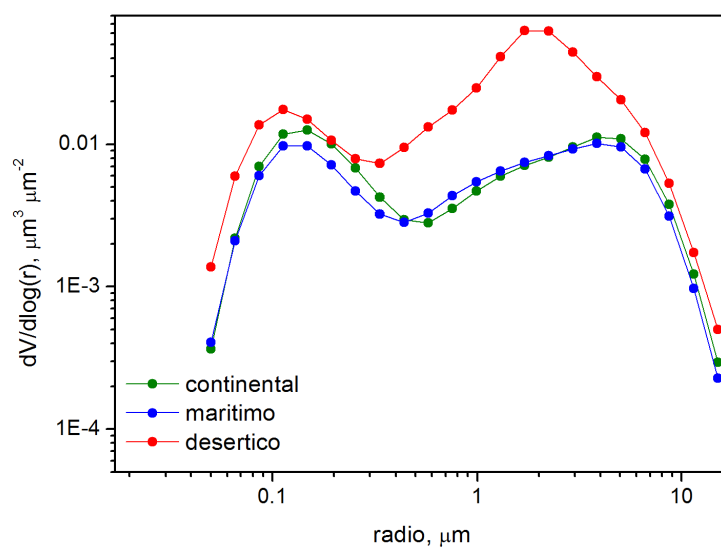


Figura 7.14: Distribución de tamaños en volumen promedio para cada tipo de aerosol.

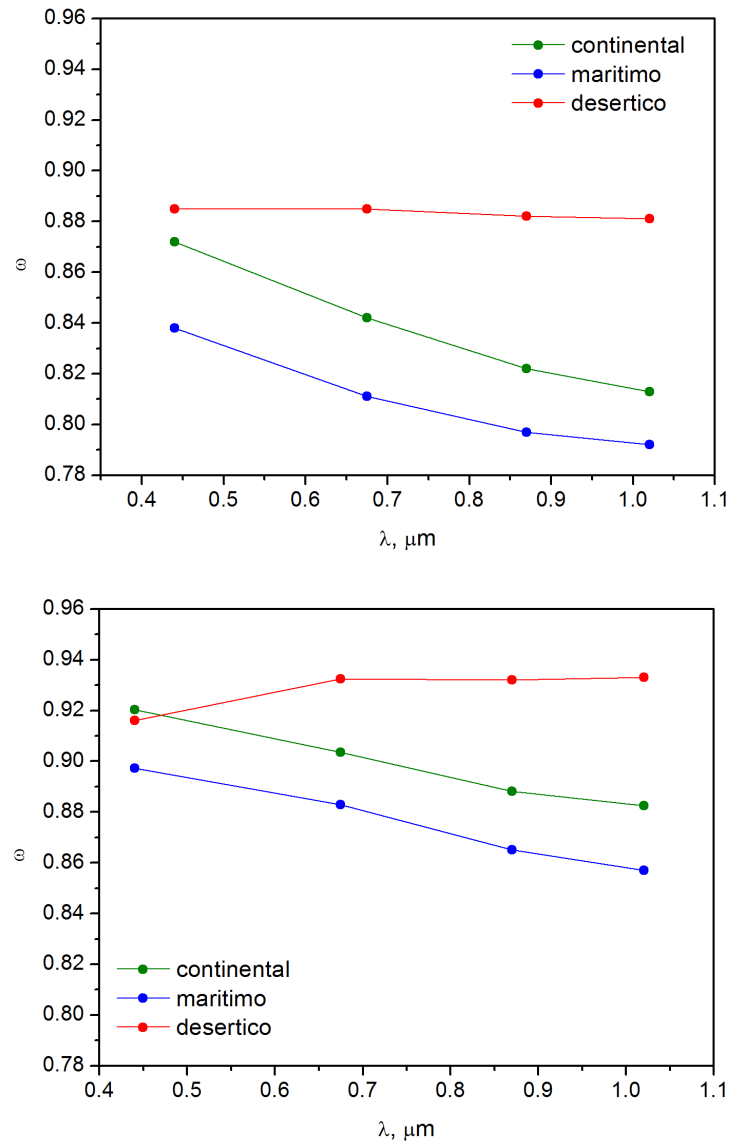


Figura 7.15: Dependencia espectral de los valores promedios de ω para cada tipo de aerosol. La figura de la izquierda corresponden al grado 1.5, y la de la derecha al grado 1.5 modificado.

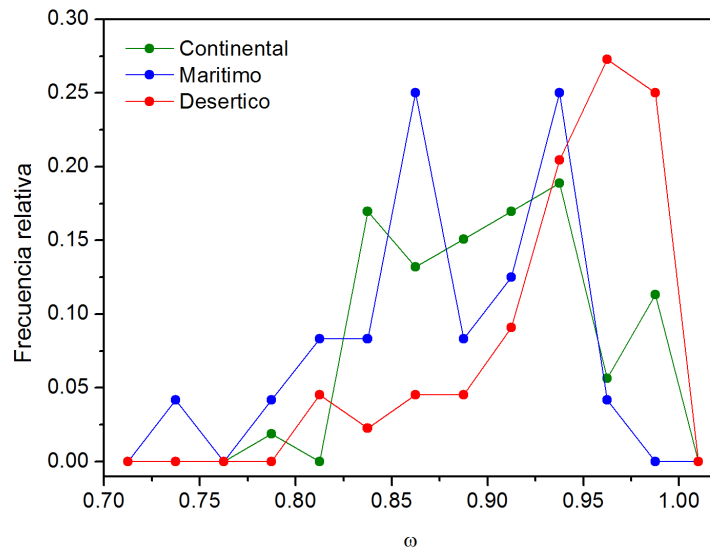


Figura 7.16: Frecuencia relativa de los valores de ω_{675} para cada tipo de aerosol.

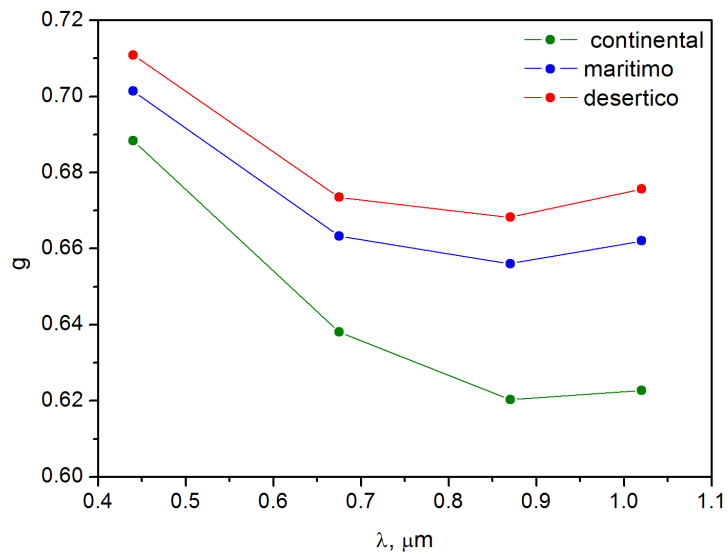


Figura 7.17: Dependencia espectral de los valores promedios de g para cada tipo de aerosol.

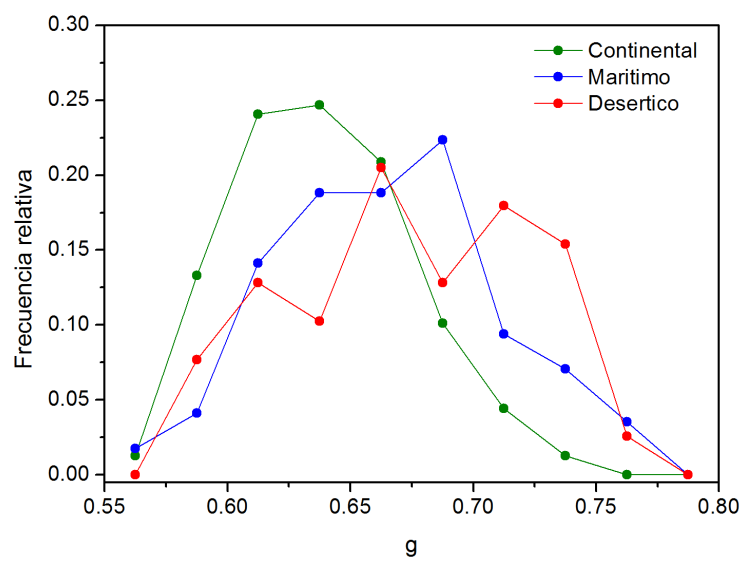


Figura 7.18: Frecuencia relativa de los valores de g 675 para cada tipo de aerosol.

7.9. Análisis de las retrotrayectorias de masas de aire para cada tipo de aerosol

Para finalizar, en la Figura 7.19 se han representado las retrotrayectorias correspondientes a los días clasificados dentro de cada tipo de aerosol. Se ha utilizado la altura de llegada de las masas de aire de 500 metros para el aerosol marítimo y continental, mientras que para el aerosol desértico se ha utilizado la altura de 3000 metros porque estos aerosoles alcanzan grandes alturas.

Las Figuras 7.19a) y b) muestran las retrotrayectorias correspondientes a los tipos de aerosol marítimo y continental pero, debido al gran número de casos que engloban cada uno de ellos, no se observa con claridad cada una de estas retrotrayectorias de manera independiente. En estas figuras se observa que existen unos trayectos de retrotrayectorias predominantes que favorecen que las masas de aire se carguen con aerosoles del tipo en el que se han clasificado. Así por ejemplo, para el tipo marítimo se observan dos grupos de trayectorias bien diferenciadas. Por un lado las trayectorias procedentes del Océano Atlántico, que son la mayoría, y por otro, las procedentes del Mediterráneo, que previamente circulan durante algunas horas sobre el continente europeo. En ambos casos, las condiciones favorecen que el contenido de aerosoles marítimos en estas masas de aire sea muy elevado, por lo que clasificarlas dentro de este tipo ha sido acertado. En el tipo continental no existe un trayecto predominante, lo único que se puede destacar es que las trayectorias suelen tener un recorrido más corto que las anteriores, permaneciendo durante más tiempo sobre las zonas continentales, bien sea la Península Ibérica o el continente europeo. Estas condiciones favorecen que las masas de aire incorporen aerosoles de dichas zonas.

Las trayectorias correspondientes al último de los tipos, el desértico, aparecen representadas en la Figura 7.19c). En el conjunto de estas retrotrayectorias se observa un recorrido predominante, ya que la mayoría de las trayectorias proceden del Desierto del Sáhara, norte de África, principal región fuente de aerosoles desérticos del hemisferio norte.

Por lo tanto, se puede concluir diciendo que la clasificación agrupa retrotrayectorias de masas de aire en grupos con características similares entre sí y diferentes del resto de grupos.

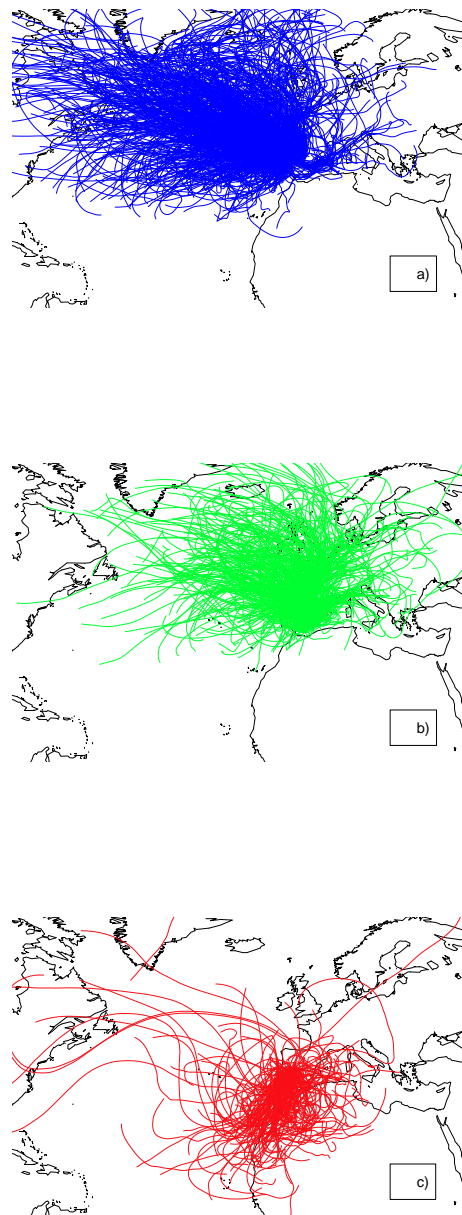


Figura 7.19: Retrotrayectorias de las masas de aire que llegan a la estación de Cáceres durante los días clasificados en cada tipo de aerosol. El mapa a) corresponde al tipo marítimo, el b) al continental y el c) al desértico.

Capítulo 8

Resultados y conclusiones

Los principales resultados y conclusiones de esta tesis doctoral son los siguientes:

1. Se han realizado medidas fotométricas en Cáceres, durante el período comprendido entre julio de 2005 a julio de 2011, para caracterizar los aerosoles siguiendo los protocolos de medida y calibración estipulados por la red global AERONET.
2. Se ha propuesto y validado un proceso propio de estimación de espesor óptico de aerosoles, τ , denominado AODEC, que reproduce el algoritmo de AERONET y permite aplicar correcciones adicionales para solucionar anomalías detectadas en los valores de espesor óptico. La validación se ha realizado mediante comparación entre los valores estimados con el proceso AODEC y los valores estimados por AERONET, obteniéndose valores de correlación superiores al 0.999 y de RMS cercanos a cero. Los valores de los coeficientes MBE y MABE son inferiores al error asociado a los valores de τ . Además, aplicando la prueba estadística de Kolmogorov-Smirnov se ha confirmado, con una probabilidad del 95 %, que no existen diferencias significativas entre los valores de τ de las dos bases de datos.
3. Se han corregido anomalías en los valores de τ que impiden que el 41.52 y el 54.90 % de los casos correspondientes a los canales de 340 y 870 nm, respectivamente, alcancen el grado 2.0 de calidad de AERONET. Estas anomalías son debidas a problemas de calibración en el canal de 340 nm, y a una dependencia anómala con la temperatura en el canal de 870 nm. Dichas anomalías se han corregido aplicando el método de corrección

KCICLO en el canal de 340 nm, y una corrección por temperatura en el canal de 870 nm.

4. Se han analizado los valores de los parámetros estadísticos, evolución y comportamiento de dos parámetros primarios de aerosoles, como son el espesor óptico de aerosoles y el parámetro α de Ångström, además de otros parámetros derivados que caracterizan a los aerosoles, como son el parámetro de asimetría, albedo por dispersión simple, la distribución de tamaño en volumen o la concentración de tamaños en volumen. A partir del análisis de todos estos parámetros se puede concluir diciendo que la estación de Cáceres se encuentra en una región con poca turbiedad, la mayoría de los datos de τ tienen valores entre 0 y 0.15. Hay que destacar que existe una mayor frecuencia de valores elevados durante agosto y septiembre, modulada por la llegada de masas de aire del norte de África cargadas con aerosol desértico, aunque existe gran variabilidad dentro de cada mes. Los valores de α también muestran gran variabilidad, aunque la mayoría se encuentran en el rango entre 0.897 y 1.419, lo cual es una característica de zonas continentales. Los valores más elevados de este parámetro son más frecuentes durante el invierno, mientras que los valores más pequeños, inferiores a 1, son más frecuentes en el resto de estaciones del año. El parámetro de asimetría y la distribución y concentración de tamaños en volumen corroboran los resultados anteriormente mencionados. Y del análisis del albedo por dispersión simple se extrae que la mayoría de sus valores se encuentran en el rango entre 0.8 y 1, los cuales son típicos de zonas continentales.
5. Los valores de los parámetros de aerosoles correspondientes a la estación de Cáceres se han comparado con los de otras cuatro estaciones de la Península Ibérica con influencia atlántica, que son Palencia, Huelva, Évora y Cabo da Roca, estas dos últimas se localizan en Portugal. De dicha comparativa se extrae que la continentalidad de los aerosoles sobre una estación decrece a medida que la estación está más próxima a la costa. De hecho, en las estaciones del interior, principalmente en Palencia y Cáceres, se obtienen los valores promedio de τ más pequeños y los más elevados de α , característica típica de los aerosoles de zonas continentales. A medida que la estación se localiza más cerca de la costa, los valores de τ se incrementan y los de α disminuyen debido a la influencia de las grandes partículas de sal marina.
6. Se han clasificado los aerosoles sobre la estación de Cáceres aplicando diferentes metodologías propuestas en la bibliografía y basadas en los parámetros de aerosoles τ y α . Estas clasificaciones emplean para sus clases denominaciones relativas al origen del aerosol, por lo que es de

esperar que las masas de aire que los transportan circulen sobre regiones que aportan estas clases de aerosoles. Pero tras el análisis de las retrotrayectorias de las masas de aire correspondientes a cada tipo de aerosol se observa que existe diversidad en el recorrido que realizan. Por lo tanto, no se puede conocer el origen del aerosol basándose exclusivamente en dichos parámetros radiativos.

7. La siguiente metodología por la que se optado es clasificar las retrotrayectorias de las masas de aire en grupos con origen y recorrido similares, ya que tendrán una influencia de aerosoles similar, mediante un análisis de conglomerado. Las retrotrayectorias se han clasificado en 5 conglomerados, y cada conglomerado se ha relacionado con los valores de τ y α correspondientes. En general, esta metodología de clasificación de retrotrayectorias discrimina cinco grandes grupos de aerosoles según su origen y los valores promedios de τ y α de cada conglomerado son característicos de cada uno de esos tipos. Sin embargo, analizando los diagramas τ - α y los histogramas de frecuencia de estos parámetros se observa que existe variabilidad en los valores de cada conglomerado. Esto es debido a que el simple hecho de considerar el recorrido de la masa de aire a una altura concreta no garantiza que ésta transporte aerosoles de las regiones fuente sobre las que circula porque no tiene en cuenta los mecanismos de incorporación del aerosol. Para garantizar que la clasificación identifica correctamente el tipo de aerosol que transportan las masas de aire, hay que tener en cuenta factores que condicionan la incorporación del aerosol a la masa de aire.

8. Debido a que ninguna de las clasificaciones anteriores cumplía con el objetivo que se pretendía, que era clasificar los aerosoles sobre Cáceres, se ha propuesto una nueva clasificación que tenga en cuenta factores que condicionan la incorporación del aerosol a la masa de aire. Estos factores son la interacción de la masa de aire con la capa de mezcla, la altura más relevante para la correcta clasificación de cada tipo de aerosol o la antigüedad en el aporte de aerosoles. Esta metodología consigue clasificar más del 93 % de los días del período de estudio en los tres tipos de aerosoles siguientes: desértico, marítimo y continental. Posteriormente se han analizado los valores de los parámetros de los aerosoles para cada tipo de aerosol, obteniéndose que existen diferencias entre los valores promedios para cada tipo de aerosol. Por lo tanto, se puede concluir diciendo que la clasificación ha sido capaz de identificar cada tipo de aerosol.

8.1. Líneas futuras

1. Ampliar el período de las medidas fotométricas para mejorar la significación de los parámetros estadísticos calculados.
2. Incorporar posibles mejoras en el algoritmo de estimación de valores de espesor óptico.
3. Obtener otros parámetros derivados de las medidas fotométricas, como son el albedo por scattering simple, función de fase, parámetro de asimetría, índice de refracción, distribución de tamaño, etc.
4. Utilizar las medidas de aerosoles para implementar modelos radiativos que nos permitan analizar el efecto de los aerosoles en la radiación que llega a la superficie terrestre.

Bibliografía

- Adeyewa, Z. and Balogun, E. (2003). Wavelength dependence of aerosol optical depth and the fit of the Ångström law. *Theor. Appl. Climatol.*, 74:105–122, doi: 10.1007/s00704-002-0707-3. doi: 10.1007/s00704-002-0707-3.
- Albrecht, B. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923):1227–1230. doi: 10.1126/science.245.4923.1227.
- Ångström, A. (1964). The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus*, 16:64–76.
- Atwater, M. (1970). Planetary albedo changes due to aerosols. *Science*, 170(3953):64–66. doi: 10.1126/science.170.3953.64.
- Bahrman, C. and Saxena, V. (1998). Influence of air mass history on black carbon concentrations and regional climate forcing in southeastern United States. *J. Geophys. Res.*, 103(D18):23153–23161.
- Balis, D., Amiridis, V., Zerefos, C., Gerasopoulos, E., Andreae, M., Zanis, P., Kazantzidis, A., Kazadzis, S., and Papayannis, A. (2003). Raman lidar and sunphotometric measurements of aerosol optical properties over Thessaloniki, Greece during a biomass burning episode. *Atmos. Environ.*, 37:4529–4538. doi: 10.1016/S1352-2310(03)00581-8.
- Blanco-Muriel, M., Alarcón-Padilla, D., López-Moratalla, T., and Lara-Coira, M. (2001). Computing the solar vector. *Sol. Energy*, 70(5):431–441.
- Bodhaine, B., Wood, N., Dutton, E., and Slusser, J. (1999). On Rayleigh optical depth calculations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16:1954–1961.
- Borge, R., Lumberras, J., Vardoulakis, S., Kassomeno, P., and Rodríguez, E. (2007). Analysis of long-range transport influences on urban PM₁₀ using two-stage atmospheric trajectory clusters. *Atmos. Environ.*, 41:4434–4450. doi:10.1016/j.atmosenv.2007.01.053.

- Bösenberg, J., Ansmann, A., Baldasano, J., Balis, D., Böckmann, C., Calpini, B., Chaikovsky, A., Flamant, P., Hagard, A., Mitev, V., Papayannis, A., Pelon, J., Resendes, D., Schneider, J., Spinelli, N., Trickl, T., Vaughan, G., Visconti, G., and Wiegner, M. (2001). EARLINET: A European aerosol research lidar network, in advances in laser remote sensing. *Ecole Polytechnique*, -:155–158.
- Bréon, F. (2006). How do aerosols affect cloudiness and climate? *Science*, 313(5787):623–624. doi: 10.1126/science.1131668.
- Cachorro, V., de Frutos, A., and Casanova, J. (1987). Determination of the Ångström turbidity parameters. *Appl. Opt.*, 26(15):3069–3076.
- Cachorro, V., Toledano, C., Berjón, A., de Frutos, A., Torres, B., Sorribas, M., and Laulainen, N. (2008a). 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):1–15. doi:10.1029/2007JD009673.
- Cachorro, V., Toledano, C., de Frutos, A., Sorribas, M., Vilaplana, J., and de la Morena, B. (2005). Aerosol characterization at El Arenosillo (Huelva, Spain) with an AERONET/PHOTONS CIMEL sunphotometer. *Geophys. Res. Abstract*, 7(08559). SRef-ID:1607-7962/gra/EGU05-A-08559.
- Cachorro, V., Toledano, C., Prats, N., Sorribas, M., Mogo, S., Berjón, A., Torres, B., Rodrigo, R., de la Rosa, J., and de Frutos, A. (2008b). The strongest desert dust intrusion mixed with smoke over the Iberian Peninsula registered with sun photometry. *J. Geophys. Res.*, 113(D14S04):1–19. doi:10.1029/2007JD009582.
- Cachorro, V., Toledano, C., Sorribas, M., Berjón, A., de Frutos, A., and Laulainen, N. (2008c). 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):1–11. doi:10.1029/2007JD009001.
- Cachorro, V., Vergaz, R., de Frutos, A., Vilaplana, J., Henriques, D., Laulainen, N., and Toledano, C. (2006). Study of desert dust events over the southwestern Iberian Peninsula in year 2000: two case studies. *Ann. Geophys.*, 24:1493–1510.
- Cachorro, V. E. and de Frutos, A. M. (1994). Retrieval of the atmospheric aerosol characteristics from visible extinction data at Valladolid (Spain). *Atmos. Environ.*, 28:963–971.

- Cachorro, V. E., Durán, P., Vergaz, R., and Frutos, M. (2000). Measurement of the atmospheric turbidity of the North Centre continental area in Spain: spectral aerosol optical depth and Ångström turbidity parameters. *J. Aerosol Sci.*, 31(6):687–702. PII:S0021-8502(99)00552-2.
- Cachorro, V. E., González, M. J., de Frutos, A. M., and Casanova, J. L. (1989). Fitting Ångström formula to spectrally resolved aerosol optical thickness. *Atmos. Environ.*, 23:265–270.
- Cachorro, V. E., Vergaz, R., Frutos, M., Sorribas, M., Vilaplana, J., De la Morena, B., and Toledano, C. (2004). The PHOTONS-AERONET sites in Spain. Calibration problems and KCICLO correction method. *Opt. Pura Apl.*, 37(3):3401–3406.
- Capel, J. (2000). *El clima de la Península Ibérica*. Editorial Ariel Geografía.
- Charlson, R. and Pilat, M. (1969). Climate: the influence of aerosols. *J. Appl. Meteorol.*, 8:1001–1002.
- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A., Hansen, J. E., and Hofmann, D. J. (1992). Climate Forcing by Anthropogenic Aerosols. *Science*, 255(5043):423–430. doi: 10.1126/science.255.5043.423.
- Chuvienco, E. (1990). *Fundamentos de teledetección espacial*. Ediciones Rialp, S.A., 1^a edition.
- Coakley Jr., J. A., Cess, R. D., and Yurevich, F. (1983). The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parametrization for climate models. *J. Atmos. Sci.*, 40:116–138.
- D'Almeida, G., Kopke, P., and Shettle, E. (1991). *Atmospheric Aerosols: Global climatology and radiative characteristics*. A deepak publishing edition.
- Davies, R., Normile, C., Sitka, L., Hondula, D., Knight, D., Gawtry, S., and Stenger, P. (2010). A comparison of trajectory and air mass approaches to examine ozone variability. *Atmos. Environ.*, 44:64–74. doi:10.1016/j.atmosenv.2009.09.038.
- Devaux, C., Vermeulen, A., Deuzé, J., Dubuisson, P., Herman, M., and Santer, R. (1998). Retrieval of single-scattering albedo from ground-based measurements: Application to observational data. *J. Geophys. Res.*, 103:8753–8761.
- Dey, S., Tripathi, S., and Singh, R. (2004). Influence of dust storms on the aerosol optical properties over the Indo Gangetic basin. *J. Geophys. Res.*, 109(D20211):1–13. doi:10.1029/2004JD004924.

- Di Sarra, A., di Lorio, T., Cacciani, M., Fiocco, G., and Fuá, D. (2001). Saharan dust profiles measured by lidar from Lampedusa. *J. Geophys. Res.*, 106:10335–10347.
- Díaz, A., García, O., Díaz, J., Expósito, F., Utrillas, M., Martínez-Lozano, J., Alados-Arboledas, L., Olmo, F., Lorente, J., Cachorro, V., Horvath, H., Labajo, A., Sorribas, M., Vilaplana, J., Silva, A., Elias, T., Pujadas, M., Rodrigues, J., and González, J. (2007). Aerosol radiative forcing efficiency in the UV region over southeastern Mediterranean: VELETA2002 campaign. *J. Geophys. Res.*, 112(D06213):1–13. doi:10.1029/2006JD007348.
- Díaz, A. M. (2006). *Caracterización de los aerosoles atmosféricos y su influencia en los niveles de radiación UV en la región de Canarias*. PhD thesis, Universidad de La Laguna.
- Dockery, D. and Pope, C. I. (1994). Acute respiratory effects on particulate air pollution. *Annu. Rev. Health.*, 15:107–132.
- Doolittle, M. (1988). Association ratios. *Bulletin of the Philosophical Society*, 7:122–127.
- Dorling, S., Davies, T., and Pierce, C. (1992). Cluster analysis: a technique for estimating the synoptic meteorological controls on air and precipitation chemistry- Method and applications. *Atmos. Environ.*, 26:2575–2581.
- Draxler, R. and Rolph, G. (2003). HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website(<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). *NOAA Air Resources Laboratory*, Silver Spring, MD.
- Draxler, R., Stunder, B., Rolph, G., and Taylor, A. (2009). *Hysplit_4 User's Guide*. NOAA Air Resources Laboratory .
- Dubovik, O., Holben, B., Eck, T., Smirnov, A., Yoram, J., Kaufman, Y., King, M., Tanré, D., and Slutsker, I. (2002a). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.*, 59:590–608.
- Dubovik, O., Holben, B., Kaufman, Y., Smirnov, A., Tanré, D., and Slutsker, I. (1998). Single-scattering albedo of smoke retrieved from the sky radiance and solar transmittance measured from ground. *J. Geophys. Res.*, 103(D24):31903–31923.
- Dubovik, O., Holben, B., Lapyonok, T., Sinyuk, A., Mishchenko, M., Yang, P., and Slutsker, I. (2002b). Non spherical aerosol retrieval method employing light scattering spheroids. *Geophys. Res. Lett.*, 29(10):1415.

- Dubovik, O. and King, M. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(D16):20673–20696.
- Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B., King, M., Kaufman, Y., Eck, T., and Slutsker, I. (2000). Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET). Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(D8):9791–9806.
- Eck, T., Holben, B., Dubovik, O., Siminov, A., Slutsker, I., Lobert, J., and Ramanathan, V. (2001a). Column-integrated aerosol optical properties over the Maldives during the northeast monsoon for 1998–2000. *J. Geophys. Res.*, 106(D22):28555–28566.
- Eck, T., Holben, B., Dubovik, O., Siminov, A., Slutsker, I., Lobert, J., and Ramanathan, V. (2005). Columnar aerosol optical properties at AERONET sites in central eastern Asia and aerosol transport to the tropical mid-Pacific. *J. Geophys. Res.*, 110(D06202):1–18. doi:10.1029/2004JD005274.
- Eck, T., Holben, B., Reid, J., Dubovik, O., Smirnov, A., O’Neill, N., Slutsker, I., and Kinne, S. (1999). Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.*, 104:333–349.
- Eck, T., Holben, B., Ward, D., Dubovik, O., Reid, J., Smirnov, A., Mukelabai, M., Hsu, N., O’Neill, N., and Slutsker, I. (2001b). Characterization of the optical properties of biomass burning aerosols in Zambia during the 1997 ZIBBEE field campaign. *J. Geophys. Res.*, 106(D4):2325–2348.
- Elias, T., Silva, A., Belo, N., Pereira, S., Formenti, P., Helas, G., and Wagner, F. (2006). Aerosol extinction in a remote continental region of the Iberian Peninsula during summer. *J. Geophys. Res.*, 111(D14204):1–20. doi:10.1029/2005JD006610.
- Escudero, M., Castillo, S., Querol, X., Ávila, A., Alarcón, M., Viana, M., Alastuey, A., Cuevas, E., and Rodriguez, S. (2005). Wet and dry African dust episodes over eastern Spain. *J. Geophys. Res.*, 110(D18S08).
- Estellés, V. (2006). *Caracterización de los aerosoles atmosféricos en Valencia mediante fotometría solar*. PhD thesis, Universidad de Valencia.
- Estellés, V., Martínez-Lozano, J., and Utrillas, M. (2007a). Influence of air mass history on the columnar aerosol properties at Valencia, Spain. *J. Geophys. Res.*, 112(D15211):1–12.

- Estellés, V., Martínez-Lozano, J., Utrillas, M., and Campanelli, M. (2007b). Columnar aerosol properties in Valencia (Spain) by ground based sun photometry. *J. Geophys. Res.*, 112(D11201):1–9. doi:10.1029/2006JD008167.
- Estellés, V., Utrillas, M., Martínez-Lozano, J., Alcántara, A., Alados-Arboledas, L., Olmo, F., Lorente, J., de Cabo, X., Cachorro, V., Horvath, H., Labajo, A., Sorribas, M., Díaz, J., Díaz, A., Elías, T., Pujadas, M., Rodrigues, J., Cañada, J., García, Y., and Silva, A. (2006). Intercomparison of spectroradiometers and Sun photometers for the determination of the aerosol optical depth during the VELETA-2002 field campaign. *J. Geophys. Res.*, 111:1–15. doi:10.1029/2005JD006047.
- Expósito, F. (1999). *Determinación del espesor óptico de aerosoles mediante técnicas de teledetección en la región de Canarias*. PhD thesis, Universidad de La Laguna.
- Font Tullot, I. (2000). *Climatología de España y Portugal*, volume Ediciones Universidad de Salamanca. 2^a edition.
- Formenti, P., Andreae, M., Andreae, T., Galani, E., Vasaras, A., Zerefos, C., Amiridis, V., Orlovsky, L., Karnieli, A., Wendisch, M., Wex, H., Holben, B., Maenhaut, W., and Lelieveld, J. (2001). Aerosol optical properties and large-scale transport of air masses: Observations at a coastal and a semiarid site in the eastern Mediterranean during summer 1998. *J. Geophys. Res.*, 106(D9):9807–9826.
- Gerasopoulos, E., Andreae, M., Zerefos, C., Andreae, T., Balis, D., Formenti, P., Merlet, P., Amiridis, V., and Papastefanou, C. (2003). Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece. *Atmos. Chem. Phys.*, 3:2025–2041.
- Gobbi, G., Kaufman, Y., Korem, I., and Eck, T. (2007). Classification of aerosol properties derived from AERONET direct sun data. *Atmos. Chem. Phys.*, 7:453–458.
- Gueymard, C. (1995). SMARTS2, A Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine: Algorithms and performance assessment. *Florida Solar Energy Center*.
- Gueymard, C. (2001). Parameterized transmittance model for direct beam and circumsolar spectral irradiance. *Sol. Energy*, 71(5):325–346.
- Heidke, P. (1926). Berechnung des Erfolges und der Güte der Windstärkevorhersagen im Sturmwarnungsdienst. *Geografika Annaler*, 8:301–349.

- Hess, M., Koepke, P., and Schult, I. (1998). Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(831-844).
- Higurashi, A. (2002). Detection of aerosol types over the East China Sea near Japan from four-channel satellite data. *Geophys. Res. Lett.*, 29(17):1-4. doi:10.1029/2002GL015357.
- Holben, B., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J., Setzer, K., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenu, F., Jankowiak, I., and Smirnov, A. (1998). AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sens. Environ.*, 66:1-16.
- Holben, B., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W. W., Schafer, J., Chatenet, B., Lavenu, F., Kaufman, Y., Vande, J., Castle, Setzer, A., Markhaml, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karneli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R., Voss, K., and Zibordi, G. (2001). An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET.
- Horvath, H. (1998). *Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance*. John Wiley & Sons.
- Horvath, H., Alados-Arboledas, L., Olmo, F., Jovanović, O., Gangl, M., Kaller, W., Sánchez, C., Sauerzopf, H., and Seidl, S. (2002). Optical characteristics of the aerosol in Spain and Austria and its effect on radiative forcing. *J. Geophys. Res.*, 107(D19):1-18. doi:10.1029/2001JD001472.
- Hsu, N., Herman, J., Torres, O., Holben, B., Tanre, D., Eck, T., Smirnov, A., Chatenet, B., and Lavenu, F. (1999). Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness: results and applications. *J. Geophys. Res.*, 104(D6):6269-6279.
- Irshad, A. (2009). Determination of aerosol characteristics for aerosol remote sensing at the site Bremen. Master's thesis, University of Bremen.
- Jacovides, C., Kaltsounides, N., Asimakopoulos, D., and Kaskaoutis, D. (2005). Spectral aerosol optical depth and the Ångström's parameters in the polluted Athens atmosphere. *Theor. Appl. Climatol.*, 81:161-7.
- Jorba, O. (2005). *Simulación de los campos de viento de la Península Ibérica y el área geográfica de Catalunya con alta resolución espacial para distintas situaciones meteorológicas típicas*. PhD thesis, Universidad Politécnica de Cataluña.

- Kaskaoutis, D., Kambezidis, H., Adamopoulos, A., and Kassomenos, P. (2006). Comparison between experimental data and modeling estimates of atmospheric optical depth over Athens, Greece. *J Atmos Solar Terr Phys*, 68:1167–1178.
- Kaskaoutis, D., Kambezidis, H., Hatzianastassiou, N., Kosmopoulos, P., and Badarinath, K. (2007). Aerosol climatology: on the discrimination of aerosol types over four Aeronet sites. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7:6357–6411.
- Kaskaoutis, D., Kosmopoulos, P., Kambezidis, H., and Nastos, P. (2010). Identification of the aerosol types over Athens, Greece: The influence of air-mass transport. *Hindawi Publishing Corporation Advances in Meteorology*, 2010:1–15. doi:10.1155/2010/168346.
- Kasten, F. and Young, T. (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Optics.*, 28:4735–4738.
- Kaufman, Y., Gitelson, A., Karnieli, A., Ganor, E., Fraser, R., Nakajima, T., Mattoo, S., and Holben, B. (1994). Size distribution and scattering phase function of aerosol particles from sky brightness measurements. *J. Geophys. Res.*, 99(D5):10341–10356.
- Kaufman, Y. and Korem, I. (2006). Smoke and pollution aerosol effect on cloud cover. *Science*, 313:655–658. doi: 10.1126/science.1126232.
- Kaufman, Y. and Tanré, D. (1998). Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS.
- Kim, J., Lee, J., Lee, H., Higurashi, A., Takemura, T., and Song, C. (2007). Consistency of the aerosol type classification from satellite remote sensing during the Atmospheric Brown Cloud-East Asia Regional Experiment campaign. *Geophys. Res. Lett.*, 112:1–12. doi:10.1029/2006JD008201.
- King, M. (1982). Sensitivity of constrained linear inversions to the selection of Langrange multiplier. *J. Atmos. Sci*, 39:1356–1369.
- King, M., Byrne, D., Herman, B., and Reagan, J. (1978). Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements. *J. Atmos. Sci*, pages 2153–2167.
- Komhyr, D., Grass, K., and Leonard, R. (1989). Dobson Spectrophotometer 83: a standard for total ozone measurements. *J. Geophys. Res.*, 94:9847–9861.
- Kubilay, N., Cokacar, T., and Oguz, T. (2003). Optical properties of mineral dust outbreaks over the northeastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 108(D21):1–10. doi:10.1029/2003JD003798.

- Liou, K. (1980). *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press.
- Longtin, D., Shettle, E., Hummel, J., and Pryce, J. (1988). A desert aerosol model for radiative transfer studies, *Aerosols and Climate* . A. Deepak, Hampton, Va:261–269.
- Lyamani, H., Olmo, F., and Alados-Arboledas, L. (2005). Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer. *Atmos. Environ.*, 39:7276–7284.
- Lyamani, H., Olmo, F., and Alados-Arboledas, L. (2010). Physical and optical properties of aerosols over an urban location in Spain: seasonal and diurnal variability. *Atmos. Chem. Phys.*, 10:239–254.
- Lyamani, H., Olmo, F., Alcántara, A., and Alados-Arboledas, L. (2006a). Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: spectral optical depth. *Atmos. Environ.*, 40:6453–6464. doi:10.1016/j.atmosenv.2006.04.048.
- Lyamani, H., Olmo, F., Alcántara, A., and Alados-Arboledas, L. (2006b). Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain II: Microphysical columnar properties and radiative forcing. *Atmos. Environ.*, 40:6465–6476. doi:10.1016/j.atmosenv.2006.04.047.
- Madhavi, L. and Badarinath, K. (2003). Impact of aerosols on total columnar ozone measurements a case study using satellite and ground based instruments. *Atmos. Res.*, 66:307–313. doi:10.1016/S0169-8095(03)00026-7.
- Mattis, I., Janenisch, V., Müller, D., Franke, K., and Ansmann, A. (2000). Classification of particle extinction profiles derived within the framework of the German lidar network by the use of cluster analysis of back trajectories . *Lidar Remote Sensing of the Atmosphere*, -:211–214.
- McCormick, R. and Ludwig, J. (1967). Climate modification by atmospheric aerosols. *Science*, 156(3780):1358–1359. doi: 10.1126/science.156.3780.1358.
- Meloni, D., di Sarra, A., Biavati, G., Deluisi, J., Monteleone, F., Pace, G., Piacentino, S., and Sferlazzo, D. (2007). Seasonal behavior of Saharan dust events at the Mediterranean island of Lampedusa in the period 1999-2005. *Atmos. Environ.*, 41:3041–3056. doi:10.1016/j.atmosenv.2006.12.001.
- Michalsky, J. (1988). The astronomical Almanac’s algorithm for approximate solar position (1950-2050) . *Sol. Energy*, 40(3):227–235.
- Mielonen, T., Arola, A., Komppula, M., Kukkonen, J., Koskinen, J., de Leeuw, G., and K.E.J., L. (2009). Comparison of CALIOP level 2 aerosol subtypes

- to aerosol types derived from AERONET inversion data. *Geophys. Res. Lett.*, 36:1–5. doi:10.1029/2009GL039609.
- Nakajima, T., Tanaka, M., and Yamauch, T. (1983). Retrieval of the optical properties of aerosols from the aureole and extinction data. *Appl. Opt.*, 22:2951–2959.
- Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y., and Holben, B. (1996). Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Opt.*, 35(15):2672–2686.
- Nuñez, S. (2002). *Altura de la capa de mezcla: caracterización experimental y aplicación de un modelo meteorológico para el estudio de evolución diurna*. PhD thesis, Universidad Complutense de Madrid.
- Obregón, M., Cancillo, M., Serrano, A., Cachorro, V., and Toledano, C. (2011a). Improving aerosol optical depth estimations including temperature correction. *Opt. Pura Apl.*, 44(4):671–675.
- Obregón, M., Pereira, S., Wagner, F., Serrano, A., Cancillo, M., and Silva, A. (2012). Regional differences of column aerosol parameters in western Iberian Peninsula. *Atmos. Environ.*, 12:1–10. doi:10.1016/j.atmosenv.2012.08.016.
- Obregón, M., Serrano, A., Cancillo, M., Toledano, C., and Cachorro, V. (2011b). Comparison between an independently retrieval aerosol optical depth and AERONET estimations. *Opt. Pura Apl.*, 44(4):677–681.
- Omar, A., Won, J., Winker, D., Yoon, S., Dubovik, O., and McCormick, M. (2005). Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements. *J. Geophys. Res.*, 110(D10S14):1–14. doi:10.1029/2004JD004874.
- Otero, L., Ristori, P., Holben, B., and Quel, E. (2006). Espesor óptico de aerosoles durante el año 2002 para diez estaciones pertenecientes a la red AERONET - NASA. *Opt. Pura Apl.*, 39(4):355–364.
- Pace, G., di Sarra, A., Meloni, D., Piacentino, S., and Chamard, P. (2006). Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 1. Influence of transport and identification of different aerosol types. *Atmos. Chem. Phys.*, 6:697–713.
- Pachauri, R. and Reisinger, A. (2007). *Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Ginebra, Suiza, ipcc edition.

- Pereira, S., Silva, A., Elias, T., and Wagner, F. (2005). Aerosol monitoring at Cabo da Roca site . *4º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG / 6º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia*.
- Pereira, S., Wagner, F., and Silva, A. (2008). Scattering properties and mass concentration of local and long range transported aerosols over the South Western Iberia Peninsula. *Atmos. Environ.*, 42(33):7623–7631. doi:10.1016/j.atmosenv.2008.06.008.
- Pereira, S., Wagner, F., and Silva, A. (2011). Seven years of measurements of aerosol scattering properties, near the surface, in the southwestern Iberia Peninsula . *Atmos. Chem. Phys.*, 11:17–29. doi: 10.5194/acp-11-17-2011.
- Prats, N., Cachorro, V., Berjón, A., Toledano, C., and de Frutos, A. (2011). 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.
- Prats, N., Cachorro, V., Sorribas, M., Mogo, S., Berjón, A., Toledano, C., de Frutos, A., de la Rosa, J., Laulainen, N., and de la Morena, B. (2008). Columnar aerosol optical properties during “El Arenosillo 2004 summer campaign”. *Atmos. Environ.*, 42:2643–2653. doi:10.1016/j.atmosenv.2007.07.041.
- Querol, X., Rodríguez, S., Cuevas, E., Viana, M., and Alastuey, A. (2002). Intrusiones de masas de aire africano sobre la Península Ibérica y Canarias: mecanismos de transporte y variación estacional . *3rd Asamblea Hispano portuguesa de Geodesia y Geofísica*.
- Reid, J., Eck, T., Christopher, S., Hobbs, P., and Holben, B. (1999). Use of the Ångström exponent to estimate the variability of optical and physical properties of ageing smoke particles in Brazil. *J. Geophys. Res.*, 104(D22):27473–27489.
- Reinart, A., Kikas, U., and Tamm, E. (2008). Aerosol components and types in the Baltic Sea region. *Boreal Env. Res.*, 13:103–112.
- Robert, J., Charlson, J., Lovelock, O., and Warren, S. (1987). Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326:655–661.
- Rodríguez, S., Querol, X., Alastuey, A., Kallos, G., and Kakaliagou, O. (2001). Saharan dust contributions to PM10 and TSP levels in Southern and Eastern Spain. *Atmos. Environ.*, 35:2433–2447.

- Rolph, G. (2003). Real-time Environmental Applications and Display sYstem (READY) Website (<http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>). *NOAA Air Resources Laboratory*, Silver Spring, MD.
- Rozwadowska, A., Zielinski, T., Petelski, T., and Sobolewski, P. (2010). Cluster analysis of the impact of air back-trajectories on aerosol optical properties at Hornsund, Spitsbergen . *Atmos. Chem. Phys.*, 10:877–893.
- Sánchez, J. (1993). *Situaciones atmosféricas en España*. Centro de publicaciones del Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente.
- Santese, M., de Tomasi, F., and Perrone, M. (2007). Advection patterns and aerosol optical and microphysical properties by AERONET over south-east Italy in the central Mediterranean. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7:16071–16118.
- Santos, D., Costa, M., and Silva, A. (2008). Direct SW aerosol radiative forcing over Portugal. *Atmos. Chem. Phys.*, 8:5771–5786.
- Seinfeld, J. and Pandis, S. (1998). *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.
- Silva, A., Bugalho, M., Costa, M., von Hoyningen-Huene, W., Shmidt, T., Heintzenberg, J., and Henning, S. (2002). Aerosol optical properties from columnar data during the second Aerosol Characterization Experiment on the south coast of Portugal . *J. Geophys. Res.*, 107(D22):4642. doi:10.1029/2002JD002196.
- Silva, A., Costa, M., Elias, T., Formenti, P., Belo, N., and Pereira, S. (2003a). Ground-based aerosol monitoring at Evora, Portugal . *Global Change News Letter*, (56).
- Silva, A., Wagner, F., Pereira, S., and Elias, T. (2003b). Aerosol properties at the most western point of continental Europa . *Global Change News Letter*, 56.
- Smirnov, A., Holben, B., Eck, T., Dubovik, O., and Slutsker, I. (2000). Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET database. *Remote Sens. Environ.*, 73:337–349. PII S0034-4257(00)00109-7.
- Smirnov, N. (1939). On the estimation of the discrepancy between empirical curves of distribution for two independent samples . *Bulletin Mathématique de l'Université de Moscou*, 2.
- Smirnov, N. (1948). Table for estimating the goodness of fit of empirical distributions . *The Annals of Mathematical Statistics*, 19(2):279–281.

- Spencer, J. (1971). Fourier series representation of the position of the Sun . *Search*, 2(5).
- Stohl, A. (1998). Computation, accuracy and applications of trajectories: A review and bibliography. *Atmos. Environ.*, 32:947–966.
- Stohl, A. (2006). Characteristics of atmospheric transport into the Arctic troposphere . *J. Geophys. Res.*, 111(D11306). doi:10.1029/2005JD006888.
- Takamura, T. and Nakajima, T. (2004). SKYNET community group. Overview of SKYNET an its activities. *OPA*, 37(3):3303–3303.
- Talbot, R., Harris, R., Browell, E., Gregory, G., Sebacher, D., and Beck, S. (1986). Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical north Atlantic troposphere: relationship to saharan dust. *J. Geophys. Res.*, 91(D4):5173–5182.
- Taylor, K. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram . *J. Geophys. Res.*, 106(D7):7183–7192. doi:10.1029/2000JD900719.
- Toledano, C. (2005). *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación El Arenosillo de la red AERONET*. PhD thesis, Universidad de Valladolid.
- Toledano, C., Cachorro, V., Berjón, A., de Frutos, A., Sorribas, M., de la Morena, B., and Goloub, P. (2007a). 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.
- Toledano, C., Cachorro, V., de Frutos, A., Sorribas, M., Prats, N., and de la Morena, B. (2007b). Inventory of African desert dust events over the southwestern Iberian Peninsula in 2000-2005 with an AERONET CIMEL Sun photometer. *J. Geophys. Res.*, 112(D21201):1–14. doi:10.1029/2006JD008307.
- Toledano, C., Cachorro, V., de Frutos, A., Torres, B., Berjón, A., Sorribas, M., and Stone, R. (2009). Airmass classification and analysis of aerosol types at El Arenosillo (Spain). *J. Appl. Meteor. and Climat.*, 48:962–981.
- Toledano, C., Cachorro, V., Vergaz, R., de Frutos, A., Sorribas, M., Vilaplana, J., and De la Morena, B. (2004). Análisis y corrección del falso ciclo diurno del espesor óptico de aerosoles: el método KCICLO. *Opt. Pura Apl.*, pages 49–60.

- Torres, O., Bhartia, P., Herman, J., Sinyuk, A., Ginoux, P., and Holben, B. (2002). A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements. *J. Atmos. Sci.*, pages 398–413.
- Tunved, P., Nilsson, E., Hansson, H., and Ström, J. (2005). Aerosol characteristics of air masses in northern Europe: Influences of location, transport, sinks, and sources. *J. Geophys. Res.*, 110:1–13. doi:10.1029/2004JD005085.
- Twomey, S. (1974). Pollution and planetary albedo. *Atmos. Environ.*, 8:1251–1256.
- Twomey, S. (1977). *Atmospheric aerosols*. Elsevier Press.
- Vergaz, R. (2001). Caracterización de los aerosoles atmosféricos. *Opt. Pura Apl.*, 34.
- Vergaz, R., Cachorro, V., de Frutos, A., Vilaplana, J., and de la Morena, B. (2005). Columnar characteristics of aerosols in the maritime area of the Cadiz Gulf (Spain). *Int. J. Climatol.*, (25):1781–1804. doi:10.1002/joc.1208.
- Volz, F. (1974). Economical multispectral sun photometer for measurements of aerosol extinction from 0.44 micrometer to 1.6 micrometer and precipitable water. *Appl. Opt.*, 13:1732–1733.
- Von Hoyningen-Huene, W., Dinter, T., Kokhanovsky, A., Burrows, J., Wendisch, M., Bierwirth, E., Müller, D., and Diouri, M. (2009). Measurements of desert dust optical characteristics at Porte au Sahara during SAMUM. *Tellus*, 61B:206–215. doi: 10.1111/j.1600-0889.2008.00405.x.
- Wang, M. and Gordon, H. (1993). Retrieval of the columnar aerosol phase function and single scattering albedo from sky radiance over the ocean: simulations. *Appl. Optics*, 32:4598–4609.
- Welton, J., Campbell, J., Berkoff, T., Valencia, S., Spinhime, J., Holben, B., and Tsay, S. (2005). The NASA Micro-Pulse Lidar Network (MPLNET): co-location of lidars with AERONET sunphotometers and related Earth science applications. *2nd Symposium on Lidar Atmospheric Applications*, 5.
- Xia, X., Chen, H., and Zhang, W. (2007). Analysis of the dependence of column-integrated aerosol properties on long-range transport of air masses in Beijing. *Atmos. Environ.*, 41:7739–7750. doi:10.1016/j.atmosenv.2007.06.042.

FE DE ERRATA

- Delante de la página I, en la que aparece el índice general, debe aparecer el siguiente texto:

“ ABSTRACT

This Doctoral Thesis focus on the characterization of the column of aerosols above the station of Cáceres (Spain) by means of radiometric measurements registered by the CIMEL photometer. This instrument belongs to the AERONET global network and its calibration and processing follows the AERONET protocol, guaranteeing the final reliability of the measurements. Thus, the aerosol optical depth, Ångstrom α parameter, single scattering albedo, asymmetry parameter and other radiometric parameters are routinely obtained at the Cáceres station since July 2005.

This study implements an alternative processing algorithm which allows the inclusion of certain corrections related to wrong calibration and temperature dependence, which the original AERONET protocol doesn't consider. The new series of corrected values is compared to the original one and the improvements achieved are highlighted.

Then, the climatological average values for the different radiometric parameters are analysed regarding their absolute values and daily and seasonal behaviour. These mean values are compared with those obtained at several surrounding stations within the Iberian Peninsula, and differences are explained in terms of the arrival of air masses transporting aerosols from different origins.

Subsequently, the column aerosol over Cáceres is classified according to different classification approaches proposed by different authors. Additionally, in order to improve the reliability of the classification procedure, new approaches specifically-designed are tested and compared. Finally, a new classification procedure is proposed and applied to the whole series of measurements, resulting in classified cases whose frequencies are statistically analysed.”

- En la página 216 del capítulo 8 después de la sección 8.1 denominada Líneas futuras debe aparecer el siguiente texto:

“Results and conclusions

Radiation measurements have been made in Cáceres during the period July 2005 to July 2011 in order to characterize the aerosols following the measuring and calibration protocols proposed by AERONET global network.

The estimation of aerosol optical depth has been improved by including two additional corrections. One addresses calibration errors and the other the dependence with temperature.

The analysis of aerosol parameters such as τ , α , Volcon, $dV/d\log(r)$, ω and g concludes that Cáceres station is located in a region with low turbidity, influenced mainly by maritime (45.71 % of the days analyzed) and continental (37.28 %) aerosols. These usual conditions are interrupted by occasional outbreaks of Saharan dust (10.91 %), characterized by high concentration and big aerosols.

Continentality induces regional differences in the aerosol radiometric characteristics. They have been detected and quantified by a comparative analysis of stations at Cáceres, Palencia, Huelva, Évora and Cabo da Roca.

A reliable aerosol classification requires, not only radiometric parameters, but additional information about the path followed by the air mass and about the entrainment of aerosols into the air mass.

A new aerosol classification method, more reliable than existing methodologies, has been proposed. Such classification method has been applied to the Cáceres station.”