

UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA

**«Determinación del Espesor Óptico de Aerosoles
Mediante Técnicas de Teledetección en la región
de Canarias»**

**Autor: Francisco Javier Expósito González
Director: Dr. Félix Herrera Cabello**

Departamento de Física Fundamental y Experimental, Electrónica y Sistemas



UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
FUNDAMENTAL Y EXPERIMENTAL

AVDA. ASTROFÍSICO FRANCISCO SÁNCHEZ
LA LAGUNA

TLF: 34 922 318220

FAX: 34 922 256973

D. Félix Herrera Cabello, Catedrático de Física Aplicada del Departamento de Física Fundamental y Experimental de La Universidad de La Laguna,

CERTIFICO: Que D. Francisco Javier Expósito González, Licenciado en Ciencias Físicas, ha realizado bajo mi dirección la presente Memoria titulada **“Determinación del espesor óptico de aerosoles mediante técnicas de teledetección en la región de Canarias”**, para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Y para que así conste, autorizo la presentación de la misma y firmo la presente certificación.

La Laguna, a 21 de Abril de 1999

Fdo.: Félix Herrera Cabello

A Masu, y a mi hija Sara.

A mi familia.

Llegará una época en la que una investigación diligente y prolongada sacará a la luz cosas que hoy están ocultas. La vida de una sola persona, aunque estuviera toda ella dedicada al cielo, sería insuficiente para investigar una materia tan vasta...Por lo tanto este conocimiento sólo se podrá desarrollar a lo largo de sucesivas edades. Llegará una época en la que nuestros descendientes se asombrarán de que ignorábamos cosas que para ellos son tan claras...Muchos son los descubrimientos reservados para las épocas futuras, cuando se haya borrado el recuerdo de nosotros. Nuestro universo sería una cosa muy limitada si no ofreciera a cada época algo que investigar...La naturaleza no revela sus misterios de una vez para siempre.

Séneca, Cuestiones Naturales, libro 7º, s. I (AD).

Deseo expresar mi agradecimiento a todas las personas e instituciones que han hecho posible la realización de este trabajo.

En primer lugar, a mi director, el Dr. Félix Herrera Cabello por la amabilidad y cariño con los que fui recibido en su grupo en el momento de iniciarme en el mundo de la investigación. Gracias a su esfuerzo diario, incluso en fines de semana y vacaciones, el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección ha podido desarrollarse hasta ser hoy una realidad que continúa creciendo y enriqueciéndose con sus experiencias. Gracias por sus consejos, enseñanzas y sinceridad durante la realización del presente trabajo.

A todos los compañeros de promoción y trabajo. De manera especial a Juan Pedro, Manolo, Pedro y Andrés, por esas horas de discusión científica en las que nos divertimos tanto como aprendimos. Gracias a vuestra compañía, siempre enriquecedora, ha sido más fácil la realización de este trabajo.

También agradecer a todos y cada uno de los compañeros del Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección. Sin su ayuda no hubiera sido posible solucionar los diferentes problemas surgidos durante el procesamiento de las imágenes de satélite empleadas en esta Memoria.

De manera también muy especial al Dr. José F. Peraza por su constante apoyo y ánimo durante el desarrollo de este trabajo. Al Dr. Frank Raes del Joint Research Centre, Ispra, Italia, por las facilidades dadas para participar en el experimento "Aerosol Characterization Experiment" (ACE-2) celebrado en las zonas de Canarias y Azores durante el verano de 1997. También al Dr. Joseph Prospero del RSMAS, Universidad de Miami, EE.UU., por las interesantes y fructíferas conversaciones mantenidas durante el ACE-2, así como por facilitar la cesión del radiómetro MFRSR para su instalación en nuestra isla.

A los compañeros del Centro Superior de Náutica y Estudios del Mar de la Universidad de La Laguna, y en particular a su Director, Prof. Girona, así como al personal de Aeropuertos Nacionales y Navegación Aérea del aeropuerto Tenerife Sur Reina Sofía, y en especial a su Director D. Javier Cedano por las facilidades dadas para la instalación de los radiómetros Optronic OL-752 y MFRSR-234, respectivamente.

A todo el personal del Instituto Nacional de Meteorología en Santa Cruz de Tenerife, Aeropuerto del Sur y en la Estación de Vigilancia Atmosférica Mundial de Izaña. En especial al Dr. Emilio Cuevas por todas las facilidades prestadas cada vez que hemos requerido su ayuda.

A Abelardo Díaz, cuya ayuda ha sido indispensable para el desarrollo del instrumental fabricado para la medida de radiación directa, así como para solucionar cualquier posible problema técnico que surgiera durante el funcionamiento de los equipos.

Durante la realización de la presente Memoria hemos disfrutado de las ayudas económicas concedidas por la Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Gobierno Autónomo de Canarias, en relación con el Proyecto de Investigación 4/95 Modalidad A, así como la de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología en relación con el proyecto CLI97-0453 en el marco del programa de I+D sobre el Clima. Muchas gracias a ambas instituciones por la confianza y el apoyo mostrados.

Finalmente, quiero agradecer de forma muy particular a Masu, mi esposa, por su apoyo, confianza y paciencia a lo largo de estos años. Su sonrisa y continuo ánimo ha sido esencial durante la realización de este trabajo.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

1.1 Aerosoles: Cambio climático y salud	3
1.1.1 Radiación solar	3
1.1.2 Efecto invernadero	5
1.1.3 Aerosoles	10
1.2 Antecedentes y objetivos	14
1.3 Resumen del trabajo	18

CAPÍTULO 2 AEROSOLAS ATMOSFÉRICOS

2.1 Los aerosoles en la atmósfera	23
2.1.1 Introducción	23
2.1.2 Fuentes de aerosoles atmosféricos	24
2.1.2.1 Fuente extraterrestre	27
2.1.2.2 Fuente marina	27
2.1.2.3 Fuente mineral	29
2.1.2.4 Conversión gas a partícula (gtp)	31
2.1.2.5 Fuente volcánica	32
2.1.2.6 Fuente biológica	33
2.1.2.7 Fuente antrópica	33
2.1.3 Envejecimiento y tiempo de residencia	34
2.1.4 Sumideros de aerosoles	38
2.2 Caracterización de los aerosoles	39
2.2.1 Distribución global	39
2.2.2 Función de distribución de tamaños	40
2.2.3 Función de fase	42
2.2.4 Espesor óptico de aerosoles	44

CAPÍTULO 3 MODELO RADIATIVO PARA EL CÁLCULO DEL ESPESOR ÓPTICO DE AEROSOLAS

3.1 Interacción de la radiación solar con la atmósfera	49
3.1.1 Introducción	49
3.1.2 Dispersión Rayleigh	51
3.1.3 Dispersión Mie	53
3.1.4 Absorción	58

3.2 Modelo radiativo para medidas de espesor óptico de aerosoles desde superficie	59
3.2.1 Ley de Lambert-Beer-Bouguer	59
3.2.2 Calibración Langley	62
3.2.3 Análisis de errores	66
3.3 Modelo radiativo desarrollado para medidas de espesor óptico de aerosoles desde satélite	68
3.3.1 Ecuación de Transferencia Radiativa (ETR)	68
3.3.1.1 Solución propuesta para la ETR	72
3.3.1.2 Contribución de la intensidad proveniente del mar	74
3.3.1.3 Contribución de la intensidad debida a Rayleigh	84
3.3.1.4 Contribución de la intensidad debida a aerosoles	86
3.3.1.5 Reducción de la intensidad debida a gases absorbentes ..	88
3.3.1.6 Variación de la intensidad detectada debida a los efectos de la sombra de las nubes	94
3.3.2 Dispersión simple y dispersión múltiple	95
3.3.3 Aproximación a la distribución de tamaños	98
3.3.4 Aproximación a la función de fase	101
3.3.5 Análisis de errores	112

CAPÍTULO 4

DESARROLLO DE INSTRUMENTACIÓN TERRESTRE

4.1 Radiómetro multifiltro con banda sombreadora giratoria (MFRSR)	117
4.1.1 Descripción general	117
4.1.1.1 Software	120
4.1.1.2 Instalación	120
4.1.2 Principio de operación	122
4.1.3 Detector	124
4.1.3.1 Respuesta coseno	127
4.1.4 Calibración	129
4.2 Radiómetro Optronic OL-752	131
4.2.1 Descripción general	131
4.2.1.1 Sistema óptico	132
4.2.1.2 Controlador	134
4.2.1.3 Tubo colimador	135
4.2.1.4 Enlace de fibra óptica	137
4.2.1.5 Seguidor solar	139
4.2.1.5.1 Montaje ecuatorial	139
4.2.1.5.2 Sistema de seguimiento	141
4.2.1.6 Caja de intemperie con sistema termostizador	142

4.2.1.7 Software	144
4.2.1.8 Instalación	148
4.2.2 Principio de operación	150
4.2.3 Detector	150
4.2.4 Calibración	151

CAPÍTULO 5 SATÉLITES NOAA: ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS

5.1 Satélites artificiales	157
5.1.1 Introducción a la teledetección	157
5.1.2 Características de los satélites artificiales	159
5.1.2.1 Resolución espacial	159
5.1.2.2 Resolución espectral	161
5.1.2.3 Resolución radiométrica	163
5.1.2.4 Resolución temporal	163
5.2 Satélites NOAA	165
5.2.1 Sensor AVHRR	168
5.2.2 Sistema TOVS	171
5.2.2.1 HIRS-2	172
5.2.2.2 MSU	174
5.2.2.3 SSU	174
5.2.2.4 SBUV/2	175
5.2.3 Argos	176
5.2.4 SEM	176
5.3 Estación terrena	177
5.3.1 Características principales	178
5.4 Preprocesamiento	180
5.4.1 Calibración pre y post-lanzamiento	180
5.4.2 Navegación	183
5.4.3 Geometría de iluminación y observación	185
5.4.4 Eliminación de nubes y tierra	187
5.4.5 Post-procesamiento. Corrección geométrica	189

CAPÍTULO 6 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

6.1 Medidas desde superficie	193
6.1.1 Procesamiento y calibración de los datos	193
6.1.2 Resultados	201
6.2 Medidas desde satélite	207

6.2.1 Procesamiento y calibración de los datos	207
6.2.2 Resultados.....	210
6.2.2.1 Promedio anual	211
6.2.2.2 Promedio estacional	224
6.2.2.2.1 Enero, Febrero y Marzo de 1994	237
6.2.2.2.2 Abril, Mayo y Junio de 1994	245
6.2.2.2.3 Julio, Agosto y Septiembre de 1994.....	253
6.2.2.2.4 Octubre, Noviembre y Diciembre de 1994	261
6.2.2.3 Episodios característicos	269

CAPÍTULO 7 CONCLUSIONES

7.1 Conclusiones	283
7.2 Futuras líneas de investigación	286

APÉNDICE A DISPERSIÓN MIE

A.1 Dispersión Mie	291
A.1.1 Ecuación de onda	291
A.1.2 Solución formal de la dispersión	294

APÉNDICE B PIRANÓMETROS Y PIRHELIÓMETROS

B.1 Piranómetros y Pirheliómetros	301
B.1.1 Piranómetros	301
B.1.2 Pirheliómetros	310
B.2 Detectores para piranómetros.....	315
B.2.1 Detectores térmicos	315
B.2.2 Detectores fotoeléctricos	318
B.3 Detectores para pirheliómetros.....	322

APÉNDICE C FUTUROS PROGRAMAS ESPACIALES

C.1 Futuros programas espaciales	327
--	-----

BIBLIOGRAFÍA

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 AEROSOLES: CAMBIO CLIMÁTICO Y SALUD

El Sol es la principal fuerza motriz del clima en la Tierra. El sistema tierra-atmósfera intercepta la radiación solar reflejando parte de la misma y absorbiendo el resto, de tal forma que, a largo plazo la energía de la radiación solar que se absorbe está en perfecto equilibrio con la emitida al espacio. Sin embargo, existen diversos factores que pueden modificar este equilibrio. Cuando ello ocurre, los componentes climáticos como la temperatura media del planeta, el nivel del mar, los bancos de hielos polares, la cobertura nubosa y un largo etc., se ven notablemente afectados. Determinados registros históricos, como los obtenidos a partir de catas realizadas a gran profundidad en el hielo groenlandés o antártico (que llegan incluso a los 200.000 años de antigüedad), o las relaciones entre el isótopo pesado del oxígeno (oxígeno 18) a su isótopo más ligero (oxígeno 16) encontrados en los sedimentos oceánicos, muestran que nuestro planeta ha experimentado notables variaciones naturales en cuanto a su clima. Quizás, el ejemplo más notorio de estos cambios haya sido los relativamente recientes periodos glaciales.

Entre los principales factores que se barajan por parte de la comunidad científica como posibles modificadores de este equilibrio radiativo, cabe destacar especialmente, a la variación en la radiación solar que alcanza nuestro planeta, la variación en la concentración de los gases de efecto invernadero y los aerosoles.

1.1.1 Radiación solar

Existen dos fuentes principales que pueden dar lugar a una variación en la radiación solar que alcanza nuestro planeta: la debida a cambios orbitales y la debida a cambios en la irradiancia solar total. La primera de ellas, conocida

como teoría astronómica o de Milankovitch¹, estudia las variaciones de energía solar recibidas por la Tierra asociadas con tres parámetros de la órbita terrestre alrededor del Sol que varían cíclicamente. El primero es la inclinación del eje terrestre (ángulo entre el eje y el plano de la órbita), que tiene un periodo de unos 40.000 años. El segundo es la dirección en la que apunta el eje terrestre, con un periodo de unos 20.000 años. Y el tercero es la excentricidad de la órbita terrestre, cuyo periodo dura unos 100.000 años. Según Hays *et al.* (1976) el factor clave en esta teoría no es tanto la cantidad total de radiación solar recibida por el globo en un año, sino la cantidad de radiación recibida a altas latitudes en el hemisferio norte durante el verano.

Sin embargo, las variaciones de energía puestas en juego en estos procesos son, en general, demasiado pequeñas como para explicar, por ejemplo, los grandes ciclos glaciales-interglaciales durante el Cuaternario. Cabe pensar que, seguramente, es más importante el modo en el que esas variaciones resultan incrementadas o amortiguadas por procesos de retroalimentación debidos a la atmósfera, el océano y el hielo (Ingersoll, 1998).

En lo que respecta a las variaciones en la irradiancia solar total, éstas responden a cambios en la actividad superficial del Sol y se desarrollan en fase con el ciclo de manchas solares, cuya duración es de aproximadamente 11 años. Así, Foukal y Lean (1990) han obtenido que a un mayor número de manchas solares corresponde una radiación solar también elevada. Esto es debido a que el aumento de las regiones brillantes (fáculas fotosféricas) que ocurren en estas situaciones compensa y supera la disminución en la radiación producida por las manchas. Los mayores cambios en términos de la energía total se producen en la región de onda corta y en particular en el UV, si bien, a 0,3 μm por ejemplo dicha variación del ciclo solar no alcanza el 1%. No obstante se cree que los cambios integrados sobre la totalidad de las longitudes

¹ Milutin Milankovitch. Este científico yugoslavo realizó los cálculos astronómicos citados en los decenios de 1920 y 1930.

de onda, es decir, sobre la irradiancia solar total, denominada “constante solar”, presentan una mayor importancia respecto a los cambios en el clima. Así, desde 1978 se viene midiendo de forma continuada dicha constante solar desde plataformas espaciales, obteniéndose por ejemplo una disminución en dicha constante entre los años 1980-1986, que según Foukal y Lean (1990) ha sido de las de mayor magnitud en los últimos 100 años. En cualquier caso, dado el cambio de signo aleatorio que experimenta dicha variación, difícilmente los efectos de esta variable pueden compararse con los producidos por otros agentes como los gases de efecto invernadero (Shine *et al.*, 1992).

Se ha propuesto un segundo efecto que relaciona las variaciones en el radio solar con los cambios en irradiancia. No obstante no se ha establecido con seguridad la existencia de cambios apreciables en dicha magnitud asociados a estas variaciones (Wigley, 1988).

1.1.2 Efecto invernadero

Un balance medio de energía para el sistema climático mundial muestra que la superficie de la Tierra absorbe aproximadamente la mitad de la radiación solar incidente, la cual se encuentra situada entre las longitudes de onda de 0,2 a 4 μm . Dicha radiación calienta la superficie de la Tierra que, a su vez, emite energía en la región infrarroja o térmica (4-100 μm). Ciertos componentes de la atmósfera terrestre como el vapor de agua, dióxido de carbono, ozono, etc., son capaces de absorber dicha radiación, para después reemitirla tanto hacia el espacio como hacia la superficie de la Tierra nuevamente. Esta emisión descendente contribuye a aumentar la entrada neta de energía hacia la superficie, elevando así la temperatura de ésta. A este efecto se le conoce con el nombre de efecto invernadero.

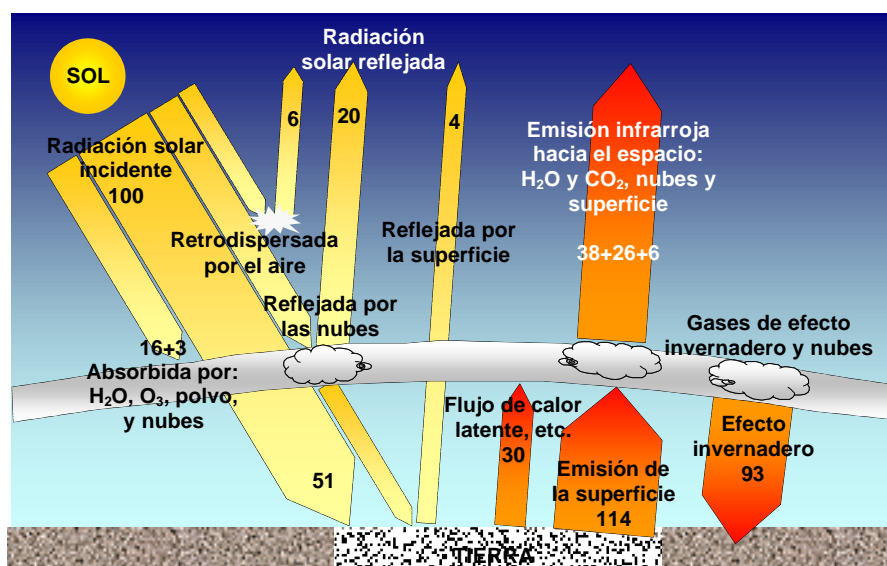


Figura 1.1.1. Balance radiativo global de la tierra y la atmósfera

La intensidad del efecto invernadero puede medirse mediante la diferencia entre la temperatura de emisión efectiva de la Tierra tal como se observa desde el espacio (255 K aproximadamente) y la media mundial de la temperatura superficial (unos 286 K). Dicho efecto natural hace que la Tierra sea más cálida (aproximadamente unos 30 °C) de lo que en realidad sería si éste no existiera y, en gran medida, ha favorecido el desarrollo y mantenimiento de la vida en nuestro planeta.

Entre los gases de efecto invernadero es, sin duda, el vapor de agua el gas más importante. Si dicho gas fuese el único presente, el efecto invernadero de una atmósfera de latitudes medias y cielos limpios, sería del 60-70% del valor que presentaría si se incluyeran la totalidad de los gases. Le sigue en importancia el CO₂, que, siguiendo con el ejemplo anterior en las mismas condiciones, y siendo él el único gas existente produciría un efecto invernadero del 25% (nótese que, sin embargo, estas cantidades no son aditivas debido a la superposición de las bandas de absorción de estos gases). Según diferentes prospecciones realizadas en la y en Groenlandia, la

concentración de estos dos gases parece haber ido estrechamente asociada a la temperatura reinante en nuestro planeta (Wigley, 1988).

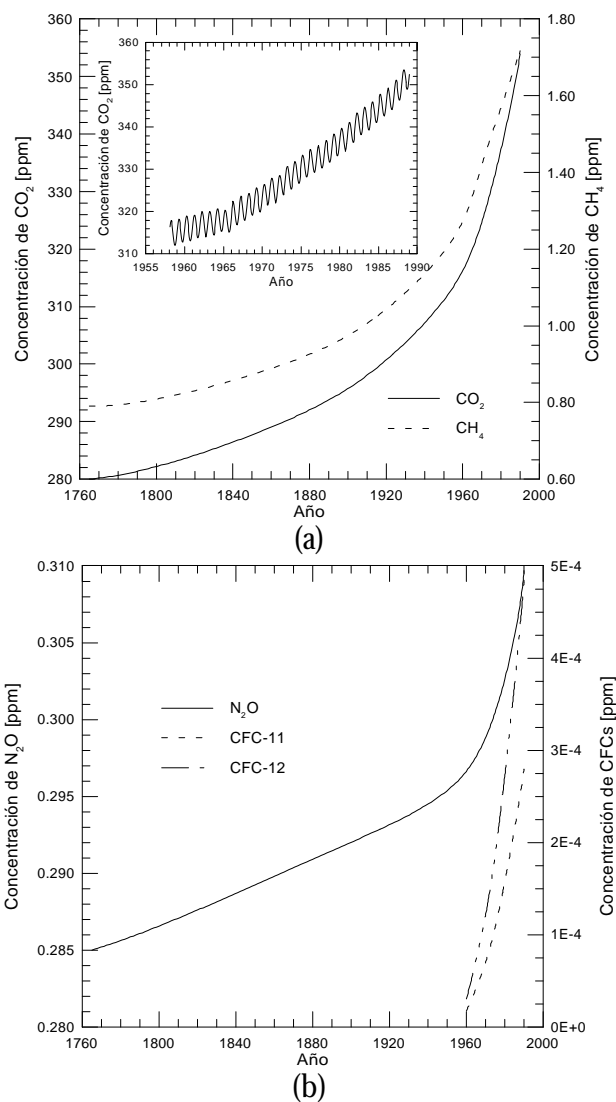


Figura 1.1.2. Concentraciones de gases traza desde 1765 hasta nuestros días según Wigley (1987). En (a) se muestran los valores anuales promedio de CO_2 y de CH_4 . El gráfico interno de (a) corresponde al CO_2 obtenido en Mauna Loa (Hawai, EE.UU.), desde 1958 hasta la actualidad según Keeling et al. (1989). Las variaciones estacionales se deben principalmente a la eliminación y producción de CO_2 por parte de la biota terrestre. La figura (b) muestra las concentraciones para el N_2O , y los clorofluorocarburos CFC-11 (CCl_3F) y CFC-12 (CCl_2F_2).

A partir de la Revolución Industrial, el hombre ha comenzado a modificar sustancialmente las concentraciones en la atmósfera de estos gases de origen natural y a introducir otros nuevos que, de una forma directa, o indirecta (interviniendo en la química atmosférica), actúan como gases de efecto invernadero, modificando el balance radiativo existente. La figura 1.1.2 muestra como han variado las concentraciones de estos gases desde el s. XVIII hasta la actualidad según Wigley (1987), mientras que la Tabla 1.1.I enumera los diferentes gases de efecto invernadero y sus efectos.

La temperatura global del planeta, uno de los principales indicadores del cambio climático, ha ido aumentando conforme lo hacían las concentraciones de estos gases. La figura 1.1.3 muestra como han variado las temperaturas combinadas de la superficie del mar y del aire sobre tierra correspondiente al periodo 1854-1989, con respecto al periodo 1951-1980, según Jones (1988) y Farmer *et al.* (1989).

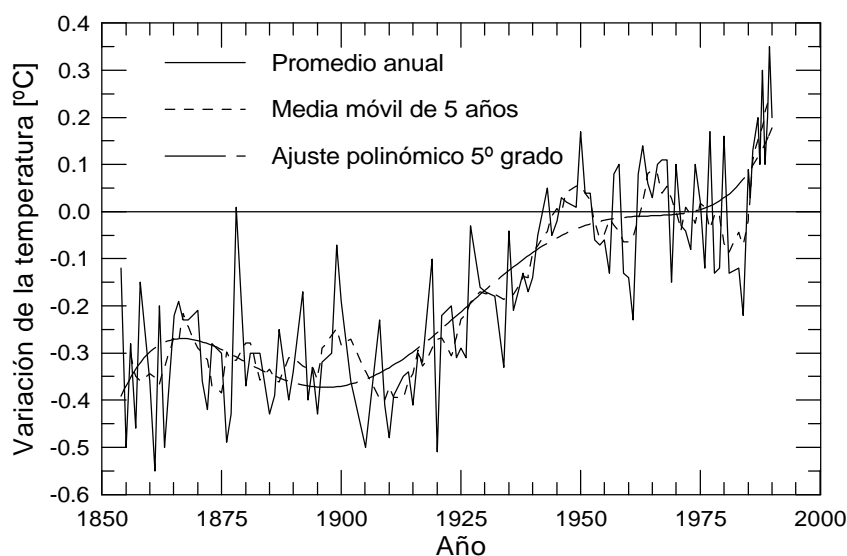


Figura 1.1.3. Variación de las temperaturas combinadas de la superficie del mar y del aire sobre tierra correspondiente al periodo 1854-1989, con respecto al periodo 1951-1980, según Jones (1988) y Farmer *et al.* (1989).

Tabla 1.1.I. Principales gases de efecto invernadero y sus efectos según Wuebbles et al. (1989).

Gas traza	Tiempo de vida en la atmósfera (años)	Efecto sobre la química atmosférica	Potencial de calentamiento [†]		
			a 20 años	a 100 años	a 500 años
CO ₂	120	Afecta al O ₃	1	1	1
CH ₄	10	Reacciona con OH, O ₃ y CO ₂	63	21	9
CO*	–	Afecta al OH, O ₃ y CO ₂	5	1	0
N ₂ O	150	Afecta al O ₃	270	290	190
NO ₄	–	Afecta al OH y al O ₃	150	40	14
CFC-11	65	Afecta al O ₃	4500	3500	1500
CFC-12	130	Afecta al O ₃	7100	7300	4500
CFC-113	90	Afecta al O ₃	4500	4200	2100
HCFC-22	15	Reacciona con OH y afecta al O ₃	4100	1500	510
CH ₃ CCl ₃	6	Reacciona con OH y afecta al O ₃	350	100	34
CF ₂ ClBr	25	Afecta al O ₃	–	–	–
CF ₃ Br	110	Afecta al O ₃	5800	5800	3200
SO ₂ *	–	Reacciona con OH y aumenta los aerosoles	–	–	–
CH ₃ SCH ₃ *	–	Reacciona con OH y es precursor de SO ₂	–	–	–
CS ₂ *	–	Precursor de COS y aumenta los aerosoles	–	–	–
COS*	–	Reacciona con OH y aumenta los aerosoles	–	–	–
O ₃	–	Afecta a la química atmosférica	–	–	–

*Se considera que estos gases poseen un efecto invernadero débil.

El potencial de calentamiento señalado en la tabla hace referencia al efecto que produciría la liberación instantánea de 1 Kg. de ese gas traza con respecto a la emisión de 1 Kg. de CO₂.

La mayoría de los modelos climáticos calculan, con el actual ritmo de emisión de los gases de efecto invernadero, un calentamiento medio entre 2 y 4 °C desde la era pre-industrial hasta nuestros días. Sin embargo, las observaciones muestran que dicho calentamiento ha sido menor de 1 °C. Cabe preguntarse por tanto si los modelos climáticos son incorrectos, o si es que están interviniendo otros factores que no han sido tenidos en cuenta en dichos modelos. Las investigaciones recientes indican que el principal factor que falla es muy probablemente el efecto de los aerosoles sobre la radiación.

1.1.3 Aerosoles

Los aerosoles atmosféricos son partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera cuyos tamaños pueden oscilar entre las centenas y las milésimas de micra. Ejemplos de este tipo de constituyente atmosférico son los humos provenientes de la combustión industrial, incendios forestales, tráfico, etc. Pero la mayor parte de los mismos en la atmósfera poseen un origen natural; los ejemplos más notorios pueden ser las partículas de sal del rocío marino, o el polvo de los desiertos, que con frecuencia es transportado a enormes distancias. La cantidad total de aerosoles que se encuentran en suspensión en el aire varía desde menos de 1 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, valor que se observa sobre los casquetes polares o en la troposfera oceánica libre, hasta 1 mg/m^3 en las tormentas de arena o en los humos cargados de ceniza de los incendios forestales.

Su estudio comenzó hace unos sesenta años, pero no ha sido realizado de forma sistemática hasta hace unos treinta aproximadamente, por lo que nuestro conocimiento sobre ellos es todavía limitado. No obstante, desde hace bastante tiempo se tenía certeza de que eran los responsables de los atractivos colores de los atardeceres, de la calima de los paisajes o de la neblina contaminada (*smog*) de las grandes ciudades. Actualmente, se ha descubierto además que juegan un importante papel para la vida en la Tierra, debido a su

capacidad de modificar tanto directa como indirectamente el balance radiativo de nuestro planeta, amén de ser también enormemente importantes en la química atmosférica, gracias a su gran capacidad de interacción con otros constituyentes, tal y como se puede ver en la Tabla 1.1.I.

No ha sido fácil para la comunidad científica valorar la influencia de estas partículas dado que, a diferencia de otros constituyentes atmosféricos como por ejemplo los gases traza, forman una clase de sustancias con diferentes formas, composiciones químicas, distribuciones de tamaño y propiedades ópticas. Además presentan una enorme variabilidad tanto espacial como temporal de sus concentraciones, llegando incluso a presentar varios órdenes de magnitud de diferencia. No obstante, numerosos autores como Charlson *et al.* (1992), Kiehl y Briegleb (1993), Taylor y Penner (1994), Chylek y Wong (1995) y recientemente Díaz *et al.* (1998), han podido obtener mediante modelos que, en general, el efecto producido por los aerosoles es comparable en magnitud al originado por los gases de efecto invernadero, pero con signo contrario. Es decir, mientras estos gases provocan finalmente un calentamiento de la Tierra, los aerosoles pueden dar lugar a un enfriamiento de la misma. En ciertas circunstancias, sin embargo, algunos autores como Tegen y Lacis (1996) han hecho constar la necesidad de establecer la altitud de la capa de determinado tipo de aerosoles para que dicho signo sea efectivamente negativo.

Tal y como se comentó anteriormente, los aumentos de temperatura pronosticados para finales del milenio, debido principalmente al incremento en las cantidades globales de CO₂ desde la Revolución Industrial, se han visto incumplidos en gran medida. Una de las causas principales de error en estas predicciones se achaca al inadecuado papel que se le ha hecho desempeñar a los aerosoles, que como se ha indicado han podido compensar parcialmente el efecto invernadero. No obstante, erupciones volcánicas de gran magnitud como el Chichón (México, Abril de 1982), Nevado del Ruiz (Colombia, Noviembre de 1985) o, sobre todo, la del Pinatubo (Filipinas, Junio de 1991)

son impredecibles y las cantidades de gases y partículas enviadas a la atmósfera desbordan cualquier predicción hecha *a priori*: 7×10^6 , $0,75 \times 10^6$ y 20×10^6 Tm de SO_2 emitidos por los volcanes anteriores respectivamente (Bluth *et al.*, 1992). Se ha estimado que las partículas que expulsó el Pinatubo, junto con las que se originaron a partir de la conversión del SO_2 , provocaron descensos globales de $0,5$ °C en las temperaturas estivales del año siguiente (Kaye, 1998).

La forma en la que las partículas de aerosol son capaces de modificar directamente el balance de radiación de nuestro planeta se basa en el hecho de que son capaces de absorber y dispersar la radiación solar que incide sobre ellas. El tamaño de estas partículas es similar al de la longitud de onda de la radiación proveniente del Sol, por lo que pueden interactuar eficazmente con ésta, reduciendo la irradiancia solar total que finalmente alcanza la superficie de la Tierra. Esta atenuación puede llegar a ser especialmente significativa a nivel regional, dependiendo de la proximidad a la que se encuentren dichas zonas a determinadas fuentes de aerosoles (Ball y Robinson, 1982).

Por otra parte, los aerosoles también pueden alterar indirectamente el balance energético del planeta, al modificar las propiedades de las nubes, principales fuentes del albedo planetario, i.e., el cociente entre la radiación solar incidente y la reflejada. Los núcleos de condensación de las nubes (CCN), es decir, las partículas sobre las que se fija el agua líquida que da lugar a la nube, están constituidas por aerosoles. Twomey (1977) y posteriormente Charlson *et al.* (1987) han propuesto que dado un contenido en agua, si se aumenta el número de núcleos de condensación, se provoca que el agua líquida disponible se distribuya en un mayor número de pequeñas gotas, aunque de menor dimensión que las que habría con menos CCN. Esto produce, finalmente, un aumento en el albedo de la nube en cuanto a la radiación de onda corta, pero muy poca o ninguna variación en la de onda larga. Este efecto se acusa especialmente en nubes de espesor moderado tales como estratos y estrato-cúmulos marinos que cubren aproximadamente el 25% de la superficie de la Tierra.

Por otro lado, un aumento en el número de CCN puede retardar la velocidad de crecimiento condensacional de las pequeñas gotas de agua que constituyen la nube, dado que existen más gotículas compitiendo por la misma cantidad de agua disponible. Esta ralentización puede retrasar e incluso evitar el inicio de los procesos de colisión-coalescencia necesarios para la producción de precipitaciones (Takahashi, 1976; Porter, 1988). Finalmente, Albrecht (1989) ha indicado que los cambios inducidos por los CCN en la precipitación pueden también afectar a la cobertura nubosa regional y por tanto al albedo.

Por último, dado el tamaño de las partículas a las que nos estamos refiriendo, es fácil que dichos componentes atmosféricos penetren en nuestras vías respiratorias y queden adheridos en los alvéolos y bronquiolos pulmonares. Esto puede llegar a ser especialmente grave en personas con problemas respiratorios. Así, han llegado a establecerse algunas enfermedades respiratorias debido a estos agentes, como la neumocosis arenosa. Este y otros problemas clínicos pueden llegar a tener especial importancia en nuestras islas cuando el polvo del desierto sahariano, uno de los tipos de aerosoles más importantes y habituales en nuestra región, nos alcanza. Bajo estas condiciones meteorológicas se suelen agravar enormemente cuadros de alergias y otras patologías inmunológicas. Nótese que, según una encuesta realizada por el complejo sanitario Nuestra Señora de la Candelaria del Servicio Canario de Salud, y la Consejería de Educación del Gobierno Autónomo de Canarias, sobre una muestra de 2.000 alumnos de la isla de Tenerife, el 30% de la población en edad escolar en Canarias padece rinitis o rinoconjuntivitis alérgicas, mientras que un 11% padece de asma (El Día, 1998). Pese a que las urgencias en centros hospitalarios suelen incrementarse notablemente en los casos de invasiones de polvo sahariano sobre nuestras islas, hasta el día de hoy no se ha desarrollado ningún plan, siquiera experimental, de alerta temprana a personas con especiales problemas respiratorios ante una inminente llegada de estos aerosoles. Quizás, la no existencia de un sistema capaz de realizar un seguimiento apropiado de la evolución de las nubes de polvo proveniente de

África y que permita una rápida llamada de atención ha dado lugar a esta situación.

En determinadas condiciones, como las acaecidas en Egipto a finales de 1997, donde el viento del desierto envió sobre la ciudad de El Cairo cantidades enormes de polvo, o los incendios forestales de Indonesia en los primeros meses del año 1998, que cubrieron de humo y partículas ciudades muy pobladas, pueden llegar a ocurrir incluso, fallecimientos, principalmente en personas ancianas y niños.

1.2 ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

Con objeto de comprender de forma precisa del papel desempeñado por los aerosoles atmosféricos y poder llegar a establecer de forma correcta su comportamiento, la comunidad científica ha emprendido una investigación exhaustiva de sus propiedades y características, mediante el estudio y monitorización de los mismos. Dos de las propiedades más importantes de los aerosoles habitualmente estudiadas son el espesor óptico de aerosoles, $\tau_A(I)$, y la distribución en tamaños de las partículas de aerosoles, $N(r)$. La primera de ellas es una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda. Es por tanto un parámetro fundamental para cualquier estudio de cambio climático ya que está directamente relacionada con los efectos directos de estos componentes atmosféricos. La segunda indica la forma en la que las partículas de cierta masa de aire se encuentran distribuidas en función de su radio, lo cual es especialmente importante en la determinación de los efectos indirectos de los aerosoles, i.e., sobre las propiedades de las nubes. Este parámetro es asimismo necesario para poder modelar la interacción de estas partículas con la radiación.

La medida de estos parámetros se realiza principalmente mediante radiómetros capaces de determinar la atenuación sufrida por la radiación solar al atravesar la atmósfera. Para ello, es necesario que estos sistemas miden la componente directa de la radiación solar, por lo que suele ser imprescindible el empleo de seguidores solares que mantengan al instrumento perfectamente alineados con el Sol, o bien otro mecanismo que permita eliminar la componente difusa de la global. La bondad en las medidas vendrá dada en gran medida por la forma en la que se haga el seguimiento solar así como por la calidad del espectrofotómetro empleado (sistema óptico, termostatación, etc.). La precisión en las medidas también exige la intercomparación periódica con patrones estándar así como con otros instrumentos. Este tipo de medidas constituye, en la actualidad, la forma más precisa de medir este tipo de parámetros, dado que permite un mejor control de todas las variables involucradas en el proceso.

Sin embargo, como contrapartida, estos métodos poseen el handicap de la limitación espacial. Las medidas realizadas son llevadas a cabo en una base de observación concreta y el número de éstas es, en general, muy limitado. Además, para determinados parámetros altamente variables en el espacio como el espesor óptico de aerosoles (EOA) o la distribución de partículas, los datos obtenidos en un punto concreto son difícilmente extrapolables más allá de unas pocas decenas de kilómetros.

Se hace necesario por tanto el empleo de técnicas de teledetección mediante radiómetros situados en plataformas espaciales que permitan cubrir la mayor superficie posible del planeta. Sin embargo, el uso de estas técnicas hace que el problema se complique enormemente. En primer lugar es necesario llevar a cabo una calibración periódica del instrumental instalado a bordo de los satélites. A continuación, y una vez obtenida la imagen por parte del sensor, ésta tendrá que pasar por diferentes procesos que permitan corregirla de las numerosas circunstancias que tienen lugar durante su adquisición, tales como el movimiento del satélite, el ángulo de visión, la

esfericidad de la Tierra, su movimiento durante la captación de la señal, etc. Finalmente, es necesario aplicar un modelo de transferencia radiativa que permita obtener, a partir de las radiancias medidas por el instrumento, los parámetros de interés. Por todo ello, obtener el producto final no resulta sencillo, si bien es absolutamente necesario si se desea estudiar con detenimiento a los aerosoles y el papel que juegan en el cambio climático.

El principal escollo en la obtención de los parámetros que caracterizan a los aerosoles mediante el uso de la teledetección, radica sin duda, en la ecuación de transferencia radiativa. Si bien existe una solución formal a dicha ecuación (Liou, 1980), ésta es irrealizable de una forma operativa debido a la imposibilidad de obtener todas las variables involucradas en su solución. Es por ello que, alternativamente, se plantean aproximaciones que intentan obtener dicha solución de una forma mucho más simple y eficaz.

A finales de los años 80, la agencia norteamericana NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) comenzó a producir experimentalmente EOA desde satélite a partir de las medidas realizadas con el canal 1 del *Advanced Very High Resolution Radiometer* a bordo de sus satélites. Dicho producto comenzó a ser operacional a principios de la década de los 90 y se basó en la relación casi lineal existente entre el EOA y la radiancia medida por el satélite una vez eliminada la componente Rayleigh (Griggs, 1983; 1986). Basado en esto y aplicando el código de transferencia radiativa de Dave (1973), se han elaborado una serie de tablas, *lookup tables* (LUT), que, según la geometría de observación del satélite y la posición del Sol, establecen la radiancia que debería medir el satélite. Cualquier variación de la misma se considera que es debida a aerosoles. Este modelo de transferencia radiativa, que pretende llevar a cabo estimaciones a nivel mundial, posee numerosos problemas que han sido fuertemente criticados (Durkee *et al.*, 1991; Ignatov *et al.*, 1995; Stowe *et al.*, 1997). Uno de los más importantes hace referencia al hecho de suponer una única distribución de tamaño de las partículas constante para todo el planeta (se estableció una distribución tipo

Junge con el parámetro n constante e igual a 3,5). La extremadamente alta variabilidad observada en las distribuciones de tamaño de las partículas de aerosol, especialmente sobre los océanos desaconseja totalmente el empleo de este tipo de distribuciones (Stowe *et al.*, 1997). Derivado de este hecho aparece el inadecuado papel con el que ha sido implementada la función de fase. Este parámetro, el cual indica que fracción de la radiación es dispersada en cada dirección y es por tanto especialmente importante en la solución de la ecuación de transferencia radiativa, ha sido tomado también fijo para cualquier situación. Por otro lado también se ha considerado que la superficie del océano es lambertiana y posee un coeficiente de reflexión constante del 1,5%. Para evitar la reflexión solar en la superficie del mar, el modelo exige que los parámetros sean medidos en el lado antisolar y se desprecie cualquier otra

Las imprecisiones cometidas por dicho modelo han hecho que, finalmente, NOAA haya indicado que el algoritmo empleado es incorrecto y se plantee el desarrollo de un nuevo modelo que en estos momentos se encuentra en fase de desarrollo.

Atendiendo a la problemática planteada, el trabajo realizado pretende cubrir los siguientes objetivos:

1. Obtener una aproximación a la solución formal de la ecuación de transferencia radiativa para la obtención del espesor óptico de aerosoles a partir de los canales 1 y 2 del radiómetro AVHRR de los satélites NOAA, optimizada para la zona de Canarias. En dicha *a priori* ninguno de los parámetros habituales en este tipo de modelos, i.e., función de fase, índice de tamaño de las partículas, reflectancia de la superficie, etc., sino que por el contrario todos ellos se deben obtener a partir de los datos aportados por los canales del radiómetro del satélite, amén de la geometría de observación e iluminación de la imagen.

2. Desarrollar, instalar y poner a punto diferentes radiómetros (MFRSR-234 y Optronic OL-752) para la medida continua de radiación solar directa en la isla de Tenerife, cuyos datos permitirán obtener las variables radiativas de los aerosoles necesarias para el desarrollo de la solución más precisa de la ecuación de transferencia
3. Intercomparar los datos del satélite con los radiómetros anteriores para la zona de Canarias, y verificar la operatividad y bondad del método.
4. Monitorizar a lo largo de todo el año 1994 las variables de interés, con objeto de poder estudiar como evolucionan estos parámetros bajo el mayor número posible de situaciones típicas de esta región, tales como las invasiones de polvo sahariano o la aportación de partículas de aerosol de origen industrial procedente de Europa.

1.3 RESUMEN DEL TRABAJO

A continuación se comentará el contenido de cada uno de los capítulos en los que está dividida la presente memoria.

En el Capítulo 2 se describen de forma pormenorizada a los aerosoles atmosféricos. En una primera parte veremos como se definen, cuales son las distintas fuentes que originan este componente atmosférico, su tiempo de vida media o residencia en la atmósfera y los distintos procesos que producen su eliminación de la misma. En la segunda parte del capítulo se mostrarán los principales parámetros que permiten caracterizar a los aerosoles tales como su distribución global, la función de distribución de tamaños, la función de fase y, muy especialmente, el espesor óptico de aerosoles.

En el Capítulo 3 se estudiará, en primer lugar, de que forma interactúa la radiación solar con las partículas vistas en el capítulo anterior. Se analizarán los principales parámetros necesarios para describir esta interacción según las diferentes formas en que tiene lugar. Una vez conocidas estas magnitudes se abordará el desarrollo matemático que permitirá obtener la principal variable que da cuenta del poder atenuador de los aerosoles atmosféricos con respecto a la radiación solar, i.e., el espesor óptico de aerosoles. Seguidamente se estudiará como se puede obtener esta variable tanto desde tierra como desde satélite. Desde tierra por ser la forma más estándar a la vez que más precisa, si bien limitada espacialmente, dado que la validez del dato encontrado queda confinada en un área centrada en torno al radiómetro. La segunda porque permitirá obtener la variable anterior para toda el área de observación del sensor del satélite, si bien necesitará de los datos terrestres para dar resultados correctos. Para resolver la ecuación de transferencia radiativa en este segundo caso se propone una aproximación a la solución formal de dicha ecuación, optimizada para la zona de Canarias.

El Capítulo 4 describe la instrumentación desarrollada en esta memoria para la medida del espesor óptico de aerosoles desde la superficie terrestre. Éstos han sido un piranómetro con banda sombreadora y un pirheliómetro. Este último instrumento ha sido diseñado en el Departamento de Física Fundamental y Experimental a partir de un espectrorradiómetro comercial inicialmente construido para la medida de radiación solar global. En dicho desarrollo ha sido necesario la implementación de un tubo colimador, la realización de un equipo automático de seguimiento solar y un sistema de termostatación de la óptica del equipo.

En el Capítulo 5 se introduce, en primer lugar, la teledetección, para posteriormente analizar los principales parámetros que las caracterizan. El desarrollo del mismo se centrará a continuación en los satélites NOAA y en especial en su radiómetro AVHRR, el cual permitirá estudiar el espesor óptico de aerosoles para toda la zona del Atlántico Norte Subtropical. La estación

terrena es igualmente un elemento fundamental dentro de la teledetección, por lo que también será considerada. Finalmente, se mostrarán los diferentes procesos que hay que aplicar necesariamente a una imagen de satélite para poder obtener como producto final un mapa de la variable de interés.

El siguiente capítulo, muestra los resultados obtenidos tanto desde tierra como desde satélite siguiendo los procedimientos indicados en los capítulos anteriores. En un primer apartado se analizan las diferentes calibraciones llevadas a cabo con los equipos de tierra para asegurar la bondad de los datos, así como los resultados obtenidos por dichos radiómetros. A continuación se presentan los resultados de las intercomparaciones realizadas entre los datos obtenidos por el satélite y aquellos generados por los radiómetros terrestres, para, finalmente, producir las imágenes de todo el Atlántico Norte Subtropical de espesor óptico de aerosoles desde satélite así como las de la razón de los canales 1 y 2 del AVHRR, indicador del tamaño de las partículas. En este sexto capítulo se analizan las imágenes obtenidas para todo el año 1994 a partir de la evolución de las variables antes indicadas divididas por estaciones, además de hacer especial hincapié en determinados episodios de invasión de polvo sahariano especialmente violentos sobre nuestras islas.

Finalmente, el Capítulo 7 de esta memoria ha sido dedicado a la presentación de las conclusiones más interesantes que se pueden extraer de la labor realizada.

Además de estos capítulos se han incluido tres apéndices. El Apéndice A desarrolla las ecuaciones básicas empleadas en la teoría de Mie. El Apéndice B incluye una descripción de los equipos usualmente empleados en los instrumentos para la medida de la radiación solar. Y por último, el Apéndice C muestra los principales vehículos espaciales que serán lanzados en los próximos años para el estudio de los aerosoles atmosféricos.

CAPÍTULO 2

AEROSOLÉS ATMOSFÉRICOS

En este capítulo se realizará un estudio detallado de los aerosoles atmosféricos. En una primera parte se verán como se definen, cuales son las distintas fuentes que originan este componente atmosférico, su tiempo de vida media o residencia en la atmósfera y los distintos procesos que producen su eliminación de la misma.

En la segunda parte del capítulo se mostrarán los diferentes parámetros que permiten caracterizar a los aerosoles tales como su distribución global, la función de distribución de tamaños, la función de fase y, muy especialmente, el espesor óptico de aerosoles (EOA).

2.1 LOS AEROSOLES EN LA ATMÓSFERA

2.1.1 Introducción

Los aerosoles atmosféricos, partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera con tamaños que oscilan entre las centenas y las milésimas de micra, juegan un papel fundamental para la vida en la Tierra. Atendiendo a su tamaño, las partículas se clasifican en: partículas de Aitken, aquellas cuyos radios oscilan entre 10^{-3} y 10^{-1} μm ; partículas grandes, si varían entre 0,1 y 10 μm ; y partículas gigantes si lo hacen entre 10 y 100 μm . En realidad estos intervalos no están perfectamente delimitados y algunos autores los desplazan ligeramente. Su importancia se debe a su capacidad de modificar tanto directa como indirectamente el balance radiativo de nuestro planeta. Directamente, dado que pueden absorber y dispersar la radiación proveniente del Sol, alterando por tanto la relación entre la radiación que alcanza a la Tierra y la que es reflejada por ésta, i.e., el albedo. E indirectamente, puesto que son capaces de modificar las propiedades de las nubes, principales fuentes de albedo planetario. Asimismo, son enormemente importantes en la química atmosférica, gracias a su gran capacidad de interacción con otros constituyentes.

Tal y como ya se ha indicado, los aerosoles también poseen importantes repercusiones sobre la salud de las personas. Dado el tamaño de las partículas de las que estamos hablando, es fácil que dichos componentes atmosféricos penetren en nuestras vías respiratorias y queden adheridos en los alvéolos y bronquiolos pulmonares. Esto puede llegar a ser especialmente grave en personas con problemas respiratorios.

2.1.2 Fuentes de aerosoles atmosféricos

Existen dos procesos principales mediante los que se originan partículas de aerosoles. Una es la desintegración y dispersión de material sólido, tales como la erosión del material de la corteza terrestre, la desintegración y dispersión de biomasa o la producción y dispersión de sal marina en pequeñas gotas. El segundo proceso consiste en la modificación de las sustancias en suspensión en la atmósfera, de tal forma que aparezcan nuevas partículas a partir de las anteriores. Tales procesos son conversiones de gas a partícula (o, abreviadamente “gtp”) cuyo origen se debe a especies gaseosas condensables y a la evaporación de las gotículas de las nubes y otros elementos, que dejan tras de sí a nuevas partículas de aerosol.

Los dos tipos de procesos citados anteriormente conducen a una cierta composición química de los aerosoles y determinan la distribución en tamaño de los mismos. Así, la degradación y desintegración del material sólido de la corteza terrestre produce principalmente partículas con radio mayores de 0,1 μm , mientras que la variación del material suspendido en la atmósfera genera normalmente partículas inferiores a 1 μm de radio.

Pese al incremento espectacular en la cantidad de partículas emitidas a la atmósfera por parte del hombre desde la Revolución Industrial, tanto directa como indirectamente, es la Naturaleza la que, todavía hoy, genera el mayor porcentaje de los aerosoles atmosféricos. Se ha estimado que dicha producción puede oscilar entre 300 y 1.350×10^6 Tm/año para aerosoles naturales y entre $20-60 \times 10^6$ Tm/año para los de origen antrópico (d’Almeida *et al.*, 1991). En la siguiente tabla pueden verse las cantidades estimadas en millones de toneladas al año, de partículas con radios inferiores a 100 μm enviadas a la atmósfera, tanto de forma natural como inducida por el hombre.

Tabla 2.1.I. Estimación de las cantidades de partículas con radio inferior a 100 nm enviadas a la atmósfera, en millones de toneladas al año.

Principales partículas enviadas	Cantidades enviadas (MTm/año)
Origen natural	
Polvo extraterrestre	1-2
Sal de mar	200-1.000
Polvo del desierto	50-200
Biológicas	8
Restos volcánicos	3-15
Conversión gas a partícula	35-110
	297-1.335
Origen antrópico	
Emisión directa	1-9
Conversión gas a partícula	18-33
Restos incendios forestales	1-15
	20-57
Total	317-1.392

Las principales fuentes que constituyen los aerosoles en la atmósfera son: la extraterrestre, la marina, la mineral, la conversión gtp, la volcánica, la biológica y las fuentes antrópicas. Estas son mostradas en la figura 2.1.1 mediante diagramas circulares. En ellos puede observarse la contribución de cada una de las diferentes fuentes. El diagrama (a) representa el total de las cantidades de partículas enviadas a la atmósfera. Se ha remarcado especialmente la producida y/o inducida por el ser humano. Este sector (en rojo) se muestra a su vez fraccionado en el diagrama (b). En él se observa que la mayoría de los aerosoles antrópicos están constituidos principalmente por las partículas resultantes de la quema de zonas forestales, bien intencionadamente, como suele ocurrir cerca de las selvas para conseguir tierras de labor, bien fortuitamente por negligencias achacables al hombre. La emisión directa, se refiere a aquellas partículas emitidas por el hombre que pasan a ser directamente aerosoles, sin la necesidad de ningún otro proceso, mientras que la conversión gas a partícula o gtp, da cuenta de aquellas que, si bien originariamente no constituyen por sí mismas partículas de aerosol, tras

recombinaciones posteriores y procesos de conversión, pasan a engrosar la lista de la materia particulada en suspensión en la atmósfera.

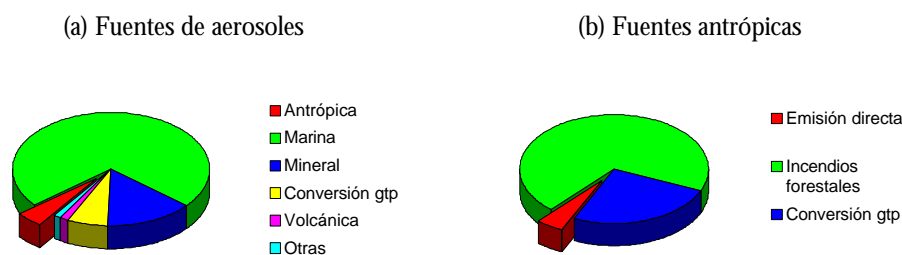


Figura 2.1.1. Diagramas circulares en los que se muestra la contribución de las diferentes fuentes de aerosoles: (a) muestra todas las fuentes y (b) corresponde únicamente a aquellas de

Tabla 2.1.II. Tipo de partículas producidas según el origen de las fuentes de aerosoles.

Fuentes de aerosoles	Tipo de partículas generado
Extraterrestre	Polvo meteórico
Marina	Sal de mar Biológico (Sulfuro de di-metil ó DMS) Compuestos orgánicos secundarios
Mineral	Polvo mineral del desierto Polvo mineral no desértico
Conversión gas a partícula (gtp)	Sulfatos Nitratos Orgánicos secundarios
Volcánica	Ceniza volcánica Sulfuros
Biológica	Partículas orgánicas de la quema de vegetación Orgánicos primarios
Antrópica	Sulfuros Nitratos Orgánicos primarios Orgánicos secundarios Ceniza Polvo mineral

Cada fuente de aerosol genera uno o varios tipos característicos de partículas, los cuales han sido clasificados en la Tabla 2.1.II.

A continuación veremos con algo más de detalle cada una de las principales fuentes de producción de aerosoles.

2.1.2.1 Fuente extraterrestre

El polvo interplanetario que llega a la atmósfera terrestre para formar parte de los aerosoles contiene entre otros los siguientes elementos: Fe, Si, Mg, S, Ar, Ca, Ni, Al, Na, Cr, Mn, Cl, K, Ti y Co. Las partículas que lo forman son mucho más abundantes en las regiones próximas a los polos, si bien, lógicamente, su aportación al total es muy pequeña y ha sido incluida dentro del grupo de otros, el cual en conjunto constituye tan sólo el 1%. Es de destacar que, con bastante frecuencia, el polvo extraterrestre golpea contra aquellas partículas situadas en la alta atmósfera, llegando a formar parte de la constitución de los aerosoles estratosféricos.

2.1.2.2 Fuente marina

La fuente marina constituye el origen del grueso de los aerosoles encontrados en la atmósfera, incorporando a ésta principalmente, partículas de sal, sulfuro de dimetilo (DMS) y compuestos orgánicos secundarios. Las primeras, la aportación más cuantiosa, se producen tras la ruptura de las pequeñas burbujas que forman el rocío del agua de mar y su posterior evaporación en la atmósfera. Continuamente, en las crestas de las olas, con el impacto de las gotas de lluvia sobre el mar y cuando el mar bate contra las costas se está produciendo dicho rocío marino. Éste es elevado en el aire mediante turbulencias y tras el proceso antes indicado pasan a generar el aerosol más numeroso. Obviamente, dado su origen, es en la troposfera y principalmente en los primeros dos kilómetros de altitud donde se sitúa este tipo de aerosol.

La segunda gran aportación de la fuente marina es la del sulfuro de dimetilo, más conocido por DMS del inglés *Dimethylsulfide*, CH_3SCH_3 . La producción de dicho compuesto no está todavía muy clara, dado que si bien autores como Andrea (1985) la ha encontrado fuertemente unida a la productividad de fitoplancton en una gran variedad de escenarios, Bates *et al.* (1993) o Covert *et al.* (1992) indican exactamente lo contrario. Aunque por sí mismos no constituyen propiamente un aerosol, son la base para la producción de núcleos de condensación de nubes basados en el azufre tras diferentes conversiones gtp, y por tanto fundamentales para la generación de nubes en este entorno.

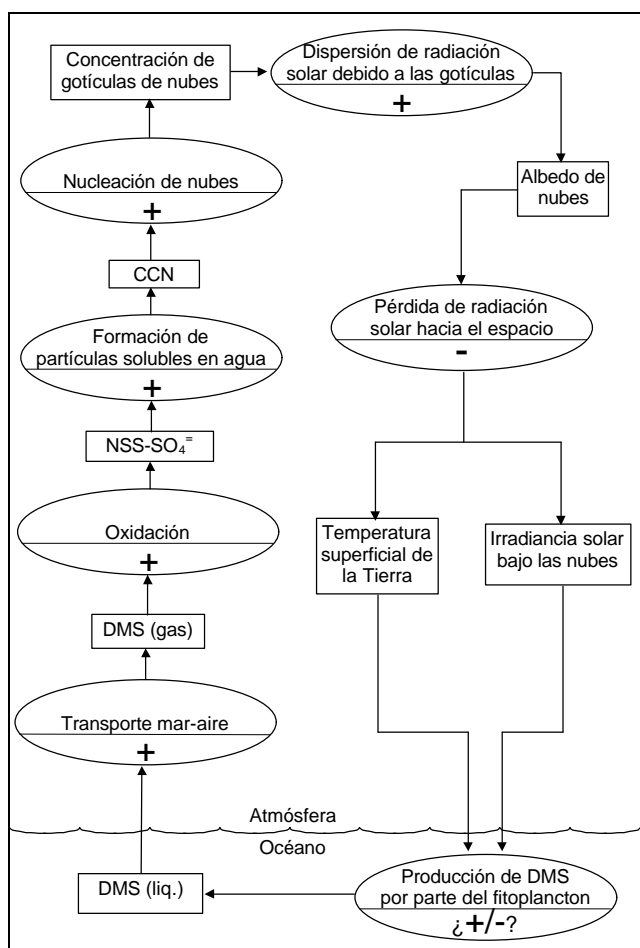


Figura 2.1.2 Realimentación biológica en el balance de radiación de la Tierra.

Este producto biológico, el DMS, es considerado como la principal fuente de azufre oceánico en la atmósfera, con una contribución postulada del 30% del azufre total de la misma (Hoppel *et al.*, 1987; Charlson *et al.*, 1987; Ayers *et al.*, 1991). Dada esta aportación al balance atmosférico del azufre, cualquier variación en la producción del mismo, finalmente podrá alterar indirectamente el balance de calor de la Tierra. Basándose en este hecho los autores anteriores han propuestos un mecanismo de retroalimentación biológico, que emplea las partículas de aerosol basadas en el azufre como comodín, y que se muestra en la figura 2.1.2.

Finalmente, dado que determinadas zonas de la superficie del mar pueden estar recubiertas con películas orgánicas, se ha propuesto que junto a las partículas de sal se produzcan compuestos orgánicos secundarios (Jaenicke

2.1.2.3 Fuente mineral

Las fuentes minerales están constituidas principalmente por los desiertos y aquellas zonas continentales en las que los agentes meteorológicos son capaces de degradar y dispersar el material que las forma. Es sin duda, el polvo mineral del desierto la principal aportación a la atmósfera, y los desiertos, la fuente más importante. En estas zonas despobladas de una vegetación que afirme el suelo, los fuertes vientos son capaces de elevar y arrastrar partículas de diferentes tamaños a enormes distancias.

Se ha estimado que, por ejemplo, la contribución anual del desierto del Sahara a la masa total de aerosoles troposféricos oscila entre 60 y 200 millones de toneladas (Morales, 1979). Esta enorme cantidad de material particulado enviada a la atmósfera es capaz de hacer que, en determinados días y en regiones próximas a la zona por donde el polvo del desierto sahariano abandona el continente, la visibilidad quede reducida a muy pocos kilómetros y que incluso el disco solar desaparezca antes del ocaso en días sin nubes. De

estas partículas, las consideradas gigantes suelen precipitar durante los primeros 2.000 Km. de transporte (Jaenicke, 1980; Tegen y Lacis, 1996), mientras que las grandes son capaces de cruzar todo el Atlántico Norte Subtropical y llegar a la costa americana (Carlson y Prospero, 1972; Prospero *et al.*, 1981; Prospero *et al.*, 1987 y Prospero, 1996). Esta producción de aerosoles por parte del desierto del Sahara no sólo provoca un aumento de las partículas en la atmósfera, sino que, dada la deposición antes indicada para las partículas gigantes, es un aporte continuo de nutrientes al océano (Swap *et al.*, 1996). Talbot *et al.* (1986) han determinado el porcentaje y la cantidad de una serie de especies nutritivas de los aerosoles del Sahara tales como K^+ , NO_3^- , NH_4^+ y PO_4^{3-} . Estos datos concuerdan además bastante bien con aquellos dados por Duce *et al.* (1991) y son mostrados en la siguiente tabla.

Tabla 2.1.III. Cantidades de nutrientes procedentes del Sahara suministradas al Océano Atlántico. Las unidades están dadas en 10^5 Tm/año.

Año	Media	Mínimo	Máximo
Especie K^+			
1.989	2,6	1,5	5,0
1.990	2,2	1,3	4,3
1.991	7,8	4,6	15,2
1.992	7,0	4,1	13,5
Especie NH_4^+			
1.989	2,7	0,15	4,1
1.990	2,3	0,13	3,5
1.991	8,3	0,46	12,4
1.992	7,4	0,41	11,1
Especie NO_3^-			
1.989	7,7	3,2	22,5
1.990	6,6	2,7	19,5
1.991	23,5	9,7	69,0
1.992	20,9	8,6	61,5
Especie PO_4^{3-}			
1.989	0,56	0,26	1,1
1.990	0,48	0,22	0,92
1.991	1,7	0,78	3,3
1.992	1,5	0,70	2,9

Por otro lado, estas partículas también constituyen un generador del lecho marino, llegándose a encontrar concentraciones apreciables de sedimentos procedentes de material eólico sahariano incluso en el lecho del Mar Caribe (Glaccum y Prospero, 1980; Muhs *et al.*, 1990; Kremling y Streu, 1993). Wahl y Grim (1977) han demostrado que el medio ambiente marino actual no favorece la generación de una especie característica como es la “kaolinita” y que por tanto, la presencia de este material en sedimentos marinos refleja la aportación de fuentes terrestres. Observaciones sobre formación del lecho marino realizadas por Jaenicke y Schütz (1978) concuerdan perfectamente con las estimaciones hechas por Thurman (1994) siguiendo la técnica de la kaolinita. Ambos han estimado velocidades medias de formación del lecho marino del orden de 0,1 cm/1000 años, lo cual ha permitido además, obtener el clima existente en la zona en épocas pretéritas (Prospero, 1985).

2.1.2.4 Conversión gas a partícula (gtp)

Constituyen la segunda gran fuente de aerosoles en la atmósfera y tiene su origen en reacciones químicas entre diferentes sustancias. La mayor parte de estas sustancias provienen de fuentes naturales, tales como la flora marina, la biota terrestre y las erupciones volcánicas. Sus principales precursores son los sulfatos como el dióxido de azufre SO_2 , sulfuro de hidrógeno H_2S , disulfuro de carbono CS_2 , sulfuro de dimetilo CH_3SCH_3 o el disulfuro de dimetilo CH_3SSCH_3 ; los derivados del nitrógeno como el óxido nitroso N_2O , el dióxido de nitrógeno NO_2 , óxido nítrico NO , trióxido de nitrógeno NO_3 , trióxido de dinitrógeno N_2O_3 o el pentóxido de nitrógeno N_2O_5 ; y los compuestos orgánicos primarios, i.e., aquellos que son emitidos directamente a la atmósfera. Uno de los ejemplos más importantes es la conversión del sulfuro de dimetilo, DMS, a núcleos de condensación mediante la oxidación de dicho compuesto y la formación de sulfatos no procedentes de la sal marina (*non-sea-salt sulphate* o *-nss-sulphate-*), especialmente útiles como indicadores del nivel de contaminación industrial.

Otro ejemplo notorio de creación de CCN lo constituye la formación de pequeñas gotas de ácido sulfúrico H_2SO_4 , a partir de las partículas de SO_2 producidas, principalmente, en las erupciones volcánicas. Los compuestos orgánicos primarios, han sido también investigados, dado que éstos resultan en orgánicos secundarios tras reacciones fotoquímicas. Los principales precursores de aerosoles orgánicos son las olefinas: alquenos, olefinas cíclicas, diolefinas; las parafinas y los aromáticos (Hahn, 1980).

La principal característica de las fuentes volcánicas radica en su impredecibilidad. Si bien, en promedio, su aporte al conjunto de las partículas en la atmósfera no es excesivo, en determinadas erupciones, pueden expulsar tanta cantidad de sustancias del interior de la tierra como para modificar cualquier previsión realizada con modelos. Los aerosoles de origen volcánico suelen estar formados por partículas de polvo y cenizas de diferentes compuestos como: SiO_2 , Al_2O_3 , o Fe_2O_3 , así como gases tan reactivos como H_2S , SO_2 , HCl , etc., los cuales posteriormente, mediante procesos de conversión de gas a partícula generan nuevos aerosoles.

Las erupciones volcánicas más importantes de los últimos 20 años han sido: el Chichón (México, Abril de 1982), Nevado del Ruiz (Colombia, Noviembre de 1985) y, sobre todo, la del Pinatubo (Filipinas, Junio de 1991). Solamente de SO_2 , estos volcanes expulsaron del orden de 7×10^6 , $0,75 \times 10^6$ y 20×10^6 Tm respectivamente (Bluth *et al.*, 1992). Este gas, en estas explosiones tan virulentas, asciende hasta la troposfera superior y la estratosfera, donde, llevados por las corrientes en chorro (*jet-stream*), circunda el globo, notándose sus efectos a enormes distancias del punto de origen (Bluth *et al.*, 1992, Stowe *et al.*, 1992). Además, dicho compuesto reacciona con radicales hidroxilos HO dando lugar a nubes cuyos CCN están formados por pequeñas gotas de ácido H_2SO_4 , de larga residencia en la atmósfera y que se extienden a lo largo de todo el planeta.

2.1.2.6 Fuente biológica

Los principales tipos de aerosoles generados por la fuente biológica se refieren a compuestos orgánicos primarios y a partículas derivadas de la quema de zonas del bosque con un origen natural. Ya Went (1960) sugirió el enorme potencial de la vegetación como fuente de hidrocarburos naturales, lo cual ha dado pie para que otros autores como Hahn (1980) hayan estudiado e identificado los principales compuestos orgánicos primarios generados por esta fuente, precursores de las partículas de aerosol. Éstos son las parafinas de cadena directa (n-alcanos) y ácidos grasos de cadena directa (ácidos carboxílicos). También cabe destacar la ceniza y otros productos derivados de la quema de la masa forestal.

2.1.2.7 Fuente antrópica

La fuente antrópica genera el 5% de los aerosoles en suspensión en la atmósfera. La mano del hombre produce tanto directa como indirectamente casi todos los tipos de partículas vistos anteriormente. De sus industrias y de la combustión de los derivados del petróleo genera toda suerte de compuestos orgánicos primarios y secundarios, sulfuros y nitratos. Éstos, mediante conversiones gtp se transforman en materia particulada formadoras de CCN, que, por tanto, aumentan el número de partículas sobre las que se puede depositar el agua precipitable. Tal y como ya se ha comentado esto puede llegar a producir una disminución e incluso la ausencia de precipitaciones. Asimismo, aumenta la producción de polvo mineral no desértico, tras la erosión generada en las construcciones de carreteras y demás edificaciones. Sin embargo, la mayor cantidad de partículas emitida a la atmósfera inducida por el hombre se refiere a la emisión de ceniza y restos de la quema de bosques. Bien intencionadamente, bien fortuitamente aunque achacable a negligencias humanas, todos los años se queman extensiones enormes de bosques y selvas (Guillot, 1991). Los terrenos desprovistos así de vegetación son mucho más vulnerables contra la acción de los agentes atmosféricos, aumentando también

la aportación de aerosoles minerales no desérticos. Con esto se contribuye también a la desertificación del planeta y por tanto al aumento de los desiertos y, finalmente al aporte de aerosoles minerales del desierto.

Con objeto de establecer modelos estándar para cálculos de transferencia radiativa en la atmósfera y así poder establecer la bondad de los diferentes algoritmos existentes, la Organización Meteorológica Mundial (O.M.M.) estableció seis tipos básicos de aerosoles. Éstos representan a toda la materia particulada en la atmósfera y son:

- a) Partículas tipo polvo
- b) Partículas solubles en agua
- c) Partículas oceánicas
- d) Partículas de hollín
- e) Pequeñas gotas de ácido sulfúrico al 75%
- f) Partículas de ceniza volcánica

Los términos “tipo polvo” y “solubles en agua” se refieren a la porción de los aerosoles que son insolubles y solubles en agua. El primero de ellos, además, no se refiere a partículas de polvo del desierto, sino que intenta ser representativo de las partículas obtenidas del suelo de las latitudes medias. Las oceánicas son partículas provenientes del rocío marino, formadas en un 30% por sal marina y un 70% de agua líquida. Las partículas de hollín representan a la fracción antrópica, proveniente de la quema de derivados del petróleo y el carbón. Las gotas de ácido sulfúrico son una disolución al 75% de H_2SO_4 en agua y se emplea para representar los aerosoles de tipo estratosféricos. Junto a este último también se incluyen en la zona estratosférica las partículas de ceniza volcánica, si bien éstas sólo se tienen en cuenta en épocas en las que ha tenido lugar recientemente alguna erupción importante. Las combinaciones apropiadas de estos tipos básicos de aerosoles representan los diferentes modelos o grupos de aerosoles que aparecen de forma muy notoria en la atmósfera y que serán posteriormente discutidos en el apartado 2.1.5.

2.1.3 Envejecimiento y tiempo de residencia

Una vez que las partículas de aerosol han sido generadas por sus fuentes, éstas pueden experimentar en la atmósfera una serie de procesos que dan lugar a lo que, usualmente, se le denomina envejecimiento. Los aerosoles, transportados dentro la atmósfera por diferentes eventos meteorológicos, pueden diluirse en aire limpio, agruparse con otros, formar núcleos de condensación para las pequeñas gotas que forman las nubes (gotículas), ser atrapados por las gotas de lluvia en su caída (proceso denominado lavado y junto con la anterior extracción húmeda), o sedimentarse debido a su velocidad vertical o al impacto contra obstáculos terrestres (extracción seca). En estos procesos de envejecimiento pueden, por tanto, aumentar su masa o bien disminuirla. Algunos de ellos sólo ocurren en las capas bajas de la troposfera dada la abundancia de vapor de agua, precipitaciones y obstáculos terrestres, mientras que otros son más efectivos en las capas altas, dado que allí las masas de aire son transportadas a una mayor velocidad.

Si bien todos los procesos aquí comentados no son, en absoluto, bien conocidos, sí se sabe que, en general, el envejecimiento de los aerosoles provoca una serie de efectos característicos como son: la formación de una distribución en tamaños muy marcada, el cambio de la composición química (que puede ser muy diferente de la del punto de partida) y la formación de grupos de aerosoles bastante uniformes, constituidos por unos pocos tipos de partículas. Esto ha permitido a la Organización Mundial de Meteorología (O.M.M.) establecer tan sólo cinco modelos de aerosoles para representar toda la atmósfera, que serán vistos posteriormente.

Obviamente, cualquier proceso de envejecimiento depende notoriamente del tiempo que una partícula de aerosol pueda estar en suspensión, i.e., del tiempo de residencia. Gracias al estudio experimental del tiempo que una partícula, como tal entidad, puede permanecer suspendida en la atmósfera, se ha elaborado una expresión analítica que relaciona dicho

tiempo con el radio de las mismas (Jaenicke, 1980). Dicha ecuación empírica toma la forma:

$$\frac{1}{t_{res}} = \frac{1}{C_F} \left(\frac{r}{R} \right)^2 + \frac{1}{C_D} \left(\frac{r}{R} \right)^{-2} + \frac{1}{t_{hum}} \quad (2.1)$$

donde t_{res} es el tiempo de residencia, r el radio de la partícula, $R=0,3 \mu\text{m}$ el radio estándar, C_F y C_D constantes y t_{hum} el tiempo límite de permanencia en la atmósfera debido a procesos de extracción húmedos. A partir de dicha ecuación se tiene, por tanto, que los núcleos de Aitken poseen un tiempo de residencia relativamente corto, debido principalmente a los procesos de coalescencia con otras partículas. Asimismo, son las partículas grandes ($0,1-10 \mu\text{m}$) las que poseen un mayor tiempo de vida, donde los procesos de extracción húmeda son los principales mecanismos de reducción de éstas. Finalmente, las partículas gigantes, sedimentan rápidamente dado su peso, con lo que nuevamente se obtienen tiempos de residencia bajos.

Con estos tiempos de vida media es posible calcular hasta que distancias pueden ser transportadas las partículas en función de su tamaño. Si asumimos una velocidad de transporte horizontal de 8 m/s y una velocidad ascensional de 2 cm/s , valores razonables para unas condiciones atmosféricas estándar, se obtienen los resultados mostrados en la Tabla 2.1.IV. Cabe destacar que las partículas comprendidas entre los intervalos de $0,1$ y $1,0 \mu\text{m}$ pueden ser elevadas a niveles de la alta troposfera, siendo capaces de trasladarse de un continente a otro. Uno de los mejores ejemplos lo tenemos con el polvo mineral del desierto del Sahara, el cual tras recorrer todo el Atlántico Norte Subtropical alcanza el continente americano, siendo medido desde hace años en Antillas o Barbados (Prospero y Carlson, 1972; Prospero *et al.*, 1981; Prospero *et al.*, 1987; Prospero, 1996). Debería ser mencionado también que algunos gases precursores de pequeñas partículas por conversiones gtp, pueden llegar a tener tiempos de vida lo suficientemente

grande como para mezclarse y distribuirse a lo largo de todo el globo terrestre, aumentando así la presencia de dichas partículas.

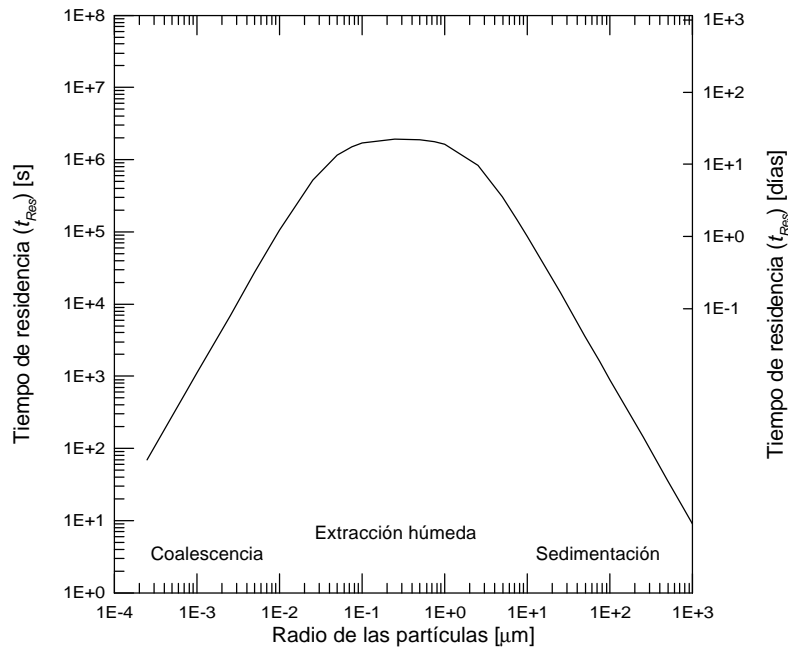


Figura 2.1.3. Tiempo de residencia de las partículas de aerosol en la atmósfera según su radio. Estimación realizada para un modelo de aerosoles con 300 partículas/cm³ y tiempo de deposición húmeda de 21 días.

Tabla 2.1.IV. Desplazamiento de las partículas de aerosol

Radio de las partículas (μm)	Distancia horizontal (Km.)	Elevación vertical (m)
0,001	8	20
0,01	800	2.000
0,1	8.000	20.000
1	8.000	20.000
10	800	2.000
100	8	20

Mención aparte recibe el transporte en la estratosfera. Dada las características de esta capa atmosférica, las partículas allí generadas (conversión

gtp) o las que consigan llegar allí en los plegamientos de la tropopausa por la presencia de las corrientes en chorro (Expósito *et al.*, 1991), pueden llegar a tener tiempos de residencia comprendidos entre los 2 y 3 años (Jaenicke, 1980).

2.1.4 Sumideros de aerosoles

Los procesos de envejecimiento y tiempo de residencia vienen determinados por los efectos de eliminación de aerosoles en los sumideros. Éstos, al igual que las fuentes, pueden actuar como sumideros de volumen, como es el caso de la formación de nubes, o como sumideros de área, como es el caso de la extracción por deposición seca. También puede ser considerado el transporte de partículas de aerosol a otras zonas de la atmósfera como otro tipo de sumidero, como es el caso del transporte a la estratosfera, donde las partículas allí depositadas pueden permanecer durante varios años. No obstante, algunos autores consideran a dicha capa más como una fuente que como un sumidero, dado que la mayoría de los aerosoles que se encuentran en ella son producidos *in situ* mediante mecanismos de conversión gtp.

Dado que hasta ahora sólo se ha registrado en la atmósfera la conversión de gas a partícula (gtp), y nunca la de partícula a gas (salvo para el caso del agua), la extracción de materia en forma de partículas de la atmósfera debe ser mayor que la que se aporta. Ha sido estimado, *grosso modo*, que el 50% de la extracción se debe a los sumideros de área antes mencionados, mientras que el 50% restante se debe a la extracción húmeda (Beilke, 1975).

2.2 CARACTERIZACIÓN DE LOS AEROSOLES

2.2.1 Distribución global

La interacción de las fuentes, el envejecimiento y tiempo de residencia, y los sumideros, junto con los procesos de transporte en la atmósfera conducen a una distribución global de los aerosoles atmosféricos. Es decir, si bien cualquier combinación de aerosoles es posible se observa que éstos tienden a formar unidades bien diferenciadas, formadas por tan sólo uno o muy pocos tipos de partículas de aerosol. La Organización Meteorológica Mundial ha establecido cinco unidades o modelos básicos de aerosoles, generados a partir de las combinaciones apropiadas de las diferentes partículas de aerosol, indicadas en el apartado 2.1.2., para representar toda la atmósfera (W.M.O., 1986). Estos modelos se enumeran en la siguiente tabla.

Tabla 2.2.I. Modelos de aerosol básicos.

Modelo de aerosol	Tipos de aerosol que la componen	Porcentaje en volumen de las partículas de aerosol
Continental	Tipo polvo	70
	Soluble en agua	29
	Hollín	1
Urbano/Industrial	Soluble en agua	61
	Hollín	22
	Tipo polvo	17
Marítimo	Oceánico	95
	Soluble en agua	5
Estratosférico	Gotas de H ₂ SO ₄ al 75%	100
Volcánico	Ceniza volcánica	100
	o (con envejecimiento): Gotas de H ₂ SO ₄ al 75%	100

En condiciones reales las fronteras entre un tipo y otro no son infranqueables y es posible encontrar aerosoles de transición. No obstante, esta clasificación ha resultado ser muy útil para simulaciones numéricas de códigos de transferencia radiativa.

Desde un punto de vista físico existen diferentes parámetros que permiten caracterizar a los aerosoles. En esta memoria nos centraremos principalmente en la función de distribución de tamaños, la función de fase y, especialmente, el espesor óptico de aerosoles.

2.2.2 Función de distribución de tamaños

Tal y como se indicó en el apartado 2.2.1, la interacción de las diferentes fuentes de aerosoles, junto con el envejecimiento y tiempo de residencia, y los procesos de transporte en la atmósfera conducen a que los aerosoles se agrupen formando unidades bien diferenciadas unas de otras. Por la misma razón se observa que éstos presentan una variación característica en el número de partículas según el radio de las mismas. Expresando por $dn(r)$ al número de partículas en la columna atmosférica con un radio comprendido entre r y $r+dr$, se expresa la denominada función de distribución de tamaños como $dn(r)/dr$. Dada la diversidad de partículas en la atmósfera no existe una ecuación simple capaz de englobar a todas las diferentes distribuciones de tamaños de los aerosoles, por lo que se han desarrollado diferentes expresiones según el modelo de aerosol. A continuación veremos las funciones de distribución de tamaño más comúnmente empleadas en modelos radiativos: la distribución tipo Junge, la log-normal y la gamma modificada.

La distribución Junge viene dada por la siguiente expresión:

$$\begin{aligned}
 dn(r)/dr &= C(z) & 0,03 \mu\text{m} \leq r \leq r_0 \\
 dn(r)/dr &= C(z)(r/r_0)^{-(u^*+1)} & r_0 \leq r \leq 10 \mu\text{m} \\
 dn(r)/dr &= 0 & r \leq 0,03; r \geq 10 \mu\text{m}
 \end{aligned} \tag{2.2}$$

Donde $C(z)$ es una constante de normalización y $r_0 = 0,1 \mu\text{m}$. En general, la mayoría de las distribuciones de tamaños medidas deberían poder ajustarse mediante los valores del factor n^* ó parámetro de Junge, comprendido en el intervalo $2 \leq n^* < 4$, para aerosoles con radio entre $0,01$ y $10 \mu\text{m}$. Este número toma los valores más bajos para distribuciones constituidas por un mayor número de partículas grandes frente a las pequeñas, y valores más altos si estas partículas son, en promedio, más pequeñas.

La distribución log-normal se caracteriza mediante la siguiente expresión:

$$dn(r)/dr = \frac{N_i}{r \log s_i \sqrt{2p}} \exp\left[-\frac{(\log r - \log r_i)^2}{2(\log s_i)^2}\right] \tag{2.3}$$

donde el subíndice i denota el tipo de aerosol involucrado en la mezcla del modelo utilizado y s_i es la desviación estándar del radio r_i , parámetro que, a su vez, ha de ser ajustado empíricamente. Es habitual el empleo de dos de estas distribuciones, divididas según intervalos de radios, para poder representar correctamente una distribución experimental, dando lugar a distribuciones bimodales.

La tercera distribución comúnmente empleada es la gamma modificada, la cual toma la siguiente expresión:

$$dn(r)/dr = A(r/r_0)^a \exp[-b(r/r_0)^g] \tag{2.4}$$

con $r_0 = 1 \mu\text{m}$, A una constante de normalización, y a , b y g parámetros de ajuste.

En la figura 2.2.1 pueden verse las diferentes distribuciones de partículas antes comentadas normalizadas de tal forma que la suma de todas las partículas en cualquiera de ellas sea la unidad.

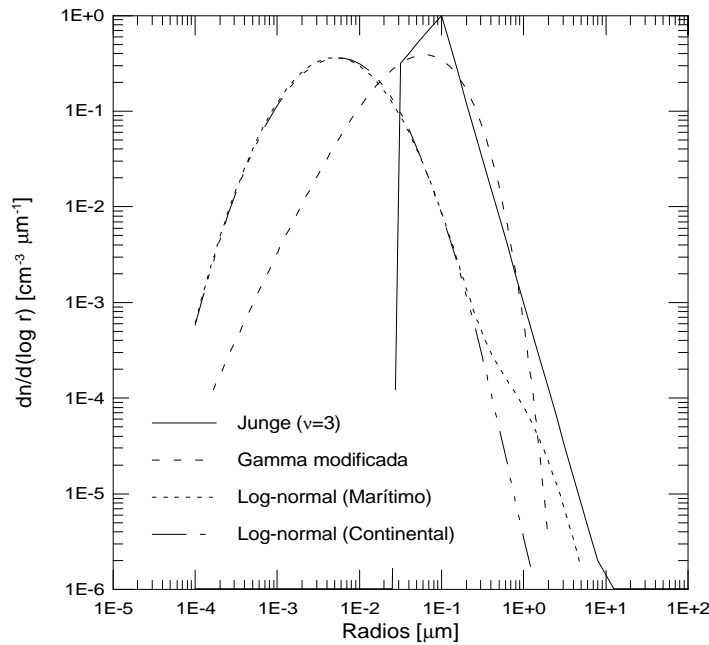


Figura 2.2.1. Diferentes funciones de distribución de tamaños de aerosoles.

La función de fase representa la probabilidad de que la radiación que alcanza a una partícula e interactúa con ella sea redispersada en un ángulo Θ (ángulo entre la dirección de incidencia y la dirección de dispersión). Dicha función adimensional está normalizada a 4π , de tal forma que se cumple que:

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \frac{P(\cos \Theta)}{4\pi} \sin \Theta d\Theta d\phi = 1 \quad (2.5)$$

Este parámetro permite caracterizar a los aerosoles en el sentido de que según sea el tamaño de la partícula y la λ de la radiación que incide sobre ella, esta función toma diferentes valores. Así, se observa que para partículas cuyo radio sea mucho menor que la longitud de onda incidente la función de fase toma el mismo valor para cualquier ángulo. Sin embargo, a medida que el radio de la partícula se aproxima al de la longitud de onda incidente o la supera, la probabilidad de dispersión de la radiación en la dirección del haz incidente aumenta notablemente, mientras que la retrodispersión ($90^\circ < \Theta < 270^\circ$) disminuye.

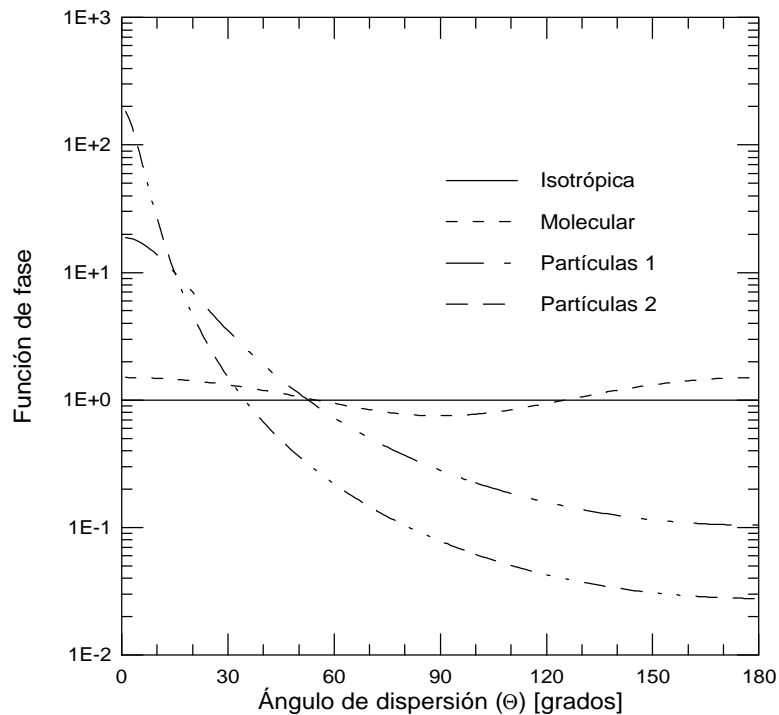


Figura 2.2.2. Función de fase para diferentes tipos de partículas.

En la figura 2.2.2 se representan diferentes funciones de fase según el tamaño de las partículas. Un valor constante para cualquier ángulo de dispersión indica que las partículas poseen un radio mucho menor que la longitud de onda (λ) de la radiación que las incide. En la atmósfera, las

moléculas, pese a tener también un tamaño menor que λ , presentan un comportamiento algo diferente tal y como muestra la línea correspondiente a la función de fase molecular. Esto es debido a que la dispersión de la luz que producen es distinta según sea el plano de polarización de la radiación que les llega. Finalmente, los casos Partículas 1 y Partículas 2 indican, a modo de ejemplo, como aumenta la dispersión en la dirección del haz mientras que disminuye en la contraria a medida que el radio de las partículas aumenta con respecto a la longitud de onda del haz.

2.2.4 Espesor óptico de aerosoles

Por último, el espesor óptico de aerosoles, t_A , es una magnitud adimensional que indica el poder que poseen las partículas de aerosol para atenuar la radiación a una cierta longitud de onda. Puede expresarse a partir de

$$t_A(I) = \int_0^{\infty} \mathbf{b}_{ext}(I, z) dz \quad (2.6)$$

donde \mathbf{b}_{ext} es el denominado coeficiente de extinción, en unidades de cm^{-1} , el cual es función de la longitud de onda y de la altura z . Este coeficiente puede ser a su vez expresado como:

$$\mathbf{b}_{ext}(I, z) = \int_{r_1}^{r_2} \mathbf{s}_{ext}(r, I) \frac{dn(r)}{dr} dr \quad (2.7)$$

con \mathbf{s}_{ext} la sección eficaz de extinción, en unidades de cm^2 , para cada partícula individual.

Como puede observarse a partir de su definición, esta magnitud depende de la distribución de partículas que se tenga, de la capacidad de atenuación de cada partícula y, por supuesto de la longitud de onda a la que se trabaje. Su obtención, a partir de medidas radiométricas desde la superficie terrestre, viene realizándose desde hace varias décadas, permitiendo establecer patrones de calibración basados en su medida (WMO, 1971; 1978). Asimismo, esta magnitud constituye la base para el cálculo de los diferentes modelos de aerosoles establecidos por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1986).

A la principal longitud de onda de trabajo de esta memoria, 630 nm, el espesor óptico de aerosoles suele presentar los siguientes valores: $\tau_A \leq 0,1$ para aerosoles de tipo marino generalmente, indicando además una alta transparencia de la atmósfera; si τ_A se sitúa entre 0,2 y 0,3 suele indicar la presencia de aerosoles continentales, generalmente procedentes de Europa y/o una moderada carga de aerosoles minerales del desierto. Si dicho valor se hace más grande es claro que nos encontramos ante una invasión de polvo sahariano y unas condiciones atmosféricas de visibilidad reducida por calima.

CAPÍTULO 3

MODELO RADIATIVO PARA EL CÁLCULO DEL ESPESOR ÓPTICO DE AEROSOLES

En este capítulo se verá, en primer lugar, de que forma interactúa la radiación solar con las partículas vistas en el capítulo anterior. Se estudiarán los principales parámetros necesarios para describir esta interacción según las diferentes formas en que tiene lugar. Conocidas estas magnitudes se estará en disposición de abordar, a continuación, el desarrollo matemático que permitirá obtener el espesor óptico de aerosoles. Se mostrará como se calcula esta variable tanto desde tierra como desde satélite. La primera por ser la forma más estándar a la vez que más precisa, si bien limitada espacialmente, dado que la validez del dato encontrado queda confinada en un área centrada en torno al radiómetro. La segunda dado que permite obtener la variable anterior para toda el área de observación del sensor del satélite, si bien necesitará de los datos terrestres para dar resultados correctos. Para resolver la ecuación de transferencia radiativa en este segundo caso se propone una aproximación a la solución formal de dicha ecuación, optimizada para la zona de Canarias.

3.1 INTERACCIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR CON

3.1.1 Introducción

Cuando una onda electromagnética incide sobre una partícula, ésta puede extraer una porción de la energía de esta onda incidente, mientras que el resto permanece inalterada. La porción tomada por la partícula puede ser absorbida por ésta, reemitida en todas las direcciones o ambos procesos simultáneamente. Este fenómeno de reemisión, dispersión o difusión (del *scattering*) permite considerar a la partícula como si fuera una fuente puntual de energía. La energía dispersada puede ser calculada a partir de las ecuaciones de Maxwell, simplificándose el problema notablemente si las partículas con las que interactúa la onda electromagnética pueden ser consideradas esféricas. La radiación reemitida por una de estas partículas (dispersión simple) puede incidir sobre otra; la reemitida por esta última, a su vez, puede interactuar con otra y así sucesivamente. Cuando este fenómeno tiene lugar se habla de dispersión múltiple.

Si bien la dispersión es un fenómeno que tiene lugar, prácticamente, de forma continua a cualquier longitud de onda (λ) del espectro solar, la absorción de la radiación por parte de las partículas es un fenómeno discreto, teniendo lugar únicamente a unas determinadas λ .

Habitualmente, en los problemas de dispersión (o *scattering*) se define el denominado “parámetro de tamaño” como:

$$x=2\pi r/\lambda \tag{3.1}$$

donde r es el radio de la partícula y λ la longitud de onda de la radiación incidente.

Cuando las partículas son mucho más pequeñas que la longitud de onda de la radiación incidente nos encontramos en la aproximación de Rayleigh, donde la solución a las ecuaciones de Maxwell es particularmente simple. Esta teoría es especialmente útil en el estudio de la dispersión de la radiación solar por las moléculas de la atmósfera terrestre.

Si el tamaño de las partículas es del orden o mayor que la longitud de onda de la radiación incidente, la solución de las ecuaciones de Maxwell para el caso de partículas esféricas, recibe el nombre de Mie. Nótese que la solución Rayleigh es un caso particular de Mie.

La figura 3.1.1 muestra, en función del parámetro de tamaño x , los intervalos en los que son aplicables las aproximaciones de Rayleigh y Mie.

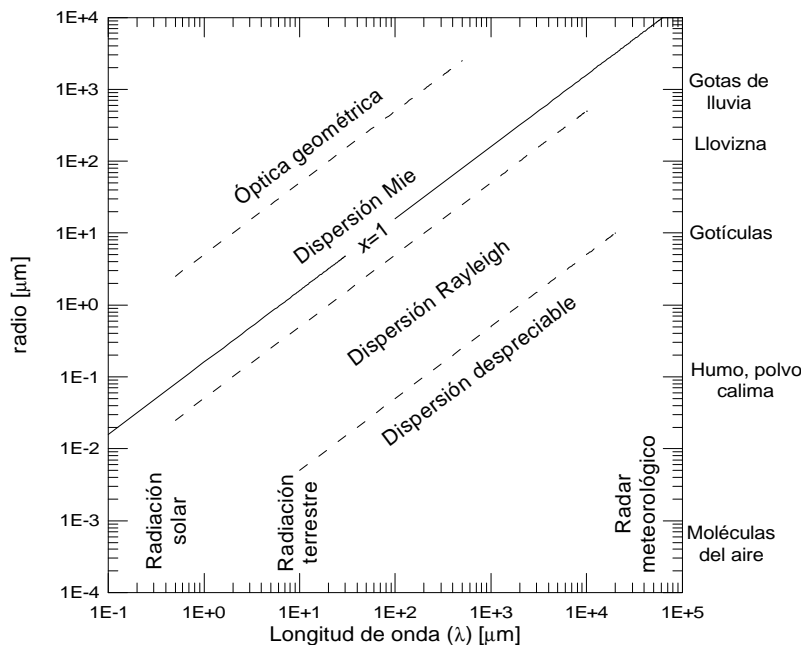


Figura 3.1.1. Diferentes tipos de dispersión según el parámetro de tamaño x .

En general se emplea el nombre de “moléculas” para referirnos a aquellas partículas cuyo tamaño permite la aproximación de Rayleigh, mientras que “partículas” se suele utilizar en la solución Mie.

3.1.2 Dispersión Rayleigh

En la aproximación de Rayleigh, si un haz de radiación no polarizada incide sobre una molécula esférica de radio mucho menor que la longitud de onda de dicha radiación, la intensidad de radiación dispersada en un ángulo Θ con respecto a la dirección del haz incidente, obtenida a partir del dipolo que constituye la molécula, toma la forma:

$$I = (I_0 / s^2) \mathbf{a}^2 (2\mathbf{p} / I)^4 ((1 + \cos^2 \Theta) / 2) \quad (3.2)$$

donde I_0 es la intensidad del haz que incide sobre la partícula, s la distancia de la molécula al punto de observación, \mathbf{a} es su polarizabilidad y I la longitud de onda. Teniendo en cuenta el diferente comportamiento de las moléculas en la atmósfera en su forma de dispersar la radiación según la polarización de la radiación que les incide, la función de fase para dispersión Rayleigh toma la forma:

$$P(\cos \Theta) = 3 / 4 (1 + \cos^2 \Theta) \quad (3.3)$$

con lo que la ecuación (3.2) puede describirse como:

$$I = (I_0 / s^2) \mathbf{a}^2 (128\mathbf{p}^5 / 3I^4) P(\Theta) / 4\mathbf{p} \quad (3.4)$$

El flujo de energía dispersado, f , puede ser evaluado sobre una determinada área a una distancia s de la molécula dispersora como:

$$f = \int_{\Omega} (I\Delta\Omega)s^2 d\Omega = F_0 \mathbf{a}^2 128\mathbf{p}^5 / (3I^4) \quad (3.5)$$

donde F_0 es la densidad de flujo incidente, i.e., $I_0\Delta\Omega$. Esto nos permite definir la sección eficaz de dispersión \mathbf{s}_s por molécula como:

$$\mathbf{s}_s = f / F_0 = \mathbf{a}^2 128\mathbf{p}^5 / (3I^4) \quad (3.6)$$

Este parámetro es especialmente importante en el estudio de la radiación tanto dispersada como absorbida (sección eficaz de absorción), ya que representa, en unidades de área, la cantidad de energía incidente que es extraída de la original y queda distribuida isotrópicamente sobre el área de una esfera cuyo centro es la molécula dispersora y el radio de la misma s .

La polarizabilidad \mathbf{a} de la molécula viene dada según la aproximación de Lorentz-Lorenz:

$$\mathbf{a} = \frac{3}{4\mathbf{p}N_s} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right) \quad (3.7)$$

donde N_s es el número total de moléculas por unidad de volumen y m el índice de refracción de las moléculas. Dicho índice m consta, para las moléculas y partículas atmosféricas, de una parte real m_r relacionada con la dispersión, y una parte imaginaria m_i relacionada con la absorción. En el espectro solar visible, la parte imaginaria toma un valor casi despreciable para las moléculas, mientras que la parte real se aproxima a 1. Con ello es posible aproximar la ecuación anterior a una expresión más simple, que toma la forma:

$$\mathbf{a} \approx \frac{1}{4\mathbf{p}N_s} (m_r^2 - 1) \quad (3.8)$$

Finalmente, otro parámetro también muy utilizado es el denominado factor de eficiencia de dispersión Q_s , el cual multiplicado por la sección geométrica de una partícula (πr^2 en la suposición de moléculas esféricas) recupera la sección eficaz de dispersión s_s . Para dispersión Rayleigh toma la forma:

$$Q_s = \frac{128p^4 s^4}{3I^4} \left(\frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right)^2 \quad (3.9)$$

3.1.3 Dispersión Mie

Cuando el parámetro de tamaño es aproximadamente igual a la unidad o superior (siempre que no exceda un valor aproximado de 50), la solución a las ecuaciones de Maxwell para partículas esféricas recibe el nombre de Mie. Es precisamente en este intervalo de tamaños en el que se encuentran los aerosoles atmosféricos. Al incidir la radiación sobre estas partículas grandes se inducen modos de polarización de órdenes superiores, dejando de ser cierta la consideración dipolar de Rayleigh y complicando enormemente la solución formal del problema. Requiere, además, que la solución de las ecuaciones de Maxwell sea dada en coordenadas esféricas y ajustar las condiciones de contorno entre las interfaces de separación del medio de propagación de la onda inicial y el medio dispersor.

Nótese que para poder aplicar la teoría de Mie es necesario suponer que las partículas son esféricas. En general, para distribuciones de tamaños de partículas dominadas por partículas pequeñas, la diferencia que pueda existir entre las propiedades radiativas de éstas, tanto si se consideran esféricas como si no, es despreciable (Kahn *et al.*, 1997). Para distribuciones con partículas mayores, en las que el radio efectivo de las partículas puede oscilar entre 0,5 y 10 μm (Tegen y Fung, 1994), las no esféricas poseen una mayor fracción de la

dispersión total en las direcciones comprendidas entre 100° y 150° , y una fracción menor para ángulos de dispersión superiores a los 150° (Kahn *et al.*, 1997). No obstante, la transmisión de este error al cálculo del espesor óptico de aerosoles es, en general muy pequeño (Mishchenko *et al.*, 1997). Es por ello que en esta memoria se ha considerado la aproximación de partículas esféricas para cualquier partícula de una posible distribución de tamaños.

En la teoría de Mie la intensidad de radiación dispersada por las partículas viene dada según las componentes perpendicular y horizontal de la

$$I_{\perp}^S = I_{\perp}^I \frac{i_1}{k^2 s^2} \quad I_{=}^S = I_{=}^I \frac{i_2}{k^2 s^2} \quad (3.10)$$

donde I_{\perp}^I e $I_{=}^I$ denotan las componentes perpendicular y horizontal de la intensidad incidente, k es el número de ondas, s la distancia de la partícula dispersora al observador e i_1 e i_2 son las denominadas funciones de intensidad para las componentes perpendicular y paralela.

$$i_1(\mathbf{q}) = |S_1(\mathbf{q})|^2 \quad i_2(\mathbf{q}) = |S_2(\mathbf{q})|^2 \quad (3.11)$$

El principal problema computacional en la teoría de Mie consiste en el cálculo de estas funciones de intensidad en función del ángulo de dispersión, el índice de refracción y el parámetro de tamaño. Dicho cálculo puede realizarse a partir de las funciones de dispersión $S_1(\mathbf{q})$ y $S_2(\mathbf{q})$, quienes tienen la siguiente forma:

$$\begin{aligned} S_1(\mathbf{q}) &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \mathbf{p}_n(\cos \mathbf{q}) + b_n \mathbf{t}_n(\cos \mathbf{q})] \\ S_2(\mathbf{q}) &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \mathbf{p}_n(\cos \mathbf{q}) + a_n \mathbf{t}_n(\cos \mathbf{q})] \end{aligned} \quad (3.12)$$

con $p_n(\cos q)$ y $t_n(\cos q)$ definidos a partir de los polinomios asociados de Legendre.

$$\begin{aligned} p_n(\cos q) &= \frac{1}{\sin q} P_n^1(\cos q) \\ t_n(\cos q) &= \frac{d}{dq} P_n^1(\cos q) \end{aligned} \quad (3.13)$$

y a_n y b_n son los denominados coeficientes de dispersión, obtenidos a partir de las soluciones de las ecuaciones de Maxwell. En el Apéndice A puede verse el procedimiento detallado para la obtención de los coeficientes de dispersión.

A partir de las funciones de dispersión así como de las funciones de intensidad es posible obtener los siguientes parámetros radiativos de especial interés para caracterizar las propiedades de estos aerosoles. Así, se define la sección eficaz de extinción como:

$$s_{ext} = (4p / k^2) \text{Re}[S(0)] \quad (3.14)$$

donde $\text{Re}[S(0)]$ denota la parte real en la dirección de incidencia de cualesquiera de las dos funciones de dispersión, dado que para ese ángulo, siempre que la partícula esférica sea isótropa y homogénea, poseen la misma magnitud. Se define además la eficiencia de extinción para una esfera de radio r como:

$$Q_{ext} = \frac{s_{ext}}{pr^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \text{Re}[a_n + b_n] \quad (3.15)$$

con x el parámetro de tamaño ya mencionado.

De forma análoga al caso de Rayleigh, es posible definir la sección eficaz de dispersión como el cociente entre el flujo dispersado f y la densidad de flujo incidente F_0 , dando para el caso Mie:

$$\mathbf{s}_s = \frac{f}{F_0} = \frac{\mathbf{p}}{k^2} \int_0^p [i_1(\mathbf{q}) + i_2(\mathbf{q})] \text{sen } \mathbf{q} d\mathbf{q} \quad (3.16)$$

De forma análoga al caso de extinción se define la eficiencia de dispersión para una esfera de radio r :

$$Q_s = \frac{\mathbf{s}_s}{\mathbf{p}r^2} = \frac{1}{x^2} \int_0^p [i_1(\mathbf{q}) + i_2(\mathbf{q})] \text{sen } \mathbf{q} d\mathbf{q} \quad (3.17)$$

A partir de estas magnitudes la sección eficaz de absorción y la eficiencia de absorción de una esfera pueden ser calculadas como:

$$\mathbf{s}_a = \mathbf{s}_{ext} - \mathbf{s}_s \quad Q_a = Q_{ext} - Q_s \quad (3.18)$$

Otros parámetros radiativos de interés son los denominados coeficientes de dispersión y absorción, definidos respectivamente para una distribución dada de partículas (en unidades de longitud) como:

$$\begin{aligned} \mathbf{b}_{ext} &= \int_{r_1}^{r_2} \mathbf{s}_{ext} \frac{dn(r)}{dr} dr \\ \mathbf{b}_s &= \int_{r_1}^{r_2} \mathbf{s}_s \frac{dn(r)}{dr} dr \end{aligned} \quad (3.19)$$

donde $dn(r)/dr$ es la distribución de partículas y la integral se extiende para el intervalo de partículas con radios comprendidas entre r_1 y r_2 . Finalmente, se define el albedo de dispersión simple para una distribución de partículas como:

$$\mathbf{w} = \mathbf{b}_s / \mathbf{b}_{ext} \quad (3.20)$$

el cual permite caracterizar la absorción de radiación solar dada una muestra de

Respecto a la función de fase, esta toma en general la forma de una matriz 4x4, denominada matriz de fase:

$$\mathbf{p} = \begin{bmatrix} p_{11} & p_{12} & 0 & 0 \\ p_{12} & p_{22} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & p_{33} & -p_{34} \\ 0 & 0 & p_{34} & p_{33} \end{bmatrix} \quad (3.21)$$

con la normalización siguiente:

$$\int_0^{2p} \int_0^p p_{11}(\mathbf{q}) \sin \mathbf{q} d\mathbf{q} d\mathbf{f} = 4\mathbf{p} \quad (3.22)$$

donde, para una distribución dada de partículas $dn(r)/dr$,

$$\begin{aligned} p_{11} &= \frac{4\mathbf{p}}{2k^2 \mathbf{b}_s} \int_{r_1}^{r_2} [i_1(r) + i_2(r)] \frac{dn(r)}{dr} dr \\ p_{12} &= \frac{4\mathbf{p}}{2k^2 \mathbf{b}_s} \int_{r_1}^{r_2} [i_2(r) - i_1(r)] \frac{dn(r)}{dr} dr \\ p_{33} &= \frac{4\mathbf{p}}{2k^2 \mathbf{b}_s} \int_{r_1}^{r_2} [i_3(r) + i_4(r)] \frac{dn(r)}{dr} dr \\ p_{34} &= -\frac{4\mathbf{p}}{2k^2 \mathbf{b}_s} \int_{r_1}^{r_2} [i_4(r) - i_3(r)] \frac{dn(r)}{dr} dr \end{aligned} \quad (3.23)$$

En general, si la luz incidente es no polarizada, tal y como sucede con la radiación procedente del Sol, prevalece únicamente el primer término, dado que el resto se anulan. Es por ello que en esta memoria sólo se atenderá a ese elemento de la matriz de fase para el cálculo de la función de fase en el caso de

3.1.4 Absorción

Mientras que la dispersión de la radiación solar por parte de las partículas de la atmósfera es una función continua según la longitud de onda, la absorción es un proceso selectivo. Las principales especies absorbentes tanto en el espectro solar como en el infrarrojo son: el vapor de agua, el dióxido de carbono, el ozono, el monóxido de dinitrógeno, el monóxido de carbono, el oxígeno, el metano y el nitrógeno. Otros absorbentes aunque ya en mucha menor medida son los óxidos de nitrógeno y combinaciones de hidrocarburos. La mayoría de estas especies son activas en el infrarrojo próximo (NIR) y/o en el infrarrojo (IR), lejos de las longitudes de onda en las que se va a desarrollar nuestra experimentación. Sin embargo, algunas de ellas sí presentan absorción dentro de la región visible-NIR como por ejemplo el ozono y el vapor de agua. El primero de ellos posee una banda prácticamente continua entre los 400 y los 800 nm, denominada banda de Chappuis, con un máximo en torno a los 600 nm, al que corresponde una absorción próxima al 5%. Esto hace que sea especialmente necesario tener en consideración dicha especie a la hora de obtener medidas correctas. El vapor de agua en cambio posee una serie de bandas estrechas claramente definidas, especialmente importantes en la región infrarroja próxima por lo que también será imprescindible tenerlos en cuenta cuando se esté trabajando a estas longitudes de onda.

3.2 MODELO RADIATIVO PARA MEDIDAS DE ESPESOR ÓPTICO DE AEROSOLES DESDE SUPERFICIE

3.2.1 Ley de Lambert-Beer-Bouguer

Una vez que se han visto los principales parámetros necesarios para describir la interacción de la radiación solar con las partículas atmosféricas, según las diferentes formas en que ésta tiene lugar, se está en disposición de poder abordar el desarrollo matemático que debe conducir a la obtención de la principal variable que da cuenta del poder atenuador de los aerosoles atmosféricos con respecto a la radiación solar, i.e., el espesor óptico de aerosoles. En este apartado se mostrará como se obtiene dicha variable a partir de medidas realizadas con fotómetros solares situados en tierra.

La Ley de Lambert¹-Beer-Bouguer permite calcular la atenuación experimentada por un haz de radiación al atravesar un medio, debido a la interacción con las partículas que allí existen.

Si la intensidad de un haz de radiación incidente es I_1 y el medio posee un espesor ds la intensidad final será I_1+dI_1 , donde

$$dI_1 = -k_1 r I_1 ds \quad (3.24)$$

¹Ley de Lambert: Esta ley lleva el nombre de Johan Heinrich Lambert (1728-1777), matemático, astrónomo y físico alemán que expuso los principios de la luz reflejada y dispersada por las superficies. Este brillante científico introdujo también las funciones hiperbólicas “Senh” y “Cosh” y probó que π es un número irracional.

donde r es la densidad del material y k_I indica la sección eficaz de extinción (en unidades de área por masa) para una longitud de onda I . La disminución experimentada en la intensidad se debe, en general, tanto a la absorción como a la dispersión por parte de las partículas del medio.

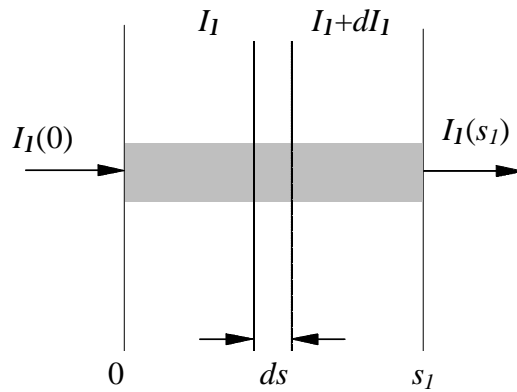


Figura 3.2.1. Variación de la intensidad al atravesar un medio.

Por otro lado, la intensidad puede verse reforzada debido a la emisión del propio material y/o a las dispersiones múltiples, dentro del medio, que finalmente lleven la dirección del haz. Si definimos j_I como el coeficiente de la función fuente, con el mismo sentido físico que el coeficiente k_I tendremos que el incremento experimentado por la intensidad será:

$$dI_1 = j_I r ds \quad (3.25)$$

Introduciendo la función fuente como $J_I = j_I/k_I$ se tiene finalmente que:

$$\frac{dI}{k_I r ds} = -I_1 + J_I \quad (3.26)$$

que constituye la ecuación general de transferencia radiativa. Si consideramos ahora un proceso en el que la función fuente sea despreciable, es decir, no

existe ni emisión ni dispersión múltiple en el medio, llegamos, resolviendo la ecuación anterior a la Ley de Lambert-Beer-Bouguer:

$$I_I(s_1) = I_I(0) \exp\left(-\int_0^{s_1} k_I \mathbf{r} ds\right) \quad (3.27)$$

donde el espesor óptico monocromático \mathbf{t} se define como:

$$\mathbf{t} = \int_0^{s_1} k_I \mathbf{r} ds \quad (3.28)$$

El factor k_I comprende, tal y como ya se ha indicado, los procesos tanto de absorción como los de dispersión, y se puede expresar como:

$$k_I = k_S(\mathbf{I}) + k_{abs}(\mathbf{I}) = k_R(\mathbf{I}) + k_M(\mathbf{I}) + \sum_i k_{abs}^i(\mathbf{I}) \quad (3.29)$$

donde $k_R(\mathbf{I})$ denota la contribución por dispersión Rayleigh, $k_M(\mathbf{I})$ la de dispersión Mie y $k_{abs}^i(\mathbf{I})$ es el coeficiente de absorción para el compuesto i . Con esto la integral anterior queda de la forma,

$$\mathbf{t} = \int_0^{s_1} k_R \mathbf{r}_R ds + \int_0^{s_1} k_M \mathbf{r}_M ds + \sum_i \int_0^{s_1} k_{abs}^i \mathbf{r}_i ds \quad (3.30)$$

con k_j el correspondiente factor de dispersión o absorción y \mathbf{r}_j la densidad del elemento dispersor o absorbente.

Se define el espesor óptico de aerosoles como:

$$\mathbf{t}_A = \int_0^{s_1} k_M \mathbf{r}_M ds \quad (3.31)$$

Si el medio es homogéneo los k_j son independiente de la distancia s , pudiendo salir fuera de la integral. El término que involucra la integral resultante se denomina masa óptica del aire.

En problemas de transferencia radiativa es conveniente expresar las distancias según la vertical del lugar, i.e., normal al plano de estratificación. Si denotamos por z a esta distancia vertical se define la masa óptica relativa, m , como:

$$\left(\int_0^{z_1} \mathbf{r} dz \right) m = \int_0^{s_1} \mathbf{r} ds \quad (3.32)$$

mientras que la Ley de Lambert-Beer-Bouguer se describe como:

$$I_1(z_1) = I_1(0) \exp \left[- \sum_i (\mathbf{t}_1^i m_i) \right] \quad (3.33)$$

donde el sumatorio de \mathbf{t}_1^i constituye el espesor óptico normal al sitio de medida (dispersión más absorción de cada componente) y m_i la masa óptica relativa referida a cada una de las contribuciones.

3.2.2 Calibración Langley

A las longitudes de onda de trabajo (región visible –VIS–) y considerando como única especie absorbente al ozono, se observa que hasta ángulos de 70° del haz respecto de la normal, las diferencias en las m_i no superan el 0,1% (Iqbal, 1983). Debido a esto es posible considerar constante a la masa óptica relativa para cualquier componente, con lo que la anterior ley queda como:

$$I(I) = I_0(I) \exp[-(t_R + t_{abs} + t_A)m] \quad (3.34)$$

donde $I(I)$ denota la intensidad monocromática registrada en el sitio de medida, $I_0(I)$ es la intensidad que incide en la capa atmosférica cuya atenuación queremos evaluar, m es la masa óptica y t_R , t_{abs} y t_A son, respectivamente, el espesor óptico debido a Rayleigh, el espesor óptico debido a la absorción y el espesor óptico de aerosoles. Veamos a continuación que expresión toma los dos primeros parámetros con objeto de poder obtener t_A .

Teniendo en cuenta las recomendaciones de la Organización Mundial de Meteorología (W.M.O., 1978) el espesor óptico debido a Rayleigh se obtiene, para el nivel del mar, a partir de la siguiente expresión:

$$t_R = 0,00838I^{-(3,916+0,074I+0,05/I)} \quad (3.35)$$

donde I viene expresada en micras.

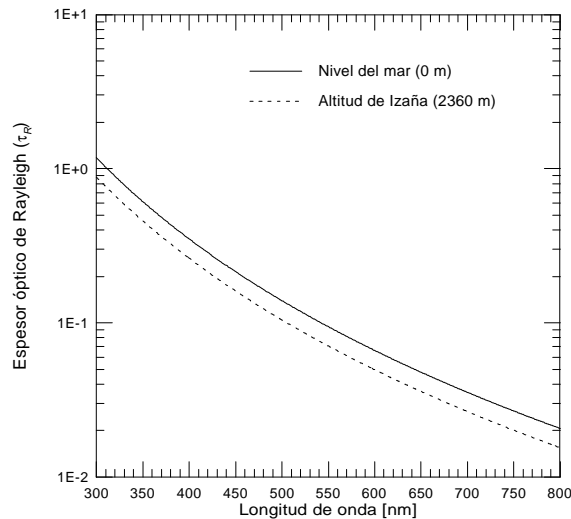


Figura 3.2.2. Espeor óptico de Rayleigh según la O.M.M. para estaciones situadas a nivel

La expresión anterior (ec. 3.35) difiere ligeramente de la dada por Rayleigh ya que considera la variación del índice de refracción con la longitud de onda. Cuando las medidas son realizadas a una altura superior es necesario introducir una corrección por presión del tipo $p \text{ (mb)}/1013,25$.

Respecto de t_{abs} , como ya se ha indicado, en el VIS la principal especie absorbente que ha de tenerse en cuenta es el ozono. Para calcular el espesor óptico de esta especie sólo es necesario conocer su concentración total para el día de medida, y multiplicarla por el coeficiente de absorción espectral para dicha longitud de onda. Un valor tabulado de dicha variable puede obtenerse en Iqbal (1983).

Siguiendo nuevamente las recomendaciones dadas por la O.M.M. (W.M.O., 1978) se tiene para la masa óptica relativa del aire m , la siguiente expresión:

$$m = \frac{1}{\cos q_0 + 0,15(93,885 - q_0)^{-1,253}} \quad (3.36)$$

donde q_0 es el ángulo cenital solar expresado en grados. La ecuación anterior está dada para una atmósfera esférica, de densidad no uniforme, con refracción y posee una exactitud mejor del 0,1% para ángulos cenitales de hasta 86° . Para la mayoría de los problemas de transferencia radiativa la ecuación anterior puede simplificarse, tomándose la aproximación $m = \sec q_0$. Ésta posee un error aproximado del 0,25% respecto de la real para ángulos cenitales inferiores a 60° y del 10% a 85° (Iqbal, 1983).

A partir de la Ley de Lambert-Beer-Bouguer, representando el logaritmo neperiano de la intensidad de radiación directa medida por un radiómetro para diferentes masas ópticas relativas del aire es posible calcular el espesor óptico de aerosoles así como la constante extraterrestre para la

longitud de onda de medida. Si las condiciones atmosféricas son estables a lo largo de todo el período de medida, de la representación anterior es posible realizar un ajuste lineal cuya pendiente es el espesor óptico total y el punto de corte con el eje de ordenadas, i.e., la extrapolación a masa óptica 0, la constante extraterrestre.

$$\ln[I(\lambda)s_0] - \ln I_0(\lambda) = -(t_R + t_{abs} + t_A)m \quad (3.37)$$

donde s_0 es un factor de corrección que refiere la intensidad extraterrestre medida a la que se obtendría a la distancia media Tierra-Sol.

A tenor de la ec. (3.37) se deduce que no es necesario que el radiómetro que está realizando las medidas de radiación directa esté absolutamente calibrado. Si la intensidad de la radiación viene dada según $I(\lambda) = c(\lambda)i(\lambda)$ con $c(\lambda)$ el factor de calibración e $i(\lambda)$ la intensidad de corriente medida por el sistema detector (por ejemplo, un tubo fotomultiplicador –Apéndice B–), al realizar la diferencia de logaritmos estos factores de calibración se anulan.

La figura 3.2.3 muestra calibraciones Langley para diferentes longitudes de onda. Puede observarse el comportamiento de la señal cuando la atmósfera ha permanecido tanto estable como inestable.

Bajo ciertas hipótesis es posible establecer, de forma muy sencilla, la dependencia espectral del espesor óptico de aerosoles. Así, siempre que se pueda ajustar la función de distribución en tamaños de las partículas mediante una distribución tipo Junge, se obtiene que dicho parámetro varía con la longitud de onda según la siguiente ecuación:

$$t_A(\lambda) = k\lambda^{-u+2} \quad (3.38)$$

donde k es una constante conocida como el coeficiente de turbiedad de Ångström² y n^* el parámetro de Junge. Esta ecuación es muy útil, ya que permite además relacionar el espesor óptico de aerosoles con la distribución de n^* como veremos en los apartados siguientes.

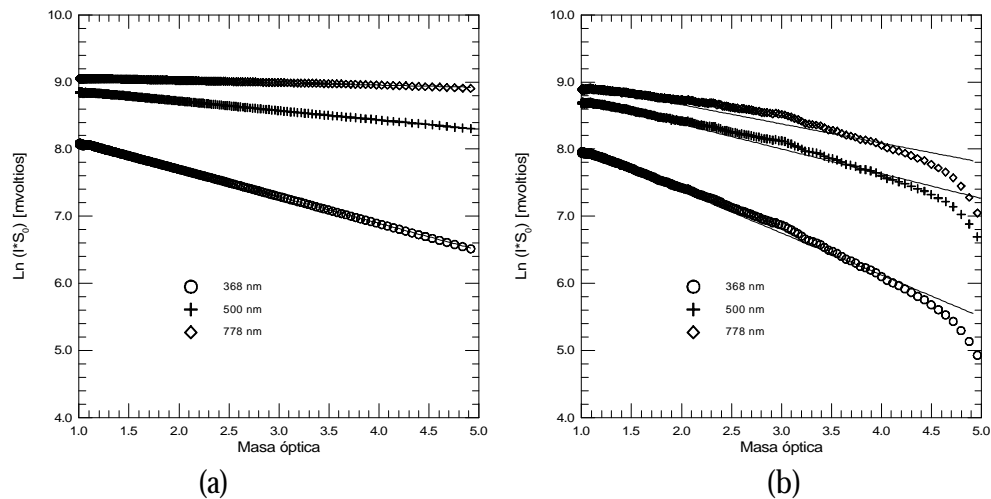


Figura 3.2.3. Calibraciones Langley realizadas con diferentes condiciones de estabilidad atmosférica. La figura a) ha sido obtenida con condiciones de estabilidad mientras que la b) no.

3.2.3 Análisis de errores

Existen diferentes factores que conducen a que el cálculo del espesor óptico de aerosoles a través de la ecuación (3.37) lleve inherente cierta imprecisión. El análisis del error absoluto cometido puede realizarse a partir de

² Knut Ångström (1857-1910) fue hijo del famoso astrónomo y físico sueco Anders Jonas Ångström (1814-1874), del cual toma su nombre la unidad física, el Ångström. Anders Ångström (1888-1981), hijo de Knut Ångström desarrolló la fórmula para la turbiedad

$$\Delta t_A = \frac{1}{m} \left(\frac{\Delta I_0}{I_0} + \frac{\Delta I}{I} \right) + \frac{\Delta m}{m^2} \ln \left(\frac{I_0}{I} \right) + \Delta t_{abs} + \Delta t_R \quad (3.39)$$

En ella, los errores introducidos en el cálculo de los espesores ópticos tanto de Rayleigh como de los gases absorbentes pueden ser despreciados ya que ambas expresiones son perfectamente conocidas y su contribución al error absoluto, debido principalmente a la pequeña variación que presentan con la presión atmosférica en superficie, es varios órdenes de magnitud inferior al resto (Porter, 1993).

El ancho de banda con el que el radiómetro detecta la radiación, la electrónica, la calidad y estabilidad de su sensor, etc., introducen errores en la señal registrada por el equipo y por tanto en la medida de I e I_0 . Teniendo en cuenta las características del Optronics y siguiendo los trabajos de Díaz *et al.* (1995) y las recomendaciones dadas por la O.M.M. (W.M.O., 1986), dichos errores han sido establecidos en el 0,5% para la medida de I y del 2% para la constante exoatmosférica I_0 . Para el MFRSR, dadas sus características, con un ancho de banda de 10 nm en los seis canales, la posibilidad, aunque mínima, de efecto coseno y acimutal, un sistema de termostatación del conjunto sensores-óptica menos preciso que el del OL-752, etc., se ha estimado un valor absoluto del error en I del 1% y del 3% en I_0 . Finalmente, con respecto al error en el conocimiento de la masa óptica, teniendo en cuenta la utilización de una única masa óptica igual para todas las contribuciones, se le ha asignado un error absoluto del 0,25%.

Con los errores estimados anteriormente y una masa óptica intermedia $m = 2$, se obtiene que el error absoluto para el espesor óptico de aerosoles calculado a partir de los datos suministrados por el radiómetro MFRSR se encuentra en torno al 7%, mientras que para el radiómetro Optronics OL-752 dicho error baja hasta el 4%.

3.3 MODELO RADIATIVO DESARROLLADO PARA MEDIDAS DE ESPESOR ÓPTICO DE AEROSOLES

3.3.1 Ecuación de Transferencia Radiativa (ETR)

La forma más extendida de obtener el espesor óptico de aerosoles es, en la actualidad, a partir de las medidas de radiómetros situados en tierra. Sin embargo este dato sólo es posible referirlo a la localización donde se encuentre el radiómetro y en un área próxima al mismo. Este problema se acrecienta en una zona como la de la región Canaria, donde al estar rodeados completamente por mar es muy difícil una distribución adecuada de radiómetros terrestres. Con la ayuda de satélites artificiales es posible obtener este parámetro para la zona de observación del radiómetro situado a bordo del vehículo espacial. A continuación se muestra la forma de obtener el espesor óptico de aerosoles desde plataformas espaciales como las de los satélites NOAA.

Considérese una atmósfera iluminada mediante un flujo de radiación pF_0 emitido desde el Sol a una determinada longitud de onda del visible, I (la cual omitiremos para una mayor sencillez de las expresiones aquí expuestas). Supongamos una capa de atmósfera diferencial, de espesor dz , y una intensidad difusa (I) proveniente de una capa inferior. La reducción en la intensidad difusa diferencial debida a los sucesos de dispersión simple y absorción por parte de las partículas podrá expresarse, de forma análoga a la ec. (3.24), como:

$$dI(z, \Omega) = -\bar{S}_{ext} NI(z, \Omega) dz / \cos \mathbf{q} \quad (3.40)$$

donde \bar{s}_{ext} es la sección eficaz de extinción promedio de todas las partículas, siendo N el número total de partículas por volumen y \mathbf{W} el elemento de ángulo sólido que representa el haz de radiación.

La intensidad difusa diferencial puede verse incrementada en la dirección \mathbf{W} debido a la dispersión múltiple de un haz de radiación de ángulo $d\Omega'$ en la dirección definida por \mathbf{W} . Esto se puede expresar según:

$$dI(z, \Omega) = \bar{s}_s N dz / \cos \mathbf{q} \int_{4p} I(z, \Omega') \frac{P(\Omega, \Omega')}{4p} d\Omega' \quad (3.41)$$

donde \bar{s}_s indica la sección eficaz de dispersión y $P(\mathbf{W}, \mathbf{W}')$ es la función de fase para las partículas en las que la radiación incidente lleve la dirección de \mathbf{W}' a \mathbf{W} .

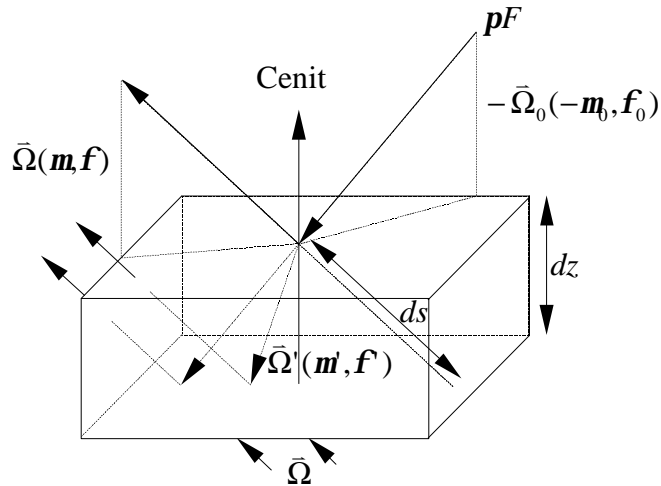


Figura 3.3.1. Transferencia de radiación solar.

Esta intensidad difusa diferencial en la dirección \mathbf{W} puede verse incrementada además, debido a la dispersión simple de la radiación solar directa, representada según la dirección $-\mathbf{W}_0$, donde el signo menos indica que

la dirección es hacia abajo. Si el flujo de radiación solar directa a la altura z es $F(z)$, se tiene para esta contribución que

$$dI(z, \Omega) = \frac{\bar{S}_s N dz}{\cos \mathbf{q}} F(z) \frac{P(\Omega, -\Omega_0)}{4\mathbf{p}} \quad (3.42)$$

A partir de la Ley de Lambert-Beer-Bouguer se puede calcular el flujo de radiación solar directa a la altura z si tenemos un flujo solar extraterrestre de $\mathbf{p}F_0$, de tal forma que:

$$F(z) = \mathbf{p}F_0 \exp\left(-\frac{1}{\cos \mathbf{q}_0} \int_z^\infty \bar{S}_s(z') N(z') dz'\right) \quad (3.43)$$

Introduciendo el albedo de dispersión simple visto en la ec. (3.20), el espesor óptico según la ec. (3.28) y reagrupando las ecs. (3.40), (3.41), (3.42) y (3.43) se llega a la expresión básica de dispersión de radiación solar en la atmósfera (Liou, 1980):

$$\mathbf{m} \frac{dI(\mathbf{t}, \Omega)}{d\mathbf{t}} = I(\mathbf{t}, \Omega) - \frac{\mathbf{w}}{4\mathbf{p}} \int I(\mathbf{t}, \Omega') P(\Omega, \Omega') d\Omega' - \frac{\mathbf{w}}{4\mathbf{p}} \mathbf{p}F_0 P(\Omega, -\Omega_0) e^{-\mathbf{t}/\mathbf{m}_0} \quad (3.44)$$

donde $\mathbf{m} = \cos \mathbf{q}$, $\mathbf{m}_0 = \cos \mathbf{q}_0$, $d\mathbf{W} = d\mathbf{m}d\mathbf{f}$, $\mathbf{W} = (\mathbf{m}\mathbf{f})$ y \mathbf{f} representa el ángulo acimutal. Comparando esta expresión con la ec. (3.26) es claro que la función fuente en el espectro solar está formada por la dispersión múltiple más la dispersión simple, es decir:

$$J(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = \frac{\mathbf{w}}{4\mathbf{p}} \iint I(\mathbf{t}; \mathbf{m}', \mathbf{f}') P(\mathbf{m}, \mathbf{f}; \mathbf{m}', \mathbf{f}') d\mathbf{m}' d\mathbf{f}' + \frac{\mathbf{w}}{4\mathbf{p}} \mathbf{p}F_0 P(\mathbf{m}, \mathbf{f}; -\mathbf{m}_0, \mathbf{f}_0) e^{-\mathbf{t}/\mathbf{m}_0} \quad (3.45)$$

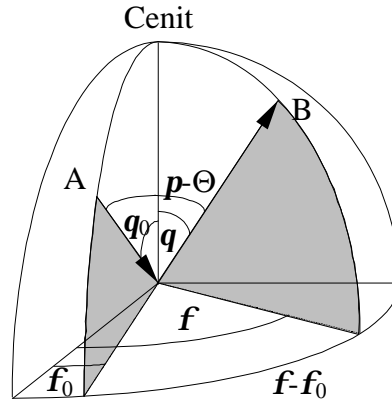


Figura 3.3.2. Relación de ángulos de dispersión (Θ), cenital del Sol (q_0), cenital del satélite (q), acimutal solar (f_0) y acimutal del satélite (f). "A" representa la posición del Sol, mientras que "B" la del observador.

La ec. (3.44) es la expresión de partida para el cálculo de la radiación que recibiría un satélite artificial. Dado que nuestra intención es la de obtener variables atmosféricas y teniendo en cuenta que la radiación que llega al satélite viene determinada por la contribución de diferentes fuentes, es condición necesaria conocer la magnitud de todas estas contribuciones para, finalmente, determinar aquella debida únicamente a las partículas de la atmósfera. Para ello, el primer requisito que se establece es que la superficie terrestre que está observando el satélite tenga una reflectividad muy baja, de forma que la posible radiación solar reflejada que llegue al satélite sea mínima.

El albedo del mar ha sido estimado del orden de 0,2% a las longitudes de onda de trabajo de los satélites NOAA con los que se realizarán las observaciones (Ignatov *et al.*, 1995) mientras que a estas mismas λ el albedo de la tierra puede ser del 12% e incluso superior. Las nubes presentan los mayores albedos, alcanzando valores que pueden superar el 30%. A la luz de estas cifras es claro que, de los datos registrados por el satélite, únicamente se tendrán en cuenta a aquellos en los que la radiación provenga de la superficie del océano, siendo necesario situar una máscara tanto sobre la superficie terrestre como sobre las nubes. Con respecto a estas últimas es también

importante resaltar el hecho de que la sombra producida por éstas sobre la superficie, puede modificar los niveles de radiancia detectado por el satélite y por tanto falsear la medida realizada. En el apartado 3.3.1.6 se estudia este problema con más detalle.

3.3.3.1 Solución propuesta a la ETR

Partiendo de la ec. (3.44) y considerando que es posible separar los sucesos de dispersión simple de aquellos de dispersión múltiple, se propone la siguiente expresión como solución de la ecuación de transferencia radiativa:

$$I_{SD}(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = I_W(\mathbf{m}, \mathbf{f})e^{-t\left(\frac{1}{m}\right)} + I_{SM}(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) + \frac{wm_0F_0}{4(\mathbf{m} + \mathbf{m}_0)} P(\Theta) \left[1 - e^{-t\left(\frac{1}{m} + \frac{1}{m_0}\right)} \right] \quad (3.46)$$

donde $I_{SD}(0; \mathbf{m}, \mathbf{f})$ representa la intensidad medida por el satélite debido a la dispersión de la radiación en la atmósfera, producida tanto por las moléculas

$I_W(\mathbf{m}, \mathbf{f})$ es la intensidad proveniente del mar,

$I_{SM}(0; \mathbf{m}, \mathbf{f})$ la intensidad debida a los diferentes eventos de dispersión múltiple y

$P(\Theta)$ es la función de fase para un ángulo de dispersión Θ , donde

$$\cos \Theta = \cos \mathbf{q} \cos \mathbf{q}_0 + \sin \mathbf{q} \sin \mathbf{q}_0 \cos(\mathbf{f} - \mathbf{f}_0) \quad (3.47)$$

tal y como puede deducirse a partir de la geometría del problema, mostrada en la figura 3.3.2.

Entre otros aspectos, es de destacar en la solución que proponemos en (3.46) el hecho de no considerar *a priori* que la radiancia proveniente del mar sea nula. En determinadas ocasiones, ésta puede llegar a incrementar los valores obtenidos para la radiancia detectada por el satélite que, de otra forma,

podrían ser interpretados como debidos a una mayor cantidad de aerosoles de la que realmente existe.

Las diferentes fuentes de intensidad quedan indicadas en la figura 3.3.3. La procedente del mar ha sido dividida en dicha figura en dos, la I_G debida a la reflexión solar en la superficie del mar y la I_{sub} que da cuenta de la intensidad proveniente de la dispersión de partículas bajo la superficie del mar.

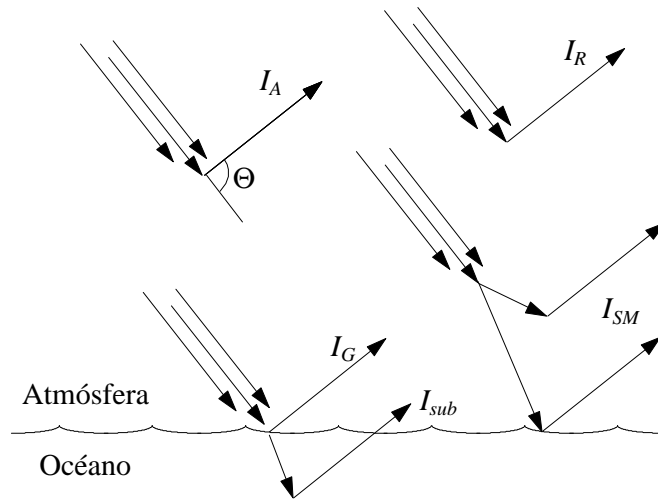


Figura 3.3.3. Diferentes formas de dispersión involucradas en la ecuación de transferencia radiativa para satélite. En ella I_A representa la intensidad de dispersión simple debida a los aerosoles, I_R la intensidad de dispersión simple debida a Rayleigh, I_{SM} la intensidad debida a dispersión múltiple, I_G la contribución debida a la superficie del mar (tanto reflexión de la propia superficie como la dispersión debida a la espuma del mar) e I_{sub} la intensidad debida a la dispersión de las partículas del mar. El ángulo Θ representa el de dispersión.

Bajo la aproximación de dispersión simple (cuya justificación será discutida en el apartado 3.3.2) el término $I_{SM}(0; \mathbf{m}, \mathbf{f})$ puede ser eliminado de la ec. (3.46), con lo que la solución y el cálculo computacional para la intensidad medida por el satélite quedan notablemente simplificados. Además, si realizamos la suposición de que nuestra atmósfera es ópticamente delgada, podemos establecer la aproximación $t(1/\mathbf{m}+1/\mathbf{m}_0) \ll 1$, con lo que la solución a la ecuación de transferencia radiativa quedará de la forma:

$$I_{SD}(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = I_w \left[1 - t \left(\frac{1}{\mathbf{m}} \right) \right] + \frac{wF_0}{4\mathbf{m}} P(\Theta) t \quad (3.48)$$

Como se ha indicado anteriormente, dicha solución viene dada por la suma de dos contribuciones, una debida a Rayleigh, t_R , y otra la de aerosoles t_A . Así, es posible modelar la solución de forma separada para cada contribución, tal que, incluyendo ahora la atenuación en la radiación debido a la absorción, la solución queda:

$$I_S(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = \left\{ I_w \left[1 - t_R \left(\frac{1}{\mathbf{m}} \right) - t_A \left(\frac{1}{\mathbf{m}} \right) \right] \right\} e^{-t_{abs} \left(\frac{1}{\mathbf{m}} \right)} + \left\{ \frac{F_0}{4\mathbf{m}} P_R(\Theta) t_R + \frac{wF_0}{4\mathbf{m}} P_A(\Theta) t_A \right\} e^{-t_{abs} \left(\frac{1}{\mathbf{m}} + \frac{1}{\mathbf{m}_0} \right)} \quad (3.49)$$

donde t_R es el espesor óptico de Rayleigh, t_A es el espesor óptico de aerosoles, t_{abs} es el espesor óptico debido a gases absorbentes, w es albedo de dispersión simple, $P_R(\Theta)$ es la función de fase de Rayleigh y $P_A(\Theta)$ la función de fase de la distribución de aerosoles.

A continuación se verá con algo más de detalle cada uno de los términos que contribuyen a la intensidad detectada por el satélite, es decir, la contribución de la radiación proveniente del mar, la contribución de Rayleigh y la de aerosoles.

3.3.1.2 Contribución de la intensidad proveniente del mar

La contribución de la intensidad proveniente del mar, I_w , viene dada por tres términos principales: la dispersión por parte de partículas que se encuentran en el mar (I_{sub}), la reflexión especular de la luz solar directa (I_G - *sunglint*-) y la reflexión especular de la radiación difusa solar (I_{ref_dif}):

$$I_W = I_{sub} + I_G + I_{ref_dif} = I_{sub} + pF_0 R_{mar}(\mathbf{v}, V) e^{-t/m_0} + \int_{oc\acute{e}ano} [I_{dif} R_{mar}(\mathbf{v}, V)] d\Omega \quad (3.50)$$

donde $R_{mar}(\mathbf{v}, V)$ es el coeficiente de dispersión de la superficie del océano, siendo \mathbf{v} el ángulo de reflexión y V la velocidad del viento en la superficie del mar en m/s; I_{dif} hace referencia a la radiación solar difusa que puede llegar a la superficie del océano y ser reflejada por éste, por lo que la integral que da cuenta de dicha contribución se extiende a toda la superficie del océano.

I_{sub} , viene dado por la dispersión de la radiación desde: a) la superficie del fondo del océano, b) por partículas en suspensión y c) la clorofila del océano. La luz dispersada desde la topografía del fondo del océano es visible para un satélite, dependiendo de la longitud de onda y de la turbiedad del agua, si la profundidad es menor de 10 m. Por otro lado, las partículas en suspensión en las aguas superficiales pueden también dispersar la luz en regiones costeras, donde pueden poseer elevadas concentraciones debido a la desembocadura de los ríos. Sin embargo, a cierta distancia de la línea de costa, la contribución de estos dos aportes puede considerarse mínima y por tanto no tenerse en cuenta. Hacia el extremo azul del espectro visible, la clorofila puede también dispersar luz. De hecho, esta característica ha sido empleada para detectar productividad en los océanos después de aplicar ciertas correcciones atmosféricas (Gordon y Morel, 1980). A longitudes de onda más largas, como las del canal 1 del radiómetro AVHRR de los satélites NOAA, esta dispersión puede ser considerada también despreciable.

La segunda fuente de radiación proveniente del mar se debe a la reflexión especular de la radiación solar sobre la superficie del océano (*sun glint*). Si el océano fuera perfectamente plano, la reflexión especular de la radiación solar incidente debería ocurrir en una pequeña región vista desde el satélite. Para evitar tal reflexión es necesario que los datos del satélite utilizados sean aquellos que correspondan sólo a la mitad del barrido del sensor donde no se

puede detectar esta reflexión, es decir, en el lado denominado antisolar (Rao *et al.*, 1989). Sin embargo, debido a la acción del viento, casi siempre existe cierta rugosidad en la superficie del mar o bien oleaje, que pueden hacer que pequeñas zonas queden orientadas de tal forma que provoquen cierta reflexión que el satélite puede ver incluso en el lado antisolar. Esto hace que la intensidad de radiación reflejada de esta forma sea proporcional a la velocidad del viento (Wald y Monget, 1983). En la figura 3.3.4 puede verse un dibujo en el que se muestra como parte de la radiación reflejada puede introducirse en el sensor, aun cuando el satélite se encuentre observando la mitad antisolar.

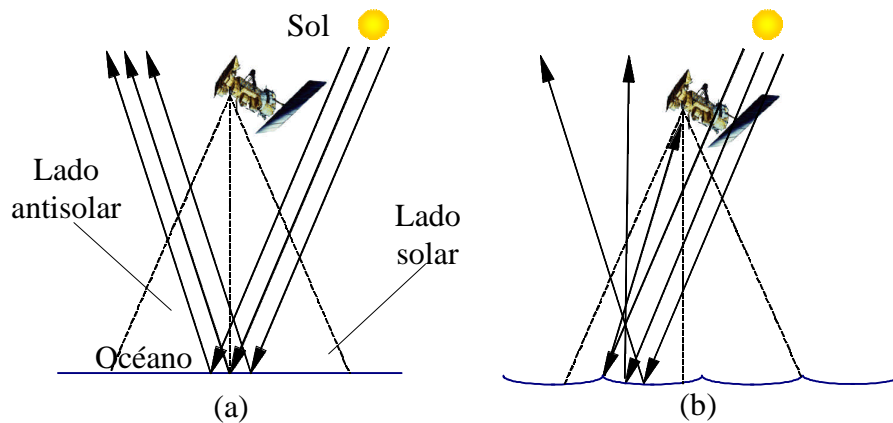


Figura 3.3.4. Con el mar en calma, dibujo (a), la reflexión solar sobre la superficie del mar no alcanza al sensor del satélite si éste se encuentra observando la mitad antisolar. En el diagrama (b), si el mar no se encuentra en calma, es posible que ciertas reflexiones entren dentro del campo de visión del satélite, aunque éste se encuentre observando el lado antisolar.

La siguiente expresión indica la probabilidad de que partes de la superficie del mar se encuentren situadas de tal forma que permiten la reflexión de la radiación solar hacia el radiómetro:

$$K(\mathbf{q}, \mathbf{f}, \mathbf{q}_0, \mathbf{f}_0, V) = \frac{1}{ps_G^2} e^{\left(-\frac{\tan^2 q_n}{s_G^2}\right)} \quad (3.51)$$

donde q_n es el ángulo entre el cenit local y la normal a la superficie de la ola, V es la velocidad del viento en m/s y s_G^2 es la desviación estándar. El ángulo q_n puede ser obtenido a partir de la posición del Sol y del satélite, de tal forma que si,

$$\cos(\mathbf{p} - 2\mathbf{v}) = \cos \mathbf{q} \cos \mathbf{q}_0 + \sin \mathbf{q} \sin \mathbf{q}_0 \cos(\mathbf{f} - \mathbf{f}_0) \quad (3.52)$$

entonces,

$$\mathbf{q}_n = \arccos\left(\frac{\cos \mathbf{q} + \cos \mathbf{q}_0}{2 \cos \mathbf{v}}\right) \quad (3.53)$$

Basándose en modelos de reflexión observados, Wald y Monget (1983) han encontrado la siguiente expresión para la desviación estándar:

$$s_G^2 = 0,003 + 0,00512V \pm 0,004 \quad (3.54)$$

La siguiente figura muestra la probabilidad anterior para diferentes velocidades de viento ($V=1, 5, 10$ y 15 m/s). Se observa como para velocidades de viento bajas, $V=1$ m/s la probabilidad antes mencionada posee una forma muy acusada en torno a los ángulos próximos a la reflexión especular (nótese que el eje de ordenadas es logarítmico). A medida que V aumenta se produce una redistribución de la probabilidad, aumentando fuera de la zona de reflexión. Para valores de velocidad de viento de 10 y/o 15 m/s ya existe la probabilidad de encontrar zonas con ángulos apropiados para la reflexión solar en el mismo ángulo cenital del Sol.

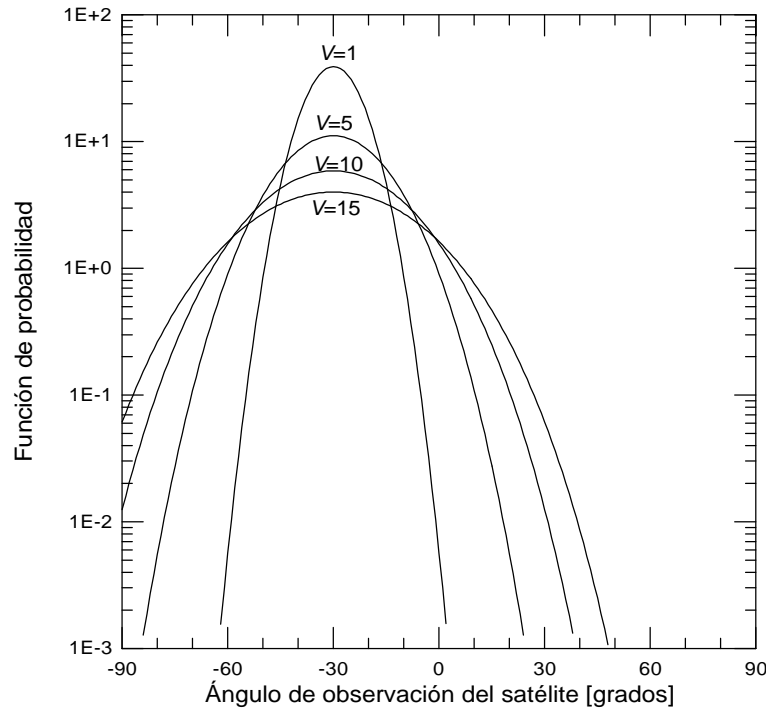


Figura 3.3.5. Probabilidad de encontrar partes de la superficie del mar situadas de tal forma que permitan la reflexión de la radiación solar hacia el radiómetro. Éstas han sido calculadas suponiendo un ángulo cenital del Sol de 30° y unas velocidades del viento $V=1, 5, 10$ y 15 m/s. Para este caso se ha supuesto además que tanto el Sol como el satélite poseen

Debido a la acción del viento, no sólo es posible encontrar zonas de la superficie del mar que permiten la reflexión solar hacia el sensor, sino que también tiene lugar la formación de espuma. Ésta es capaz de dispersar hacia la atmósfera, de forma isotropa (O'Muicheartaigh y Monahan, 1986), parte de la radiación que incide sobre ella. Así, una vez conocida la probabilidad anterior es posible calcular el coeficiente de dispersión de la superficie del océano según la siguiente expresión (Koepke, 1985):

$$R_{mar}(\mathbf{v}, V) = \left[\frac{\mathbf{r}(\mathbf{v})K(\mathbf{q}_n, V)}{4 \mathbf{m}_0 \mathbf{m}_n^4} \right] (1 - W_f) + W_f R_f \quad (3.55)$$

donde $r(\mathbf{v})$ es el coeficiente de reflexión de Fresnel para el agua de mar con un ángulo de incidencia de la radiación \mathbf{v} , W_f la fracción de mar cubierta por espuma y R_f la reflectancia efectiva de la espuma de mar. El coeficiente de reflexión de Fresnel puede ser expresado de la siguiente forma (Casas, 1980):

$$r(\mathbf{v}) = \frac{1}{2} \left(\frac{\cos \mathbf{v} - \sqrt{n^2 - \sin^2 \mathbf{v}}}{\cos \mathbf{v} + \sqrt{n^2 - \sin^2 \mathbf{v}}} \right)^2 + \frac{1}{2} \left(\frac{n^2 \cos \mathbf{v} - \sqrt{n^2 - \sin^2 \mathbf{v}}}{n^2 \cos \mathbf{v} + \sqrt{n^2 - \sin^2 \mathbf{v}}} \right)^2 \quad (3.56)$$

donde n es el índice de refracción del agua del mar.

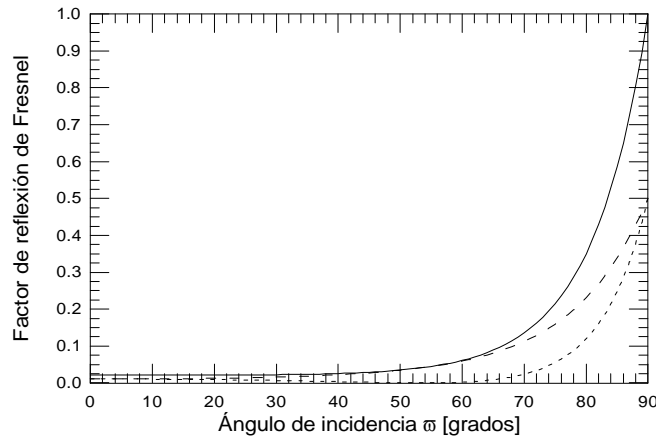


Figura 3.3.6. Factor de reflexión de Fresnel para un índice de refracción de 1,3398 correspondiente a agua de mar salinizada al 3,5%. En la gráfica se observan las componentes paralela y perpendicular (trazos discontinuos) y la suma de ambas (trazo continuo). El ángulo de incidencia de la radiación ω está relacionado con el de dispersión según la expresión $\omega = (\mathbf{p} - \Theta)/2$, es decir, es el que se subtende desde la radiación incidente a la normal de la superficie del océano.

Irvine y Pollack (1968) han obtenido, para la longitud de onda del canal 1 del radiómetro AVHRR, un valor de 1,331 como índice de refracción para el agua pura. Mientras que Kennish (1989) indica que dicho valor es de 1,333 para esa misma longitud de onda. Si además el agua posee una salinidad al 3,5% este índice aumenta hasta 1,3398 (un 0,5% de diferencia). La figura 3.3.6

muestra el coeficiente de reflexión de Fresnel calculado a partir de la ec. (3.56) con el índice de refracción correspondiente al agua de mar.

En la expresión (3.55) aparece el término W_f que da cuenta de la fracción del mar que puede estar cubierta por espuma. Así, para la primera parte de dicha expresión, aquella para la que no existe espuma, es aplicable la probabilidad de encontrar zonas de la superficie del mar con la orientación adecuada para reflejar luz solar hacia el sensor, según la geometría de posición del Sol y del satélite. Mientras que la segunda parte únicamente tiene en cuenta la espuma de mar y la reflectancia debida a ésta. Koepke (1985) estableció un valor de 0,22 para la reflectancia R_f , donde ya se ha tenido en cuenta tanto la espuma recién formada como aquella con mayor tiempo de vida y por tanto con una menor reflectancia. La fracción de mar cubierta por espuma viene dada según la siguiente expresión:

$$W_f = hV^e \quad (3.57)$$

donde h y e son constantes y V es la velocidad del viento.

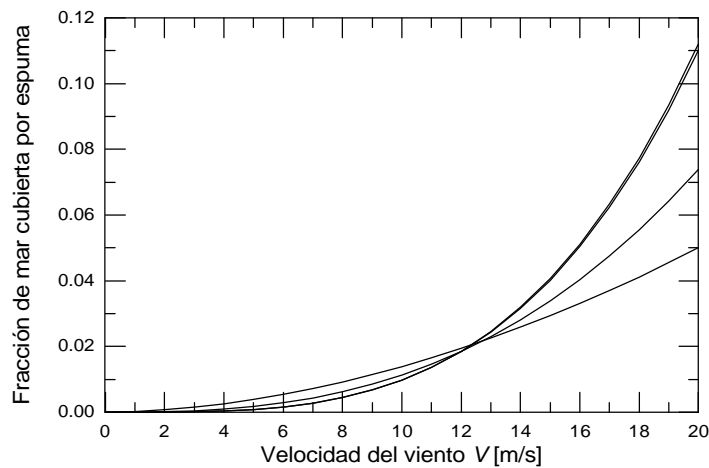


Figura 3.3.7. Fracción del océano cubierto por espuma según O'Muircheartaigh y Monahan (1986) y Koepke (1985).

La figura 3.3.7 muestra como varía W_f según la velocidad del viento. Si bien en la literatura aparecen diferentes valores para las constantes anteriores, las curvas dibujadas aquí corresponden a los datos por O'Muircheartaigh y Monahan (1986) y Koepke (1985).

A la luz de esta figura, puede observarse una gran variabilidad en los resultados para vientos fuertes, sobre todo a partir de 15 m/s (54 km/h). Esta variabilidad no es tan sorprendente si tenemos en cuenta que la cobertura de espuma puede venir afectada por la temperatura y/o por las sustancias (aceite, combustibles, etc.) que se encuentren en la superficie (Koepke, 1985). En este estudio hemos considerado aquella curva que corresponde a los parámetros $h = 2,2 \times 10^{-5}$ y $e = 2,71$ por ser ésta la situada en un nivel intermedio frente a las otras dos. La velocidad promedio del viento es posible calcularla para la zona de Canarias gracias a las diferentes estaciones situadas en el archipiélago y mediante los radiosondeos lanzados desde Santa Cruz de Tenerife (Expósito *et al.*, 1991). Sin embargo para cubrir toda la zona de estudio es necesario recurrir nuevamente a la teledetección. Lamentablemente, los datos disponibles directamente a partir de los satélites NOAA se deben a las medidas realizadas por el sensor TOVS (el nivel más próximo a la superficie es de 1000 mb), el cual se ha mostrado muy inexacto. Por ello se ha preferido tomar las velocidades promedio calculadas por NOAA-NASA para las diferentes zonas del Atlántico (NOAA-NASA, 1996) a partir de las señales recibidas por el dispersómetro situado a bordo del satélite TOPEX/Poseidon. La velocidad del viento cerca de la superficie del mar (10-50 m) ha sido generada utilizando el criterio de Goodberlet *et al.*, (1989).

En la siguiente figura puede observarse dos imágenes donde se representa la velocidad promedio del viento para prácticamente todo el planeta obtenida por dicho sensor, para los meses de Enero y Junio.

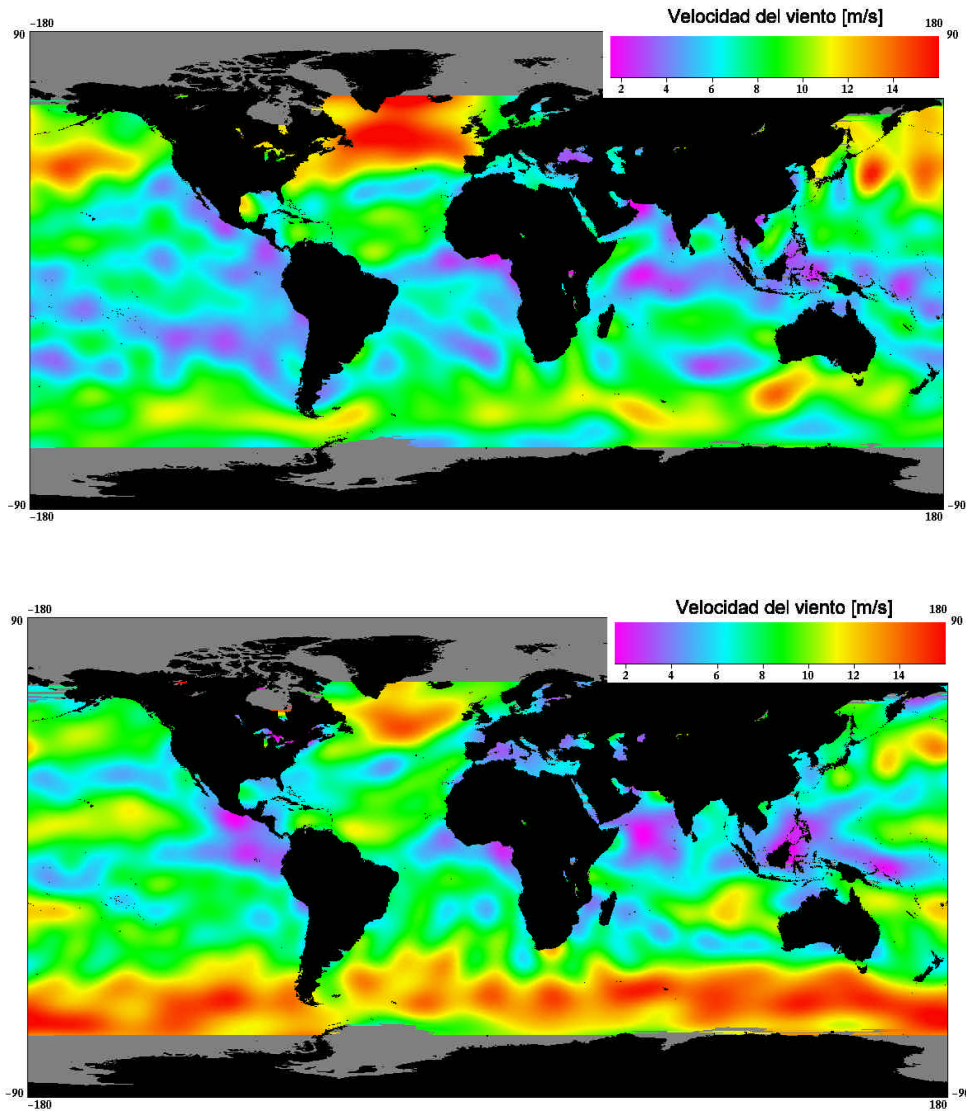


Figura 3.3.8. Imagen de la velocidad promedio en m/s para todo el planeta para los meses de enero y junio. NOAA-NASA TOPEX-Poseidon.

Bajo estas aproximaciones, es posible calcular el coeficiente de dispersión de la superficie del océano, $R_{mar}(\mathbf{v}, V)$, para diferentes velocidades de viento según la posición del satélite. En la figura 3.3.9 pueden observarse el resultado gráfico de dichos cálculos. Al igual que en otras imágenes se ha supuesto al Sol situado a 30° de cenit y con el mismo acimut que el satélite. En

la figura se aprecia que para velocidades de viento bajas, la posible reflexión de la radiación solar hacia el satélite queda relegada a ángulos pertenecientes a la zona de reflexión especular. La contribución de la espuma de mar es mínima y prácticamente el resultado proviene de la probabilidad de encontrar zonas de la superficie del mar orientadas convenientemente para reflejar dicha radiación.

V pequeña, la superficie del mar presentará un rizado mínimo, por lo que el sensor del satélite deberá observar la mitad solar si quiere detectar dicha reflexión solar. Sin embargo, a medida que se incrementa la velocidad del viento, es mayor la probabilidad de que determinadas zonas del mar se coloquen apropiadamente para reflejar la luz solar hacia el satélite.

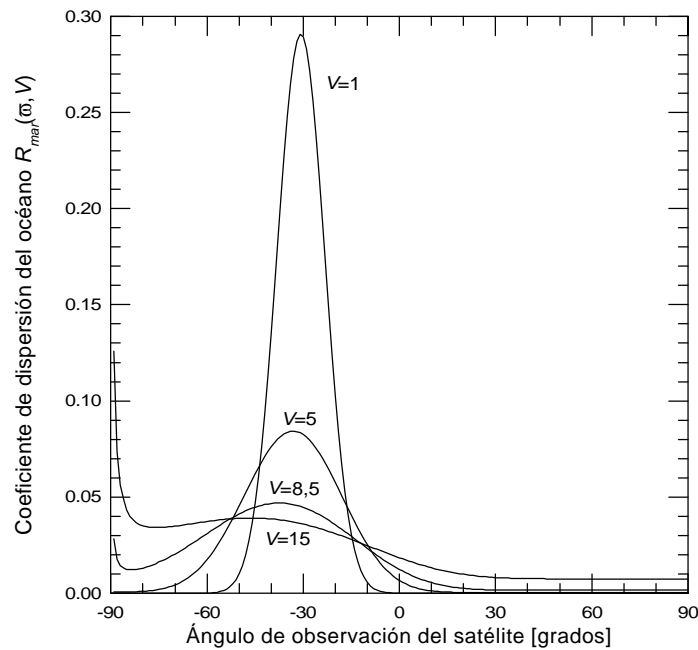


Figura 3.3.9. Coeficiente de dispersión de la superficie del océano para diferentes velocidades de viento en m/s en función del ángulo de observación del satélite. Se ha supuesto el Sol situado con un ángulo cenital de 30° y con el mismo acimut del satélite.

De igual forma, al estar más encrespada la superficie del mar disminuya la posibilidad de reflexión directa. Asimismo, con V aumenta la aparición de espuma y así se observa como, incluso aunque el satélite observe el lado antisolar, es posible detectar radiación reflejada por la superficie marina. En el

ejemplo mostrado en la figura 3.3.9, a partir de ángulos superiores a aproximadamente 30° la superficie del mar se comporta de forma isotrópica, observándose un coeficiente de dispersión del océano casi constante para cualquier ángulo de observación del satélite.

Finalmente, en la ecuación (3.50) aparece el término correspondiente a la reflexión especular de la radiación solar difusa (I_{ref_dif}). Este término puede ser determinado a partir de la radiación debida a la dispersión múltiple que interactúa con la superficie del mar para alcanzar finalmente el sensor del satélite. Teniendo en cuenta que la luz difusa es ya de por sí muy baja comparada con el haz solar directo, y que el coeficiente de dispersión del océano es asimismo pequeño para la mayoría de las geometrías Sol-satélite, no parece que se cometa un error apreciable si dicha contribución es eliminada.

Teniendo en cuenta lo visto anteriormente, el espesor óptico de aerosoles puede obtenerse finalmente a partir de la siguiente expresión:

$$t_A = \frac{[I_S(0; \mathbf{m}, \mathbf{f}) / F_0] e^{t_{abs} \left(\frac{1}{\mathbf{m}} + \frac{1}{\mathbf{m}_0} \right)}}{\left[\frac{wP_A(\Theta)}{4\mathbf{m}} - pR_{mar}(\mathbf{v}, V)(1/\mathbf{m} + 1/\mathbf{m}_0) \right]} - \quad (3.58)$$

$$t_R \left[\frac{P_R(\Theta)}{4\mathbf{m}} - pR_{mar}(\mathbf{v}, V)(1/\mathbf{m} + 1/\mathbf{m}_0) \right] + pR_{mar}(\mathbf{v}, V)$$

$$\frac{}{\left[\frac{wP_A(\Theta)}{4\mathbf{m}} - pR_{mar}(\mathbf{v}, V)(1/\mathbf{m} + 1/\mathbf{m}_0) \right]}$$

3.3.1.3 Contribución de la intensidad debida a Rayleigh

Aparecen diferentes expresiones que dan cuenta del espesor óptico debido a Rayleigh. Una de ellas ya ha sido comentada en el apartado 3.2.1, y es la recomendada por la Organización Mundial de Meteorología (O.M.M., 1978), la cual tiene la siguiente expresión:

$$t_R = 0,00838I^{-(3,916+0,074I+0,05/I)} \quad (3.59)$$

La segunda se basa en el trabajo de Tiellet (1990) y toma la siguiente forma:

$$t_R = 0,008569I^{-4}(1+0,0113I^{-2} - 0,00013I^{-4}) \quad (3.60)$$

En ambas ecuaciones I viene expresada en micras y difieren ligeramente de la dada por Rayleigh, puesto que consideran la variación del índice de refracción con la longitud de onda.

La figura 3.3.10 muestra la representación de las dos ecuaciones anteriores según la longitud de onda. Como puede apreciarse ambas son prácticamente iguales, pero dado que la de la O.M.M. posee una mayor divulgación entre la comunidad científica, se ha decidido escoger ésta a la hora de obtener la contribución debida a Rayleigh.

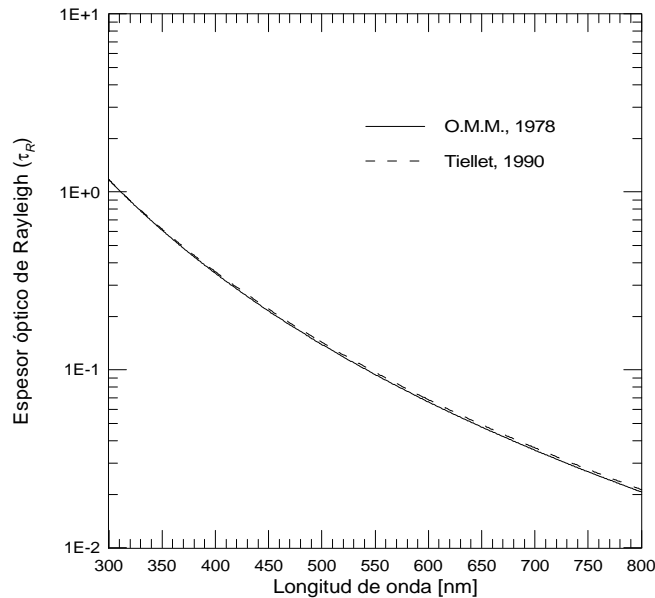


Figura 3.3.10. Espesor óptico de Rayleigh según la O.M.M. (1978) (trazo continuo) y según Tiellet (1990) (trazo discontinuo) en función de la longitud de onda.

Dado que los canales 1 y 2 del AVHRR poseen un ancho de banda considerable, la contribución debida a Rayleigh es necesario hacerla efectiva a todo el ancho de banda equivalente de cada canal.

Por otro lado, la función de fase para dispersión Rayleigh ha sido calculada a partir de la expresión vista en el apartado 3.1.2:

$$P(\cos \Theta) = 3/4(1 + \cos^2 \Theta) \quad (3.3)$$

con Θ el ángulo de dispersión. Una representación de esta función puede observarse en la figura 2.2.2 bajo el nombre de función de fase molecular.

3.3.1.4 Contribución de la intensidad debida a aerosoles

A partir de la ecuación (3.58) podemos ver que la contribución a aerosoles es proporcional, entre otros factores, al albedo de dispersión simple, a la función de fase de los mismos y al espesor óptico de aerosoles. Dada la importancia de los dos últimos parámetros, éstos poseen apartados específicos en los que son analizados en profundidad, por lo que en esta sección mostraremos simplemente una breve introducción.

Tal y como ya se ha visto, las partículas que constituyen los aerosoles atmosféricos son capaces de absorber parte de la radiación que incide sobre ellos. Este hecho queda reflejado en la aparición de una parte compleja en el índice de refracción. Así, por ejemplo, el polvo del desierto del Sahara posee un índice de refracción complejo que toma el valor $1,560-0,004i$ a la longitud de onda del canal 1 del AVHRR (Patterson *et al.*, 1978), lo que expresa su capacidad de absorción. El albedo de dispersión simple describe la cantidad de luz dispersada frente a la cantidad total extinguida tal y como puede verse en la siguiente ecuación:

$$w = \frac{b_s}{b_{ext}} = \frac{b_s}{b_s + b_{abs}} \quad (3.20)$$

con lo que es posible dar cuenta de la cantidad de energía absorbida por parte de los aerosoles. Generalmente, para las partículas el coeficiente de dispersión es más de un orden de magnitud mayor que el de absorción obteniéndose valores para w comprendidos entre 0,9 y 1,0 dependiendo del tipo concreto de partículas que se esté analizando (Durkee *et al.*, 1986; Porter, 1993; Ignatov *et al.*, 1995). Basado en los trabajos de Díaz *et al.* (1998), en esta memoria hemos tomado para dicho parámetro, un valor constante de 0,95.

La función de fase de aerosoles es uno de los parámetros más importantes para la correcta obtención de la radiancia medida por el satélite y por tanto para el cálculo del espesor óptico de aerosoles. Según Durkee *et al.* (1986), Frost (1988) y Porter (1993) es el parámetro que ha de ser modelado de la forma más exacta posible si se desea tener exactitud en las medidas antes mencionadas. Es por ello que el apartado 3.3.4 se dedica específicamente al cálculo de dicho parámetro por lo que emplazamos al mismo para un mayor conocimiento de esta magnitud.

Finalmente, en cuanto al espesor óptico de aerosoles, éste es uno de los parámetros más importantes que se pretenden mostrar en esta memoria para el Atlántico Norte Subtropical y más precisamente en la zona de Canarias. Para ello es necesario eliminar en la ec. (3.58) toda contribución a la radiancia detectada por el satélite distinta a la debida a aerosoles. En el capítulo 6 de esta memoria se muestran los valores obtenidos a partir de los datos generados por los canales 1 y 2 del radiómetro AVHRR a bordo de los satélites NOAA, para

3.3.1.5 Reducción en la intensidad debida a gases absorbentes

A la longitud de onda del canal 1 del AVHRR (630 nm) la absorción es debida principalmente al ozono (O_3), mientras que en el canal 2 es el vapor de agua la principal especie absorbente (véase figura 3.3.11). Con objeto de tener en cuenta esta absorción es necesario conocer el espesor óptico de absorción de estas moléculas, por lo que se puede dividir el espesor óptico de absorción molecular, t_{abs} , como:

$$t_{abs} = t_{ozono} + t_{wv} \quad (3.61)$$

El cálculo del primero de ellos es posible gracias al conocimiento de la cantidad total de dicha especie para el día y el lugar, en cm (a presión y temperatura normalizadas -NTP-) y su coeficiente de atenuación por absorción, el cual ha sido tabulado espectralmente (Iqbal, 1983).

La cantidad diaria de ozono es conocida en Tenerife gracias a un instrumento Brewer situado en la estación de Izaña, el cual registra la cantidad total de dicho gas en la columna atmosférica. Por otro lado, Iqbal (1983) ha obtenido la variación latitudinal de dicho compuesto para los diferentes meses del año. Así, para la zona de Canarias se ha empleado el valor obtenido por el Brewer, mientras que para otras latitudes se ha utilizado la mostrada en la figura 3.3.12 dada por Iqbal.

Teniendo en cuenta que el canal 1 del AVHRR abarca unos 100 nm de la región visible es necesario realizar la suma de dicha contribución para todo su ancho de banda equivalente.

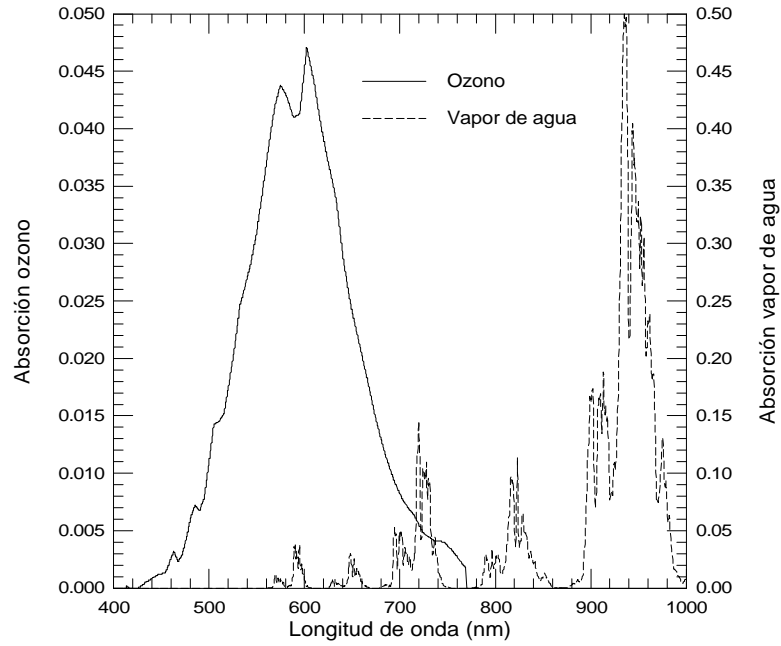


Figura 3.3.11. Absorción debida a ozono (banda de Chappuis) y vapor de agua para una atmósfera estándar de latitudes medias. Las unidades están dadas en tanto por uno.

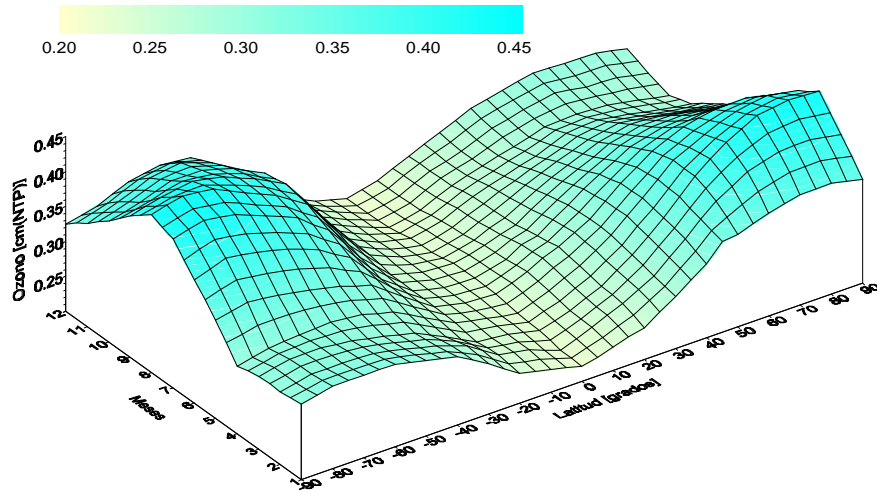


Figura 3.3.12. Variación latitudinal en la cantidad de ozono para los diferentes meses del

Respecto al espesor óptico debido al vapor de agua en el canal 2 del AVHRR, t_{wv} , Sanders y Edwards (1989) han obtenido la siguiente expresión a partir del estudio de diferentes tipos de atmósferas:

$$t_{wv} = 0,004023 + 3,49897 \cdot 10^{-3} W - 4,73751 \cdot 10^{-5} W^2 + 3,39102 \cdot 10^{-7} W^3 \quad (3.62)$$

donde W es contenido total del vapor de agua expresado en Kg/m^2 .

El problema se centra ahora en calcular dicho compuesto para cada zona de la imagen del satélite. Una aproximación simple a este problema se basa en la diferencia entre las temperaturas radiométricas de los canales 4 y 5 del AVHRR. La distinta absorción a que están sometidos estos canales, situados en la misma ventana atmosférica, los hace adecuados para este propósito, aunque los errores obtenidos por diferentes autores son del orden de $5 \text{ Kg}/\text{m}^2$ sobre la superficie del mar (Prabhakara *et al.*, 1979, Chester *et al.*, 1983, Dalu, 1986).

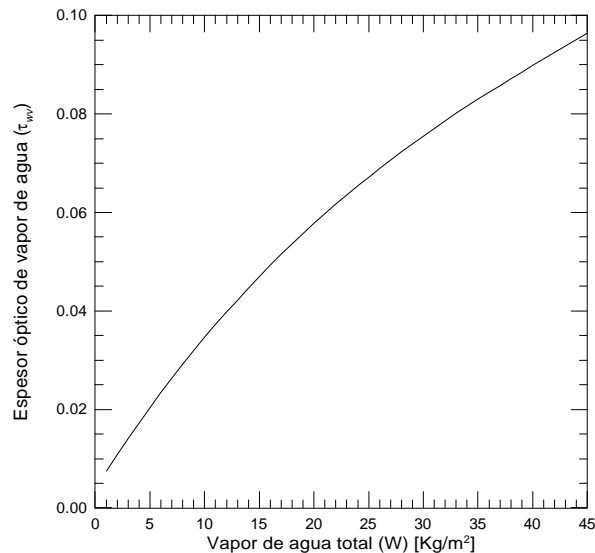


Figura 3.3.13. Espesor óptico de vapor de agua en función de la cantidad de vapor de agua existente en la atmósfera para el canal 2 del AVHRR.

Arbelo (1997) ha realizado una mejora del método de Dalu (1986), adaptándolo a la zona de Canarias mediante la utilización de los radiosondeos lanzados por el Instituto Nacional de Meteorología durante el año 1994 en Santa Cruz de Tenerife. La expresión a la que se llega finalmente es:

$$W = 16,99(T_4 - T_5) \cos q \quad (3.63)$$

donde T_4 y T_5 son las temperaturas de los canales 4 y 5 respectivamente y q es el ángulo de observación del satélite. Con esta expresión se consigue mejorar en un 50% los resultados obtenidos por Dalu (1986). Sin embargo, mejores resultados se consiguen utilizando los canales HIRS de los satélites NOAA. La sensibilidad de los canales infrarrojos del HIRS, varían con la altura de acuerdo con el contenido en vapor de agua y ozono de la atmósfera, además de la temperatura atmosférica. Una descripción más detallada de este sensor, de sus diferentes canales así como las funciones para las que fueron creados puede verse en el apartado 5.2.2.1. Para calcular el vapor de agua se emplean dos de los tres canales HIRS sensibles al vapor de agua, el canal 11 con una longitud de onda central de $7,3 \mu\text{m}$ y el canal 12 situado en $6,76 \mu\text{m}$. El nivel de contribución del pico de energía de cada uno de ellos es, aproximadamente, 700 y 500 mb respectivamente. El tercer canal empleado es el número 8, con una longitud de onda de $11,1 \mu\text{m}$ y diseñada originariamente para dar información de la temperatura de la superficie terrestre. El contenido total en vapor de agua se puede calcular a partir de la siguiente expresión (Arbelo, 1997):

$$W = 0,9445(TH_8 - TH_{11}) - 0,5671(TH_{11} - TH_{12}) \quad (3.64)$$

donde TH_i son las temperaturas radiométricas correspondientes a los diferentes canales HIRS.

El principal problema que posee este método es el error que se comete en presencia de nubes. Dado el comportamiento de éstas frente a la radiación infrarroja, sólo es posible medir si lo hacemos sobre zonas libres de nubes. Es por ello necesario aplicar un método de eliminación de píxeles contaminados por nubes; éste será el mismo que el que se empleará en los datos de espesor óptico de aerosoles (véase apartado 5.4.4) y que se basa en la aplicación de una serie de tests a partir de los propios datos del sensor. Si bien, en este apartado estamos empleando datos HIRS, cuya resolución espacial es de 17 Km. en el nadir y de 58 Km. al borde de su ancho de barrido, el procedimiento de limpieza de nubes utiliza los canales AVHRR, ya que, tal y como indican diferentes autores, con este radiómetro sí se garantiza la casi total limpieza de nubes (McClain *et al.*, 1985; Saunders y Kriebel, 1988; Simpson y Humphrey, 1990; Thiermann y Ruprecht, 1992). Además, con este método también se eliminan los datos HIRS sobre tierra y aquellos que contengan una combinación de tierra-mar, evitando así la variación de la emisividad de las radiancias medidas por el canal 8, ya que la emisividad del mar puede ser considerada como la unidad a la longitud de onda de este canal (Masuda *et al.*, 1988).

Con este método, Arbelo (1997) ha comparado los datos de vapor de agua frente a los indicados por las radiosondas lanzadas desde Santa Cruz de Tenerife en el periodo comprendido desde Diciembre de 1993 y Septiembre de 1994. Una vez eliminados todos aquellos puntos problemáticos, bien por geometría, por cobertura nubosa o por inestabilidad atmosférica se obtuvo la expresión (3.63) con un error estándar de estimación de 1,6 Kg/m² y una correlación del 99,74%.

La imagen mostrada en la siguiente figura corresponde al vapor de agua calculado para toda la columna atmosférica el día 1 de julio de 1994 (DJ 182). A partir de imágenes como ésta se ha calculado finalmente el espesor óptico debido al vapor de agua para cada uno de los días en los que se ha obtenido el

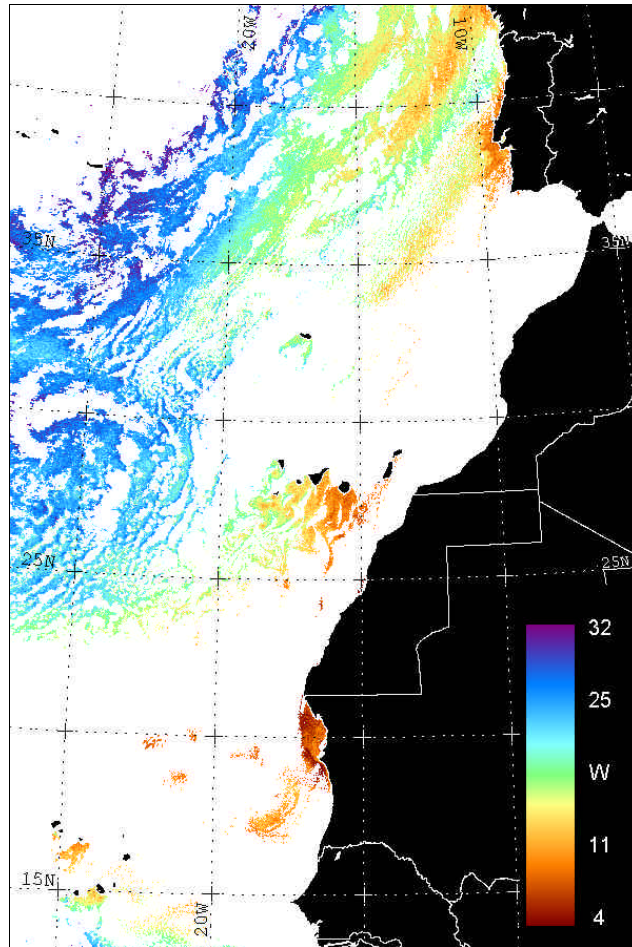


Figura 3.3.14. Imagen tipo de la cantidad total de vapor de agua, W , en Kg/m^2 para la zona de estudio.

En esta imagen las zonas en blanco corresponden a puntos malos no empleados, principalmente debido a la presencia de nubes; en negro aparecen las zonas terrestres de la superficie que tampoco han sido utilizadas. Puede apreciarse en esta imagen, para la que existía abundante cantidad de aerosoles, como cerca de la costa africana, al oeste de la Península Ibérica y al sur de Canarias se encuentran valores bajos de vapor de agua. Las zonas con mayor contenido para esta variable se sitúan claramente en la zona noroccidental de la imagen. La cantidad de vapor de agua por tanto puede ser un indicativo de

la presencia de polvo sahariano, ya que a mayores concentraciones de éste se puede observar una disminución en el parámetro anterior.

3.3.1.6 Variación de la intensidad detectada debido a los efectos de la sombra de las nubes

Para una correcta aplicación de la ecuación de transferencia radiativa, no sólo es importante eliminar la presencia de nubes, debido a su alto albedo, sino que también es importante tener en cuenta los efectos que la sombra producida por las mismas puede ocasionar. Los píxeles contaminados por la sombra de una nube poseen reflectancias menores que las que en realidad existen. En general, la magnitud media de este efecto varía, a escala local, entre un 30 y un 40% cuando se compara un píxel en sombra con un vecino próximo no “contaminado” (Simpson y Stitt, 1998). Esta cantidad depende, entre otros factores, del tipo y estructura de las nubes, siendo este efecto más importante cuando éstas están dispuestas en forma de pequeñas nubes separadas que cuando constituyen una nube mayor y homogénea. Esto es debido a que el primer tipo produce, proporcionalmente, una mayor cantidad de bordes de nubes que las segundas, y por tanto una mayor cantidad de sombra (Simpson y Gobat, 1996). Se ha observado que los cambios producidos en las medidas realizadas por los satélites en cuanto a la reflectancia de la superficie son comparables a los obtenidos cuando existe gran cantidad de aerosoles en la atmósfera.

Los filtros empleados en esta memoria permiten eliminar prácticamente en su totalidad la cobertura nubosa, pero deja intactos aquellos píxeles próximos al borde de nubes, los cuales pueden sufrir los efectos ya comentados de la sombra. Sin embargo, dada las geometrías involucradas en las imágenes, con los pases de los satélites próximos al mediodía solar, las sombras quedan muy reducidas en la mayor parte de las imágenes. Sin embargo para los primeros y sobre todo últimos meses del año, el Sol se encuentra en su posición más baja, a la vez que ha aumentado notablemente la presencia de nubes, sobre todo en la mitad norte de las imágenes. Es por ello

que para estos meses las zonas con presencia de sombras debida a las nubes sean más numerosas y los contornos de las mismas puedan presentar puntos anómalos de muy difícil corrección. No obstante, dado que las imágenes representadas corresponden a medias de numerosos pases, es lógico pensar que el posible error introducido por estos píxeles quede, en promedio, disminuido.

3.3.2 Dispersión simple y dispersión múltiple

Tal y como ya se ha visto, al interactuar la radiación con las partículas atmosféricas, parte de la energía incidente es tomada por dichas partículas y reemitida en diferentes direcciones según un patrón de dispersión dado por la función de fase. Dependiendo de la cantidad de partículas que se encuentren en la porción de atmósfera que debe atravesar esta energía, es probable que la energía reemitida en la primera dispersión alcance a otras partículas y sufra nuevas dispersiones hasta alcanzar finalmente el sensor del satélite. Cuando se considera que la radiación ha sido dispersada solamente una vez hasta que alcanza el satélite se habla de dispersión simple (DS), mientras que si lo hace más de una vez se denomina dispersión múltiple (DM).

En atmósferas reales las moléculas y las partículas no sólo dan lugar a una única dispersión sino que, en general, producen múltiples dispersiones. Sin embargo, siempre que el ángulo cenital solar no sea excesivamente grande y/o el espesor óptico de aerosoles no tome un valor considerable, la aproximación de dispersión simple puede ser utilizada satisfactoriamente en cálculos numéricos para modelos de aerosoles (Liou, 1980). Otterman (1978) ha presentado una estimación en el error cometido en los niveles de radiancia al utilizar esta aproximación según el ángulo cenital solar:

$$\begin{array}{ll} \theta_0 < 30^\circ & \text{error} < 1\% \\ \theta_0 = 65^\circ & \text{error} = 3\% \end{array}$$

Por otro lado Gordon y Castano (1989) han señalado que el error producido por el uso de la aproximación de dispersión simple es como máximo del 5-7% para la longitud de onda de 630 nm, bajo condiciones de

$$\tau_A = 0,644 \text{ y un ángulo cenital solar } \theta_0$$

comprendido en el intervalo $22,3^\circ < \theta_0 < 58,3^\circ$.

Finalmente, Porter (1993) ha realizado un completo estudio de intercomparación entre la aproximación de dispersión simple y la de dispersión múltiple. Para ello se ha empleado el modelo de ordenadas discretas dado por Nakajima y Tanaka (1988) y las funciones de fase dadas por el código de Bohren y Huffman (1983). Dentro de este código de ordenadas discretas se ha supuesto que los aerosoles involucrados sean no absorbentes y que el albedo de la superficie sea igual a cero, con objeto de no introducir posibles errores debido a la suposición de que la superficie sea lambertiana. Además, para estos cálculos el espesor óptico de aerosoles se ha variado de 0,03 a 0,9, mientras que los ángulos cenitales del satélite y del Sol han sido variados de 0° a 70° en pasos de 10° . El ángulo acimutal relativo entre el Sol y el satélite osciló entre los 0° y los 180° con pasos de 20° .

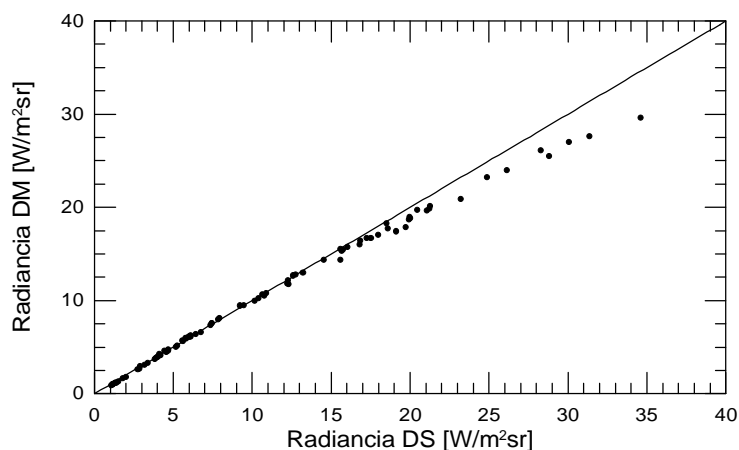


Figura 3.3.15. Radiancia simulada mediante el código de ordenadas discretas para dispersión múltiple frente a la radiancia calculada para dispersión simple.

De este estudio se deduce que, para pequeños valores de radiancia, las diferencias entre ambos modelos son sumamente pequeñas. A medida que la radiancia simulada que debería medir el satélite aumenta, se observa como la aproximación de dispersión simple sobrestima dicho valor –véase figura 3.3.15– (Porter, 1993). Debido a esto, cuando la cantidad de partículas en la atmósfera aumenta notablemente, los valores obtenidos de espesor óptico de aerosoles, bajo la aproximación de dispersión simple pueden ser mayores que los que realmente existen, i.e., da lugar a una estimación por exceso de los mismos.

Teniendo en cuenta los resultados de los diferentes autores anteriores, y dado que nuestro estudio se realiza básicamente sobre la superficie del mar, la cual presenta, para nuestra longitud de onda de trabajo, una reflectividad muy baja, y puesto que sobre este entorno oceánico el espesor óptico de aerosoles no suele exceder de 0,25, tal y como ha sido indicado por Pfeil (1986) y puede verse en los histogramas mensuales y anuales del año 1994 del capítulo 6, es posible establecer que, en general, la aproximación de dispersión simple es válida. No obstante, en los casos de invasiones de polvo sahariano con un gran aporte de partículas es necesario tener en cuenta que los niveles que se obtengan de EOA pueden ser superiores a los que realmente existen. Las intercomparaciones llevadas a cabo entre las medidas de espesor óptico de aerosoles, calculadas a partir de los valores obtenidos por el satélite, con aquellas realizadas mediante radiómetros situados en tierra, las cuales también pueden verse en el capítulo 6 de esta memoria, muestran una excelente concordancia entre ambas lecturas, encontrándose los errores cometidos dentro de valores totalmente admisibles.

La aproximación de dispersión simple permite además una facilidad y ahorro computacionales que, de otra forma, harían prácticamente irrealizable, con los equipos informáticos disponibles en nuestro laboratorio, un estudio anual como el presentado en esta memoria. Por todo lo visto anteriormente se

ha seguido para este trabajo la aproximación de dispersión simple, dejando el empleo de la múltiple para un trabajo a desarrollar con posterioridad.

3.3.3 Aproximación a la distribución de tamaños

Una de las formas más ampliamente usada para la determinación de la distribución de tamaños de las partículas en toda la columna atmosférica, se basa en la aplicación de métodos de inversión como el de King *et al.* (1978) o Arimoto (1988). Estos métodos tratan de resolver la siguiente ecuación integral:

$$t_A(I) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(I, r, m) \frac{dn(r)}{dr} dr \quad (3.65)$$

donde $dn(r)/dr$ es la distribución de tamaños y por tanto la incógnita a resolver. Para ello, en estos métodos es necesario disponer de las medidas de espesor óptico de aerosoles a diferentes longitudes de onda (como mínimo tres) y tener en cuenta una serie de consideraciones como las dadas por el criterio de Heintzenberg *et al.* (1981) con el fin de garantizar la convergencia de los métodos. En dicho criterio se establece que el intervalo de radios para los que es posible aplicar el método es aquel en el que el cociente entre los factores de eficiencia de extinción a las diferentes longitudes de onda varía con

Dada las necesidades de los métodos de inversión antes indicados, con la información suministrada por los canales del radiómetro AVHRR de los satélites NOAA, es imposible, actualmente, obtener la distribución de tamaños de las partículas contenidas en la columna atmosférica bajo el satélite. Algunos autores como Stowe *et al.* (1997) confían en la aplicabilidad de los métodos anteriores cuando las nuevas generaciones de satélites NOAA posean el nuevo canal situado en 1,6 μm . Pese a todo, como mostraremos a continuación, sí es posible indicar con estos satélites el carácter de dicha distribución, es decir, si

se encuentra formada por una mayor cantidad de partículas pequeñas frente a las grandes o viceversa.

Los términos dependientes de la distribución de tamaños de aerosoles en la ecuación de transferencia radiativa presentan una dependencia de tipo espectral, de tal forma que para distribuciones con predominancia de partículas pequeñas, dichos términos toman valores mayores en la longitud de onda del rojo que en el infrarrojo próximo. Además, cuanto menor sea el tamaño de las partículas de aerosol predominantes, mayor es la diferencia entre dichos términos (Frost, 1988; Laine, 1992; Porter, 1993). Esta variación espectral la podemos cuantificar de forma muy simple mediante el cociente entre las radiancias obtenidas a las longitudes de onda del canal 1 del AVHRR (630 nm) y las obtenidas del canal 2 (820 nm), ya que éstas son proporcionales a dichos términos. Para eliminar posibles errores es necesario corregir ambos canales de la absorción a la que se ven sometidos, i.e., ozono en el canal 1 y vapor de agua en el 2.

$$R_{12} = \frac{I_{C1}}{I_{C2}} \quad (3.66)$$

Así, cuanto menor sea el tamaño de las partículas de aerosol predominantes, mayor es la diferencia entre ambas radiancias, por lo que dicho cociente será cada vez mayor y viceversa. Por tanto, valores relativamente grandes de la razón R_{12} deberán estar asociados con distribuciones de tamaño de partículas caracterizadas por concentraciones relativamente altas de partículas pequeñas.

Como veremos en el capítulo 6, registros bajos de R_{12} (<2,0) se observan frecuentemente cerca de la costa africana, donde partículas gigantes de aerosoles de polvo del desierto son más abundantes, mientras que en la zona central del Atlántico Norte, donde los aerosoles marinos son dominantes y las concentraciones de polvo son bajas, es habitual obtener valores de 4,0.

Con objeto de demostrar que, realmente, es posible utilizar la razón R_{12} como un indicador válido del carácter de la distribución de tamaños de los aerosoles en la región de Canarias, hemos comparado dicho cociente con el n^* . La distribución Junge, introducida ya en el apartado 2.2.2, es una aproximación a la distribución de tamaños de aerosoles que ha sido ampliamente utilizada en las dos últimas décadas por la comunidad científica (Liou, 1980). Dicha distribución toma la siguiente forma:

$$\begin{aligned} dn(r)/dr &= C(z) & 0,03 \mu\text{m} \leq r \leq r_0 \\ dn(r)/dr &= C(z)(r/r_0)^{-(n^*+1)} & r_0 \leq r \leq 10 \mu\text{m} \\ dn(r)/dr &= 0 & r \leq 0,03; r \geq 10 \mu\text{m} \end{aligned} \quad (2.2)$$

donde r es el radio de las partículas, $C(z)$ es un factor de escala directamente proporcional a la concentración de aerosoles, y por tanto dependiente de la altura z , $r_0 = 0,1 \mu\text{m}$ y n^* es el denominado parámetro o número de Junge. Dicho término se encuentra generalmente en el intervalo $2 \leq n^* < 4$. Esta distribución se aplica normalmente para aproximar distribuciones de partículas cuyos radios oscilan entre $r_1 = 0,01 \mu\text{m}$ y $r_2 = 10 \mu\text{m}$. Utilizando la expresión (2.2) se puede demostrar que el espesor óptico de aerosoles es, bajo esta

$$t_A(I) = kI^{-n^*+2} \quad (3.67)$$

donde k es una constante que puede ser fácilmente calculada obteniendo el espesor óptico de aerosoles a dos longitudes de onda distintas.

Dado que valores altos del parámetro n^* sugieren la predominancia de las partículas pequeñas frente a las grandes, mientras que valores bajos de n^* indican lo contrario (Tomasi *et al.*, 1983), debería esperarse un comportamiento prácticamente lineal con respecto a R_{12} . En la figura 3.3.16 se

representa el parámetro de Junge n^* , obtenido a partir de datos de espesor óptico de aerosoles, calculados mediante el fotómetro Optronic OL-752,

R_{12} . Los puntos mostrados corresponden a los días para los que hubo valores simultáneos tanto del satélite (se emplearon las cajas de 3x3 píxeles más próximas al OL-752) como del fotómetro, durante el período comprendido entre los días julianos 150 y 191. Estos puntos se ajustan mediante una regresión lineal, cuya ecuación toma la forma $n^* = 1,14R_{12} - 0,09$ con un coeficiente de correlación $R=0,92$. A la luz de este resultado podemos concluir que, efectivamente, el cociente R_{12} es un parámetro válido para obtener, al menos en primera aproximación, el carácter de la distribución de aerosoles de la columna atmosférica observada por el satélite en la zona de Canarias.

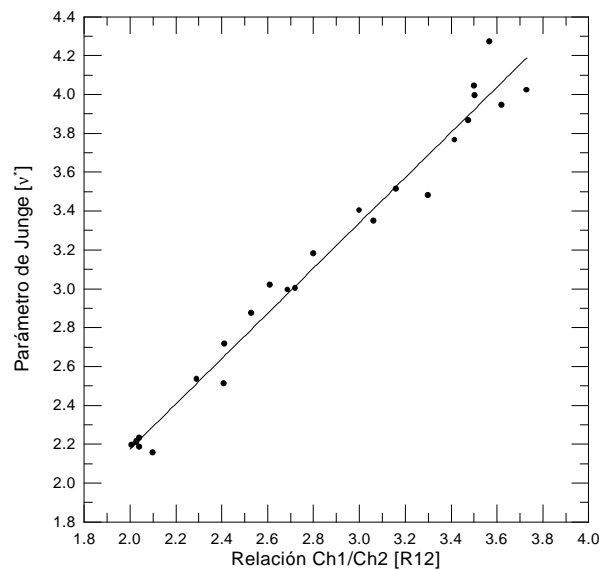


Figura 3.3.16. Comparación del número de Junge n^* frente a la razón de los canales 1 y 2 del AVHRR, R_{12} .

3.3.4 Aproximación a la función de fase

Tal y como ya se ha visto, la función de fase representa la probabilidad de que la radiación que alcanza a una partícula e interactúa con ella sea Θ (ángulo entre la dirección de incidencia y la dirección de dispersión). Dicha función adimensional está normalizada a 4π , y es uno de los parámetros más importantes para la correcta obtención de la radiancia detectada por el satélite. Algunos autores como Durkee *et al.* (1986), Frost (1988) o Porter (1993) han remarcado la necesidad de conocer esta variable de la forma más precisa posible si se desea calcular el espesor óptico de aerosoles correctamente.

Aplicando la teoría de Mie y conocida la distribución de tamaños de las partículas es posible conocer dicha función para toda la columna atmosférica. Sin embargo, dado que resulta prácticamente imposible obtener dicha distribución para cualquier punto de la extensa área que se desea estudiar y dado el increíble coste computacional que el cálculo anterior supondría, esta opción ha sido descartada en esta memoria. Sin embargo, este procedimiento sí puede ser utilizado de forma local con la intención de comparar y validar las funciones de fase empleadas en el modelo del satélite. Así, utilizando como base los datos generados por el espectrofotómetro Optronics OL-752 hemos obtenido las diferentes funciones de fase utilizadas como patrón a lo largo del año 1994 en Santa Cruz de Tenerife (Díaz *et al.*, 1998b, Expósito *et al.*, 1998).

A partir de las funciones de fase reales se han obtenido las que aparecen en la figura 3.3.17 a modo de ejemplo, donde se pueden observar las condiciones de situación limpia ($t_A = 0,08$), situación con una carga moderada de aerosoles continentales o desérticos ($t_A = 0,28$) y una situación en la que se está bajo la influencia de una invasión de polvo sahariano ($t_A = 0,47$).

Por otro lado, la función de fase puede ser expandida numéricamente en polinomios de Legendre, p_l , con un número infinito de elementos, si bien suele ser suficiente para propósitos computacionales con los primeros 16:

$$P(\cos \Theta) = \sum_{l=0}^{\infty} \mathbf{b}_l p_l(\cos \Theta) \quad (3.68)$$

donde los \mathbf{b}_l son una serie de coeficientes constantes calculados a partir de la expresión:

$$\mathbf{b}_l = \frac{2l+1}{2} \int_{-1}^{+1} p_l(\Theta) p_l(\cos \Theta) d(\cos \Theta) \quad (3.69)$$

con $\mathbf{b}_0 = 1$ para que la función de fase quede normalizada. El término $g = \mathbf{b}_1/3$ es el denominado factor de asimetría y denota la fuerza relativa del pico

$g = 0$ corresponde al caso de una dispersión isotrópica, en la que la probabilidad de dispersión es la misma en cualquier

$g = 1$ indica que la dispersión tiene lugar completamente en la dirección del pico hacia delante mientras que si $g = -1$, la dispersión será totalmente hacia detrás. Las funciones de fase reales antes indicadas poseen los siguientes valores para los primeros 16 coeficientes:

Tabla 3.3.I. Primeros 16 coeficientes de los polinomios de Legendre para tres funciones de fase reales con espesores ópticos de aerosoles de 0,08, 0,28 y 0,47.

Grado	0	1	2	3	4
$t_A = 0,08$	1,000000	2,130406	2,773233	2,748547	2,831741
$t_A = 0,28$	1,000000	2,468234	3,628363	4,402343	5,265715
$t_A = 0,47$	1,000000	2,565423	3,868141	4,863502	5,940105
5	6	7	8	9	10
2,772921	2,821131	2,875815	2,930736	3,010804	3,08855
6,040758	6,904058	7,72188	8,564807	9,377833	10,19884
6,943039	8,027795	9,053334	10,11374	11,13006	12,1621
11	12	13	14	15	16
3,141185	3,225979	3,256258	3,320913	3,346517	3,383818
10,98083	11,77395	12,52876	13,28601	14,01539	14,73568
13,15056	14,14662	15,10367	16,05459	16,97124	17,88256

De esta tabla se obtiene que los factores de asimetría para las diferentes funciones anteriores son: $g_{0,08} = 0,710$; $g_{0,28} = 0,823$ y $g_{0,47} = 0,855$. Tal y como era de esperar estos aumentan a medida que lo hace el espesor óptico.

Dada la imposibilidad de obtener la función de fase real para cada punto de la imagen, es necesario modelarla de tal forma que se obtenga los resultados más próximos a la realidad. Existen para ello básicamente dos formas: la primera estima dicha función partiendo de la hipótesis que los aerosoles existentes en esa área pertenecen a modelos estándar de distribuciones de tamaño de aerosoles, tales como el modelo marino, el continental, el rural, etc. Esta forma, empleado inicialmente por NOAA, ha sido ampliamente discutida y, actualmente, se encuentra en desuso debido a los errores que se cometen (Rao *et al.*, 1989; Ignatov *et al.*, 1995).

La segunda opción no establece *a priori* un modelo de aerosol sino que propone una función de fase ajustable a la situación real por medio del cálculo de una serie de parámetros. Debido al tamaño de la zona de estudio es normal que existan para un mismo día diferentes distribuciones de aerosoles según la región geográfica en la que nos encontremos. Sólo en la zona de Canarias y dependiendo de la situación sinóptica es posible recibir la influencia no sólo de los diferentes aerosoles naturales (marinos, desérticos, etc.), sino también de aquellos procedentes de fuentes antrópicas (Bergametti *et al.*, 1989). Por todo lo visto anteriormente es más apropiado para el fin que persigue este trabajo el empleo de funciones de fase del segundo tipo.

En los últimos años se han elaborado diferentes tipos de funciones de fase ajustables, pero de entre ellas las más empleadas son, sin duda, la de Henyey-Greenstein de un término (HGUT), la Henyey-Greenstein de dos términos (HGDT), la de dos parámetros (2-P) y la de Kagiwada-Kalaba (K-K) (Henyey y Greenstein, 1941; Kagiwada y Kalaba, 1967; Kattawar, 1975; Reynolds y McCormick, 1980; Lenoble, 1985). La expresión de cada una de estas funciones es, respectivamente:

$$P_{HGUT}(\Theta) = \frac{1 - g^2}{(1 + g^2 - 2g \cos(\Theta))^{3/2}} \quad (3.70)$$

$$P_{HGDT}(\Theta) = \frac{w(1 - g_1^2)}{(1 + g_1^2 - 2g_1 \cos(\Theta))^{3/2}} + \frac{(1 - w)(1 - g_2^2)}{(1 + g_2^2 - 2g_2 \cos(\Theta))^{3/2}} \quad (3.71)$$

$$P_{2-P}(\Theta) = \frac{4ag(1 - g^2)^{2a}}{(1 + g)^{2a} - (1 - g)^{2a}} \frac{1}{(1 + g^2 - 2g \cos \Theta)^{-(a+1)}} \quad (3.72)$$

$$P_{K-K}(\Theta) = \frac{k}{b - \cos \Theta} \quad (3.73)$$

donde Θ es el ángulo de dispersión, y g , w , g_1 , g_2 , a , k y b son los parámetros a ajustar para cada caso concreto. La función HGUT posee un único término variable, g , y se trata del factor de asimetría. Esta aproximación ha sido ampliamente utilizada por la comunidad científica y permite de forma sencilla ajustar sobre todo, el pico en la dirección de incidencia del haz (Henyey y Greenstein, 1941). Una de sus principales desventajas estriba, precisamente, en que es incapaz de reproducir correctamente la zona de retrodispersión ($90^\circ < \Theta \leq 180^\circ$), lo cual es absolutamente necesario en un problema como el que nos ocupa. Nótese que, de la radiación procedente del Sol que alcanza la partícula, la que llega al satélite será, principalmente la retrodispersada por ésta.

Con objeto de corregir el error cometido por la ecuación anterior se ha desarrollado la denominada HGDT. Consiste en la superposición de dos HGUT, con un parámetro de asimetría, g_i , para cada brazo de la misma (Kattawar, 1975). Como veremos a continuación con esta función si se consigue ajustar apropiadamente la parte retrodispersiva.

Lenoble (1985) ha desarrollado la función de fase denominada de dos parámetros (2-P) que depende de dos factores: g y a . Esta función de fase

pretende dar un mejor comportamiento que la HGUT, sobre todo, para dispersión fuertemente anisotrópica. Sin embargo, tampoco parece funcionar muy bien en la zona de retrodispersión. Para el caso en el que $a = 0,5$ se recupera la función de fase de Henyey-Greenstein de un solo término.

Finalmente, la de Kagiwada-Kalaba es un intento sencillo de aproximación a la función de fase (Kagiwada y Kalaba, 1967). Con una ecuación muy simple y fácilmente implementable en un programa de ordenador se consigue obtener una adecuada función de fase que puede ser suficientemente precisa a la hora de resolver determinados problemas.

La figura 3.3.17 muestra dos casos de función de fase reales, correspondientes a días limpios, i.e., con poco aporte de aerosoles, $t_A = 0,08$ y días con un gran aporte de aerosoles, $t_A = 0,47$. Se representan además el mejor ajuste dado por las diferentes funciones de fase anteriores.

La principal característica a destacar en estas figuras es el hecho de que, prácticamente, sólo la función de fase HGDT es capaz de ajustar la zona de $\Theta \leq 180^\circ$. Sin embargo, como ya se ha indicado, es precisamente esa región la que más nos debe interesar. Por ello, en la presente memoria se ha escogido dicha función como mejor aproximación a la función de fase real.

Dado que nuestro objetivo es el de introducir en la ec. (3.58) la función de fase más próxima a la realidad de cada imagen del satélite y para cada píxel de la misma, proponemos obtener los parámetros que modifican dicha w , g_1 y g_2 , a partir de los propios datos del satélite. De esta forma, y con objeto de automatizar al máximo el proceso, a partir de las radiancias medidas por el satélite en los diferentes canales para cada píxel válido de la imagen se obtendrán todos los parámetros necesarios para el cálculo del

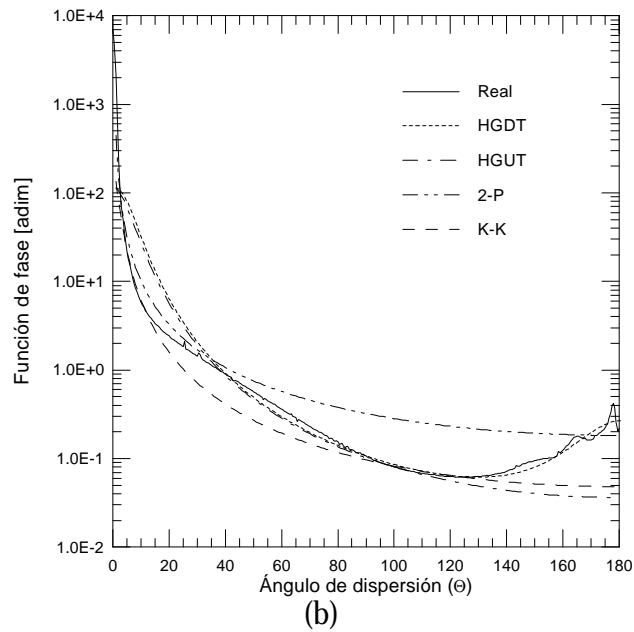
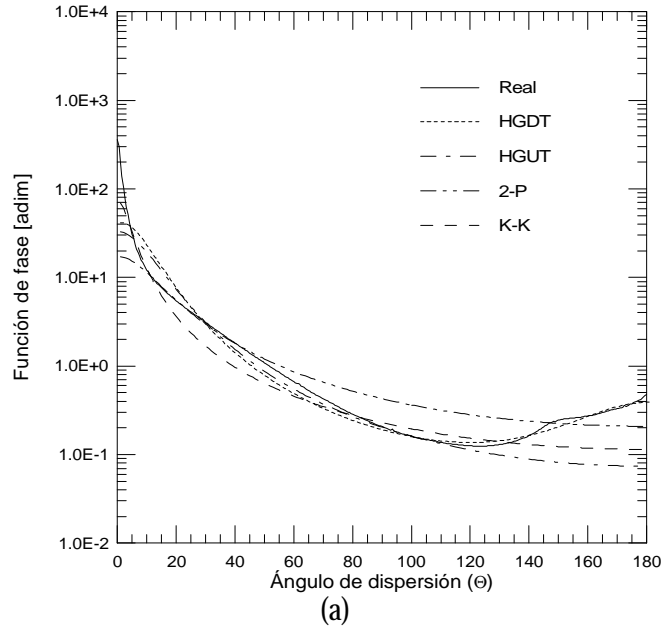


Figura 3.3.17. Funciones de fase reales para condiciones limpias, $\tau_A=0,08$, (a) y situaciones con gran aporte de aerosoles, $\tau_A=0,47$, (b). Se muestran también los mejores ajustes de las diferentes funciones de fase: HGDT (Henyey-Greenstein de dos términos), HGUT (Henyey-Greenstein de un término), 2-P (dos parámetros) y K-K (Kagiyada-Kalaba).

La forma propuesta para relacionar las variables ajustables w , g_1 y g_2 , ha sido mediante la razón de los canales 1 y 2, i.e., R_{12} , ya que como hemos visto, está directamente ligada a la distribución en tamaños de las partículas de aerosol. Así, hemos establecido una relación lineal entre cada uno de estos parámetros y R_{12} . El procedimiento que hemos llevado a cabo puede resumirse en los siguientes puntos:

- a) A partir de los datos suministrados por el espectrorradiómetro OL-752 se han calculado las funciones de fase reales existentes justo en el momento en el que tenían lugar los pases de los satélites.
- b) Las funciones de fase HGDT fueron ajustadas a aquellas reales obtenidas en tierra desde el OL-752. Se obtuvieron así los valores de w , g_1 y g_2 para las diferentes situaciones de aerosoles a las que normalmente se ve sometida la zona de Canarias, es decir, desde situaciones puramente marítimas (sin ninguna presencia de polvo sahariano) a aquellas en las que la atenuación de radiación se encuentra totalmente dominada por el polvo del desierto.
- c) Empleando cajas de 3x3 píxeles se obtuvieron para todos esos días los valores de la razón R_{12} tan cerca como fue posible de la zona donde estaba situado el espectrorradiómetro.
- d) Finalmente se ajustaron los valores de w , g_1 y g_2 en función de R_{12} .

Con objeto de garantizar las condiciones más favorables en el cálculo de R_{12} se han seguido los procedimientos indicados en el capítulo 5 acerca de la geometría de observación, la iluminación, etc. (Expósito *et al.*, 1997; Frulla *et al.*, 1995). Las siguientes figuras muestran los ajustes encontrados para cada una de las variables utilizadas en la función de fase de dos términos de Henyey-Greenstein.

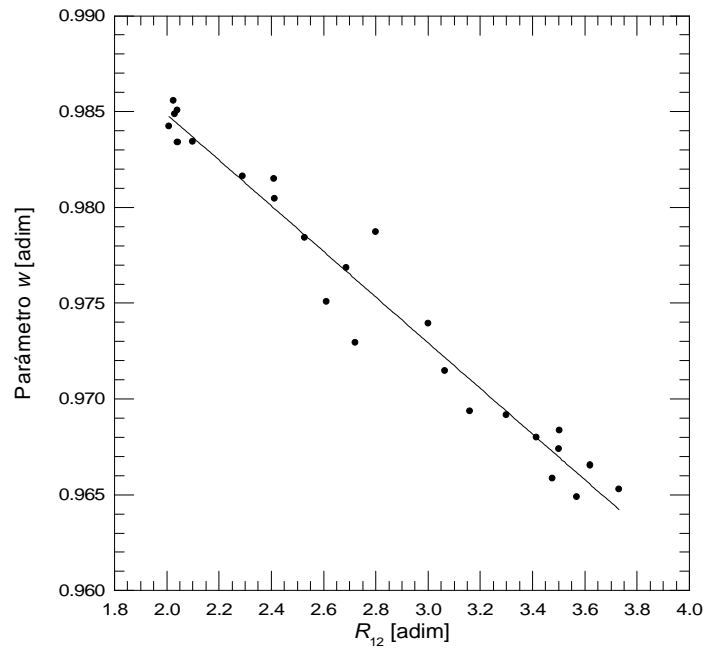


Figura 3.3.18. Ajuste del parámetro w en función de R_{12} .

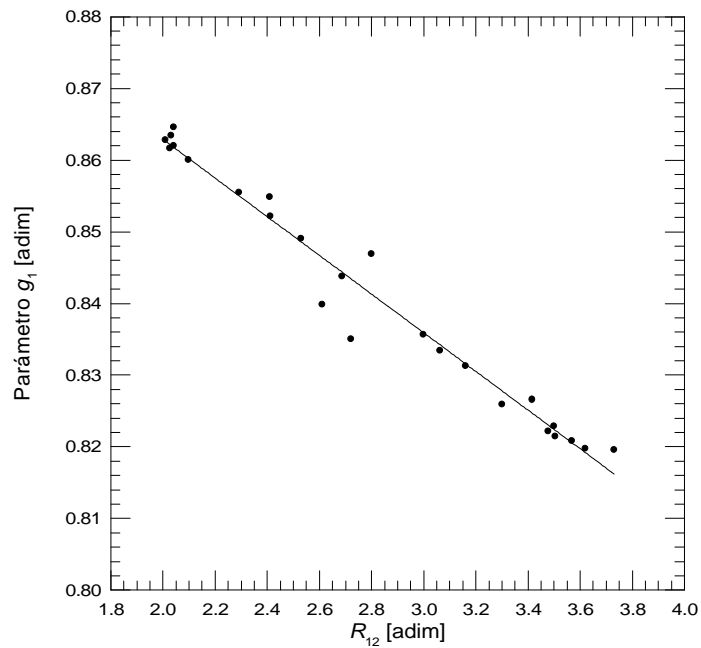


Figura 3.3.19. Ajuste del parámetro g_1 en función de R_{12} .

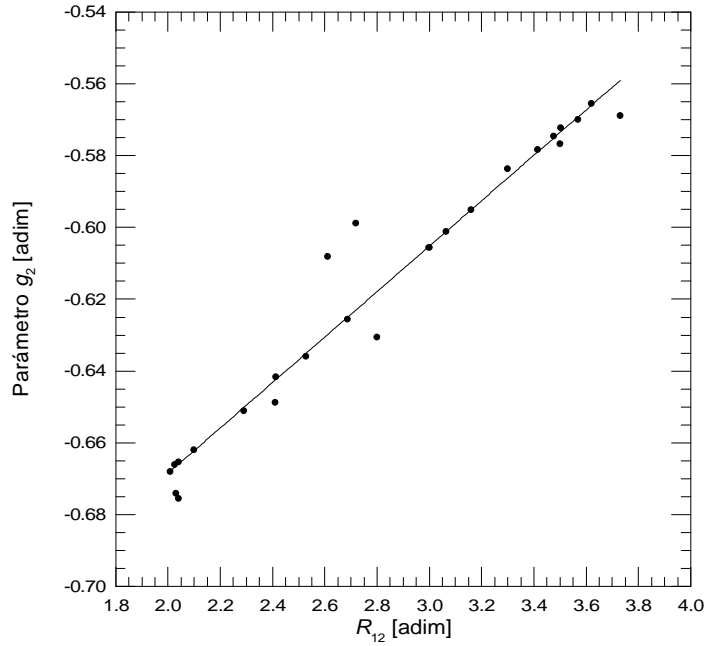


Figura 3.3.20. Ajuste del parámetro g_2 en función de R_{12} .

Del ajuste lineal de estas variables se han obtenido las siguientes expresiones:

$$w = 1,0087 - 0,0119R_{12} \quad r^2 = 0,96 \quad \varepsilon = 0,0014 \quad (3.74)$$

$$g_1 = 0,9168 - 0,0270R_{12} \quad r^2 = 0,97 \quad \varepsilon = 0,0029 \quad (3.75)$$

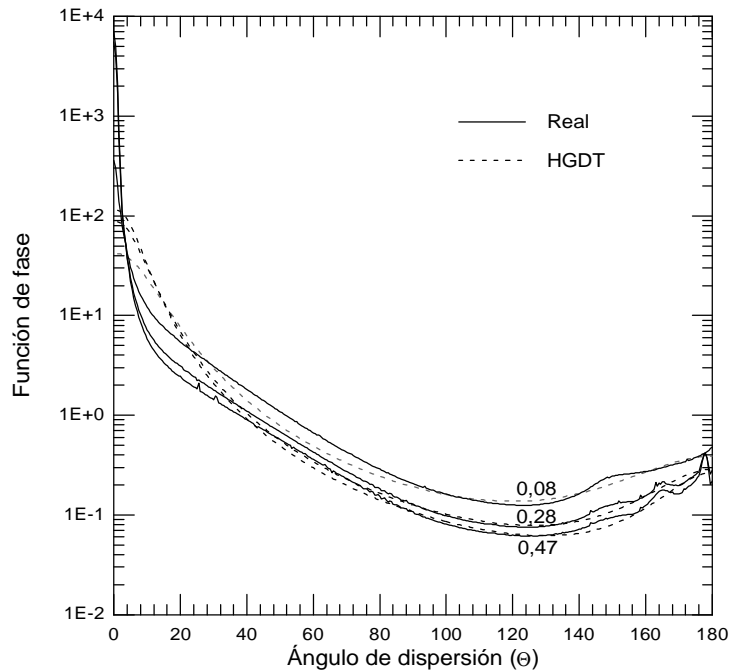
$$g_2 = -0,7950 + 0,0633R_{12} \quad r^2 = 0,96 \quad \varepsilon = 0,0081 \quad (3.76)$$

donde r^2 es el coeficiente de determinación del ajuste lineal y ε es el error estándar de dicha regresión. Con estas expresiones, a partir de la razón entre radiancias de los canales 1 y 2 podemos obtener la función de fase de dos términos de Henyey-Greenstein más próxima a la real existente en cada punto.

Tal y como hemos obtenido estas expresiones, éstas serán válidas para amplias condiciones meteorológicas, desde situaciones con predominancia de aerosoles marítimos hasta aquellas con preponderancia de los desérticos. Es

decir, las condiciones que se dan en la región de Canarias, para la que los parámetros de ajuste han sido optimizados.

La figura 3.3.21 muestra como se ajusta la aproximación HGDT mediante las ecs. (3.74)-(3.76) a tres casos reales con valores notablemente distintos en el espesor óptico $t_A = 0,08$; $0,28$ y $0,47$. Para estos casos los factores de asimetría calculados mediante la aproximación fueron, respectivamente: $0,739$, $0,827$ y $0,853$, mientras que los obtenidos para los casos reales eran: $0,710$; $0,823$ y $0,855$ lo que corresponde a unos errores del 4, 0,5 y 0,2% respectivamente.



aerosoles t_A iguales a $0,08$, $0,28$ y $0,47$ a la longitud de onda del canal 1 del AVHRR. Las líneas continuas representan las funciones de fase reales mientras que las discontinuas han sido obtenidas mediante la aproximación HGDT a partir de las ecs. (3.74)-(3.76).

3.3.5 Análisis de errores

Se ha desarrollado un análisis del error para la ecuación (3.58) con objeto de poder estimar la forma en la que intervienen los diferentes errores en la solución final. Las principales incertidumbres se centran en el conocimiento de la constante solar integrada al canal del radiómetro, incertidumbre en la señal detectada por el sensor, el albedo de dispersión simple para los aerosoles, errores en la función de fase de aerosoles y Rayleigh, errores en el espesor óptico de Rayleigh y, finalmente, incertidumbres en el coeficiente de dispersión de la superficie del mar.

La constante solar integrada al canal 1 del AVHRR ha sido obtenida a partir de los resultados de Neckel y Labs (1984) y se le ha asignado un error absoluto de 0,5%. En cuanto a la incertidumbre en la señal detectada por el satélite se le ha asignado un error absoluto del 5% en conformidad con los trabajos de Rao y Chen (1995) y Tiellet y Holben (1993). Para el resto de las incertidumbres se han establecido las siguientes cantidades: errores absolutos en las funciones de fase de aerosoles del 5% así como para el albedo de dispersión simple; un 1% para el espesor óptico de Rayleigh dado que se conoce su expresión analítica con precisión, así como para su función de fase; y finalmente se le ha otorgado un error absoluto del 20% para el coeficiente de dispersión de la superficie del mar.

Para una geometría de iluminación típica, con μ y μ_0 próximos a 0,87, una intensidad medida por el satélite de aproximadamente unos 10 $W/m^2sr\mu m$, una radiancia procedente de la superficie del mar del orden de 1 $W/m^2sr\mu m$ y un ángulo de dispersión de aproximadamente unos 150°, se ha

obtenido un error absoluto en la medida del espesor óptico de aerosoles del 8%.

CAPÍTULO 4

DESARROLLO DE INSTRUMENTACIÓN TERRESTRE

Los instrumentos empleados en esta memoria para la medida del espesor óptico de aerosoles desde la superficie terrestre han sido un piranómetro con banda sombreadora y un pirheliómetro. Este último ha sido diseñado en el Departamento de Física Fundamental y Experimental a partir de un espectrorradiómetro comercial inicialmente construido para la medida de radiación solar global. Para modificar este instrumento apropiadamente ha sido necesario desarrollar un tubo colimador así como un sistema automático para el seguimiento del Sol. En este capítulo se verá con detalle cada uno de los dos instrumentos con los que se ha contado para la medida en tierra.

4.1 RADIÓMETRO MULTIFILTRO CON BANDA SOMBREADORA GIRATORIA (MFRSR).

4.1.1 Descripción general

Para poder obtener una serie temporal del espesor óptico de aerosoles desde tierra con una buena calidad, se requiere un instrumento capaz de cumplir los siguientes requisitos: una precisión adecuada, alta estabilidad temporal, ser suficientemente robusto como para soportar las inclemencias meteorológicas y poseer un mantenimiento mínimo. Aprovechados contactos con la Universidad de Miami en las personas del profesor Joseph Prospero y del Dr. Kenneth Voss permitieron la instalación del radiómetro multifiltro con banda sombreadora giratoria de la firma Yankee Environmental Systems, Inc., más conocido por la iniciales MFRSR (*MultiFilter Rotating Shadowband Radiometer*).

Esta decisión vino además motivada por el hecho de que este instrumento se estaba utilizando en una red internacional para la obtención de este tipo de datos. Sin embargo, para poder integrarse totalmente en dicha red era necesario que además se cumplieran una serie de necesidades de las que, a continuación citaremos las más importantes. El emplazamiento del equipo debía ser preferentemente a nivel del mar, con un campo de visión completo, a ser posible, de toda la trayectoria solar, desde el orto hasta el ocaso, no pudiendo quedar obstruidos por montañas, árboles, casas, torres, etc., sobre todo en determinados periodos a lo largo del día, empleados para hacer calibraciones del tipo Langley. Asimismo, era obligatorio una línea de corriente y otra de teléfono en el caso de que no se dispusiera de un ordenador PC dedicado exclusivamente para él.

Por todo ello, se pensó inicialmente su instalación en el faro de Punta de Hidalgo, lugar que ya posee una amplia infraestructura para la colocación de este tipo de instrumentos, tanto europeos como americanos. Sin embargo, como es lógico, es también necesario que el lugar posea condiciones atmosféricas favorables en lo que a nubosidad se refiere, con un máximo de horas de insolación. Un rápido estudio de las estadísticas en cuanto a la cobertura nubosa de la zona decidió su instalación final en la región sur de la isla. Así se establecieron contactos con el Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (I.T.E.R.) que dieron como fruto la colocación del instrumento en sus instalaciones de Granadilla, después de pasar un apropiado periodo de prueba en el edificio de las Facultades de Física y Matemáticas, en el que se revisó su correcto funcionamiento. Sin embargo, imprevistos trabajos próximos a la zona de ubicación del instrumento en Granadilla motivaron el traslado del equipo, que, finalmente y gracias a Aeropuertos Nacionales (A.E.N.A.) y en concreto al Servicio de Mantenimiento e Ingeniería del Aeropuerto Tenerife Sur “Reina Sofía” el instrumento quedó finalmente instalado en dicho emplazamiento. Desde entonces y de forma casi continua, el MFRSR número 234, ha generado datos de radiación global, difusa y directa, y por tanto de espesor óptico de aerosoles.

Con posterioridad, otro radiómetro, el MFRSR-906 ha sido instalado en la estación de Izaña del Instituto Nacional de Meteorología (2.360 m de altitud), con la idea de obtener espesores ópticos en condiciones de fondo. Mucho más recientemente, un tercer equipo, el MFRSR-245 de la Universidad de Mainz, Alemania, está funcionando en la caseta de llegada del teleférico, próxima al pico del Teide, a 3.575 m de altitud. Nuestro Departamento ha llevado principalmente, el control y seguimiento de los datos del instrumento 234, si bien se posee toda la información generada por el 906 y en determinadas campañas la del 245.

El radiómetro MFRSR es un piranómetro de campo con banda sombreadora capaz de medir de forma simultánea las componentes directa

normal, difusa y global de la radiación solar. Emplea combinaciones independientes de fotodiodos con su correspondiente filtro interferencial, encerrados en una cavidad termostáticamente controlada para detectar irradiancia espectral a seis longitudes de onda: 415, 500, 625, 670, 860 y 940 nm, más un canal de banda ancha. Con ello es posible, en principio, reconstruir la irradiancia solar espectral incidente y la determinación de diferentes componentes atmosféricos como vapor de agua, ozono y lo más interesante para este trabajo, espesor óptico de aerosoles.



Figura 4.1.1. Radiómetro multifiltro con sombreador de banda giratoria (MFRSR).

Una de las principales ventajas de este instrumento radica en que, dado que las componentes global y difusa de la irradiancia son obtenidas a partir del mismo sensor, no se introducen errores asociados al uso de diferentes detectores para determinar estas magnitudes, estableciéndose además una sincronización total en el momento de obtenerlas.

Básicamente, un MFRSR posee dos componentes: el módulo detector y el módulo controlador. El primero está formado por un piranómetro y un motor paso a paso con banda sombreadora giratoria montados sobre una base común. Mientras que el segundo posee un microprocesador de control y un

sistema adquirente y de almacenamiento de datos, empleando para ello una conversión analógico digital de 13 bits. Una imagen real del módulo detector, con sus elementos principales destacados, puede verse en la figura 4.1.1.

4.1.1.1 Software

Para este equipo existe un software de procesamiento de datos que facilita en buena medida las tareas rutinarias de o de los registros del equipo, bloqueo de la banda sombreadora, degradación y comportamiento de los filtros, etc. Además es posible obtener en formato ASCII (los datos originales están grabados en binario) ficheros de las cuentas detectadas para todos los canales, así como el espesor óptico de aerosoles y las constantes para la extrapolación a masa óptica 0. Por otro lado permite realizar fácilmente, la corrección de todos los datos por efecto coseno y, si se posee el fichero de calibración de la unidad receptora, la conversión de las cuentas digitales a nm^{-1} .

4.1.1.2 Instalación

El radiómetro ha de ser situado en un emplazamiento con una visión del horizonte en todas direcciones. Su base ha de quedar nivelada, en especial el detector del piranómetro y todo el sistema orientado de Norte a Sur, por lo que el brazo que sostiene el sensor debería mirar en dirección Norte (para el Hemisferio Sur, lógicamente la orientación es contraria). Se consigue una orientación adecuada de forma simple, justo en el mediodía solar, utilizando la sombra del propio instrumento como referencia. La unidad de control, por su parte, se ha de situar próxima al módulo detector, de tal forma que todos los cables del instrumento entran a la misma por el único orificio practicado, colocado en dirección al suelo para evitar al máximo la exposición de los conectores a la suciedad y a la humedad. Posteriormente este orificio será sellado mediante alguna espuma de material plástico apropiado.

El motor paso a paso, al cual está unida la banda sombreadora, ha de ser ajustado a la latitud del lugar de observación, para lo cual posee un tornillo de ajuste. Así, el ángulo entre la horizontal y su eje debe ser de $28^{\circ}03'$ para el Aeropuerto del Sur, o bien $28^{\circ}30'$ para Izaña. También es necesario asegurarse de que, si se prolonga una línea imaginaria desde el eje del motor paso a paso, ésta deberá cruzar directamente a través del difusor del detector. Finalmente se realizan todas las conexiones adecuadas, incluyendo las del módem, gracias al cual, es posible la comunicación desde cualquier lugar. Una vez hecho esto, no es necesaria ninguna otra operación mecánica sobre el instrumento, salvo la de la limpieza rutinaria de su sensor.

El MFRSR posee un conjunto de veinte comandos básicos con sus correspondientes parámetros mediante los cuales podemos indicar y revisar desde el número de intervalos y la forma de muestreo, hasta la descarga de los datos. Esto permite la implementación mediante un software de comunicaciones programable la actualización de todos los parámetros del instrumento y la descarga de sus datos de forma totalmente automática. Estos han sido realizados para los programas comerciales TeleMate y Telix en sus propios lenguajes de programación. El primero de los programas hace que nuestro ordenador, un PC286, llame vía módem al radiómetro, aproximadamente a las 23 horas. Cinco minutos antes, un temporizador programable, colocado también en el Aeropuerto del Sur, habilita la línea telefónica hacia el módem del equipo. Una vez establecidos los protocolos rutinarios se procede a la descarga de los datos de ese día y a la posterior limpieza del "buffer" del instrumento.

Si por cualquier motivo el equipo se hubiese desconectado (un corte en el fluido eléctrico suele ser la causa principal), el programa lo detecta y automáticamente le introduce todos los parámetros de inicialización necesarios: hora, fecha, latitud y longitud, número de la unidad, número de canales de operación y la rutina de toma de muestra para, finalmente, enviarle el comando de arranque. Una vez finalizado el proceso, se procede, también

automáticamente, al cierre de la comunicación telefónica y al del programa de comunicación, quedando el ordenador capacitado para cualquier otra tarea. A las 23 horas del siguiente día se repetirá nuevamente el proceso. Todo ello se realiza de tal forma, que el usuario únicamente debe preocuparse de que el ordenador esté encendido y tenga hora y fecha correctas.

Los datos obtenidos por este radiómetro han de ser enviados periódicamente a la Universidad de Miami, donde quedan almacenados en una base de datos. De esta misma base es posible obtener los datos de otros radiómetros. Para realizar este trasvase de información un segundo programa ha sido implementado en los mismos programas comerciales antes indicados. Con objeto de minimizar problemas de saturación con Internet, a las 5:00 horas GMT (0:00 horas de Miami) de forma completamente automática, este segundo programa accede a la base de datos de la Universidad de Miami y exporta aquellos ficheros que no han sido enviados todavía desde la última conexión. De igual forma permite traer todos aquellos ficheros de los radiómetros accesibles en la base de datos en esos momentos.

Este instrumento emplea una banda sombreadora giratoria automática para hacer posible las medidas de las componentes global y difusa de la irradiancia solar. Por diferencia entre ambas se obtiene de forma inmediata la directa normal. El sombreador es una banda de metal con forma de arco circular, montada a lo largo del meridiano celeste con la apertura de entrada del sensor situada en el centro de dicho arco. Es capaz de bloquear una franja de cielo con un ángulo de $3,27^\circ$, más que suficiente para tapar completamente al Sol. La precisión en el seguimiento ha de ser substancialmente mejor que ese ángulo, debido principalmente a la presencia de la aureola solar. Un motor paso a paso controlado por un microprocesador mueve esta banda con una precisión de $\pm 0,3^\circ$. En cada intervalo de medida, este microprocesador calcula

la posición solar mediante una aproximación a las efemérides del Sol (Michalsky, 1988). La primera medida se realiza con el sombreador colocado en su posición nadir, es decir, justo debajo del detector. Ésta es de irradiancia horizontal global o total. Inmediatamente la banda rota para realizar tres medidas más: una se realiza con el Sol totalmente bloqueado (irradiancia horizontal difusa) y las otras dos se hacen con la banda girada un cierto ángulo a cada lado del Sol.

Las medidas laterales, E_{Sky} , permiten una corrección de primer orden del “exceso” de cielo que queda tapado cuando se realiza el registro de la componente difusa. Para ello se resta de la total horizontal E_{Tot} , el promedio de lo obtenido en las medidas laterales y se añade esta corrección a la obtenida cuando el Sol está totalmente bloqueado, E_{Dif} , para determinar la irradiancia difusa E_{Dif} (Wesely, 1982):

$$E_{Tot} - \bar{E}_{Sky} = E_{Banda} \quad (4.1)$$

$$E_{Dif} = E'_{Dif} + E_{Banda} \quad (4.2)$$

El ángulo de la medida lateral ha de ser mayor que la mitad del ángulo límite de este instrumento más la mitad del disco solar, lo cual equivale a aproximadamente $6,75^\circ$. Por ello, junto con diferentes resultados obtenidos a partir de modelos, se ha implementado en el microcontrolador que este ángulo sea de 9° . La diferencia entre la componente total horizontal y la difusa produce la directa horizontal, E_{DH} , y si esta última es dividida por el coseno de la posición angular solar (calculado también a partir de las efemérides) se obtiene la componente directa normal, E_{DN} :

$$E_{DH} = E_{Tot} - E_{Dif} \quad (4.3)$$

$$E_{DN} = \frac{E_{DH}}{\cos(\mathbf{q})} \quad (4.4)$$

La secuencia completa de medida dura menos de 10 segundos y puede ser programada de forma que tenga lugar cuatro veces en un minuto. Esta forma de medir, mediante una banda sombreadora giratoria con cuatro posiciones, presenta algunas ventajas añadidas. De una parte, como tan sólo requiere medidas en cuatro instantes, los tiempos de integración pueden ser largos con lo que se obtiene una buena precisión en la medida. Por otro lado, la corrección por el exceso de cielo tapado es mucho más simple que la de las bandas sombreadoras clásicas, mejorándose los resultados sobre todo en condiciones de cielo parcialmente cubierto (Harrison, 1994).

A la hora de calcular las diferentes componentes de la radiación solar, este instrumento presenta varias ventajas respecto del método tradicional de emplear dos detectores. En este último es necesario utilizar un sensor para medir irradiancia global, y otro dispositivo más, con un campo de visión muy estrecho, montado sobre un seguidor solar, con objeto de medir la componente directa normal. Con un MFRSR, al utilizarse un único detector para todas las componentes se reduce enormemente los problemas derivados de intercalibraciones entre los dos equipos, tanto en lo que se refiere a sensibilidad absoluta y anchos de banda espectrales, como en la sincronización de las medidas. Así, mediante una calibración Langley conseguimos no sólo tener calibrada la directa normal, sino también la difusa y global horizontal.

4.1.3 Detector

En la figura 4.1.1 puede verse un esquema del detector de un MFRSR. Su acabado externo está completamente anodizado en negro excepto la parte óptica, que constituye la entrada al sistema sensor. Ésta, está formada por un difusor, el cual sobresale ligeramente del resto del cuerpo del detector,

rodeado por un anillo metálico sobreelevado a la misma altura del difusor y que posee un orificio para el drenaje del agua en caso de precipitaciones. El difusor tiene por objeto transmitir la radiación que le incide al interior de la cavidad detectora de forma difusa. Además está completamente rodeado por [®], en forma de pared delgada en la parte aérea y muy gruesa en la interior. Este plástico posee excelentes propiedades frente a la degradación ultravioleta y química, además de poseer características ópticas muy apropiadas. Juega, por tanto, un doble papel: de una parte actúa como protector del difusor en la zona externa, mientras que dentro, hace de cavidad integradora. El sistema óptico, posee además, dos diafragmas de cristal Schott Glaswerke WG-280, que actúan a su vez como transmisores y difusores, aumentando aún más la aleatoriedad en la trayectoria de los fotones.

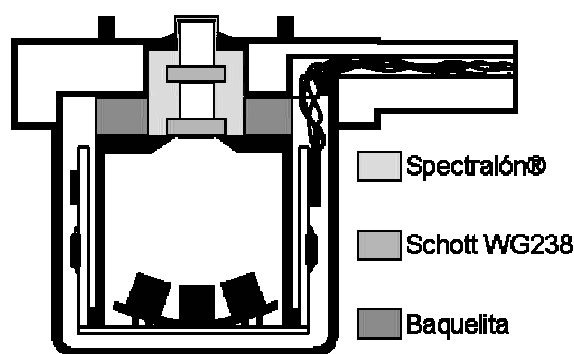


Figura 4.1.1. Corte esquemático del sistema detector de un MFRSR.

Este tipo de dispositivo está siendo profusamente probado en condiciones reales, y todo apunta a un comportamiento muy estable en periodos largos de tiempo. Por otro lado, estos difusores son, inherentemente, menos sensibles al ensuciamiento de su superficie por aerosoles atmosféricos típicos que los sensores que poseen ventanas de transmisión, como por ejemplo las semiesferas de piranómetros. Esto es así debido a que la deposición de una pequeña cantidad de suciedad sólo consigue aumentar ligeramente la dispersión en la superficie del difusor (el cual de por sí posee un alto espesor óptico), produciendo un cambio mínimo en su respuesta,

mientras que en una ventana, la transmisión queda afectada de forma lineal (Harrison *et al.*, 1994).

La radiación difusa proveniente del sistema difusor-cavidad integradora “ilumina” una matriz hexagonal de siete fotodiodos de silicio con filtros interferenciales (seis en cada vértice del hexágono y uno en el centro). Están montados en el interior de un cubo de circuito impreso de cinco lados (el lado superior es donde está situada la óptica de entrada), que proporciona un amplificador separado para cada fotodiodo, los cuales trabajan en el modo fotovoltaico, en lugar del fotoconductor, con objeto de disminuir el ruido y aumentar la sensibilidad y la estabilidad. En el momento de la soldadura se alinean de tal forma que, la cara sensible de cada uno quede normal y centrada a una línea que se subtienda desde el centro de la salida del difusor. El circuito impreso está montado junto con una estructura de aluminio anodizado (no mostrada en la figura), la cual hace que, ningún rayo que entre en el filtro de cada fotodiodo posea más de $7,5^\circ$ desde la normal, y sirve además de soporte al sistema calefactor del detector.

El interior del sistema detector está térmicamente aislado, con un separador fenólico alrededor del difusor y con una película de Kapton[®] con lana de vidrio en torno a la electrónica. El calefactor eléctrico mantiene una temperatura constante de 35°C (se puede colocar a 45°C para zonas muy cálidas) con objeto de mejorar la exactitud del sistema, puesto que, tanto los filtros interferenciales como los fotodiodos presentan cambios con la variación de este parámetro. De los siete fotodiodos, seis poseen filtros interferenciales de 10 nm de ancho de banda altura mitad (FWHM) en las siguientes longitudes de onda: 415, 500, 625, 670, 860 y 940 nm. El séptimo fotodiodo, situado en el centro, queda sin filtrar, proporcionando una señal de banda ancha.

4.1.3.1 Respuesta coseno

Análisis precisos de laboratorio, mediante el empleo de un dispositivo con una lámpara de xenón de 300 vatios de potencia y 2,54 cm de apertura, han generado las respuestas coseno del sensor del radiómetro para las diferentes longitudes de onda. En la figura 4.1.2 se muestran las del equipo número 234. Estas pruebas se realizan para diferentes ángulos de incidencia de la radiación, con un paso de 1° según dos ejes perpendiculares, uno en dirección Norte-Sur y otro en la Oeste-Este. Para 0° de incidencia se entiende que el haz emitido alcanza de forma perpendicular al difusor del modulo detector, mientras que si dicho ángulo es $\pm 90^\circ$, éste sería horizontal.

Para cada medida de la componente directa normal realizada por este instrumento, se aplica una interpolación lineal de la calibración angular antes indicada.

El ángulo acimutal solar se divide en cuatro cuadrantes, quedando las siguientes ecuaciones:

$$1^{\text{er}} \text{ cuadrante: } C(\mathbf{f}, \mathbf{q}) = \frac{90 - \mathbf{f}}{90} \frac{1}{f_{N-S}(\mathbf{q})} + \frac{\mathbf{f}}{90} \frac{1}{f_{W-E}(\mathbf{q})} \quad (4.5)$$

$$2^{\text{o}} \text{ cuadrante: } C(\mathbf{f}, \mathbf{q}) = \frac{\mathbf{f} - 90}{90} \frac{1}{f_{N-S}(\mathbf{q})} + \frac{180 - \mathbf{f}}{90} \frac{1}{f_{W-E}(\mathbf{q})} \quad (4.6)$$

$$3^{\text{er}} \text{ cuadrante: } C(\mathbf{f}, \mathbf{q}) = \frac{270 - \mathbf{f}}{90} \frac{1}{f_{N-S}(\mathbf{q})} + \frac{\mathbf{f} - 180}{90} \frac{1}{f_{W-E}(\mathbf{q})} \quad (4.7)$$

$$4^{\text{o}} \text{ cuadrante: } C(\mathbf{f}, \mathbf{q}) = \frac{\mathbf{f} - 270}{90} \frac{1}{f_{N-S}(\mathbf{q})} + \frac{360 - \mathbf{f}}{90} \frac{1}{f_{W-E}(\mathbf{q})} \quad (4.8)$$

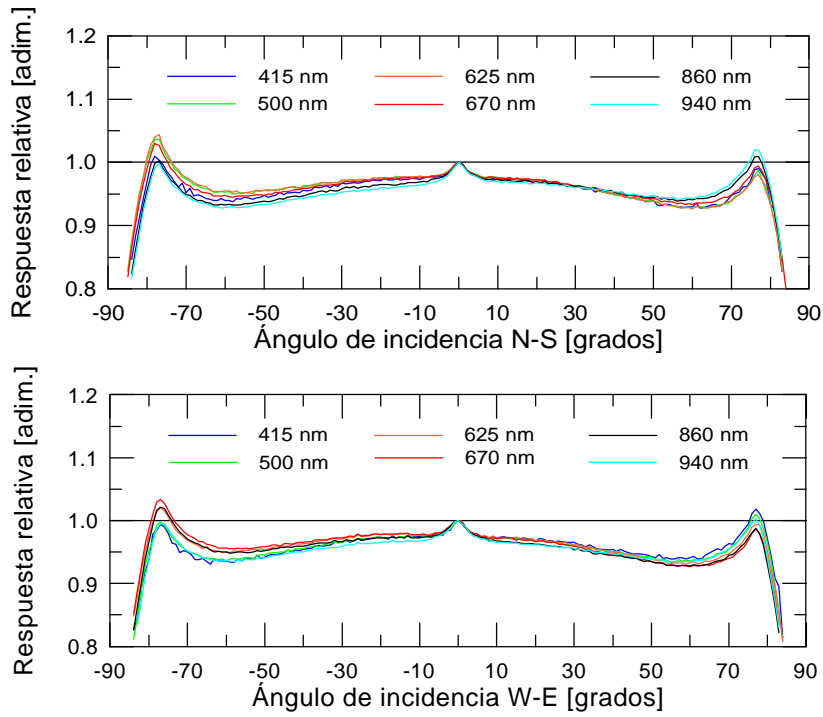


Figura 4.1.2. Respuesta coseno para los seis fotodiodos con filtro del MFRSR-234, según una dirección Norte-Sur y Oeste-Este.

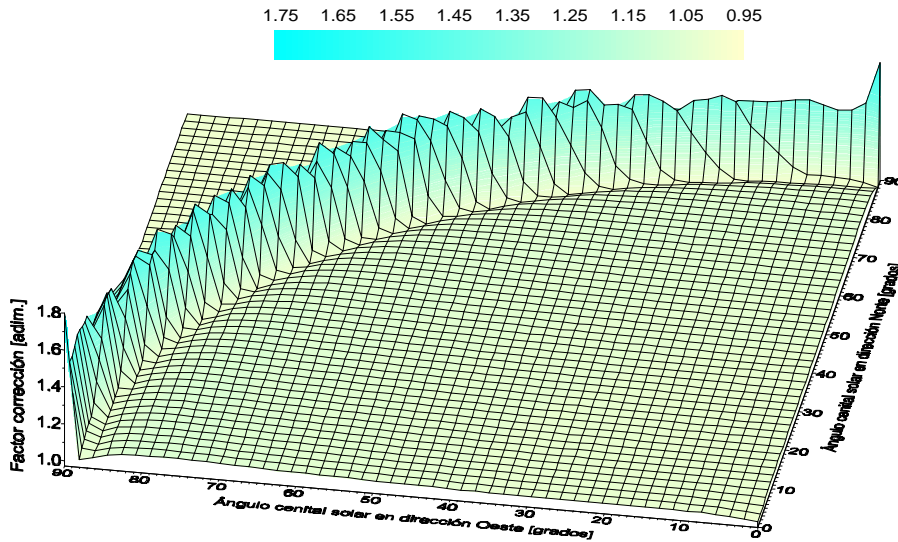


Figura 4.1.3. Representación tridimensional del factor de corrección por efecto coseno aplicado al MFRSR-234 para el 4º cuadrante y longitud de onda de 500 nm.

En las expresiones anteriores $C(\mathbf{f}, \mathbf{q})$ es un factor de corrección multiplicativo que se aplica sobre el valor obtenido, \mathbf{q} es el ángulo cenital solar en grados, \mathbf{f} el ángulo acimutal solar en grados y f_{N-S} y f_{W-E} son las funciones respuesta angulares antes comentadas que pueden verse en la figura 4.1.2. Este esquema de interpolación es válido para este instrumento puesto que no muestra una variación acimutal acusada. En otro caso sería necesario realizar un número mayor de calibraciones angulares a lo largo de diferentes direcciones. En la figura 4.1.3 puede verse una representación tridimensional $C(\mathbf{f}, \mathbf{q})$ para la componente directa normal, aplicada en la zona del cuarto cuadrante y para la longitud de onda de 500 nm del MFRSR-234. Una vez corregida los datos registrados por el instrumento mediante dicho factor, se obtiene una respuesta coseno del mismo, mejor del 1% para ángulos cenitales comprendidos entre 0-80°.

4.1.4 Calibración

Tanto la calibración en la respuesta espectral como en la absoluta son llevadas a cabo en laboratorio mediante el empleo de lámparas de calibración estándar según normas NIST (National Institute of Standards and Technology, de EE.UU.), con lo que es posible conocer con cada registro, no sólo en que longitud de onda exacta se realizó, sino además cual fue este valor en vatios por metro cuadrado. Sin embargo, para un dispositivo cuyo fin es el de realizar una serie temporal lo más extensa que se pueda, y que por tanto debe permanecer en su emplazamiento de observación el mayor tiempo posible, es muy apropiado el empleo de la calibración Langley ya comentada en el capítulo 3, la cual presenta una doble ventaja: en primer lugar, se puede hacer directamente a partir de las cuentas obtenidas cada día (siempre que las condiciones atmosféricas hayan sido lo suficientemente estables) sin tener en cuenta ninguna calibración absoluta. Y por otro lado, si corregimos el valor de la intensidad obtenido mediante la extrapolación de la regresión lineal para

masa de aire cero, I_0 , de la variación en la distancia Tierra-Sol ($I_0 * D^2$ donde D es la distancia de la Tierra al Sol en unidades astronómicas), es posible llevar a cabo un estudio de la estabilidad del sistema. Mediante este tipo de estudios se ha encontrado que, a lo largo de un periodo de 3 meses, las variaciones presentadas por este instrumento fueron inferiores al 1%. Con objeto de comprobar la exactitud en los espesores ópticos obtenidos mediante un MFRSR, se han realizado intercomparaciones con instrumentos que funcionan mediante radiometría de seguimiento solar. Se han encontrado desviaciones estándar de 0,0125 para $\lambda=500$ nm y de 0,0055 para 625 nm (Harrison *et al.*, 1994; Harrison y Michalsky, 1994). Finalmente, se han llevado a cabo intercomparaciones entre los diferentes equipos MFRSR que actualmente están operativos en la isla, con la intención de comprobar la respuesta de los mismos. Dada la importancia de las mismas en tanto que conciernen directamente a los datos utilizados en este trabajo, éstas serán comentadas de forma amplia en el apartado 6.1 del capítulo 6.

4.2 RADIÓMETRO OPTRONIC OL-752

4.2.1 Descripción general

El espectrorradiómetro de la firma Optronic Laboratories Inc. modelo OL-752, es un equipo preparado para medidas tanto de laboratorio como de campo en las que sea necesario una gran precisión. Permite realizar medidas espectrales de forma automática desde aproximadamente la longitud de onda de 200 nm hasta la de 800 nm a intervalos de 1 nm. Sin embargo, en su configuración inicial, este instrumento es un piranómetro espectral únicamente preparado para la medida de radiación global.

Con el fin de aprovechar toda la potencialidad del equipo, sobre todo en lo que se refiere a la determinación de diferentes constituyentes atmosféricos de especial relevancia en el balance radiativo del sistema tierra-atmósfera (ozono, aerosoles, vapor de agua, NO_x , etc.) así como sus propiedades radiativas, se ha llevado a cabo la modificación y el desarrollo del mismo. Así, junto con diferentes miembros de este Departamento, se han diseñado e implementado los siguientes dispositivos: tubo colimador, zócalos de anclaje de la fibra óptica al tubo colimador y al monocromador del OL-752, seguidor solar con su software de control y caja de intemperie con sistema de termostatación.

Este instrumento estaba originariamente constituido por el sistema óptico y el controlador, comportándose tal y como ya se ha indicado como un piranómetro espectral. Gracias a todos los dispositivos diseñados antes mencionados, se transforma en un pirheliómetro, con la posibilidad de seleccionar la longitud de onda a la que se desea realizar la medida. En su

forma definitiva, la empleada en este trabajo, queda formado por tanto, con las siguientes unidades que a continuación se describen.

4.2.1.1 Sistema óptico

Está constituido fundamentalmente por un monocromador de doble red holográfica y un tubo fotomultiplicador (PMT) tal y como se muestra en la figura 4.2.1.

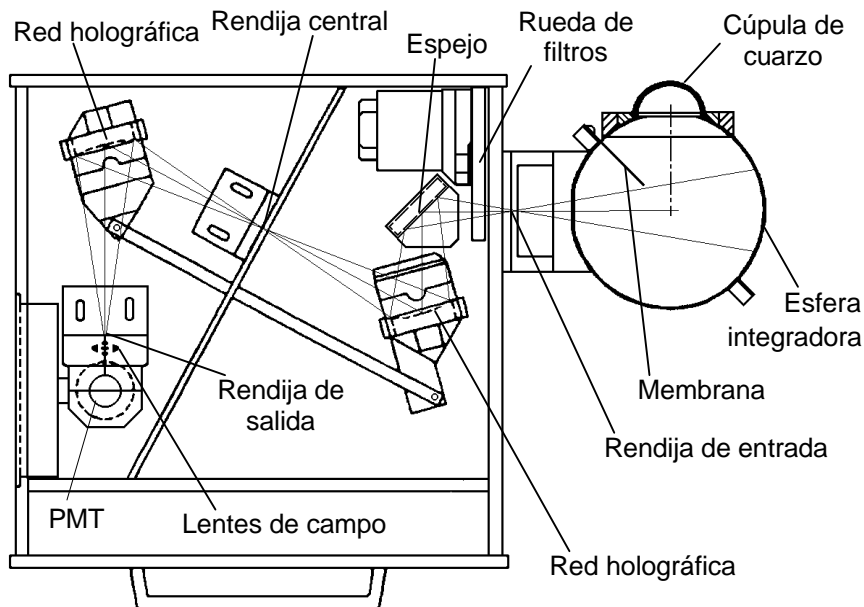


Figura 4.2.1. Esquema del sistema óptico del espectrorradiómetro Optronics OL-752

El posicionamiento de la doble red holográfica es controlado automáticamente mediante el microprocesador de la unidad controladora. Además, el mecanismo de posicionamiento está construido de un material mínimamente sensible a la temperatura, con objeto de conseguir un preciso alineamiento en la longitud de onda, λ . Para evitar la captación de armónicos de la radiación a la λ que se desea medir, existe una rueda de filtros de cinco posiciones, que, automáticamente, y según el intervalo en el que se esté

mediendo, inserta el correspondiente filtro pasa-banda. Así, la posición 0, corresponde a la de cerrado, imprescindible para calcular la corriente de oscuridad. La posición 1 permite la entrada de radiación sin el empleo de ningún filtro y se puede colocar siempre que nos movamos entre 200 y 289 nm. La 2 inserta un filtro de UV, el cual puede preseleccionarse mediante el controlador en el intervalo de longitudes de onda comprendidas entre 289 y 354 nm, si bien posee un valor por defecto de 289 nm. La posición 3 coloca un filtro azul, que puede establecerse para el intervalo desde 354 hasta 599 nm. Por defecto se sitúa en 354 nm. Por último, la posición 4 coloca un filtro rojo, seleccionable desde 599 hasta 800 nm, que por defecto está en 599.

Tabla 4.2.I. Posiciones seleccionables de los distintos filtros.

Posición	Filtro	Intervalo selección (nm.)	Valor por defecto (nm.)
0	Cerrado	No seleccionable	No posee
1	Abierto	200-289	No posee
2	UV	289-354	289
3	Azul	354-599	354
5	Rojo	599-800	599

El ancho de banda con el que se va a medir la radiación es también seleccionable, variando desde 0,8 hasta 10 nm. Para ello se colocan una serie de rendijas, de anchuras variables, en la entrada, la salida y el centro del instrumento. Según la combinación que se emplee es posible obtener uno u otro ancho de banda. La siguiente tabla muestra las combinaciones más usuales.

Tabla 4.2.II. Diferentes combinaciones de ranuras para el OL-752

Ancho de banda mitad (nm)	Ranura (mm.)		
	Entrada	Centro	Salida
0,8	0,125	0,125	0,125
1	0,125	0,125	0,25
1,5	0,25	0,25	0,25
2	0,25	0,25	0,5
5	0,5	0,5	1,0
10	1,0	1,0	2,0

La radiación seleccionada que pasa a través de estas ranuras es detectada finalmente por un tubo fotomultiplicador (PMT) del tipo S-20, el cual será comentado con más detalle en el apartado 4.2.3.

En la figura 4.2.1 puede verse, junto con el sistema óptico, una esfera integradora de 4" (10,2 cm) de diámetro, que, si bien forma parte del equipo original de Optronic para la medida de radiación global, no es empleada en medidas de componente directa. Su misión es la de integrar toda la radiación que le llega y transmitirla a la entrada del monocromador. Dos ventanas de cuarzo intercambiables, una con forma de cúpula y otra plana, protegen el recubrimiento altamente reflectante de la esfera, de la posible contaminación. La primera ventana se emplea en aquellas situaciones en las que se puedan tener ángulos de incidencia bajos, y que, por tanto, exigen minimizar el efecto coseno, mientras que la segunda se usa cuando este ángulo no es un factor determinante. La esfera posee internamente una membrana entre la entrada y la salida, que tiene por misión minimizar los efectos de la radiación incidente que llega directamente a la salida o sobre la pared que está justo enfrente de la misma.

4.2.1.2 Controlador

Esta unidad se basa en un microprocesador 8088 a 10 Mhz de frecuencia de reloj y permite controlar todos los parámetros del sistema. Para ello dispone de una pantalla LCD de 200 x 640 píxeles sensible al tacto, a través de la cual se realiza la comunicación entre usuario y ordenador, es decir, el control completo del sistema óptico: filtros, longitud de onda, tensión en el PMT, etc., y las manipulaciones básicas de los datos: importar ficheros, guardarlos, representarlos, etc. Esto se hace simplemente situando un dedo sobre los iconos apropiados que van apareciendo en pantalla. El hecho de que toda la comunicación se realice a través de la pantalla hace innecesario el uso de un teclado, lo que facilita, junto con el tipo de carcasa que constituye esta unidad, su transporte fuera del laboratorio. Para poder salvar los ficheros de

resultados, así como para importar aquellos de calibración o de programación de medidas, esta unidad también posee una disquetera de 3,5" compatible MSDOS®. Finalmente, en lo que respecta a la comunicación con el equipo, éste también posee una interfaz de comunicaciones estándar RS-232 ó un GPIB, a través de los cuales puede realizarse todo el control del equipo mediante un ordenador externo.

Aparte de los dispositivos antes indicados, en el interior de la unidad controladora se encuentran los controladores de posicionamiento en longitud de onda y de la rueda de filtros, amplificadores lineales para la señal detectada por el PMT, la fuente de alta tensión para el fotomultiplicador y el controlador de corriente de oscuridad del mismo.

4.2.1.3 Tubo colimador

Este dispositivo ha sido diseñado siguiendo las directrices de la Organización Meteorológica Mundial para este tipo de instrumentos, con la intención de convertir el Optronic en un pirheliómetro espectral. Ha sido construido en el Instituto de Astrofísica de Canarias y está formado básicamente por dos cilindros concéntricos y seis discos colimadores. El material empleado en todos los elementos es duraluminio, material que posee unas excelentes propiedades frente a la degradación física y química.

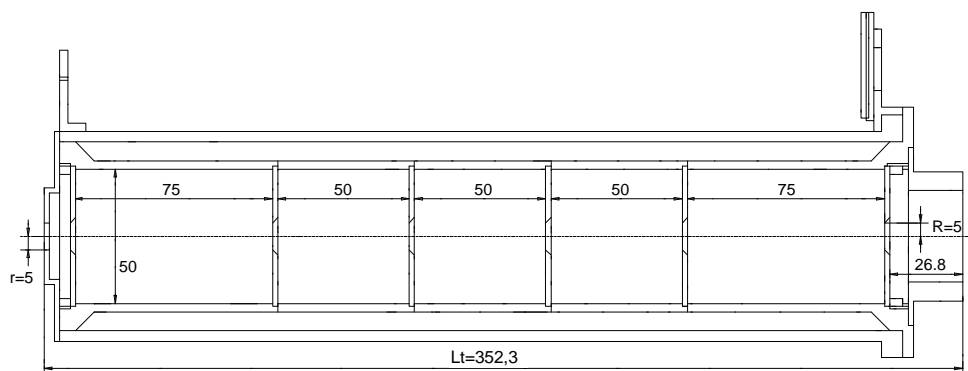


Figura 4.2.2. Sección del tubo colimador con el sistema de alineación manual.

Con objeto de minimizar la luz parásita en el interior del tubo, el cilindro interior está anodizado en negro, poseyendo además sus paredes internas, así como los discos colimadores, una capa de recubrimiento en humo negro.

Para poder seguir el Sol manualmente, el tubo colimador posee un sistema de alineamiento, compuesto básicamente por una mirilla y una pantalla. La primera consiste en un orificio de 1 mm de diámetro practicado en una placa de aluminio situada en el extremo de entrada del sistema. Ésta ha sido especialmente diseñada de forma que se adapta perfectamente a la curvatura del cilindro externo. La segunda es una superficie milimetrada colocada en la parte final del instrumento, donde se puede observar el disco de luz, imagen del orificio de la mirilla. Para determinar en que punto exacto de la pantalla se tiene al Sol perfectamente centrado, es decir, para qué posición el sistema queda perfectamente alineado con el Sol, es necesario realizar un barrido previo con el tubo, tanto en acimut como en elevación. El máximo de radiación detectado por el radiómetro indicará el punto preciso en la pantalla en el que esto tiene lugar y su anotación dejará el tubo preparado para su objetivo final. Pese a la sencillez del método, se requiere una buena precisión, puesto que, se ha observado que variaciones en torno a 2 mm de la imagen del disco en la pantalla, provocan cambios en la respuesta del radiómetro de hasta un 10 % en intensidad (Díaz, 1993).

Cuando se pretende seguir el Sol de forma automática mediante el empleo del sistema seguidor, se utiliza un tubo de seguimiento electrónico. Se basa principalmente en células fotoresistivas y también es necesario alinearlo inicialmente siguiendo un proceso análogo al citado anteriormente. Este dispositivo será posteriormente comentado en el apartado dedicado al seguidor solar, al ser parte del mismo.

Puesto que existen determinadas situaciones en las que el equipo permanece midiendo durante largos periodos de tiempo, sobre todo en

(Aerosol Characterization Experiment), se le ha proporcionado al tubo colimador una ventana de cuarzo, con la intención de evitar la deposición de polvo y suciedad en el interior del mismo. Está situado entre la abertura de entrada y el primer disco colimador de tal forma que se puede extraer con facilidad para su limpieza. Se ha escogido este material (cuarzo) con el fin de minimizar las posibles absorciones en el UV y no disminuir a las ya, de por sí, bajas radiancias en esta zona del espectro.

Tal y como se indicó al principio de este apartado, este dispositivo ha sido realizado siguiendo las directrices dadas por la O.M.M. Un resumen de las mismas puede ser visto en el apartado B.1.2.1 de este trabajo. Siguiendo la misma notación y dado que $r=R=0,5$ cm y la longitud del tubo hasta la entrada de la fibra óptica es de 32,9 cm, se tienen las siguientes características:

$$\begin{aligned} a &= R/r = 1 & b &= L/r = 65,7 \\ z_0 &= \text{ángulo de entrada} = \tan^{-1}(a/b) = 0,87^\circ \\ z_p &= \text{ángulo de inclinación} = \tan^{-1}[(a-1)/b] = 0^\circ \\ z_1 &= \text{ángulo límite} = \tan^{-1}[(a+1)/b] = 1,74^\circ \end{aligned}$$

Con esta implementación, se tiene la ventaja de que la radiación circumsolar que contribuye a la directa medida por el equipo, es realmente baja, ya que, para casos muy desfavorables, en cuanto a concentraciones altas de aerosoles y ángulos de visión, su contribución no supera el 3% (Díaz, 1993).

4.2.1.4 Enlace de fibra óptica

La radiación que alcanza el extremo final del tubo colimador, debe llegar, finalmente, al monocromador del Optronic. Puesto que el primero está en continuo movimiento, al estar permanentemente orientado en dirección al Sol, es necesario un enlace vía fibra óptica entre ambos instrumentos. En

espectro y dado que con el Optronic medimos radiación hasta 250 nm, ha sido necesario adquirir una fibra especialmente diseñada, con un núcleo de sílice puro y un recubrimiento de sílice dopado con iones OH. Con ello se consigue una alta transmisión, no sólo en el UV, sino también en el visible (VIS) y en el infrarrojo próximo (NIR). El dispositivo final de enlace, de la marca Polymicro Technologies Inc., posee una longitud de 2 m, un diámetro de 0,4 cm y está constituido por un haz de 217 unidades de fibra óptica del tipo FVP 200220240. Cada una posee un núcleo que mide $200\pm 8\ \mu\text{m}$ de diámetro, la cubierta $220\pm 5\ \mu\text{m}$ y la protección exterior $240\pm 5\ \mu\text{m}$ con lo cual es posible un gran empaquetamiento. Finalmente, todo el conjunto está rodeado de una envoltura plástica (no mostrada en la figura) de gran resistencia, mientras que en los extremos posee sendas férulas de acero inoxidable.

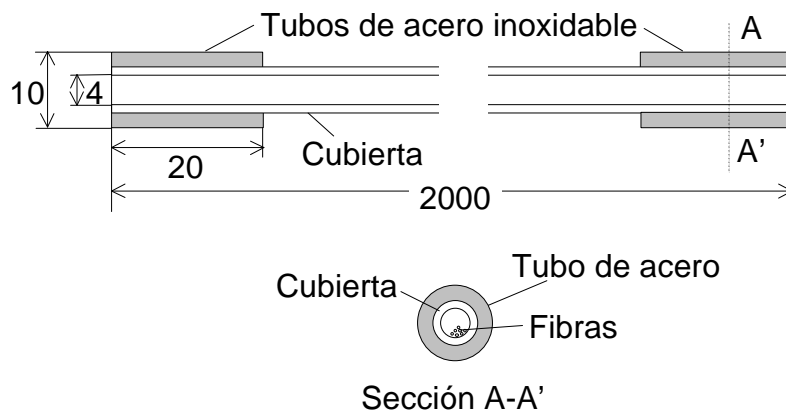


Figura 4.2.3. Sección de la fibra óptica empleada como enlace entre el tubo colimador y el monocromador. Las distancias están en mm.

Junto con la fibra óptica ha sido necesario realizar *ex profeso* dos adaptadores, de forma que se puedan enlazar ésta con el tubo colimador y el sistema óptico del radiómetro. Así, cada férula encaja perfectamente en el centro de cada adaptador y éstos a su vez, en la salida del tubo y en la entrada del monocromador. A este último, además se le ha practicado un rebaje de forma que sea posible la colocación del filtro neutro, imprescindible en algunas medidas para evitar la saturación del PMT del sistema óptico. La elección de

éste y no otro lugar externo para la colocación del filtro, viene motivada por el hecho de que, en esa situación podemos mantenerlo térmicamente estable, imposibilitando cualquier variación en su transmisión debido a cambios de temperatura.

4.2.1.5 Seguidor solar

El seguidor solar o “tracker” empleado en esta memoria es también un diseño propio del Departamento de Física Fundamental y Experimental. Se divide fundamentalmente en las siguientes partes: un montaje ecuatorial con dos motores paso a paso que desplazan en ángulo horario y declinación la plataforma donde se sitúan los instrumentos (denominada sencillamente plataforma de instrumentos), a la que se encuentra solidaria el tubo colimador, y un sistema de seguimiento electrónico que nos permite tener al Sol centrado constantemente. Veamos ambas partes con algo más de detalle.

4.2.1.5.1 Montaje ecuatorial

Es el montaje clásico empleado en la mayoría de los telescopios convencionales. Un brazo vertical de mayor longitud que el otro, confiere a la plataforma de instrumentos que entre ellos se sustenta un ángulo aproximado a la latitud del lugar. Con ello, una vez alineados ambos brazos según el meridiano que pasa por nuestro cenit, i.e. en dirección Norte-Sur, el movimiento aparente de cualquier astro se traduce, una vez fijada su declinación, en un desplazamiento de la plataforma de instrumentos en ángulo horario casi exclusivamente, por lo que, básicamente, sólo es necesario controlar un motor.

El movimiento de seguimiento se realiza gracias a dos motores paso a paso controlados desde un ordenador. Uno de ellos desplaza la plataforma de instrumentos en ángulo horario. Para ello, este motor que posee un paso de 18° ataca directamente a una reductora de movimiento fino, cuyo factor de desmultiplicación es de $1/1500$. El eje de salida de la misma se encuentra a su

vez conectado a una segunda reductora, de mucha menor reducción $1/70$, pero de gran potencia, capaz de soportar todo el par de giro que le pueda producir la plataforma de instrumentos, a la que se encuentra unida mediante un sistema de enganche que hace las veces de embrague. Con este sistema se posee una resolución en ángulo horario aproximadamente igual a $12''$ de arco por cada vuelta del motor, más que suficiente si tenemos en cuenta que el tamaño aparente del Sol es de aproximadamente $27'$ de arco y su velocidad de desplazamiento en la esfera celeste es de 15° por hora. El otro motor, el de declinación, se encuentra solidario a la plataforma de instrumentos y posee un ángulo de paso menor que el anterior: $1,8^\circ$. Está conectado a un tornillo sin fin que, mediante su giro, mueve una corona de 70 dientes. Ésta se encuentra a su vez unida por el eje a la plataforma de instrumentos, transfiriéndole el movimiento necesario en declinación para el seguimiento solar. Se obtiene una resolución final de $1,5'$ de arco por paso del motor.



Figura 4.2.4. Fotografía del seguidor solar con el tubo colimador y el tubo de seguimiento.

Con objeto de minimizar el par que puede producir la plataforma de instrumentos, todos los equipos colocados en ella, principalmente el tubo colimador, se sitúan de tal forma que el centro de masas del conjunto quede finalmente en el centro de la misma. Para ello, y teniendo en cuenta que el instrumento de mayor peso es el tubo y que sobre él se colocan el resto de los sistemas, se ha practicado un orificio central en dicha plancha, con dos

abrazaderas que fijan todo el conjunto. Todo el sistema queda por tanto balanceado en lo que respecta al motor de declinación, pero, sin embargo, el horario siempre presenta el inconveniente de que el motor de declinación está en un lateral de la plataforma de instrumentos y por tanto ésta, queda para él desequilibrada. Aunque este problema es fácilmente solucionable mediante un contrapeso en el lateral opuesto al motor, ni siquiera ha sido necesario instalarlo, dada la existencia de dos reductoras, principalmente la de potencia, antes que él.

4.2.1.5.2 Sistema de seguimiento

El seguimiento solar, en ausencia de nubes, se lleva a cabo gracias a un dispositivo de seguimiento formado básicamente por un filtro neutro, una lente convergente y una batería de cuatro células fotoresistivas (L.D.R. -Light Depending Resistance-). Este dispositivo se instala sobre el tubo colimador, paralelo a su eje longitudinal, de forma que cuando se obtiene el máximo valor para todas las resistencias, la radiación solar sigue exactamente dicho eje del tubo. Para ello es necesario alinearlo convenientemente siguiendo un procedimiento análogo al ya descrito en el apartado 4.2.1.3 para el sistema de apuntamiento manual del tubo colimador. Se dispone de seis tornillos plásticos, tres en su extremo delantero y otros tres en la parte final, que permiten realizar el ajuste fino del alineamiento, permitiendo moverlo convenientemente en cualquier dirección dentro de las abrazaderas que lo mantienen paralelo al tubo colimador.

Las L.D.R. están dispuestas de tal forma que se enfrentan dos a dos por su parte más estrecha. Dos en la dirección del eje de declinación (Norte-Sur) y las otras dos en la de ángulo horario (Este-Oeste), de tal suerte que si alguna se oscurece querrá decir que, aparentemente, el Sol se ha movido en su dirección y todo el sistema deberá ir en esa dirección hasta que se alcancen los valores iniciales de resistencia. Dado que la intensidad de luz solar cambia a lo largo del día, se establece un valor promedio a partir de los valores de las cuatro resistencias.

Con objeto de que el ordenador pueda manipular estos datos es necesario convertir los valores de resistencia a cuentas digitales, y para ello se realiza de forma automática una multiplexación continua y una conversión analógico-digital. Todo ello, así como la posible casuística de claros y oscuros en las resistencias va implementado en el software de control y el hardware del instrumento.

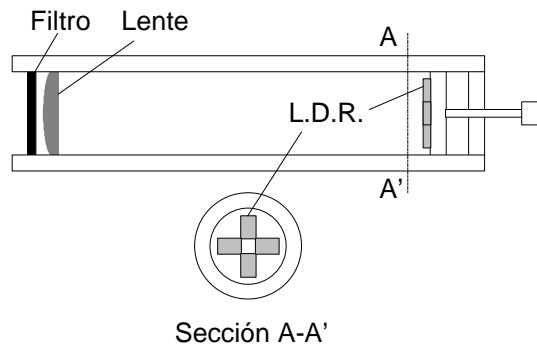


Figura 4.2.5. Sección del sistema de seguimiento del seguidor solar.

Pese a que las L.D.R. son resistencias preparadas para variar su magnitud frente a la intensidad de luz, la radiación solar directa es excesiva para obtener un buen intervalo de variación en las cuentas digitales. Esto hace necesario el empleo de un filtro neutro estándar y una capa filtrante en la lente convergente. Esta última tiene también por misión, concentrar la radiación solar en el área ocupada por las L.D.R., de tal forma que cualquier pequeña variación en la dirección de la radiación de entrada, se traduzca en una falta de luz en la zona sensible de alguna de las resistencias y por tanto en un movimiento de todo el dispositivo.

4.2.1.6 Caja de intemperie con sistema termostatizador

El espectrorradiómetro Optronic presenta entre otras, la ventaja de ser un equipo fácilmente transportable, permitiendo realizar medidas de campo en cualquier zona. Sin embargo, para evitar cualquier posible daño, debido tanto a las inclemencias del tiempo como a cualquier otro agente externo, se ha

desarrollado una caja de intemperie en la que va instalado. Así mismo, debido a la dependencia que presenta con la temperatura el tubo fotomultiplicador del monocromador del Optronic, dicha caja de protección ha sido realizada con la capacidad de mantener a temperatura estable todo el sistema óptico del instrumento.

El conjunto está formado por una caja de aluminio con un índice de protección IP54, dividida internamente, mediante paredes también de aluminio, en dos niveles. En el superior se sitúa el controlador del radiómetro y el controlador de temperatura del monocromador. La inferior, subdividida a su vez en dos compartimentos mediante una pared vertical de aluminio, contiene en un lado el monocromador, a una temperatura estable y en el otro la caja de potencia que, gobernada por el controlador de temperatura, suministra la energía necesaria al sistema termorregulador del instrumento. Para minimizar las pérdidas de calor se han forrado completamente con aislante térmico de 3,5 cm de espesor todas las paredes del compartimento donde se ubica el sistema óptico, así como el fondo de toda la caja.

El flujo de aire de refrigeración de los diferentes aparatos no termostatizados en el interior de la caja, queda asegurado mediante la implementación de un sistema de canalización del mismo, de tal forma que el aire es aspirado del exterior en el compartimento superior, y sale fuera de la caja en el nivel inferior, por la zona de la caja de potencia. Todo ello gracias al empleo de dos potentes ventiladores.

El sistema termorregulador tiene por misión mantener la temperatura constante en el habitáculo del sistema óptico, con un error de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$. Está formado por un controlador de temperatura de la marca Eurotherm, modelo 2416, una sonda de temperatura PT100, dos resistencias calefactoras de 20 W de potencia cada una, de la firma Kittel, un ventilador y una caja de potencia. El controlador es del tipo PID (Proporcional Integral Derivativo) con autosintonía en los parámetros de banda proporcional, tiempo de integración

y tiempo de derivación. La sonda de temperatura, una PT100, se basa en la termometría de platino, y consiste, básicamente, en un arrollamiento de este material en un pequeño cilindro de cerámica de aproximadamente 2 mm de diámetro y 2 cm de longitud. La variación de temperatura que pueda sufrir dicha cápsula se traduce en una variación en la resistencia del platino respecto a su cero: 100Ω a 0°C . Dicho cilindro ha sido colocado prácticamente adosado al tubo fotomultiplicador del monocromador, al ser éste el principal elemento cuya temperatura deseamos controlar.

Una vez establecida la temperatura de consigna a la que se desea situar el instrumento (en este caso ha sido de $35,0^\circ\text{C}$), el controlador detecta la temperatura del compartimento y envía, según los parámetros PID establecidos, una señal de tensión proporcional a la potencia que es necesario suministrar a las resistencias calefactoras para conseguir la temperatura de consigna. Esta señal de tensión oscila entre 0 y 5 V de corriente continua, mientras que las resistencias anteriores funcionan con señal alterna de 220 V. Por ello, es necesario el empleo de un sistema electrónico, capaz de traducir en potencia de salida, la señal continua de entrada. Éste sistema es al que se le ha denominado caja de potencia. Finalmente, y para evitar gradientes de temperatura entre las resistencias y el sensor PT100, existe en el interior del compartimento un ventilador, el cual homogeneiza la temperatura del aire de toda la cámara.

4.2.1.7 Software

Se han desarrollado diferentes programas para el control de los equipos, así como para la adquisición de los datos. Es sin duda en la parte de seguimiento solar donde se ha realizado el principal esfuerzo, debido a que se ha pretendido realizar un software lo suficientemente abierto como para que pueda ser adaptado y empleado por diferentes instrumentos con idéntica misión. A continuación se describen las principales características de dichos programas, así como una breve descripción de los procesos que implementan.

El programa diseñado para el seguidor solar ha sido realizado bajo el lenguaje de programación LabWindows, y está dividido principalmente en cuatro partes. La primera ha sido implementada para la correcta alineación del sistema de seguimiento y determinar los niveles umbrales necesarios, permitiendo visualizar la respuesta de las cuatro resistencias L.D.R. simultáneamente. Si bien el empleo de esta parte del software es reducido ya que, básicamente se emplea en el momento inicial del alineamiento y luego esporádicamente para controlar que éste siga correcto, es una herramienta necesaria y muy cómoda para este tipo de pruebas.

La segunda parte nos permite configurar cualquier variable del sistema: el paso aplicado a las reductoras, latitud y longitud del lugar, la hora en la que ha de finalizar el seguimiento solar, etc. Es por tanto una pieza fundamental que, por su naturaleza es accesible sólo mediante una contraseña. En la tercera, se permite el movimiento de los motores en cualquier dirección y con un ángulo o número de pasos deseado, es decir, un movimiento manual pero desde el software. Asimismo se utiliza para alinear el sistema con el Sol en un primer momento, mediante, al menos, una resistencia “iluminada”. Finalmente, y una vez establecido el seguimiento, se pasa a la cuarta parte del programa, donde se realiza el control continuo de la posición solar mediante el sistema de seguimiento electrónico o mediante el teórico según sean las condiciones.

La rutina básica de funcionamiento llevada a cabo por este software puede resumirse de la siguiente forma. En primer lugar es necesario colocar el sistema de seguimiento mirando en dirección al Sol, de tal forma que, al menos una de las L.D.R. tenga luz directa del mismo. Esto puede realizarse de forma manual, liberando los embragues de las reductoras y desplazándolo manualmente, o bien, mediante la tercera parte del propio programa de control. Una vez que una de las resistencias tiene luz directa, automáticamente se realizan los desplazamientos adecuados mediante los motores para “iluminar” todas las resistencias.

Debido al movimiento solar aparente, en pocos segundos alguna o varias de las resistencias bajan en los valores de sus cuentas. Si lo hacen por debajo de un umbral prefijado, los motores se mueven nuevamente para compensar este defecto de iluminación. De esta forma, siempre que haya luz solar directa el seguidor solar realiza su movimiento de seguimiento. Nótese que mediante este tipo de seguimiento, no importan la fecha, la hora del día, un exacto alineamiento del montaje ecuatorial y ni siquiera que la latitud del lugar coincida con la del brazo sobre el que se sustenta la plataforma de instrumentos, al contrario que ocurre en otros sistemas cuyo funcionamiento se basa en un sistema horario.

En el caso de que alguna nube se interponga entre las L.D.R. y la radiación solar directa, las cuentas de resistencia caen drásticamente. Si éstas llegan a descender por debajo de un nivel también predeterminado, se activa el seguimiento por elementos orbitales. Éste se basa en Michalsky (1988) y, a partir de la fecha y la hora, es capaz de indicar la posición del Sol y por tanto de permitir el seguimiento de la trayectoria solar. Cuando la nube deja de interponerse entre nuestro astro y las resistencias, éstas vuelven a arrojar valores altos pasándose nuevamente y siempre de forma automática al seguimiento por L.D.R.

Si el registro de ángulo horario alcanza el valor calculado para la puesta de Sol, o bien se llega a uno de elevación mínima establecido por el usuario, el seguimiento solar cesa, comenzando un procedimiento automático de retroceso mientras se espera el próximo día. Para ello se calculan el lugar y hora por donde saldrá el Sol el día siguiente y los motores desplazan al sistema hacia esa nueva posición, o bien hacia aquella con un ángulo de elevación mínimo prefijado por el usuario. Cuando sea la hora calculada se iniciará un nuevo seguimiento, bien de forma teórica si el día amanece nublado, bien mediante las L.D.R.

Continuamente se registran y escriben en ficheros diarios todas aquellas incidencias que tengan lugar en el seguimiento, como hora de inicio, cambio a modo teórico o por resistencias, número de L.D.R. con las que se inició el seguimiento, etc., con objeto de poder analizar el funcionamiento del equipo y detectar posibles anomalías.

El segundo programa desarrollado, éste ya de forma mucho más simple, está instalado en el ordenador portátil de la caja de intemperie, y gobierna toda la toma de datos del espectrorradiómetro, desde la hora de inicio de la misma, hasta el número de longitudes de onda que se desean medir. De esta forma, no sólo se controla totalmente como ha de tener lugar la medida de radiación, sino que además se dispone de toda la capacidad de almacenamiento del disco duro del portátil, eliminando la servidumbre que presentaba originariamente el equipo con su disquetera como único dispositivo de almacenamiento masivo.

La rutina del programa comienza con el cálculo de la hora de comienzo de una nueva toma de datos o "scan". Éste siempre se produce a intervalos regulares prefijados por el usuario. Dependiendo del número de longitudes de onda que se desee medir, dichos intervalos pueden oscilar desde apenas un minuto, a los veinte que suele durar, por término medio, un barrido completo desde 250 a 780 nm con paso de un nanómetro. Cuando se alcanza la hora exacta se habilita todo el sistema óptico, tanto los motores de las redes holográficas, como el de la rueda de filtros y el tubo fotomultiplicador. Inmediatamente comienza el barrido, midiéndose en primer lugar la corriente de oscuridad, y posteriormente la intensidad registrada por el PMT a las diferentes longitudes de onda. Para tener conocimiento de que dicha función se está ejecutando sin necesidad de abrir la caja de intemperie, el programa hace que el ordenador emita una señal acústica con cada registro de intensidad de radiación realizada, i.e., a cada longitud de onda.

Finalizada la grabación en el disco duro, se ejecutan los comandos necesarios para situar tanto las redes holográficas, como la rueda de filtros a su posición de inicio. Además se desconecta la alimentación del tubo fotomultiplicador con objeto de salvaguardar todos sus elementos y en definitiva prolongar su tiempo de vida. El programa revisa la hora suministrada por el reloj del ordenador, de tal forma que si dicha hora alcanza la de final de la jornada (también prefijada por el usuario), se ejecutan las mismas órdenes que cuando finaliza cualquier grabación y se termina la ejecución del programa devolviendo el control al sistema operativo. Al día siguiente, a la hora establecida por el usuario, un software residente volverá a ejecutar este programa de toma de datos.

4.2.1.8 Instalación

Las principales necesidades de instalación de este instrumento son, básicamente, una toma de corriente de 220 V con línea de tierra y un campo de visión suficiente para poder seguir la trayectoria solar durante todo el día. El seguidor solar debe quedar bien nivelado y a ser posible correctamente alineado en dirección Norte-Sur. Para lo primero es suficiente con un nivel comercial, mientras que para lo segundo, en principio es suficiente aprovechar las sombras generadas por el propio equipo en el mediodía solar. La correcta alineación del equipo es importante para aquellos casos en los que durante un gran número de jornadas, el cielo haya estado completamente cubierto y el seguimiento sea completamente por elementos keplerianos. En el caso de que se lleve a cabo el seguimiento mediante LDR, errores en la alineación, e incluso en la nivelación carecen de importancia.

Tal y como ya se ha indicado, el montaje del seguidor solar es del tipo ecuatorial, y se le ha dado al brazo que sostiene la plataforma de instrumentos una inclinación de 28° , es decir, nuestra latitud. Esto simplifica enormemente el movimiento de los motores, sobre todo el de declinación, y no imposibilita en modo alguno su utilización en cualquier otra latitud.

Una vez alineado y nivelado, se pueden seguir dos procedimientos para comenzar el seguimiento solar. O bien se desplaza la plataforma de instrumentos, mediante el movimiento controlado por software de los motores, hacia una posición en la que radiación solar directa incida próxima al centro de la diana de seguimiento, o bien se desembragan los motores de declinación y ángulo horario y se mueve manualmente a una posición como la anterior, volviéndose a embragar seguidamente. Una vez realizado esto se activa el seguimiento automático por LDR, quien se encargará de actualizar la posición de los motores y el resto del seguimiento. Es necesario, por tanto, que para este primer día de seguimiento se disponga de luz solar directa.

Con respecto a la caja de intemperie, una vez conectada y accionado el interruptor general, el sistema de control de temperatura arranca automáticamente, intentando situar la temperatura del sistema óptico a la que él posee por defecto (esta puede ser modificada en cualquier instante). Para que dicha temperatura quede perfectamente estable, dentro del error ya indicado de $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$, es necesario que transcurra del orden de unas doce horas si se inicia todo el proceso desde temperatura ambiente.

En lo que se refiere al espectrorradiómetro Optronix, únicamente es necesario realizar las conexiones oportunas entre las diferentes unidades y el ordenador de control. Una vez que ha sido introducida la hora exacta en los equipos, el resto del control es totalmente automático, midiéndose a intervalos de tiempo prefijados la radiación solar a diferentes longitudes de onda. Asimismo, a determinadas horas, que el usuario debe establecer de antemano, comienza y se detiene la rutina de medida, de tal forma que durante la noche no se obtiene ningún dato, evitando así un aumento innecesario en el tamaño de los ficheros y prolongando la vida de todos los componentes en los diferentes sistemas del equipo.

Dado que durante la noche no se realiza ninguna medida, se ha instalado un temporizador digital que corta el suministro eléctrico al

controlador y al sistema óptico del Optronic, reactivándolo antes del orto solar. De esta forma se logran conseguir diferentes objetivos como: un ahorro en el consumo eléctrico, salvaguarda de los componentes electrónicos ante posibles picos de tensión, aumento del tiempo de vida de las diferentes partes electrónicas, puesta a cero general del equipo, etc. Tanto el momento del corte como el de conexión pueden ser también fácilmente modificado por el usuario.

4.2.2 Principio de operación

Una vez que el sistema de seguimiento del seguidor solar tiene centrado el disco solar y están activados tanto el software de seguimiento como el de adquisición, el sistema queda habilitado para su operación normal. La componente directa de la radiación solar se introduce por el tubo colimador hasta alcanzar en el extremo opuesto de dicho tubo a la fibra óptica, la cual, reconduce dicha radiación hacia la entrada del sistema óptico del espectrorradiómetro. Una vez allí, dos redes holográficas, cuyos movimientos son controlados automáticamente mediante el microprocesador de la unidad controladora, se encargan de seleccionar la longitud de onda que se desea medir. Finalmente, esta radiación cuasi-monocromática es dirigida hacia el tubo fotomultiplicador, cuya señal analógica de intensidad es detectada y registrada en el ordenador portátil de adquisición.

4.2.3 Detector

Tal y como ya se ha indicado el detector del sistema óptico es un tubo fotomultiplicador (PMT) del tipo S-20, especialmente apropiado para trabajar en este intervalo de longitudes de onda. Posee un voltaje de operación que puede ser seleccionado desde el controlador, entre -200 y -1100 voltios,

aunque se recomienda el empleo de -650 V para conseguir una relación señal ruido y estabilidad óptimas. Asimismo se desaconseja voltajes inferiores -500 V para evitar problemas de no-linealidad. Desde la unidad de control también se puede seleccionar el nivel de sobrecarga del PMT, es decir, la máxima corriente por encima de la cual el fotomultiplicador automáticamente se desconectará, con objeto de evitar posibles daños por niveles excesivos de flujo. El intervalo en el que éste oscila es de $9,9 \cdot 10^{-6}$ a $9,9 \cdot 10^{-8}$ amperios, siendo el primer valor el recomendado por el fabricante.

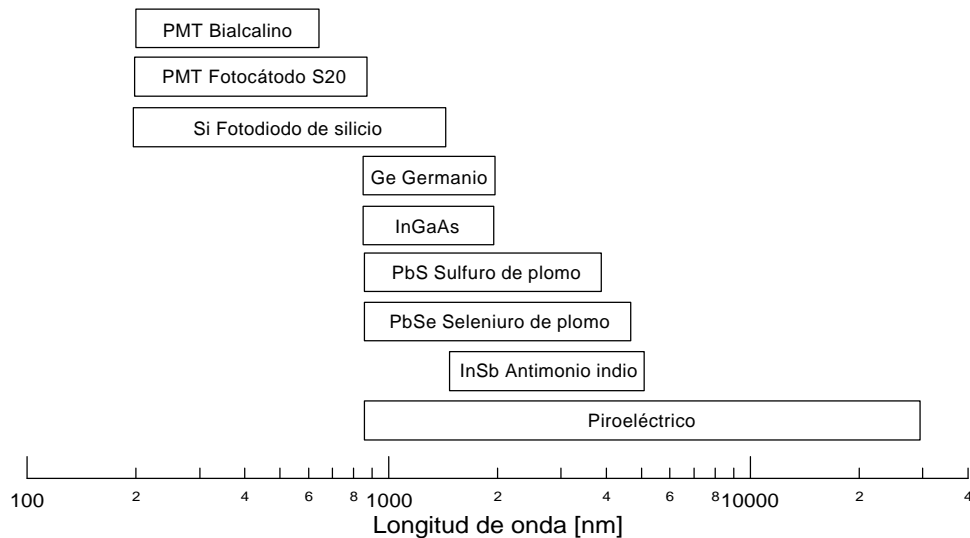


Figura 4.2.6. Intervalos de funcionamiento en longitud de onda para diferentes tipos de detectores.

4.2.4 Calibración

El espectrorradiómetro Optronic posee dos conjuntos de lámparas para calibrarlo tanto en la respuesta espectral como en la absoluta. El primer grupo está formado por dos lámparas de baja potencia incluidas dentro de la misma carcasa. La primera, es una lámpara fluorescente de mercurio, de 4 vatios de potencia y múltiples picos de emisión situados en 312,9, 404,7 y

546,1 nm. Su precisión y exactitud en la longitud de onda es de $\pm 0,05$ y $\pm 0,1$ nm respectivamente, por lo que se emplea principalmente para comprobar la calibración en longitud de onda. La segunda es una lámpara halógena de tungsteno de 5 vatios y una estabilidad de $\pm 0,5\%$, lo cual permite verificar la ganancia del sistema óptico en el nuevo sitio de medida. Estas dos lámparas emplean como fuente la propia unidad controladora del Optronic.

El segundo juego de lámparas permite la calibración absoluta del instrumento en irradiancia, a lo largo de toda la región espectral que es capaz de abarcar. Está formado por lámparas de calibración estándar según normas NIST (*National Institute of Standards and Technology*, de EE.UU.). La primera es de deuterio, de 45 vatios de potencia, mientras que la segunda es una halógena de tungsteno de 200 vatios. Mientras la primera emite principalmente en la región UV (200-400 nm), la segunda lo hace en la zona VIS y NIR, aunque también alcanza la UV, pero de forma mucho menos intensa (250-800 nm). En las figuras 4.2.7 y 4.2.8 pueden verse dos ejemplos de calibración realizadas

Para llevar a cabo una buena calibración es necesario que las lámparas reproduzcan siempre las mismas condiciones en todas las calibraciones. Por ello, es imprescindible el empleo de fuentes de alimentación de gran estabilidad y precisión. Así, junto con el equipo, se adquirieron fuentes especialmente diseñadas para cada lámpara, con corrientes de salida que presentan variaciones del orden de tan sólo un 0,1%.

Otra forma de calibrar el instrumento es mediante el empleo de la calibración Langley. Esta es sin duda la más ampliamente realizada al equipo en su nueva faceta de medidor de radiación solar directa junto con la calibración, siempre necesaria, en longitud de onda. La calibración Langley, tal y como ya se ha comentado, no sólo proporciona los valores de intensidad a masa óptica cero, sino que además permite revisar la estabilidad del equipo durante los

diferentes períodos de medida. Debido a su importancia, esta calibración posee un apartado especial dentro del capítulo 6 de esta memoria.

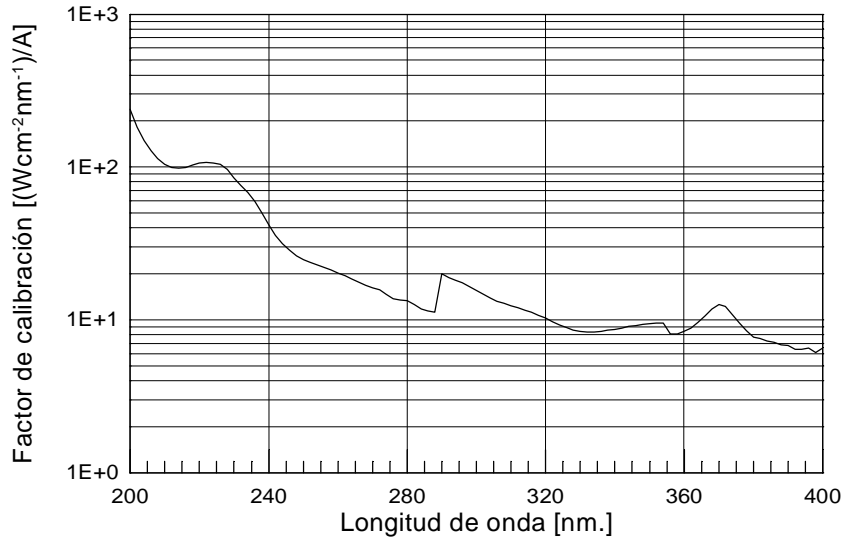


Figura 4.2.7. Factor de calibración para irradiancia obtenido con la lámpara de deuterio.

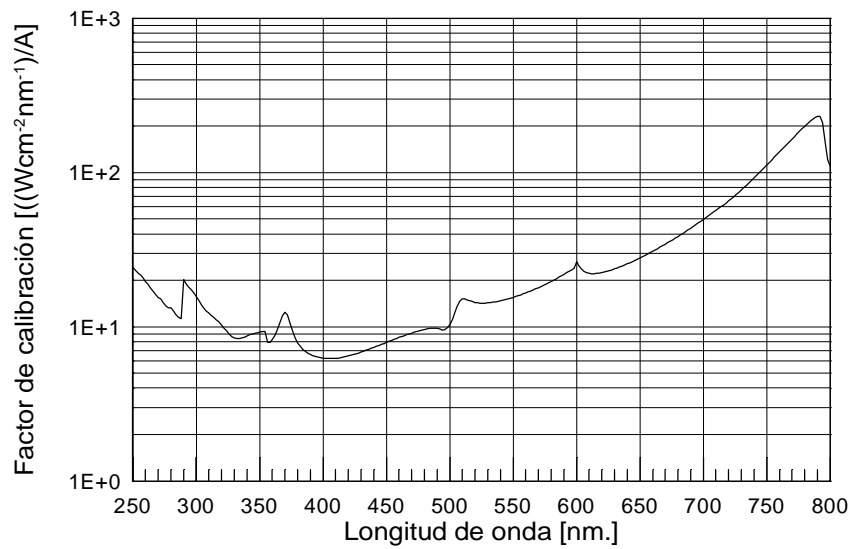


Figura 4.2.8. Factor de calibración para irradiancia obtenido con la lámpara de tungsteno.

CAPÍTULO 5

SATÉLITES NOAA: ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE DATOS

La Teledetección se ha convertido en una herramienta fundamental en aquellas ciencias relacionadas con el medio ambiente. Su capacidad de explorar amplias superficies con cada pase del satélite y llegar a zonas de difícil o imposible acceso para el hombre ha permitido su enorme desarrollo en los últimos años.

En este capítulo nos centraremos en los satélites NOAA y en especial en su radiómetro AVHRR, el cual nos va a permitir estudiar el espesor óptico de aerosoles para toda la zona del Atlántico Norte Subtropical. La estación terrena es también un elemento fundamental dentro de la teledetección, por lo que será asimismo discutida. Finalmente, mostraremos los diferentes procesos que hay que aplicar a una imagen de satélite para poder obtener como producto final un mapa de la variable de interés.

5.1 SATÉLITES ARTIFICIALES

5.1.1 Introducción a la teledetección

Bajo el nombre de teledetección¹ se engloban, de forma general, todas aquellas técnicas desarrolladas para la adquisición y el análisis de información procedente de un objeto para el que el sistema detector no está en contacto físico con él. Este término no ha quedado bien establecido desde un principio sino que, prácticamente, cada experto en el tema, ha generado su propia definición. Así aparecen las dadas por Sabins (1978); Lillesand y Kiefer (1979); Slater (1980); Mather (1987) o Asrar (1989). Es por ello que en esta memoria, cuando hablemos de teledetección, nos referiremos al concepto más actual, el cual se entiende como la medición de la radiación electromagnética que, procedente del sistema tierra-atmósfera, es registrada por instrumentos situados a bordo de plataformas espaciales, para su posterior almacenamiento, procesado e interpretación.

La teledetección está estrechamente relacionada con el ser humano, ya que, la mayoría de la información que obtiene el hombre de su entorno es gracias a diferentes sistemas de percepción remota como el olfato, el oído y de manera muy especial, la vista. Al igual que cualquier sensor a bordo de un satélite, nuestros ojos detectan radiación electromagnética en una región limitada del espectro electromagnético (de 0,4 a 0,7 μm , aproximadamente, ver figura 5.1.1), y la convierte en impulsos eléctricos para, posteriormente, enviarla a un sistema de almacenamiento, nuestro cerebro, que finalmente realiza su interpretación.

¹ La palabra teledetección deriva de *téledétection*, traducción francesa del vocablo inglés *remote sensing*.

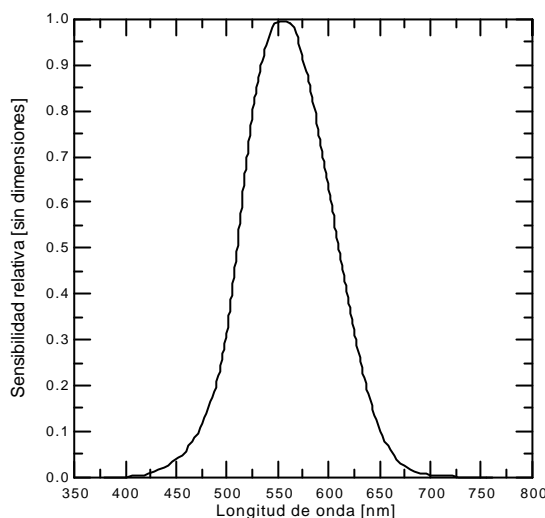


Figura 5.1.1. Sensibilidad relativa del ojo humano, según la Comisión Internacional de Iluminación (Commission Internationale de L'Éclairage).

Generalmente, los satélites artificiales registran las características del sistema tierra-atmósfera mediante radiómetros que detectan radiación en diferentes longitudes de onda del espectro, muy concretas. Esta información es, o bien almacenada en el propio satélite hasta alcanzar una estación terrena, momento en el que se emite, o bien, enviada constantemente a la superficie terrestre para que sea recibida por cualquier sistema receptor a la escucha. Es, finalmente, en la estación terrena donde se almacenará y procesará dicha información.

Debido a la situación privilegiada en la que se encuentran, los satélites artificiales poseen una gran capacidad para observar fenómenos en amplias zonas de la superficie terrestre. Teniendo en cuenta además la notable precisión que han conseguido estos instrumentos, es fácil entender el enorme desarrollo que la teledetección ha experimentado en los últimos años. Así, se ha constituido en uno de los instrumentos fundamentales en campos tan diferentes como las Ciencias de la Tierra, la Oceanografía y, especialmente, la Física de la Atmósfera. En esta memoria, su utilización nos ha permitido estudiar, en lo que a aerosoles atmosféricos se refiere, toda la zona de Canarias, lo cual sería prácticamente inviable si sólo se dispusieran de

sistemas terrestres de medición. Los logros conseguidos inicialmente para esta región nos han animado a ampliar la zona de estudio a todo el Atlántico Norte Subtropical, con lo que es posible monitorizar la evolución de este componente atmosférico en casi toda la zona de cobertura de nuestra estación.

5.1.2 Caracterización de los satélites artificiales

Constituyen las plataformas de observación desde donde se va a realizar la medida de radiación electromagnética procedente del sistema en estudio. Existe en la actualidad una enorme cantidad de estos vehículos circunvalando la Tierra, cada uno con su propia instrumentación, acorde con los objetivos para los que han sido desarrollados. De entre ellos cabe destacar a los Landsat, SPOT, ERS, Meteosat y muy especialmente, NOAA por haber sido intensamente empleados por la comunidad científica desde su puesta en órbita. Sus instrumentos, aunque diferentes, pueden ser caracterizados mediante una serie de parámetros comunes, como son la resolución espacial, la resolución espectral, la resolución radiométrica y la resolución temporal.

5.1.2.1 Resolución espacial

Mediante este concepto se pretende designar al objeto más pequeño que puede ser distinguido sobre una imagen (Chuvienco, 1990, Townshend, 1980). En teledetección, la medida más comúnmente utilizada es el campo de visión instantáneo (IFOV –*Instantaneous Field Of View*–) del sensor. Se define como el área de la superficie que, en teoría, es vista por el instrumento desde una altitud dada, en un instante dado de tiempo. Puede ser medido de dos formas distintas, bien como el ángulo que se subtiende desde el satélite hasta el suelo, bien como la distancia equivalente en la superficie (XX’).

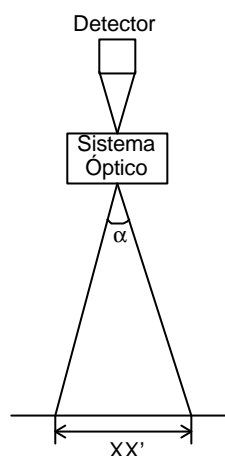


Figura 4.1.2. Campo de visión instantáneo.

Dado que ningún satélite posee una órbita perfectamente estable (normalmente su altura, por ejemplo, puede variar en varias decenas de kilómetros), es normal que el campo de visión instantáneo sea diferente del que correspondería a su órbita nominal, haciéndose más pequeño a altitudes más bajas y aumentando con las altas. Es por ello que este parámetro se dé siempre referido a la altura nominal del satélite.

Pese a ser la magnitud más empleada para identificar la resolución espacial de un satélite, no es, quizás, la más útil. Debido a las propiedades de la óptica involucrada en los sensores, una zona puntual altamente reflectante de la superficie, posee una función de distribución de intensidad (PSF *–Point Spread Function–*) de tipo gaussiano, centrada en dicho punto, pero con unas alas que pueden alcanzar puntos vecinos. Esto hace que dicho punto no sea visto como tal, sino como una región circular difusa. Basándose en esta función PSF, es posible definir un nuevo IFOV para cada instrumento. La presencia de objetos relativamente brillantes u oscuros dentro del IFOV del sensor, aumentará o disminuirá la amplitud de la función PSF, variando por tanto su resolución. Por esto, determinadas características de alto contraste de la superficie terrestre como ríos o canales, los cuales poseen anchos inferiores al IFOV nominal de los satélites, pueden ser detectados.

Existen otras definiciones de resolución espacial mucho menos

empleadas, como el elemento de resolución efectivo o ERE (*Effective Resolution Element*), basado en medidas de radiancia, o el campo de visión instantáneo efectivo, EIFOV (*Effective Instantaneous Field Of View*), el cual asume el criterio de Rayleigh para distinguir dos puntos igualmente brillantes en la imagen (Mather, 1987).

Entre las diferentes plataformas empleadas en teledetección, es la fotografía aérea la que posee una mayor resolución espacial, llegando incluso a las décimas de metro. Nótese que una foto aérea puede cubrir en una sola imagen un área de entre 16 y 49 Km². Un pase Landsat, con una resolución de 80 m puede, sin embargo, abarcar un espacio de unos 34.000 Km², mientras que un pase NOAA, con una resolución de 1,1 Km es capaz de cubrir 9.000.000 Km². En el extremo final, se podría situar al satélite Meteosat, que con una resolución máxima de 2,4 Km detecta todo el hemisferio terrestre iluminado por el Sol.

5.1.2.2 Resolución espectral

El término resolución espectral hace referencia al número y anchura de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor a bordo del satélite. Tanto el número de éstas, como su anchura y su posición en el espectro, están estrechamente relacionados con los objetivos planificados para el satélite. En los que poseen diferentes canales, una misma imagen es vista simultáneamente por detectores sensibles a diferentes longitudes de onda. Así, y teniendo en cuenta la particular respuesta espectral que presenta cada objeto, es posible caracterizarlo. Por esto cuantos más canales posea un satélite, tanto más permitirá discriminar con exactitud lo que se está analizando. A la vez, conviene que esas bandas sean suficientemente estrechas, dado que lo contrario supone registrar un valor promedio, que puede encubrir la diferenciación espectral entre objetos de interés.

Sin embargo, aumentar el número de canales de un sensor no es

decisión sencilla dado que conlleva unos costos inherentes, que, en ocasiones, hacen inviable este desarrollo. De una parte, se produce una disminución en la relación señal-ruido a la salida del sensor, entendiéndose por señal la información contenida en los datos recibidos en el sensor, y el ruido, la variación no deseada que es añadida al sensor. Este ruido puede ser tanto aleatorio como sistemático, y es provocado por los componentes mecánicos y/o electrónicos del instrumento en operación. Lógicamente, al aumentar el número de canales, será mayor la circuitería electrónica del instrumento, al igual que el número de los diferentes sistemas ópticos que permitan llevar la radiación detectada a los detectores espectrales, por lo que el nivel de ruido se verá notablemente ampliado.

Otro problema añadido consiste en que al aumentar el número de canales, crece considerablemente la información que el satélite debe enviar. Así, es necesaria la presencia a bordo de equipos capaces de procesar y enviar una cantidad de información superior en el mismo periodo de tiempo (entiéndase que se trata exactamente del mismo satélite, con la misma órbita nominal, pero con mayor número de canales). Los costos en dichos instrumentos serán por tanto superiores. De la misma forma, en lo que se refiere al sector terreno, los instrumentos de captación de la información enviada por el satélite, tendrán que tener la suficiente sensibilidad como para poder adquirir los datos y la capacidad de cálculo apropiada para procesarlos. Esto conlleva nuevamente un coste adicional respecto a equipos más sencillos, preparados para un menor número de canales.

Entre los sensores espaciales, la menor resolución espectral corresponde al radar, dado que trabaja normalmente en un sólo canal. En el otro extremo se puede situar al HIRIS (*High Resolution Imaging Spectrometer*), con 196 canales repartidos entre el VIS y el NIR (Goetz, 1987).

5.1.2.3 Resolución radiométrica

La resolución radiométrica o sensibilidad radiométrica se refiere al número de niveles digitales empleados para expresar los datos recogidos por el sensor. En general, a mayor número de niveles, mayor es el detalle en la información. Lógicamente, satélites con mayor resolución radiométrica son preferibles frente a los de menor, ya que permitirán una mejor interpretación de la imagen. Sin embargo, nuevamente es necesario tener en cuenta la razón señal-ruido a la hora de aumentar la resolución de un sistema. El tamaño de paso de un nivel digital de radiancia al siguiente, no puede ser menor que el nivel de ruido, o de lo contrario, sería imposible discernir si un cambio en el nivel ha sido debido a un cambio real en la radiancia del objeto, o a un cambio en la magnitud del ruido.

Diferentes autores han estudiado la efectividad de aumentar la resolución radiométrica en diferentes sensores. Así, Tucker (1980) ha investigado la relación entre resolución radiométrica y la capacidad de distinguir diferentes tipos de vegetación. Llegó a la conclusión de que usar una imagen con 256 niveles frente a otra de 64, sólo producía una mejora del 2 ó 3%. Siguiendo a Bernstein et al. (1984) se puede llegar a la conclusión de que empleando técnicas de compresión en los datos del satélite Landsat, es posible comprimir, en promedio, el dato de 8 bits en un formato de 5. Dada la enorme cantidad de datos que puede tener una imagen multiespectral (300 millones de puntos para una imagen Landsat) es notablemente importante el estudio detallado de la necesidad real de aumentar la resolución radiométrica de cualquier sensor.

5.1.2.4 Resolución temporal

Este término se refiere a la periodicidad con la que el sensor adquiere imágenes de la misma porción de la cobertura terrestre. Este ciclo de cobertura viene en función de las características orbitales de la plataforma como pueden ser su altitud, velocidad e inclinación, así como del sensor,

principalmente del ángulo de observación y de apertura.

Atendiendo a los objetivos para los que han sido diseñados, los satélites artificiales poseen diferentes cadencias de observación. En general, los de propósito meteorológico, tales como Meteosat o NOAA, deben generar información con una frecuencia alta (cada 30 minutos Meteosat y cada 12 horas NOAA), puesto que se dedican a observar fenómenos dinámicos. En el otro extremo tenemos los satélites de recursos naturales como Landsat y SPOT, los cuales poseen una cadencia de 16 y 26 días respectivamente.

Las cuatro resoluciones antes indicadas, aunque indican aspectos muy distintos, están íntimamente relacionadas entre sí. Así, por ejemplo, a mayor resolución espacial, disminuye generalmente la temporal, y es habitual que se reduzca también la espectral y la radiométrica. Por tanto, a la hora de diseñar un sensor remoto es necesario tener en cuenta cual es la resolución más importante de acorde al problema que se quiere investigar. Si se desean estudiar fenómenos con muy corto tiempo de vida, será necesario aumentar su cobertura temporal, aún a costa de perder otras resoluciones. Por el contrario, si la investigación se centra, por ejemplo, en el tipo de cubierta, será necesario realzar las resoluciones espectral y espacial a expensas de la temporal.

5.2 SATÉLITES NOAA

La familia de satélites de órbita polar NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) constituyen uno de las series más importantes en lo que a seguimiento atmosférico se refiere. El lanzamiento del primer satélite meteorológico de esta familia tuvo lugar el uno de abril de 1960, si bien ha sido con el lanzamiento del TIROS-N (*Television InfraRed Operational Satellite*), el cual tuvo lugar el trece de Octubre de 1978, cuando se ha establecido el inicio de dicha serie. Desde entonces y hasta la actualidad, siempre ha habido algún satélite NOAA suministrando información.

Aunque todavía hoy al programa se le denomina TIROS, los satélites individuales son conocidos como NOAA-n. En la siguiente tabla pueden verse las diferentes fechas de lanzamiento, así como el periodo en el que estos vehículos han sido operativos.

Tabla 5.2.I. Fechas de lanzamiento y operatividad de los satélites de la serie NOAA.

Satélite	Fecha de lanzamiento	Operatividad
TIROS-N	13/10/78	19/10/78 - 30/01/80
NOAA-6	27/06/79	27/06/79 - 05/03/83
		03/07/84 - 16/11/86
NOAA-B	29/05/80	Falló al posicionarse en órbita
NOAA-7	23/06/81	19/08/81 - 07/06/86
NOAA-8	28/03/83	20/06/83 - 12/06/84
		01/07/85 - 31/10/85
NOAA-9	12/12/84	25/02/85 - 07/11/88
NOAA-10	17/09/86	17/11/86 - 16/09/91
NOAA-11	24/09/88	08/11/88 - 11/04/95
		(AVHRR mal desde 13/09/94)
NOAA-12	14/05/91	14/05/91 - Actualidad
NOAA-13	09/08/93	09/08/93 - 21/08/93
NOAA-14	30/12/94	11/04/95 - Actualidad
NOAA-15	15/05/98	15/05/98 - Actualidad

Las características orbitales de estos vehículos espaciales no han cambiado substancialmente, manteniendo todos ellos una órbita heliosíncrona casi polar, a una altura nominal en torno a los 833 Km y un periodo orbital de aproximadamente 102 minutos, lo que da lugar a 14,1 órbitas por día alrededor de la Tierra. La inclinación respecto del ecuador es de $98,7^\circ$, siendo la hora local de tránsito a las 7:30 y 19:30 para NOAA-6, -8, -10, -12 y -14, mientras que para el resto es a las 14:00 y 02:00. Con ello se consigue que, al haber generalmente más de un satélite en órbita simultáneamente, el ciclo completo se reduzca de 12 a 6 horas, aumentando así la resolución temporal en los datos.

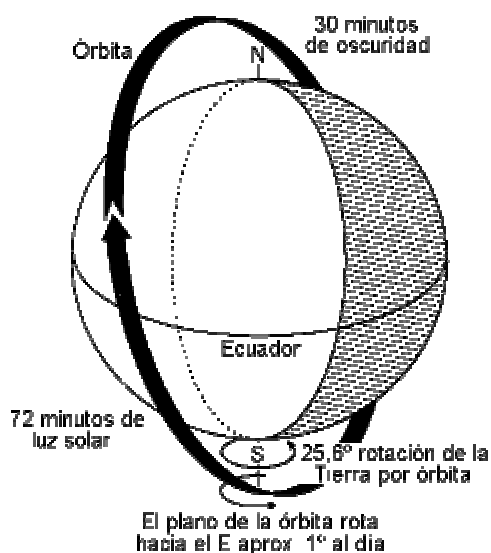


Figura 5.2.1. Órbita seguida por un satélite de la serie NOAA

El USSC (*United States Space Command*) suministra, diariamente, información exacta y detallada de los elementos orbitales de todos los satélites NOAA operativos a NESDIS (*National Environmental Satellite, Data and Information Service*), centro al que cualquier usuario puede solicitar los elementos orbitales o efemérides, como también son llamados. En la siguiente figura puede observarse a un satélite NOAA con sus instrumentos principales.

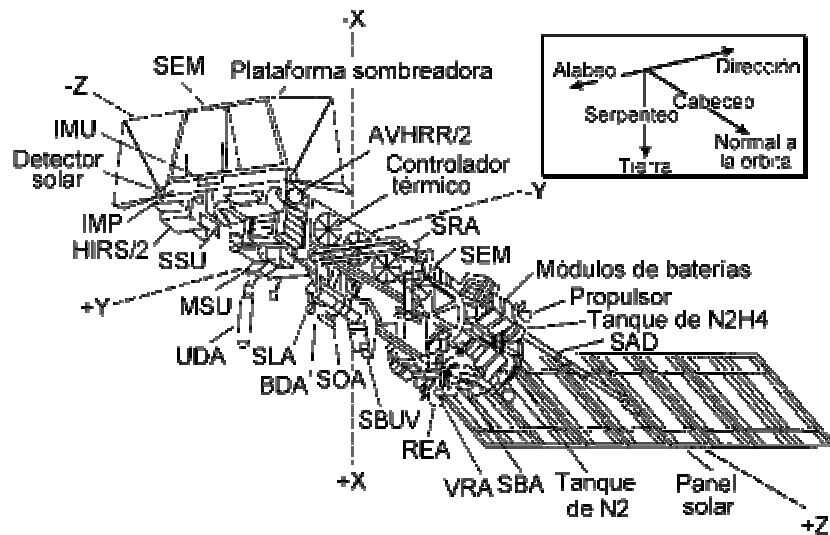


Figura 5.2.2. Satélite NOAA e instrumentos principales: AVHRR/2: Radiómetro avanzado de muy alta resolución; BDA: Antena de comando; HIRS/2: Sondeador infrarrojo de alta resolución; IMP: Plataforma de montaje de instrumentos; IMU: Unidad de medida inercial; MSU: Unidad de sondeo de microondas; REA: Ensamblaje del motor a reacción; SAD: Brazo del panel solar; SBA: Antena de banda S; SBUV: Radiómetro espectral de ultravioleta para retrodispersión solar; SEM: monitor del medio ambiente espacial; SLA: Antena de transmisión para búsqueda y rescates (banda-L); SOA: Antena omnidireccional banda-S; SRA: Antena de recepción de búsqueda y rescates; SSU: Unidad de sondeo estratosférico; UDA: Antena del sistema de colección de datos en UHF; VRA: Antena para datos en tiempo real en VHF.

Los principales sensores a bordo de los satélites operativos actualmente, incluyen el AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) para observación de radiancias y temperaturas globales tanto de día como de noche, y el TOVS (*Tiros Operational Vertical Sounder*), utilizado principalmente para obtener perfiles verticales de temperatura y vapor de agua en la atmósfera terrestre. Otros sistemas instalados a bordo de estos satélites son el sistema de localización y colección de datos ARGOS, que procesa y envía a las estaciones de adquisición diferentes datos recibidos de los transmisores instalados en globos libres o cautivos, boyas oceánicas, animales, etc., distribuidos alrededor del planeta, y el SEM (*Space Environment Monitor*), que mide el flujo de electrones y protones cerca de la Tierra.

A continuación se presentan las características más importantes de los principales sensores de los satélites NOAA, poniéndose especial hincapié en el AVHRR, por ser el utilizado fundamentalmente en este trabajo.

5.2.1 Sensor AVHRR

El radiómetro AVHRR es una mejora del VHRR (*Very High Resolution Radiometer*) instalado a bordo de la serie de satélites operacionales ITOS. Este instrumento dispone de un sistema de barrido perpendicular a la dirección de movimiento del satélite. La versión montada en el TIROS-N, NOAA-6, NOAA-8, y NOAA-10 tiene cuatro canales mientras que a bordo de los NOAA-7, NOAA-9, NOAA-11, NOAA-12, NOAA-13 y NOAA-14 el AVHRR posee 5 canales. El último satélite lanzado, el NOAA-15 posee 6 canales en lugar de 5 dado que el canal 3 ha sido desdoblado en dos.

Estos canales comprenden bandas espectrales de cierta anchura, caracterizadas por una función de respuesta espectral o función filtro f_i (Kidwell, 1995). En la Tabla 5.2.II se muestran los anchos de banda espectral de todos los canales de los satélites de la serie TIROS-N utilizados en este trabajo. Además también se ha añadido una columna que contiene el campo instantáneo de visión, IFOV (*Instantaneous Field Of View*), en milirradianes, para cada canal.

Tabla 5.2.II. Anchos de banda y campos instantáneos de visión de los canales AVHRR

Canal	NOAA-11, 12 y 14 (μm)	IFOV (mrad)
1	0,58 - 0,68	1,39
2	0,725 - 1,10	1,41
3	3,55 - 3,93	1,51
4	10,3 - 11,3	1,41
5	11,5 - 12,5	1,30

En la figura 5.2.3 se observa la respuesta espectral de los canales 1 y 2 del AVHRR para los satélites NOAA-11 y NOAA-12.

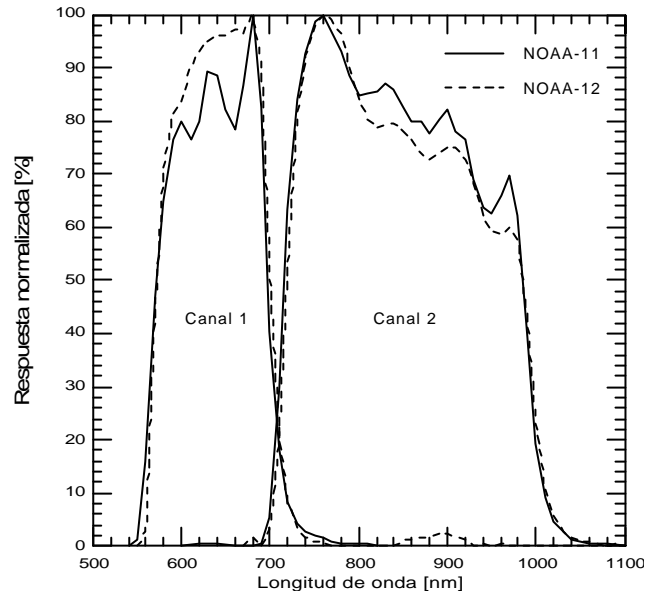


Figura 5.2.3. Respuesta espectral de los canales 1 y 2 del AVHRR de los satélites NOAA-11 y NOAA-12.

El IFOV de todos los canales es aproximadamente de 1,4 milirradiantes lo que conduce a una resolución espacial en el nadir de 1,1 km para una altura nominal de 833 km. La velocidad de barrido del AVHRR es de 360 líneas por minuto.

Con objeto de poder comparar diferentes medidas atmosféricas obtenidas desde los satélites NOAA, con otras realizadas desde estaciones en tierra, es necesario disponer de los anchos de banda de cada canal, así como de la longitud de onda a la que se está realizando la medida. Dadas las funciones de respuesta espectral para cada satélite f_i (véase figura 5.2.3), y la irradiancia solar dentro de cada banda, es posible obtener los anchos de banda equivalentes de cada canal, centrados en sus longitudes de onda efectivas.

$$E_{0,i} = \int_0^{\infty} f_i(\mathbf{I}) F_0(\mathbf{I}) d\mathbf{I} \quad (5.1)$$

$$\mathbf{I}_{efectiva,i} = \frac{\int_0^{\infty} \mathbf{I} f_i(\mathbf{I}) d\mathbf{I}}{\int_0^{\infty} f_i(\mathbf{I}) d\mathbf{I}} \quad (5.2)$$

donde $E_{0,i}$ es la irradiancia solar dentro de cada canal, con F_0 la irradiancia espectral solar a una distancia media Tierra-Sol y $\mathbf{I}_{efectiva,i}$ la longitud de onda efectiva de la banda i -ésima. Mediante la energía asociada a esta longitud de onda efectiva multiplicada por el ancho de banda apropiado, i.e., el equivalente, se recuperan los valores de energía de cada canal.

En la siguiente tabla aparecen junto con la longitud de onda efectiva, estos anchos de banda equivalente, así como la irradiancia solar dentro de estas bandas.

Tabla 5.2.III. Longitud de onda efectiva, anchos de banda equivalentes e irradiancias solares dentro de las bandas para diferentes NOAA.

Satélite	Longitud de onda efectiva (μm)		Ancho de banda equivalente (μm)		Irradiancia solar de la banda (W/m^2)	
	Canal 1	Canal 2	Canal 1	Canal 2	Canal 1	Canal 2
NOAA-7	0,629	0,818	0,108	0,249	177,5	261,9
NOAA-9	0,631	0,824	0,117	0,239	191,3	251,8
NOAA-11	0,630	0,820	0,113	0,229	184,1	241,1
NOAA-12	0,638	0,834	0,124	0,219	200,1	229,9
NOAA-14	0,641	0,842	0,129	0,242	207,1	251,0

La salida de datos analógica de los sensores de cada canal se digitaliza a bordo del satélite a una velocidad de 39.936 muestras por segundo y canal. Cada paso de muestreo corresponde a un ángulo de rotación del sistema de barrido de 0,95 miliradianes. A esta velocidad de muestreo hay 1.362 muestras por IFOV. Un total de 2.048 muestras (píxeles) están contenidas en

cada línea de barrido de la Tierra para cada canal, lo que conduce a un ángulo de barrido desde el nadir hacia uno y otro lado de $\pm 55,4^\circ$.

El modo normal de transmisión de la información recogida por el radiómetro AVHRR es la transmisión directa y continua en tiempo real hacia la Tierra, conocida con el nombre de HRPT (*High Resolution Picture Transmission*). Además del modo HRPT, el satélite puede almacenar diez minutos de información en uno de los dos grabadores de los que dispone a bordo. A estos datos grabados a bordo se les denomina LAC (*Local Area Coverage*) y tienen exactamente el mismo formato y resolución espacial, (1,1 km), que los datos HRPT transmitidos en tiempo real. La selección de la porción del planeta del cual se guardará información en formato LAC que, con posterioridad, será enviada a algunas estaciones en tierra, se lleva a cabo desde NOAA/NESDIS.

Existe un último formato para los datos AVHRR, el GAC (*Global Area Coverage*). Estos datos contienen información de todas las zonas observadas por el radiómetro durante una órbita, (102 minutos), pero con una resolución espacial reducida, (4 km), respecto a la de los formatos anteriores. Sólo se graba una de cada tres líneas AVHRR originales y se almacena un valor promediado de cada cuatro muestras (píxeles) saltándose la quinta, reduciendo así el volumen de datos y la resolución de los mismos. Esta información sólo puede ser leída por estaciones CDA (*Command and Data Acquisition*).

5.2.2 Sistema TOVS

El sistema TOVS contiene tres sensores separados e independientes, el HIRS-2 (*High Infrared Radiation Sounder*), el MSU (*Microwave Sounding Unit*) y el SSU (*Stratospheric Sounding Unit*). Un cuarto sensor, el SBUV/2 (*Solar Backscattered Ultraviolet System*), utilizado para medidas de ozono, fue añadido

al sistema a partir del satélite NOAA-9.

El objetivo básico de la puesta en órbita del sistema TOVS a bordo de los satélites NOAA consiste en producir sondeos atmosféricos. Aproximadamente unos 50.000 sondeos, espaciados entre 80 y 300 km unos de otros, se generan diariamente con los datos de dos satélites NOAA. Si bien, este número se reduce hasta aproximadamente 10.000 sondeos por día, después de un análisis objetivo aplicando las técnicas de detección de posibles datos ruidosos que conducen a la eliminación de aquellos considerados como malos, redundantes o de dudosa credibilidad.

5.2.2.1 HIRS-2

El HIRS-2 es una adaptación de su predecesor el HIRS-1 y éste, a su vez, una versión mejorada del ITPR (*Infrared Temperature Profile Radiometer*) de 7 canales, que fue originalmente probado a bordo del satélite NIMBUS-6.

El HIRS-2 mide radiación en 20 canales, uno en el visible y diecinueve en la región infrarroja del espectro, desde longitudes de onda corta (4,3 μm) hasta longitudes de onda larga (15 μm). Un resumen de los parámetros más importantes del instrumento puede verse en la Tabla 5.2.IV, según Aoki, (1985) y Kidwell, (1995).

Tabla 5.2.IV. Parámetros más importantes del instrumento HIRS-2 del sistema TOVS

Tiempo de barrido	6,4 s
Ángulo de barrido desde el nadir	$\pm 49,5^\circ$
Tiempo de cada paso	0,1 s
Ángulo de paso	$1,8^\circ$
Campo de visión óptico (FOV)	$1,25^\circ$
IFOV al nadir	17,4 km
IFOV al final del barrido	54,5 km

Tabla 5.2.V. Características de los canales del HIRS-2

Nº canal HIRS	Nº onda central	λ central (μm)	Principales gases absorbentes	Nivel del pico de contribución de energía	Propósito de la observación de radiancia
1	668	15,00	CO ₂	30 mb	<i>Sondeo de Temperatura:</i> Los canales en la banda de las 15 μm dan mucha más sensibilidad para las regiones relativamente más frías de la atmósfera que la que se consigue con los canales en la región de las 4,3 μm . Las radiancias de los canales 5, 6 y 7 también se utilizan para calcular altura y cantidad de nubes
2	679	14,70	CO ₂	60 mb	
3	691	14,50	CO ₂	100 mb	
4	704	14,20	CO ₂	400 mb	
5	716	14,00	CO ₂	600 mb	
6	732	13,70	CO ₂ /H ₂ O	800 mb	
7	748	13,40	CO ₂ /H ₂ O	900 mb	
8	898	11,10	Ventana	Superficie	<i>Temperatura de la superficie/detección de nubes</i>
9	1028	9,70	O ₃	25 mb	<i>Concentración de ozono total</i>
10	1217	8,30	H ₂ O	900 mb	<i>Sondeo de vapor de agua.</i> Facilita la corrección del vapor de agua en los canales ventana y CO ₂ . El canal 6,7 μm detecta cirros delgados.
11	1364	7,30	H ₂ O	700 mb	
12	1484	6,70	H ₂ O	500 mb	
13	2190	4,57	N ₂ O	1000 mb	
14	2213	4,52	N ₂ O	950 mb	<i>Sondeo de temperatura.</i> Los canales de esta banda son los más sensibles a las regiones relativamente más templadas de la atmósfera. Estas radiancias son también menos sensibles a las nubes que las de la región de las 15 μm .
15	2240	4,46	CO ₂ /N ₂ O	700 mb	
16	2276	4,40	CO ₂ /N ₂ O	400 mb	
17	2361	4,24	CO ₂	5 mb	
18	2512	4,00	Ventana	Superficie	<i>Temperatura de la superficie.</i> Bastante menos sensibles a las nubes y el H ₂ O que la ventana de las 11 μm . Usados junto al canal 8 para detección de nubes y obtención de la temperatura de la superficie bajo condiciones de cielo parcialmente nublado. El uso simultáneo de ambos canales permite eliminar la contribución de la radiación solar reflejada.
19	2671	3,70	Ventana	Superficie	
20	14367	0,70	Ventana	Nube	<i>Detección de nubes.</i> Se usa durante el día con los canales de 4,0 y 11 μm para determinar zonas claras sin nubes.

Las características y el propósito con el que fueron diseñados los diferentes canales del HIRS-2 aparecen reflejados detalladamente en la Tabla

5.2.V, tomada de tablas similares presentadas por Smith *et al.* (1979) y Werbowetzki (1981).

5.2.2.2 MSU

El MSU es el sucesor del SCAMS (*Scanning Microwave Spectrometer*) montado en el NIMBUS-6, el cual a su vez fue el descendiente del NIMBUS-5 *Microwave Spectrometer* (NEMS), primer sondeador de temperatura en microondas lanzado al espacio.

El MSU es un radiómetro de Dicke de 4 canales que realizan medidas en la región 5,5 mm del oxígeno (50,3 GHz, 53,74 GHz, 54,96 GHz y 57,05 GHz). El intervalo dinámico del MSU va desde 0 K hasta 350 K, con una temperatura equivalente de ruido de 0,3 K. La resolución espacial al nadir es de 109 km, y el ancho del barrido de 2.347,2 km (Rao *et al.*, 1990; Colwell, 1983).

5.2.2.3 SSU

El SSU es un sensor suministrado por el Instituto Meteorológico del Reino Unido y emplea una técnica de absorción selectiva para hacer las medidas en tres canales. Este sistema está basado en el SCR (*Selective Chopper Radiometer*) del NIMBUS-4 y en el PMR (*Pressure Modulation Radiometer*) del NIMBUS-6. El principal objetivo de este instrumento es obtener perfiles de temperatura de la estratosfera (25-50 Km).

El SSU utiliza la técnica de modulación de presión para medir la radiación emitida por el dióxido de carbono en la parte alta de la atmósfera terrestre. Dispone de una celda del gas dióxido de carbono en la trayectoria óptica que cambia su presión de forma cíclica a una velocidad de 40 veces por segundo. Las características espectrales de cada canal, y por lo tanto de la función de peso que lo caracteriza, vienen determinadas por la presión de la

celda durante el periodo de integración. Así pues, usando tres celdas a diferentes presiones (100, 35 y 10 mb), se obtienen tres funciones de peso con picos de máxima sensibilidad a tres alturas diferentes (29, 37 y 45 km), (Rao *et al.*, 1990; Colwell, 1983; Cornillon, 1982).

5.2.2.4 SBUV/2

El subsistema SBUV/2 (*Solar Backscattered UltraViolet*) es un sensor diseñado para determinar, a escala global, tanto la concentración total como la distribución vertical de ozono en la atmósfera. Posee un monocromador de doble barrido así como un radiómetro de cobertura nubosa (CCR). En el modo de funcionamiento discreto, el monocromador mide la radiación retrodispersada por la atmósfera en doce bandas de longitudes de onda, desde 252,0 hasta 339,8 nm, con un ancho de 1,1 nm. Para calcular el ozono total se emplean las cuatro bandas de longitudes de onda más largas (312,5, 317,5, 331,2 y 339,8 nm), mientras que para calcular la distribución vertical de este compuesto atmosférico, se emplean las más cortas. Este instrumento además, mide periódicamente el flujo solar, colocando una superficie difusora delante del campo de visión del mismo, de tal forma que la luz solar se refleje hacia el interior del instrumento. Puede medir, en el modo de barrido, irradiancia solar o radiancia atmosférica de forma continua, desde 160 hasta 400 nm en incrementos de 0,148 nm.

El radiómetro de cobertura nubosa opera a 379 nm (lejos de la banda de absorción del ozono) con un ancho de banda de 3 nm. Este sistema, al igual que el anterior, posee un campo de visión (FOV) de 11,3° (Kidwell, 1995).

5.2.3 ARGOS

Otro de los instrumentos colocados a bordo de los satélites NOAA consiste en un sistema de localización y captura de datos de plataformas fijas o móviles. Ha sido desarrollado por el *Centre National D'Etudes Spatiales* (CNES) de Francia, quienes lo han denominado ARGOS. El sistema consta de tres componentes principales: a) Las plataformas terrestres, tanto fijas como móviles, las cuales generan la información que es enviada al satélite. b) El instrumento a bordo, que recoge la información de las plataformas terrestres y la reenvía. c) El centro de procesamiento, el cual adquiere la información enviada por el satélite y la suministra a los diferentes usuarios. El centro de procesamiento se encuentra en la actualidad en Toulouse, Francia.

5.2.4 SEM

El monitor del medio ambiente espacial (SEM) está formado por tres instrumentos: el detector de energía total (TED), el detector de protones y electrones de energía media (MEPED) y el detector de protones y partículas alfa de alta energía (HEPAD). Con ellos es posible medir protones, partículas alfa y densidad de flujo de electrones solares, así como el espectro de energía y la disposición de energía particulada total a la altitud del satélite (Schwalb, 1978).

5.3 ESTACIÓN TERRENA

De la misma forma que es necesario que los satélites artificiales utilizados en un proyecto de investigación posean unas características especiales en lo que se refiere a su resolución espacial, espectral, radiométrica y temporal, la estación terrena que va a captar su señal ha de contar con los equipos necesarios para poder adquirir y procesar toda la información suministrada por dichos vehículos espaciales. Además, es igualmente necesario que dicha estación de recepción posea una localización adecuada de su antena receptora, de forma que los datos transmitidos por el satélite puedan ser recibidos desde que este se eleva en el horizonte, siendo necesario para ello, que la señal no encuentre obstáculos entre la antena y el satélite.

El Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección (LCT) del Departamento de Física Fundamental y Experimental posee un sistema TeraScan para la recepción y el procesamiento de imágenes de satélites en alta resolución. Dicho sistema está preparado para la adquisición de diferentes tipos de satélites, como los NOAA, SEASTAR, DMSP, GOES, SPOT, etc. y el procesamiento de sus sensores principales, es decir, AVHRR, TOVS, SeaWifs, etc.

Su antena receptora ha sido situada en la azotea del edificio que alberga las Facultades de Física y Matemáticas, $28,49^{\circ}$ N; $16,30^{\circ}$ W, a una altitud de 570 m sobre el nivel del mar. Dada esta especial localización, los posibles obstáculos que pudiera encontrarse la señal del satélite se reducen a algunas montañas en determinadas direcciones y tan sólo en los ángulos más bajos del comienzo o final de los pases.

A pesar de disponer de un excelente emplazamiento para el equipo, la instalación y puesta a punto de un sistema como este no son en absoluto sencillas. Los numerosos problemas que han tenido que ser resueltos durante

esta fase han llegado incluso a producir cierto retraso en la puesta en marcha definitiva de la estación. A pesar de ello, desde finales del año 1993, el LCT opera de forma regular en lo que se refiere a la captura, archivo y procesamiento de la información suministrada por los satélites NOAA.

5.3.1 Características principales

El sistema TeraScan HRPT posee una antena parabólica de 1,2 metros de diámetro instalada sobre un preciso sistema giroscópico que la mantiene estabilizada (SeaTel, 1991). Todo este conjunto, además del alimentador, el amplificador de bajo ruido (LNA) y el convertidor de frecuencia de banda-L (1,7 GHz) a I.F. (137 MHz), está protegido de las inclemencias medio ambientales por un radomo cerrado de fibra de vidrio. Esta configuración ofrece la seguridad necesaria para un posicionamiento preciso de la antena, evitando un deterioro prematuro de las partes mecánicas y circuitería electrónica de la misma.

El equipamiento externo antes descrito queda enlazado con la unidad de control de antena, el receptor y el sincronizador de bit y *frame* (SeaSpace, 1992; Young, 1992), una estación de trabajo SUN SPARC 2 4/75, otra estación de procesamiento SUN IPX 4/50, dispositivos de impresión y almacenamiento, y un módem a 14.400 baudios que comunica el LCT con el Centro Superior de Náutica y Estudios del Mar, completando así el equipamiento interno de la estación.

La zona de cobertura espacial que abarca la estación de recepción del LCT va desde aproximadamente el paralelo 55° N hasta casi los 0° N, en lo que se refiere a la latitud, y desde el meridiano 45° W hasta el 15° E en longitud. Obviamente esto se refiere al conjunto de los pases capturados. En general, una muestra de la región cubierta por uno sólo pase de un satélite NOAA puede observarse en la figura 5.3.1.

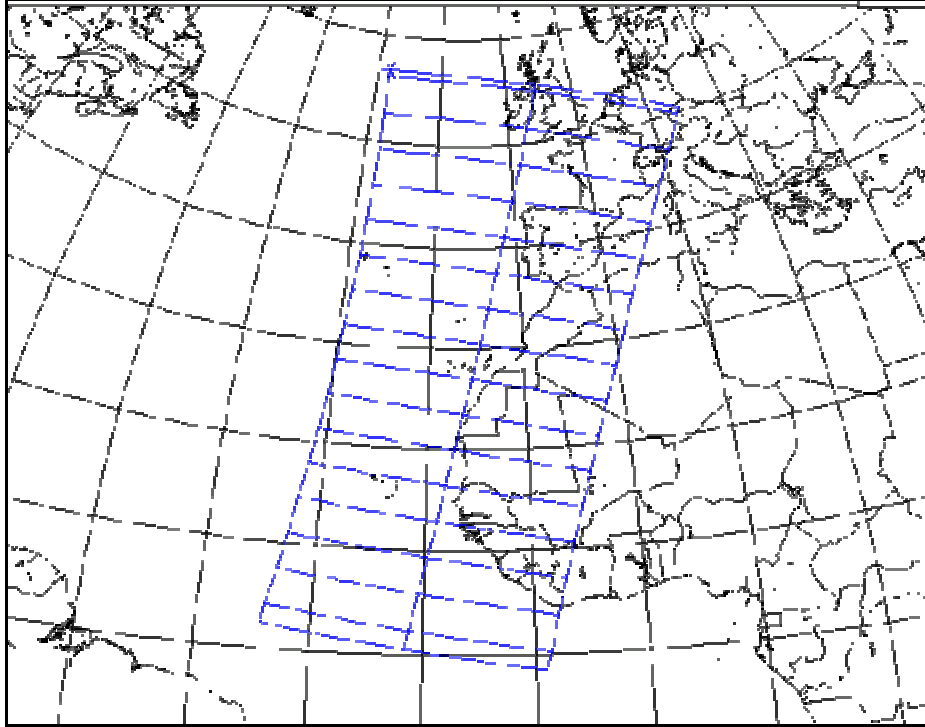


Figura 5.3.1. Cobertura espacial de un pase de un satélite NOAA. La duración estimada fue de 15,6 minutos y su elevación máxima, a su paso por nuestra estación, de 82°.

5.4 PREPROCESAMIENTO

Bajo este epígrafe, englobaremos a todos aquellos procedimientos que son necesarios realizar con los datos recibidos del satélite, previos a la utilización de los mismos para inferir cualquier magnitud física característica de la atmósfera: espesor óptico de aerosoles, distribución en tamaño de partículas, etc. Estos procedimientos son: calibración, navegación, geometría de iluminación y observación y, finalmente, limpieza de nubes y tierra.

La información enviada por los satélites NOAA en formato HRPT viene dada en la forma de cuentas digitales, con una resolución de diez bits, lo que permite una diferenciación de 1.024 niveles de radiación (visible o infrarrojo). La conversión de cuentas digitales a radiancia es uno de los pasos más importantes, dado que todo el desarrollo posterior, tanto en esta memoria, como en cualquier estudio físico que tenga por herramienta la teledetección, tiene como base esta magnitud. La obtención de la temperatura radiométrica (canales infrarrojos) o tanto por ciento de albedo (canales visibles o del infrarrojo próximo), tienen también como origen la radiancia detectada por el satélite.

5.4.1 Calibración pre y post-lanzamiento

Antes de la puesta en órbita del satélite, se realiza la calibración principal de los canales visible e infrarrojo próximo. Estos sensores no poseen ningún sistema a bordo que permita recalibrarlos de una forma rutinaria, por lo que es necesario acudir a ciertos procedimientos indirectos si se desea comprobar la bondad de los registros obtenidos. Inicialmente, la contaminación asociada al momento del lanzamiento (emisiones de los cohetes propulsores) así como diferentes gases que quedan en los intersticios

de los filtros (i.e. vapor de agua), provocan una cierta degradación del radiómetro en el momento de la puesta en órbita. La exposición continua al medio ambiente espacial se encarga de que dicha degradación continúe (Brest y Rossow, 1992; Kaufman y Holben, 1993).

Con objeto de corregir esta degradación y así obtener valores correctos de radiancia, una vez que el satélite ya está en vuelo, algunos autores han propuesto diferentes métodos de corrección. Casi todos se basan en medidas de radiancia sobre objetivos radiométricamente estables, como puedan ser el mar, las nubes, zonas de desiertos (White Sands, EE.UU., o Desierto Líbico, Egipto), etc., simultáneamente registradas mediante radiómetros bien calibrados a bordo de aviones estratosféricos tipo Lockheed U-2, en idénticas condiciones de iluminación y observación (Kaufman y Holben, 1993; Vermote y Kaufman, 1995; Rao y Chen, 1995; Rao y Chen, 1996). De entre ellos se han empleado para este trabajo, los realizados por Rao y Chen (1995; 1996), para NOAA/NESDIS. Estos autores han utilizado como objetivo radiométricamente estable la parte sur del Desierto Líbico (zona egipcia), comprendido entre 21-23 °N y 28-29 °E. Procedimientos estadísticos aplicados a las radiancias obtenidos por los diferentes satélites NOAA desde 1981 hasta la actualidad han permitido calcular la degradación que han sufrido los radiómetros AVHRR de los distintos satélites, así como la ecuación que permite contrarrestar dicho efecto y recuperar los valores reales de radiancia.

En la siguiente tabla se muestran las diferentes ecuaciones encontradas, tanto para radiancias como para albedos, donde “C10” indica el valor de la cuenta digital de 10 bits generada por el sensor del satélite y “d” es el número de días transcurridos desde el lanzamiento. En la tabla 5.1.I se relacionan las diferentes fechas de lanzamiento de los satélites NOAA.

En cuanto a los canales infrarrojos del AVHRR, éstos sí se pueden calibrar en el propio satélite. La calibración se realiza dirigiendo el sensor hacia dos referencias: un cuerpo negro interno, que se encuentra a una

temperatura aproximada de 290 K y el espacio profundo (Lauritson *et al.* 1979). La temperatura del primero se calcula mediante termometría de platino, utilizando para ello cuatro resistencias PTR, cuyos datos son incluidos en la telemetría enviada por el satélite a la estación terrena. Aunque de uno a otro satélite los instrumentos cambian ligeramente, los canales infrarrojos de todos ellos se han diseñado con una temperatura diferencial equivalente de ruido (NE Δ T), de 0,12 K a 300 K y una relación señal/ruido de 3:1 a un 0,5% de albedo.

Tabla 5.4.I. Ecuaciones para el cálculo de las radiancias y albedos calibrados de los canales 1 y 2 del AVHRR.

Satélite/canal	Radiancia (W/m ² sr μ m)	Albedo (%)
NOAA-7/Ch1	(C10-36) \cdot 0,5753 \cdot exp(1,01 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)	(C10-36) \cdot 0,1100 \cdot exp(1,01 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)
NOAA-7/Ch2	(C10-37) \cdot 0,3914 \cdot exp(1,20 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)	(C10-37) \cdot 0,1169 \cdot exp(1,20 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)
NOAA-9/Ch1	(C10-37) \cdot 0,5465 \cdot exp(1,66 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d')	(C10-37) \cdot 0,105 \cdot exp(1,66 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d')
NOAA-9/Ch2	(C10-40) \cdot 0,3832 \cdot exp(0,98 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d')	(C10-40) \cdot 0,114 \cdot exp(0,98 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d')
NOAA-11/Ch1	(C10-40) \cdot 0,5496 \cdot exp(0,33 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)	(C10-40) \cdot 0,1060 \cdot exp(0,33 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)
NOAA-11/Ch2	(C10-40) \cdot 0,3680 \cdot exp(0,55 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)	(C10-40) \cdot 0,1098 \cdot exp(0,55 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)
NOAA-14/Ch1	(C10-41) \cdot (0,557+1,18 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)	(C10-41) \cdot (0,109+2,32 \cdot 10 ⁻⁵ \cdot d)
NOAA-14/Ch2	(C10-41) \cdot (0,423+1,22 \cdot 10 ⁻⁴ \cdot d)	(C10-41) \cdot (0,129+3,73 \cdot 10 ⁻⁵ \cdot d)

d' = d-65

La radiancia para los canales infrarrojos viene dada por la siguiente expresión:

$$I = \frac{I_{Esp} - I_{Ref}}{\bar{C}_{Esp} - \bar{C}_{Ref}} \cdot C + \left(I_{Esp} - \frac{I_{Esp} - I_{Ref}}{\bar{C}_{Esp} - \bar{C}_{Ref}} \cdot C_{Esp} \right) \quad (5.3)$$

donde I es la radiancia de la zona terrestre observada con un valor de cuentas C , I_{Esp} es la radiancia del espacio, I_{Ref} es la radiancia del cuerpo interno de

referencia, y \bar{C}_{Esp} y \bar{C}_{Ref} son los valores medios de las cuentas cuando el sensor mira al espacio y cuerpo interno respectivamente. La radiancia I se convierte a temperatura radiométrica, T_b , también conocida como temperatura de brillo, utilizando la inversa de la función de Planck:

$$T_b = \frac{C_2 \cdot \mathbf{u}}{\ln\left(1 + \frac{C_1 \cdot \mathbf{u}^3}{I}\right)} \quad (5.4)$$

donde \mathbf{u} es el número de onda central de cada canal (cm^{-1}), y C_1 y C_2 las siguientes constantes: $C_1 = 1,1910659 \times 10^{-5} \text{ mW/m}^2 \text{ sr cm}^{-4}$ y $C_2 = 1,438833 \text{ cm K}$

En realidad, la respuesta de los canales 4 y 5 del AVHRR es ligeramente no lineal, por lo que se añade un factor de corrección a la radiancia del espacio I_{Esp} , que se obtiene de los datos de test realizados previamente al lanzamiento (Kidwell, 1995).

5.4.2 Navegación

El proceso de navegación es el siguiente paso a realizar tras la calibración de los diferentes sensores. Este procedimiento tiene por objeto asociar a cada píxel de la imagen su posición geográfica correcta. Esto es especialmente importante si se pretende corregir geoméricamente las imágenes y operar analíticamente con el valor generado por píxeles que ocupan una posición geográfica determinada en imágenes diferentes. Dado que en esta memoria y, en general, en cualquier estudio que involucre una evolución temporal, es absolutamente necesario realizar el tipo de operaciones antes indicado, el procedimiento de navegación ha de realizarse con especial cuidado.

La primera navegación que se aplica se basa en los elementos keplerianos o efemérides de los satélites, los cuales son recibidos diariamente en nuestro laboratorio. Éstos, medidos diariamente desde tierra por parte de NOAA, son actualizados regularmente en nuestro sistema. Con esta información es posible aproximar de forma aceptable las líneas de costa generadas por la base de datos geográfica de la que dispone el sistema, con las líneas costeras de islas y continentes de las imágenes, indicando la buena asociación en las coordenadas geográficas a los píxeles. Sin embargo, esta primera navegación “gruesa” no es suficiente para trabajos precisos, puesto que suele generar errores que, aunque pequeños, son apreciables, especialmente en regiones insulares. Navegaciones más precisas se consiguen mediante procedimientos automáticos basados en la correlación entre la escena del satélite y las fronteras tierra-mar conocidas, sobre un conjunto de cajas definidas alrededor de las líneas de costa libres de nubes (Monaldo 1996). Siempre que el número de cajas totalmente libre de nubes sea suficiente es posible conseguir navegaciones próximas a unos pocos kilómetros.

La mayor precisión en cuanto al procedimiento de navegación se consigue a través de un método interactivo, en el que el usuario modifica los parámetros de tiempo de reloj, cabeceo, alabeo y serpenteo del satélite hasta que las líneas de costa generada por la base de datos geográfica coincidan con la línea costera de la imagen (ver figura 5.4.1). El tiempo de reloj del satélite se ajusta con una exactitud que suele ser de $\pm 0,5$ segundos, que, unido al error del reloj del sistema de recepción puede provocar traslaciones espaciales de más de 13 Km (1 segundo se traduce en 6,6 Km de error de localización).

Seguidamente se debe proceder a corregir las inexactitudes que se producen en el sistema de control de posicionamiento del satélite, i.e., cabeceo (*pitch*), alabeo (*roll*) y serpenteo (*yaw*). Especialmente importantes son el alabeo (balanceo en torno al eje tangente a la trayectoria del satélite) y el cabeceo (movimiento en torno al eje transversal que define la trayectoria), ya

que el serpenteo suele ser indistinguible. Obviamente, el principal problema que conlleva este método es el consumo de tiempo, pese a lo cual ha sido el procedimiento empleado para navegar todas las imágenes utilizadas en esta memoria.

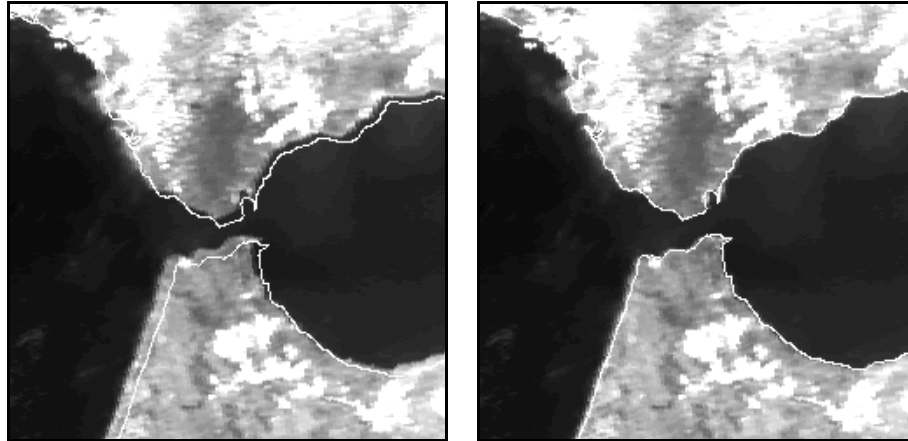


Figura 5.4.1. Escena parcial de un pase del satélite NOAA-11 (canal 1 AVHRR) del día 12/06/94 correspondiente al Estrecho de Gibraltar. La imagen de la izquierda tiene la línea de costa (en blanco) superpuesta según la información correspondiente a las efemérides, mientras que en la de la derecha se ha realizado una navegación interactiva adecuada.

5.4.3 Geometría de iluminación y observación

Un estudio temporal como el que se pretende en esta memoria requiere el procesamiento del mayor número posible de imágenes. Esto conlleva, por tanto, la captura de pases en días consecutivos que, debido a la órbita del satélite, tendrán lugar con ángulos de iluminación solar y de observación diferentes. Algunos autores han demostrado que, mientras estos ángulos se mantengan dentro de unos límites, podemos garantizar unas condiciones adecuadas de iluminación y observación para la repetibilidad de los diferentes parámetros observados (Frulla *et al.*, 1996; Martonchik, 1997; Gordon, 1997). Hemos establecido estos ángulos en 50° para el ángulo mínimo de elevación solar (E.S.) y 50° para el máximo de observación por

parte del satélite (O.S. -siempre referidos a la normal del punto de observación-), los cuales cumplen perfectamente con los indicados por los autores anteriores. Cualquier píxel que se encuentre fuera de estos intervalos será considerado como malo y no se incluirá en ningún tratamiento posterior.

Por otro lado, dado que el algoritmo utilizado para calcular el espesor óptico de aerosoles y la distribución en tamaño de las partículas utiliza la débil señal retrodispersada por los aerosoles, es necesario evitar cualquier posible contaminación por parte de cualquier fuente. Una de las más importantes es la reflexión especular del Sol en la superficie del mar, la cual es incluso capaz de provocar casi una saturación en el radiómetro del satélite. El procedimiento que garantiza la correcta geometría de iluminación y observación deberá por tanto, no sólo eliminar los puntos fuera de los ángulos citados en el párrafo anterior, sino que además, no deberá incluir al elipsoide de reflexión solar, tomando como criterio que el ángulo Ref. subtendido entre dicha reflexión y el satélite (figura 5.4.2) sea superior a 50° . Los puntos que se encuentren dentro de dicho elipsoide serán considerados contaminados por la reflexión solar y por tanto desechados.

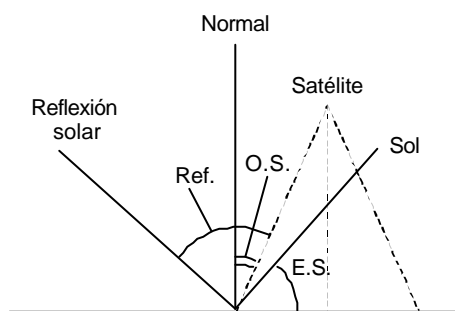


Figura 5.4.2. Geometría de iluminación para el satélite, el Sol y su reflexión especular.

El procedimiento aplicado para la eliminación de estos puntos malos hace que en las imágenes elaboradas para un día, aparezca finalmente una franja relativamente estrecha, que contiene los puntos considerados válidos para ese pase (ver figura 5.4.3). Esto además origina que, en general, se

emplee un único pase al día y que, periódicamente, tenga lugar una falta de datos durante aproximadamente tres días consecutivos. Así, en promedio, de cada semana, cuatro días serán procesados mientras que los otros tres restantes no.

5.4.4 Eliminación de nubes y superficies terrestres

Al igual que en el caso de la reflexión especular del Sol sobre la superficie del mar, es necesario eliminar de la imagen todos los píxeles que incluyan nubes y/o superficies terrestres, dado que el albedo de éstos es suficientemente grande como para no satisfacer las condiciones del modelo empleado. Para llevar a cabo esta selección de píxeles no contaminados de nubes y/o tierra es necesario aplicar una secuencia de varios filtros, basados en el método originariamente propuesto por McClain *et al.*, (1985), aunque apropiadamente modificado. Cada píxel de la imagen tendrá que satisfacer todos los criterios impuestos en los filtros para poder ser considerado limpio de nubes:

1. *Mínima temperatura de brillo del canal 4.* La función de este primer filtro consiste en la eliminación de cualquier píxel contaminado por nubes altas. Se observa que la temperatura de brillo aparente de cualquier nube alta posee siempre valores negativos en la escala centígrada. Estableciendo un umbral como puede ser los 0° C se consigue de forma simple eliminar estos píxeles.
2. *Máximo valor de albedo en el canal 2.* Un albedo alto en el canal 2 puede indicar presencia de nubes grandes y uniformes del tipo de los estratos. Así pues, todos aquellos elementos de la imagen que contengan un albedo en el canal 2 superior a un valor fijado en el 3%, serán considerados nulos para cualquier estudio posterior. El valor umbral considerado no es fijo, pudiendo ser variado en función de la restricción que se persiga.

3. *Mínima diferencia en la relación canal1/canal 2.* En general, dadas la longitud de onda y ancho equivalentes de los canales 1 y 2 del AVHRR, cualquier píxel que posea una relación canal1/canal2 superior a un cierto valor umbral, establecido por Young (1982) en 1,5 se considera limpio de nubes y/o tierra. Sin embargo, es posible encontrar píxeles que, aunque limpios de nubes, no superen dicho valor. Éstos serán considerados válidos o parcialmente cubiertos y por tanto desechados dependiendo del siguiente test.
4. *Máxima variación en el canal 2 de un píxel con sus vecinos.* Cualquier elemento de la imagen que posea una variación superior a 0,125 en el canal 2 con cualesquiera de sus vecinos en una caja de 3x3, donde él constituye el centro de la misma, será considerado como contaminado por nubes y por tanto desechado.

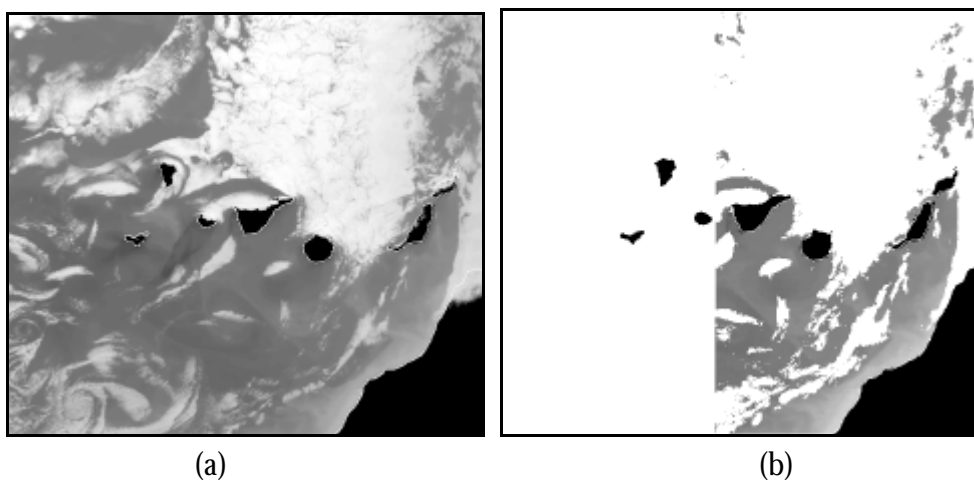


Figura 5.4.3. Imagen de temperaturas aparentes del canal 4 del sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA-11. La imagen (a) muestra las Islas Canarias (en oscuro debido a una temperatura alta) con algunas zonas cubiertas por nubes (en blanco, temperatura baja). En (b) se presenta la misma, pero una vez aplicados los tests de geometría de iluminación y observación y limpieza de nubes. En este caso se enmascaran en blanco todas las zonas con una geometría inapropiada y las nubes detectadas. Las zonas de tierra permanecen en negro.

Tal y como ya se ha comentado la mayoría de los valores umbrales escogidos son arbitrarios, si bien son los que la experiencia ha demostrado que dan los mejores resultados. En general, estos valores hacen que los filtros sean algo más restrictivos de lo debido, pero se ha preferido eliminar datos posiblemente buenos, a incorporar alguno erróneo. Esto ha hecho que en alguna ocasión nubes de polvo muy densas que se estaban cubriendo zonas de la costa africana en determinadas extrusiones saharianas, hayan sido, incluso, parcialmente eliminadas.

Una vez que han sido realizados todos los procesos de calibración, navegación, geometría de iluminación y observación, y de limpieza de nubes y tierra (figura 5.4.3), sólo resta la aplicación del algoritmo para la determinación del espesor óptico de aerosoles y la distribución en tamaño de partículas.

5.4.5 Post-procesamiento. Corrección geométrica

La imagen captada por el satélite a su paso es bastante diferente a la que estamos acostumbrados a ver en los mapas cartográficos, dado que según el diferente ángulo de visión ésta aparece más o menos distorsionada. Por ello, y como proceso final, la imagen del satélite suele ser sometida a una corrección geométrica, entendiéndose por ella, la transformación de la imagen necesaria para que ésta tenga las mismas propiedades que un mapa, esto es, escala y proyección (Mather, 1987). Una descripción detallada de los procedimientos que se deben seguir y sus posibles variantes se pueden encontrar en (Colwell, 1983; Mather, 1987; Chuvieco, 1990; Segarra, 1991).

Es importante tener en cuenta que cualquier operación de corrección geométrica puede suponer un ligero cambio en los valores originales de los elementos de la imagen, razón por la que consideramos que esta tarea debe realizarse siempre como último paso en el tratamiento. En la figura 5.4.4 se

muestra la imagen de la figura 5.4.3 corregida geoméricamente, con proyección rectangular. El método empleado utiliza una interpolación polinómica por partes, con la estrategia del vecino más próximo. El conjunto de datos de salida se divide en regiones cuadradas de 100 Km de lado, y cada una de ellas es cubierta por un par de polinomios bicuadráticos (polinomios bivariados de orden 2 con 9 coeficientes), los cuales están basados en nueve pares de datos del conjunto de entrada (imagen sin corregir) y del de salida (imagen corregida). El error encontrado es menor que 0,15 Km (Mather, 1987).

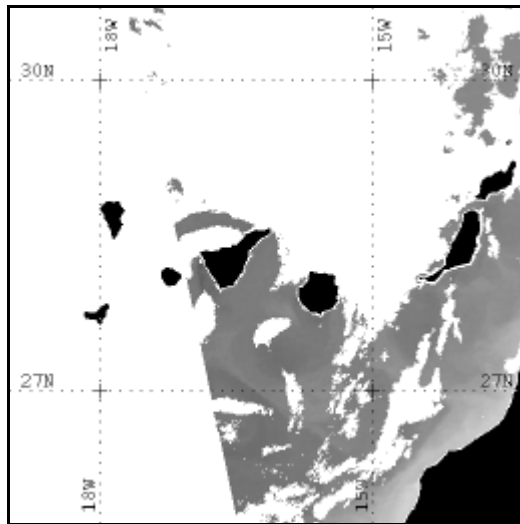


Figura 5.4.4. Imagen de la figura 5.4.3 corregida geoméricamente con proyección rectangular. Nótese el cambio de posición que han experimentado los píxeles de la imagen anterior con respecto a la actual, especialmente visible en la franja blanca izquierda que delimita los ángulos de observación.

CAPÍTULO 6

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos tanto desde tierra como desde satélite siguiendo los procedimientos indicados en los capítulos anteriores, i.e., espesor óptico de aerosoles tanto desde tierra como de satélite y la razón entre los canales 1 y 2 del AVHRR. En un primer apartado veremos las diferentes calibraciones llevadas a cabo con los equipos de tierra para asegurar la precisión de los datos, así como los resultados obtenidos por dichos radiómetros. A continuación se presentan los resultados de las intercomparaciones realizadas entre los datos obtenidos por el satélite y aquellos generados por los radiómetros terrestres, para, finalmente, producir las imágenes de espesor óptico de aerosoles desde satélite así como las de la razón de los canales 1 y 2 del AVHRR, indicador del tamaño de las partículas.

6.1 MEDIDAS DESDE SUPERFICIE

6.1.1 Procesamiento y calibración de los datos

En esta memoria han sido empleados para las medidas desde superficie dos radiómetros: el radiómetro con sombreador de banda giratoria (MFRSR) y el Optronics OL-752. El primero de ellos, funcionando de forma continua durante prácticamente todo el año 1994 nos ha permitido llevar a cabo el seguimiento de la evolución temporal del espesor óptico de aerosoles desde tierra. Así, ha sido posible contrastar las variaciones diarias de dicha magnitud medida desde tierra con aquellas obtenidas por el satélite en torno a la zona de Canarias. Además, de esta forma, ha sido notablemente más sencillo detectar las diferentes invasiones de polvo sahariano sufridas por nuestro archipiélago durante ese período. El segundo instrumento, el OL-752, de mayor precisión que el anterior, ha sido utilizado con el fin de calibrar de la forma más precisa posible los datos suministrados por el satélite. Sin embargo, dado los requerimientos de este equipo, éste sólo ha sido empleado en campañas de duración limitada, principalmente en verano, y no a lo largo de todo el periodo empleado en esta memoria.

El MFRSR genera diariamente un fichero binario de aproximadamente unos 30 kbytes, que como ya se ha comentado forman parte de una base de datos a escala mundial cuyo centro se encuentra en la Universidad de Miami. Cada uno de estos ficheros, una vez pasado a formato ASCII, fácilmente legible para cualquier programa de ordenador, es sometido a una serie de procesos. El primero de ellos consiste en obtener, a partir de los datos de la radiancia global y difusa detectada por el instrumento, la componente directa. Para ello se aplica el método de Harrison y Michalsky (1994) ya comentado en el capítulo 4. A partir de aquí se obtiene un fichero formado por 21

columnas de datos: 7 corresponden a radiación global a las longitudes de onda 415, 500, 625, 670, 860 y 940 nm más un canal de banda ancha (350-1.100 nm); 7 a la radiación difusa medida a esas mismas longitudes de onda y 7 a la radiación directa. Las unidades en las que vienen expresados los registros de estos ficheros son originariamente milivoltios. Debido al comportamiento lineal de los sensores a la radiación solar es posible, mediante el conveniente fichero de calibración, pasar inmediatamente a unidades de $W/m^2 sr \mu m$. Sin embargo, dado que lo que perseguimos, el espesor óptico de aerosoles, es una medida que se obtiene a partir del cociente de dos radiancias medidas por el instrumento, no es necesario realizar esta conversión de unidades.

Aplicando el modelo radiativo para medidas desde tierra visto en el capítulo 3 es posible obtener el espesor óptico de aerosoles a partir de los datos de radiancia antes comentados. Dado que para obtener dicho parámetro en cada instante es necesario conocer el valor de la constante exoatmosférica del equipo a las longitudes de onda de medida, i.e., la radiación que mediría el equipo fuera de la atmósfera terrestre, la realización de una calibración Langley es condición necesaria. Rutinariamente, a partir de los datos suministrados por el radiómetro se realizan dos de estas calibraciones: una para los datos de la mañana y otra para los de la tarde. Generalmente, debido a la presencia de nubes y a la falta de estabilidad atmosférica, buena parte de estas calibraciones no son óptimas, si bien esto no plantea ningún problema dado que, una vez calculado un valor para la constante exoatmosférica, ésta puede aplicarse para todo un periodo de medidas. Esto presupone, lógicamente, que el equipo es suficientemente estable, como así puede verse en la figura 6.1.1. Sin embargo, a lo largo de todo un año es normal encontrar bastantes días con las condiciones necesarias para obtener una buena calibración y verificar así los valores obtenidos previamente. Normalizando los datos a la distancia media Tierra-Sol es posible comprobar, gracias a este valor de la constante exoatmosférica del instrumento, como está teniendo lugar la degradación de los diferentes sensores. Esto constituye, por sí mismo,

una segunda calibración del equipo, si entendemos como la primera aquella realizada en laboratorio frente a lámparas estándar antes de enviar el equipo a su emplazamiento definitivo.

La gráfica 6.1.1 muestra como ha sido la evolución de dicha constante a lo largo del año 1994 para las longitudes de onda de 415, 500, 625, 670 y 860 nm. Debido a la naturaleza del canal 7 (940 nm), el cual posee una banda de absorción del vapor de agua y por tanto una alta variabilidad en la señal, es muy difícil obtener una calibración adecuada, por lo que para dicho canal no se muestra su variación anual. Como puede observarse, la degradación experimentada por los diferentes sensores ha sido mínima, no superando en cualquier caso el 3,5 %. Es por ello que podemos afirmar que el instrumento ha permanecido muy estable a lo largo de todo el periodo de medida. En cualquier caso, estas variaciones han sido tenidas en cuenta en el cálculo de la señal detectada por el instrumento.

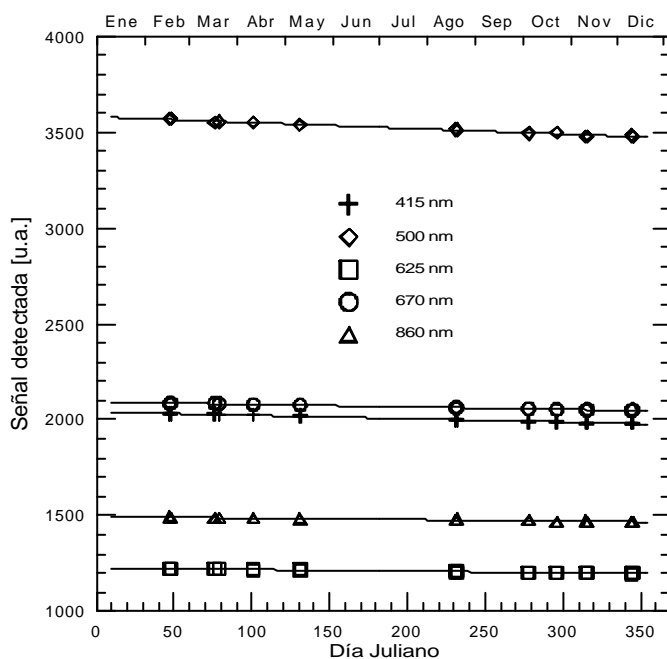


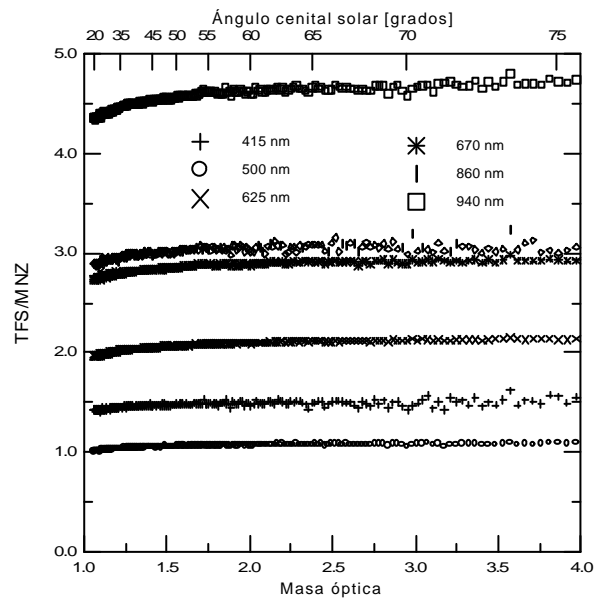
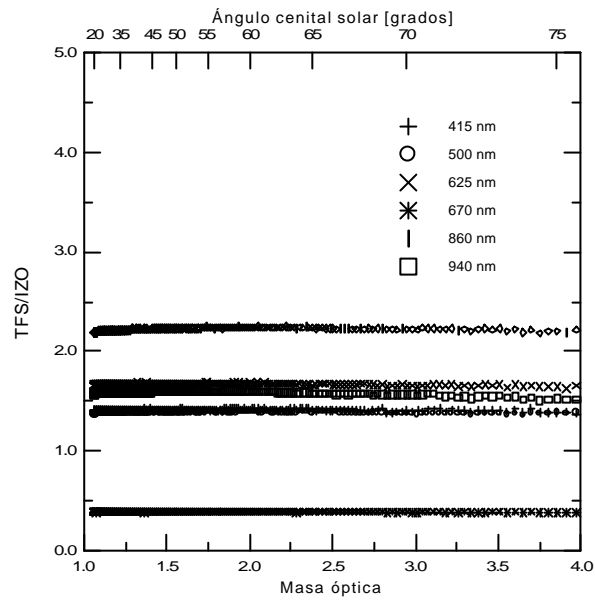
Figura 6.1.1 Variación anual de la constante exoatmosférica para los distintos canales del MFRSR.

Por otro lado se ha realizado una intercomparación entre los tres MFRSR existentes en la isla: el nº 234 empleado en esta memoria (que denominaremos TFS), el nº 906 de la estación de Izaña (IZO) y el nº 245 de la Universidad de Mainz (MNZ). En esta campaña de medidas, en la que los tres radiómetros anteriores midieron exactamente con la misma rutina en la estación de Izaña se tomó como patrón al nº 245 por ser éste el que poseía la calibración en laboratorio más reciente. Entre el TFS e IZO se observa como para cualquier masa óptica y longitud de onda el comportamiento de los dos instrumentos es idéntico, pudiéndose calcular inmediatamente la constante de proporcional para cada λ . En este caso las desviaciones estándar encontradas no superan en ningún caso el 1%.

Respecto de la intercomparación con el de Mainz, para masas ópticas bajas, se puede ver que no se mantiene la linealidad en los registros, sobre todo a la longitud de onda de 940 nm. No obstante, para el resto de los datos, se encuentra nuevamente un comportamiento paralelo entre ambos instrumentos, cuyas constantes de proporcionalidad no superan el 3% de error en la desviación estándar. Parece claro que al llevar funcionando los instrumentos nºs 234 y 906 el mismo tiempo aproximadamente, la degradación que han podido experimentar ambos ha sido similar y por ello presentan un comportamiento casi idéntico. El nº 245 es un instrumento mucho más reciente y prácticamente, en el momento de la intercomparación apenas llevaba unos meses funcionando. De esta forma es posible observar el posible daño que la exposición continuada a la radiación solar ha podido ejercer sobre el sistema detector. Pero tal y como ya hemos comentado estos instrumentos presentan variaciones inferiores al 3% en lo que se refiere a la proporcionalidad en el funcionamiento para diferentes masas ópticas. Esto parece ratificar el hecho antes mencionado de que el instrumento ha permanecido estable a lo largo de todo el periodo de medidas, y por ende sus registros.

La figura 6.1.2 muestra la representación del cociente entre los niveles

de TFS e IZO frente a los de MNZ. A partir de esta intercomparación son fácilmente recalculables los ficheros de calibración de los otros dos instrumentos si se desean dar valores absolutos de radiación, si bien para los objetivos que perseguimos esto no es necesario. Los valores estadísticos de dicha intercomparación quedan reflejados en las tablas 6.1.I y 6.1.II.



*Figura 6.1.2. Intercomparación de los radiómetros TFS, IZO y MNZ.**Tabla 6.1.I. Estadística de la intercomparación de los MFRSR TFS e IZO.*

	415 nm	500 nm	625 nm	670 nm	860 nm	940 nm
Nº Puntos	314	314	314	314	314	314
Suma	442,46	433,95	523,65	121,53	695,83	496,98
Media	1,4091	1,3820	1,6677	0,3870	2,216	1,582
Desv. Estándar	8,4E-3	7,4E-3	8,7-3	2,3E-3	1,6E-2	1,6E-2
Mínimo	1,3692	1,3580	1,6298	0,3758	2,180	1,507
Máximo	1,4321	1,3955	1,6903	0,3921	2,249	1,607

Tabla 6.1.II. Estadística de la intercomparación de los MFRSR TFS y MNZ.

	415 nm	500 nm	625 nm	670 nm	860 nm	940 nm
Nº Puntos	257	257	257	257	257	257
Suma	377,58	270,06	528,86	731,01	770,82	1167,87
Media	1,469	1,050	2,057	2,844	2,999	4,54
Desv. Estándar	3,2E-2	2,3E-2	5,0E-2	0,059	6,2E-2	0,10
Mínimo	1,391	1,003	1,964	2,733	2,845	4,34
Máximo	1,616	1,097	2,152	2,979	3,230	4,80

El segundo radiómetro empleado, el Optronic OL-752, mide radiación solar directa en un intervalo de longitudes de onda que va desde los 250 a los 800 nm. Esta radiación es convertida a microamperios y registrada en un fichero diario en formato ASCII. Al igual que en el caso del radiómetro anterior el espesor óptico de aerosoles se obtiene tras aplicar el modelo visto en el capítulo 3. Así, nuevamente es necesario obtener el valor de la constante exoatmosférica para cada una de las longitudes de onda si queremos disponer del dato de espesor óptico de aerosoles en cada instante de medida. Por tanto, es necesario realizar también aquí, una calibración tipo Langley. Para ello se emplea un método objetivo implementado mediante software, por medio del cual se busca de forma automática el mayor número de pares (intensidad, masa óptica) cuya regresión a una recta posee una desviación estándar en los residuos inferior a 0,002, durante al menos un intervalo de una hora. Esto se realiza para los datos tanto de la mañana como

los de la tarde. El valor del ajuste antes señalado indica una gran estabilidad en la atmósfera, garantizando una buena calidad en los datos (Dutton *et al.*, 1994). Con objeto de conseguir este valor en el ajuste, las calibraciones Langley del OL-752 han sido realizadas en la estación de Izaña.

La figura 3.2.3 muestra calibraciones Langley para las longitudes de onda de 368, 500 y 778 nm. Puede observarse el comportamiento de la señal cuando la atmósfera ha permanecido tanto estable (a) como inestable (b), mientras que la figura 6.1.3 representa una calibración Langley realizada a las longitudes de onda de 310,1, 313,5, 316,8, 320,1, 500,0 y 630,0. Nótese que en ambas figuras las unidades representadas en el eje de ordenadas aparecen multiplicadas por el factor S_0 con objeto de normalizarlas a la distancia media Tierra-Sol. Con las modificaciones realizadas sobre el Optronic para convertirlo en un pirheliómetro espectral la calibración Langley se ha convertido en una de las principales formas de calibrar este equipo.

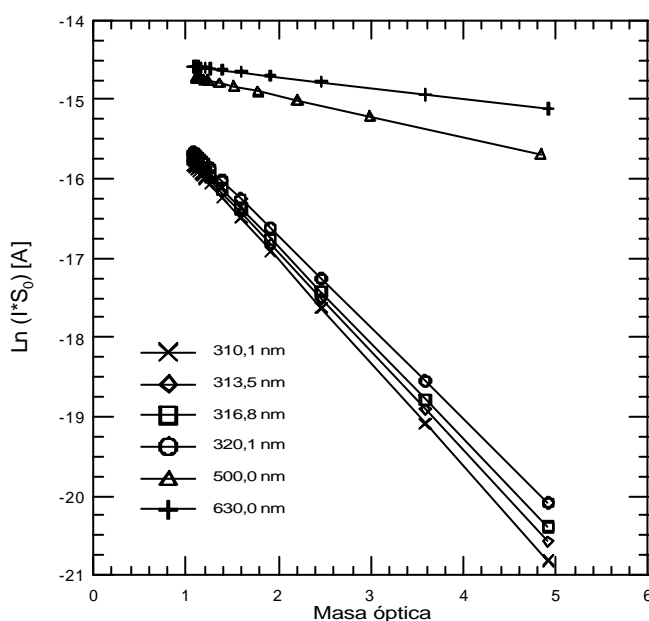


Figura 6.1.3. Calibración Langley para diferentes longitudes de onda del Optronic OL-752.

Al igual que en el caso anterior es importante registrar los valores obtenidos para la constante exoatmosférica ya que nos permitirán comprobar el estado de degradación del equipo. Sin embargo, dado que éste sólo se ha empleado en una única campaña de duración limitada durante el verano, no se dispone de un registro de esta variable lo suficientemente significativa como para poder apreciar cambio alguno en la misma.

Tal y como se comentó en el apartado 4.2, el OL-752 posee una serie de lámparas que permiten su correcta calibración tanto espectral como absoluta. La lámpara de mercurio, con líneas de emisión bien definidas a longitudes de onda muy concretas (312,9, 404,7 y 546,1 nm) con una precisión y exactitud de $\pm 0,05$ y $\pm 0,1$ nm respectivamente, permite corregir cualquier posible desajuste del instrumento en lo que a longitud de onda se refiere. Respecto de la respuesta absoluta, teniendo en cuenta las modificaciones realizadas en el equipo, las lámparas originales no pueden ser aplicadas ahora de la misma forma. Sin embargo, puesto que para la obtención del espesor óptico de aerosoles no es necesario tener el equipo calibrado absolutamente, el prescindir de ellas no supone ningún inconveniente.

Por otro lado el instrumento OL-752 ha participado en las intercomparaciones internacionales realizadas en la estación de Izaña, principalmente las llevadas a cabo por el *Nordic Ozone Group Islas Canarias* (NOGIC), las cuales han permitido comprobar el comportamiento de nuestro instrumento en su nueva faceta de pirheliómetro espectral frente a otros instrumentos de iguales características. Los registros generados sitúan a nuestro instrumento dentro de la media, tal y como puede verse en NOGIC'93 (1994) y NOGIC'96 (1997). Aprovechando los equipos de calibración traídos por estos grupos de investigación, se revisó también la respuesta de la función "rendija" (*slit function*) del equipo, i.e., la respuesta del equipo a una medida de radiación monocromática, obteniéndose una función absolutamente idéntica a las indicadas por las especificaciones técnicas del

fabricante. Así mismo, se realizó una intercomparación absoluta con un instrumento Brewer de la Universidad de Salónica (Grecia) encontrándose diferencias de tan sólo el 6% en la zona más próxima al visible. Por todo ello podemos establecer que las características del equipo no se han visto en absoluto alteradas, permaneciendo prácticamente idénticas durante el periodo de utilización.

6.1.2 Resultados

El espesor óptico de aerosoles calculado a partir de los datos suministrados por el MFRSR para todo el año 1994 puede verse en la figura 6.1.4. A la luz de estos resultados puede concluirse que en 1994 los meses con una mayor cantidad de aerosoles en Tenerife han sido los correspondientes al periodo estival, principalmente el mes de julio. Esto está en completo acuerdo con las observaciones registradas por Jaenicke y Schütz (1978), Swap *et al.* (1996) o Husar *et al.* (1997), quienes, mediante diferentes técnicas, han establecido que en la región canaria aparece un ciclo en lo que al espesor óptico se refiere, con un máximo en torno a los meses centrales del año, donde las concentraciones de aerosoles pueden ser especialmente altas, para ir disminuyendo hacia el final del mismo.

En la figura 6.1.5, se muestra el espesor óptico de aerosoles anual para la longitud de onda de 500 nm, así como los días del año para los que se tiene constancia visual de la presencia de aerosol mineral del desierto en nuestras islas. Como puede verse y de acuerdo a lo antes expuesto aparece un máximo en el número de días con la presencia de este aerosol en julio, si bien también es de destacar la cantidad de días observados a finales de año. Se ha obtenido que los días con polvo sahariano en la atmósfera constituyen aproximadamente el 30% de todo el año.

Como es normal, en los registros de EOA los valores más altos

corresponden a los canales cuyas longitudes de onda son más cortas mientras que los más bajos son para aquellos cercanos al infrarrojo próximo, en acuerdo tanto con la teoría de dispersión Rayleigh como con la de Mie. De entre las diferentes curvas hacemos especial hincapié en la de 625 nm por ser la más próxima a la longitud de onda efectiva del canal 1 del radiómetro AVHRR de los satélites NOAA. En buena lógica, la tendencia de esta curva tendrá que verse reflejada en las medidas realizadas por el satélite en la zona de Canarias. El valor más alto encontrado para esta variable a dicha λ ha sido de 0,48, el cual tuvo lugar en julio, mientras que el valor mínimo ha sido de 0,03. Nótese que estos valores han sido obtenidos a partir de los promedios de espesor óptico tanto para la mañana como para la tarde de cada día.

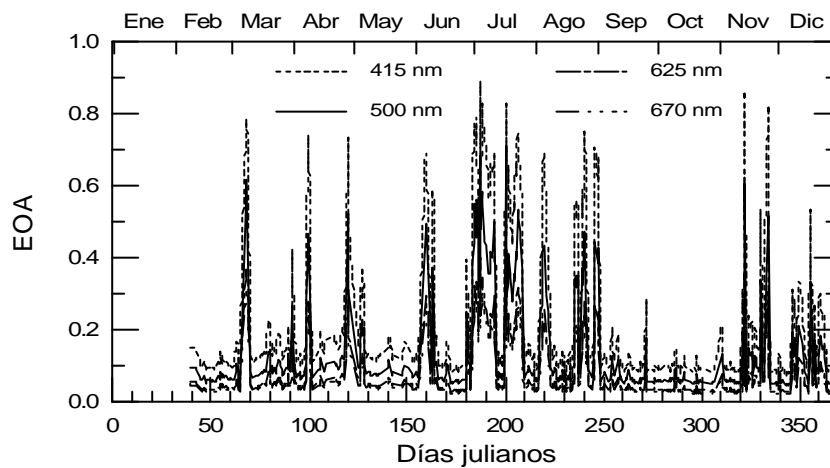


Figura 6.1.4. Espesor óptico de aerosoles para el año 1994 medido por el radiómetro MFRSR a las longitudes de onda de 415, 500, 625 y 670 nm.

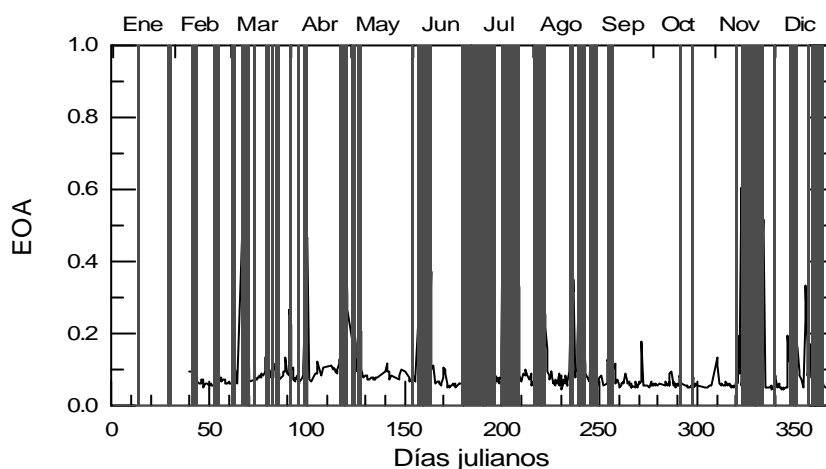


Figura 6.1.5. Espesor óptico de aerosoles para el año 1994 medido por el radiómetro MFRSR a la longitud de onda de 500 nm (trazo continuo) y días para los que se constató la presencia de polvo sahariano en Tenerife (zona sombreada).

De entre todos los días en los que tuvieron lugar valores altos de espesor óptico de aerosoles, llama la atención especialmente, el brusco ascenso en el EOA en torno al día juliano 180, el cual se mantuvo prácticamente durante todo el mes de julio. Como veremos para esos días ocurrió una importante invasión de polvo sahariano sobre nuestra región, perfectamente caracterizada desde satélite. En el apartado 6.2 discutiremos con las imágenes de satélite y otras informaciones disponibles como se ha desarrollado este episodio tan particular así como la evolución del EOA a lo largo de todo el año 1994.

Nuestra región también puede verse afectada por aerosoles continentales cuyo origen suele estar relacionado con el transporte de masas de aire procedentes de Europa. Las esporádicas concentraciones anormalmente altas de sulfatos no marinos (nss-SO_4^-) registrados en nuestra isla parecen apoyar esta idea (Arimoto *et al.*, 1995; Próspero *et al.*, 1995). Desgraciadamente el no disponer de equipos propios para la medida de estas especies nos imposibilita el obtener toda la información necesaria para poder reflejar claramente estos episodios, amén de los asociados a invasiones de polvo sahariano.

La figura 6.1.6 muestra los datos cedidos por el profesor Prospero de la Universidad de Miami. Éstos han sido registrados en la estación de Izaña durante la noche, con objeto de que los vientos de ladera nocturnos minimicen cualquier posible perturbación por parte de fuentes de contaminación locales. En dicha imagen puede verse claramente inusuales elevaciones en las concentraciones de nss-SO_4^- , que, en este caso siguen claramente a los repentinos aumentos en la concentración de polvo mineral. Esto es debido a que los contaminantes procedentes de Europa pueden llegar a la zona noroccidental del continente africano, donde se mezclan con el polvo del desierto que posteriormente alcanza nuestras islas (Prospero, 1996a; 1996b).

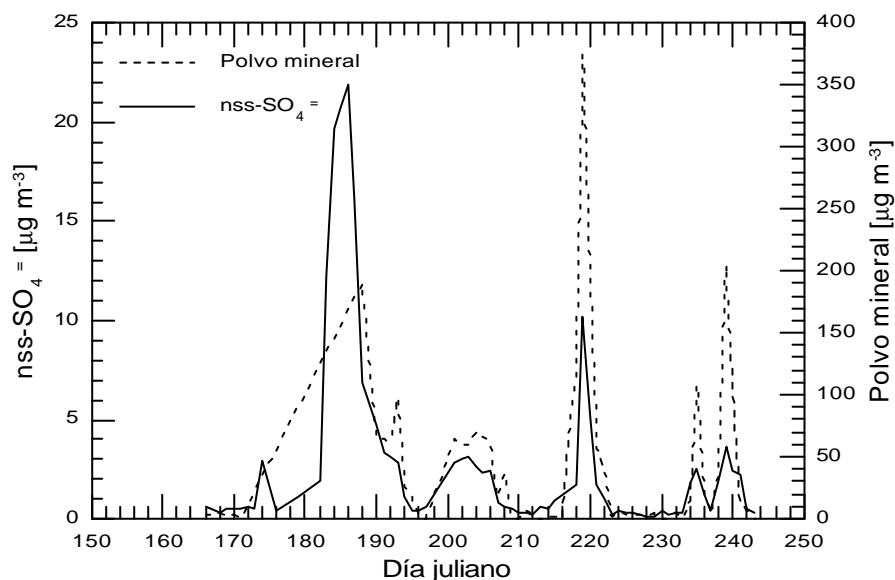


Figura 6.1.6. Sulfatos no marinos y polvo mineral medidos desde la estación de Izaña.

En cuanto a los resultados obtenidos a partir de los datos suministrados por el OL-752, éstos han permitido el cálculo del espesor óptico de aerosoles a diferentes longitudes de onda mediante la aplicación del modelo terrestre ya visto en el capítulo 3. Con objeto de minimizar al máximo los posibles errores tanto espaciales como temporales, se hizo coincidir la toma de datos del Optronicon con el pase del satélite de forma que ambos

resultados tuvieran lugar prácticamente en el mismo instante de tiempo. Esta situación, junto a otras condiciones exigidas al satélite que veremos posteriormente, han hecho que si bien el Optronic fue empleado en el periodo que va desde el día juliano 150 hasta el 191, no todos los datos generados por dicho instrumento durante ese intervalo de tiempo han podido ser utilizados.

A partir de los datos de espesor óptico de aerosoles, aplicando el método de inversión de King (King et al., 1978; Díaz, 1993a) es posible obtener la distribución de tamaños de partículas en toda la columna atmosférica. La figura 6.1.7 muestra, a modo de ejemplo, las distribuciones de partículas obtenidas mediante el método anterior para un día limpio, sin prácticamente ninguna carga de aerosoles minerales y otro en el que ha comenzado una invasión de polvo sahariano. Se observa claramente como para el día con polvo ha aumentado considerablemente la concentración de partículas para todo el intervalo de radios.

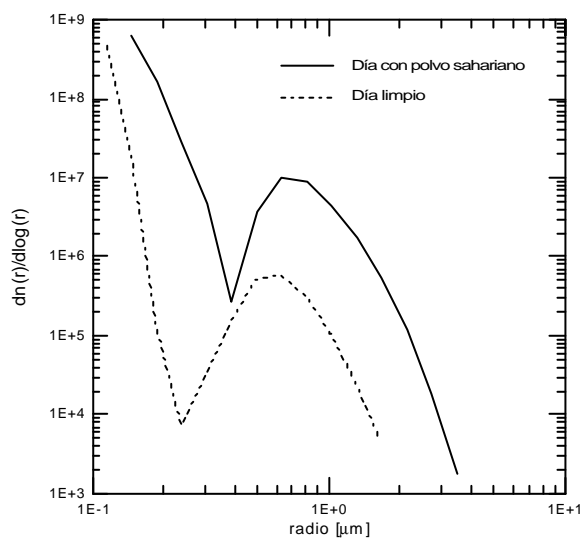


Figura 6.1.7. Distribución de tamaños de aerosoles obtenida mediante el método de King a partir de medidas de espesor óptico de aerosoles a diferentes longitudes de onda. Nótese como varía dicha distribución entre un día limpio, sin apenas carga de aerosoles y otro en el que ha comenzado una invasión sahariana.

Con los datos de la función de distribución en tamaños y la teoría de Mie es posible obtener la función de fase real existente en ese momento. La figura 6.1.8 muestra diferentes ejemplos de funciones de fase reales a la longitud de onda de 630 nm, obtenidas bajo diferentes situaciones de espesor óptico de aerosoles (0,08, 0,28, 0,47). Podemos ver como a medida que el espesor óptico de aerosoles aumenta, el pico en la dirección del haz de incidencia, i.e., $\Theta = 0^\circ$, es cada vez mayor, mientras que en la zona perpendicular la función de fase disminuye cada vez más, alcanzando todas estas funciones un mínimo en torno a los 120° . En la zona de retrodispersión aparecen unas formas particulares, que como vemos, adquieren mayor notoriedad a medida que el espesor óptico aumenta. Este comportamiento puede observarse también en los resultados obtenidos por diferentes autores como West *et al.* (1997), Kahn *et al.* (1997) o Mishchenko *et al.* (1997).

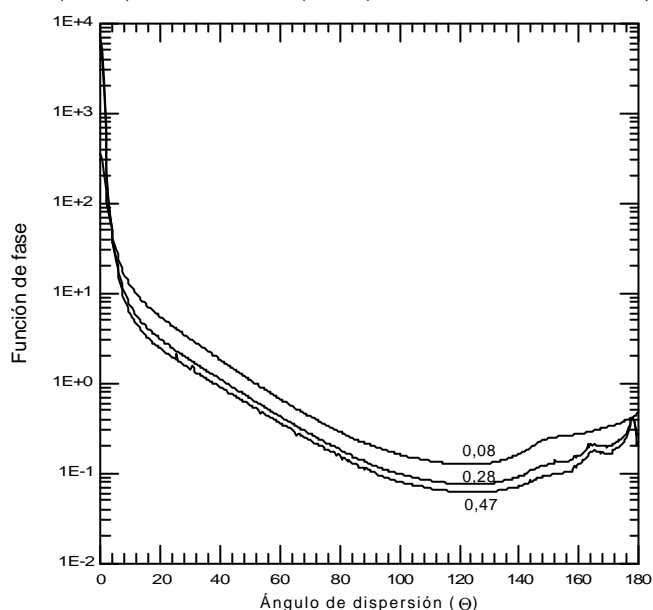


Figura 6.1.8. Funciones de fase obtenidas a la longitud de onda de 630 nm para días con diferentes espesores ópticos. Éstas han sido determinadas mediante las distribuciones de tamaños de partículas calculadas a partir de los datos del OL-752.

Como ya se ha visto en el capítulo 3, estos resultados son absolutamente necesarios para el cálculo correcto de la función de fase real obtenida desde satélite y por ende del espesor óptico de aerosoles para el

canal 1 del subsistema AVHRR de los satélites NOAA.

6.2 MEDIDAS DESDE SATÉLITE

6.2.1 Procesamiento y calibración de los datos

Diariamente, los datos generados por el satélite, dentro del área de cobertura de nuestra estación terrena, son almacenados en soporte magnético para su posterior análisis. Tal y como se ha indicado en el apartado 5.4 de esta memoria, estos datos son sometidos, en un primer paso, a un procedimiento de preprocesamiento. En él se han incluido aquellas labores de calibración, navegación, geometría de iluminación y observación, y eliminación de nubes y de la tierra. Con este preprocesamiento las imágenes de los NOAA quedan preparadas para aplicar el modelo radiativo para medidas de espesor óptico de aerosoles desde satélite comentado en el apartado 3.3 de esta memoria.

Con el fin de poder establecer la relación existente entre el índice R_{12} con el parámetro de Junge, n^* , para las distribuciones de partículas existentes en la región de Canarias, se compararon las medidas realizadas con el

espectrofotómetro OL-752 situado en tierra y el cociente entre los canales 1 y 2 del AVHRR. Para minimizar posibles errores se hizo coincidir la medida del instrumento situado en tierra con el momento del pase del satélite sobre nuestra estación terrena. Por otro lado, como es lógico, no sólo es necesario que estos registros sean coincidentes en el tiempo sino en el espacio. Para ello, de los puntos de la imagen que habían superado las diferentes condiciones exigidas en el procesamiento se realizó una caja promedio de radiancias de 3x3 píxeles, que se aplicó a la zona más próxima al punto donde se hallaba situado el fotómetro solar. El promedio de cocientes entre los canales 1 y 2 de dicha caja fue comparado con los valores del instrumento terrestre. Dada las exigencias establecidas, de los algo más de cuarenta días consecutivos en los que el radiómetro terrestre tomó datos, en dicha intercomparación sólo se han utilizado los correspondientes a veinte pares de puntos. Con ellos se ha podido establecer que existe una correlación del 92% entre ambos parámetros, tal y como ha sido indicado en el apartado 3.3.3 de esta memoria (ver figura 3.3.16).

A partir de las medidas realizadas en tierra, se ha obtenido además, la distribución de tamaños de las partículas. Para ello ha sido necesario calcular el espesor óptico de aerosoles a las longitudes de onda de 368, 500 y 778 nm en toda la columna atmosférica y aplicar el método de inversión de King *et al.* (1978), tal y como ha sido comentado en el apartado 3.3.3. A partir de dicha distribución de tamaño de partículas obtenida se ha calculado, haciendo uso de la teoría de Mie, la función de fase existente en ese momento en la vertical del fotómetro solar. Finalmente, estas funciones de fase han sido ajustadas utilizando diferentes aproximaciones estándar, especialmente mediante la función de Henyey-Greenstein de dos términos (HGDT), cuyos parámetros variables han sido relacionados con los valores encontrados para R_{12} mediante una regresión lineal. De esta forma, dado un valor de índice R_{12} , se obtiene, inmediatamente, la mejor aproximación a la función de fase real mediante la HGDT y de ahí, aplicando el modelo radiativo para medidas desde satélite se calcula el espesor óptico de aerosoles para cada píxel de la imagen.

Con objeto de comprobar la bondad del procedimiento empleado para llegar a la obtención final del espesor óptico de aerosoles, se comparó las medidas realizadas por el fotómetro Optronic a la longitud de onda de 630 nm con las calculadas a partir de los datos de radiancia del AVHRR. Así, empleando la misma caja de 3x3 píxeles antes comentada, lo más cerca posible del lugar de ubicación del OL-752 y las diferentes aproximaciones indicadas se obtuvo la figura 6.2.1, cuya recta, $y=0,996x + 0,011$, posee un coeficiente de determinación de $R^2 = 96\%$ y una desviación estándar en el ajuste de $\sigma^2 = 0,01$.

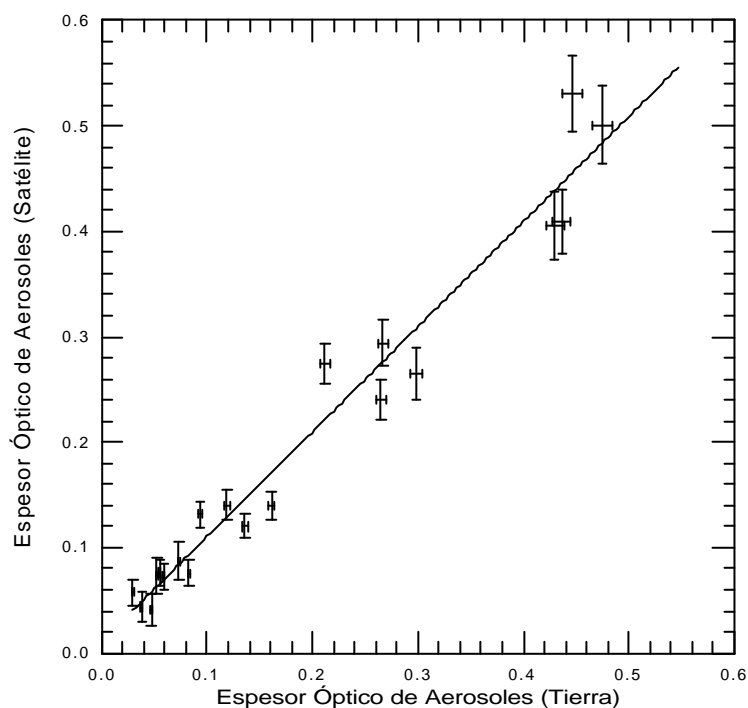


Figura 6.2.1. Intercomparación del espesor óptico de aerosoles calculado mediante el radiómetro Optronic OL-752 situado en tierra y el obtenido a partir del radiómetro AVHRR a bordo del satélite NOAA.

Para los días en los que se registraron los datos utilizados en esta intercomparación (días julianos 150-191) se registraron una gran cantidad de

situaciones atmosféricas diferentes. Esto ha permitido comparar ambos grupos de medidas para un amplio conjunto de valores de espesor óptico de aerosoles, propios de las diferentes situaciones que pueden darse en nuestra región. Es por ello que esta intercomparación tiene un especial significado y, tal como se puede ver, muestra que el método empleado genera resultados correctos, con unos errores, que en ningún caso exceden del 10%, y que en general se mantienen inferiores al 8%.

Nótese que dado que los cálculos del índice R_{12} , las distribuciones en tamaño de las partículas y las funciones de fase, han sido realizados para la zona de Canarias, este método tiene su correcta aplicación en dicha zona. No obstante, dado que el entorno en el que se sitúa nuestra región es de tipo marítimo, sin que haya fuentes de aerosoles superiores, en lo que a capacidad de producción se refiere, a las que ya nos afectan, hemos aplicado el procedimiento para el cálculo de espesor óptico de aerosoles desde satélite a toda la zona del Atlántico Norte Subtropical. Los resultados obtenidos para zonas tan alejadas como el interior del Atlántico o Dakar son comparables a los obtenidos puntualmente por diferentes autores como Jaenicke y Schütz (1978), Patterson *et al.* (1980), Swap *et al.* (1996) o Husar *et al.* (1997), lo que parece indicar que esta “extensión” genera resultados correctos. Gracias a esta técnica hemos podido monitorizar dicha variable en toda esta amplia zona que, de otro modo, hubiese sido prácticamente imposible. Además nos ha permitido estudiar características temporales y espaciales de la evolución de un episodio de invasión de polvo sahariano, que al igual que el caso anterior, difícilmente puede llevarse a cabo si no es con técnicas de teledetección.

Finalmente, queremos hacer notar que el sensor AVHRR del NOAA-11 dejó de ser operativo el 13 de septiembre de 1994, por lo que a partir de dicha fecha los datos utilizados han sido los generados por el satélite NOAA-12. Los coeficientes de calibración permiten asegurar que las radiancias que medirían ambos satélites bajo las mismas condiciones son iguales, por lo que

dicho cambio no supone ninguna variación en los resultados. Por otro lado, las pequeñas diferencias existentes entre ambos satélites para los canales 1 y 2 (ver figura 5.2.3) en cuanto a su longitud de onda y anchos de banda efectivos han sido tenidas en cuenta en aquellos parámetros que las involucran, como por ejemplo, el espesor óptico del ozono, espesor óptico debido al vapor de agua, etc., calculándose cada uno de ellos con las nuevas variables.

6.2.2 Resultados

La aplicación de los procedimientos indicados en los capítulos 3 y 5 de esta memoria a los datos generados por el radiómetro AVHRR nos ha posibilitado la obtención de los resultados que a continuación se exponen. Éstos han sido ordenados en diferentes grupos: promedio anual, promedios estacionales (con observaciones mensuales) y episodios característicos. De cada semana del año 1994, se han procesado, dadas las exigencias de geometría de posición e iluminación ya indicadas en el capítulo 5, aproximadamente una media de cuatro pases de satélite, lo cual ha dado lugar a las 185 imágenes (122 correspondientes al NOAA-11 y 63 al NOAA-12) empleadas en esta memoria. A partir de estas imágenes se han elaborado medias semanales, las cuales a su vez han permitido la obtención de las medias mensuales y de estas las estacionales para, finalmente, producir la anual. Todos estos promedios se han realizado píxel a píxel con objeto de evitar cualquier posible suavizado en el resultado final.

La figura 6.2.2 muestra la zona completa que abarca este estudio, en la que además se ha incorporado, a modo de recordatorio, el nombre de los principales cabos y archipiélagos empleados en el comentario de las imágenes.

6.2.2.1 Promedio anual

La figura 6.2.3 muestra la imagen promedio del espesor óptico de aerosoles para todas las imágenes del año 1994, cuyo histograma aparece en la figura 6.2.4. De ella se puede deducir inmediatamente como, en general, existen dos zonas bastante bien diferenciadas en lo que a valores de espesor óptico de aerosoles se refiere. Por encima de aproximadamente 20° de latitud norte el valor de EOA con mayor frecuencia de ocurrencia es el de 0,12, lo cual indica unas condiciones de atmósfera limpia. Por debajo de este paralelo se encuentra una zona con valores que incluso superan el de 0,4 en el promedio anual. Esto está en absoluto acuerdo con las medidas llevadas a cabo por Swap *et al.* (1996) y Husar *et al.* (1997).

Por otro lado, la región de Cabo Verde es la zona, dentro de las que abarca este estudio, en las que persisten los mayores valores de EOA a lo largo de todo el año. Esto ha sido constatado por Jaenicke y Schütz (1978), Schütz *et al.* (1980) e incluso por Darwin (1846)*.

* Charles Darwin ya apuntó en su viaje a bordo del *Beagle* en 1831, que en determinadas épocas del año, por debajo de 20° de elevación sobre el horizonte, el Sol desaparecía en esta región debido a la gran concentración de polvo del desierto. Además constató un casi permanente color blanquecino en el cielo como indicador de la presencia del polvo en suspensión.

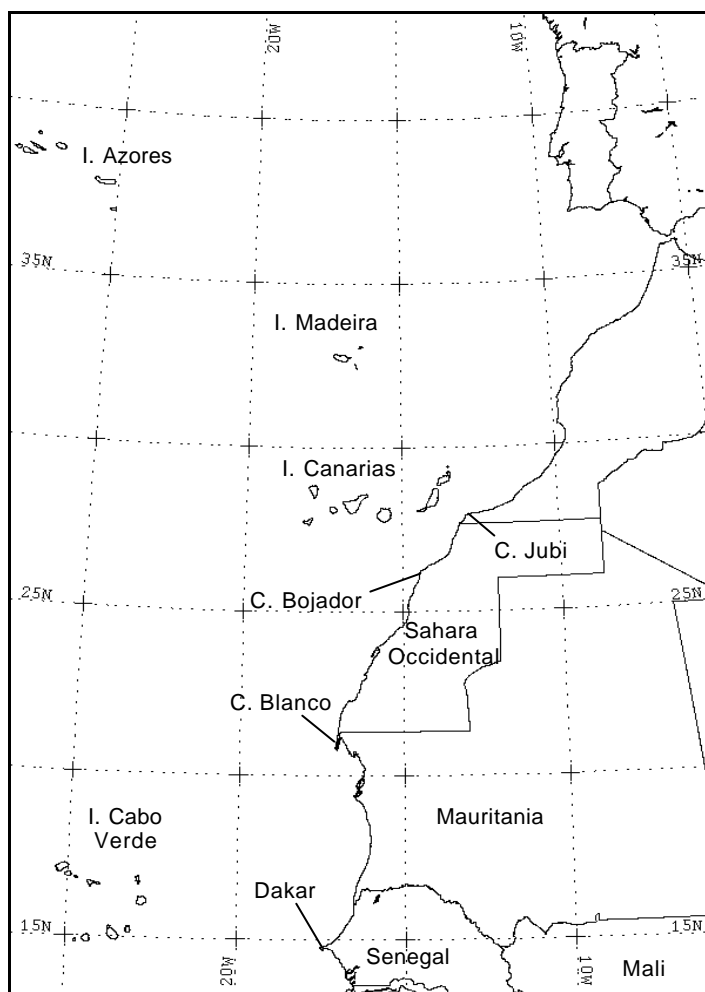


Figura 6.2.2. Imagen de la zona de estudio con los principales accidentes geográficos que serán nombrados en los comentarios de las imágenes.

Por el contrario, la zona más occidental del Atlántico Norte es la que presenta, en general, los registros más bajos en este parámetro, tal y como era de esperar al estar situada lejos de cualquier posible fuente de aerosoles que no sea la del propio océano.

La distribución zonal en el EOA que puede observarse en esta imagen, está gobernada principalmente por la emisión del polvo mineral del desierto. Las regiones áridas del norte de África, en particular el Desierto del

Sahara y la zona del Sahel producen anualmente enormes cantidades de polvo mineral (Prospero y Carlson, 1972; Jaenicke y Schütz, 1978; Savoie y Prospero, 1977, 1980; Prospero *et al.*, 1979, 1981; Morales, 1986; Talbot *et al.*, 1986, 1990; Swap *et al.*, 1992, 1996). Debido a los sistemas de circulación general, este polvo es frecuentemente desplazado hacia el sur, lejos de sus fuentes, donde finalmente abandona el continente africano, desplazándose en dirección oeste durante miles de kilómetros. Tal es el caso que en estaciones situadas en zonas tan alejadas como las Islas Barbados (13,17° N, 59,43° W), Islas Bermudas (32,27°N, 64,87° W) o Miami (25,75 °N, 80,25 °W) se registran cantidades significativas de polvo mineral (Prospero *et al.*, 1987, 1993, 1995; Arimoto *et al.*, 1992, 1995).

Si bien el 50% de la cantidad total de polvo producido en el norte de África tiene lugar en tan solo el 20% de los días del año (principalmente en los meses estivales) (Swap *et al.*, 1996), las emisiones de este compuesto se pueden dar, dependiendo de las condiciones sinópticas, en cualquier época del año. Dado que además éstas suelen mantenerse desde no menos de dos días hasta varias decenas (Prospero *et al.* 1987; Jankowiak y Tanre, 1992), es posible registrar un valor promedio para la zona de mayor porcentaje de presencia de dicho componente atmosférico, tal y como puede observarse en la figura 6.2.3.

El área cubierta con valores moderados y altos de EOA ($>0,25$) es de unos 140.000 km² aproximadamente. Estos valores de EOA aunque son principalmente debidos al polvo mineral del desierto, también poseen una parte debida a la quema de biomasa. Estacionalmente tienen lugar en la sabana africana quemadas de zonas extensivas con objeto de preparar terrenos para la agricultura. Los aerosoles producidos en estas quemadas tienden a elevar los registros de EOA principalmente en las zonas más próximas a la tropical (Hao y Liu, 1994).

Se observan también al oeste y sur de la Península Ibérica pequeñas zonas con valores de EOA ligeramente superiores a la media debido

principalmente a fuentes de origen antrópico. En determinadas condiciones sinópticas el viento arrastra la contaminación procedente de Europa hacia estas zonas incrementando ligeramente los registros de esta variable (Bergametti *et al.*, 1989a, b). Dado que la figura 6.2.3 es un promedio de todas las imágenes generadas para el año 1994 y que estos episodios no tienen lugar frecuentemente, la variación observada es bastante pequeña.

En cuanto a Canarias, se observa como nuestro archipiélago permanece fuera de la zona de EOA altos, con apenas ninguna variación apreciable respecto de zonas más septentrionales. No obstante, en los registros digitales de la imagen sí se observa un pequeño aumento de esta magnitud al sur y este de las islas. Esto está relacionado con las invasiones de polvo sahariano que alcanzan a nuestro archipiélago, tal y como se verá en el apartado 6.2.2.3 cuando se describa un característico episodio de invasión. Por otro lado parece que el flujo de aerosoles desde Europa hasta nuestra posición no supone, en un promedio anual, ninguna variación en lo que a EOA se refiere.

La figura 6.2.5 muestra la razón entre los canales 1 y 2 del AVHRR, i.e., el índice de tamaño de las partículas o R_{12} . Como puede observarse esta imagen se superpone perfectamente con la vista anteriormente de EOA.

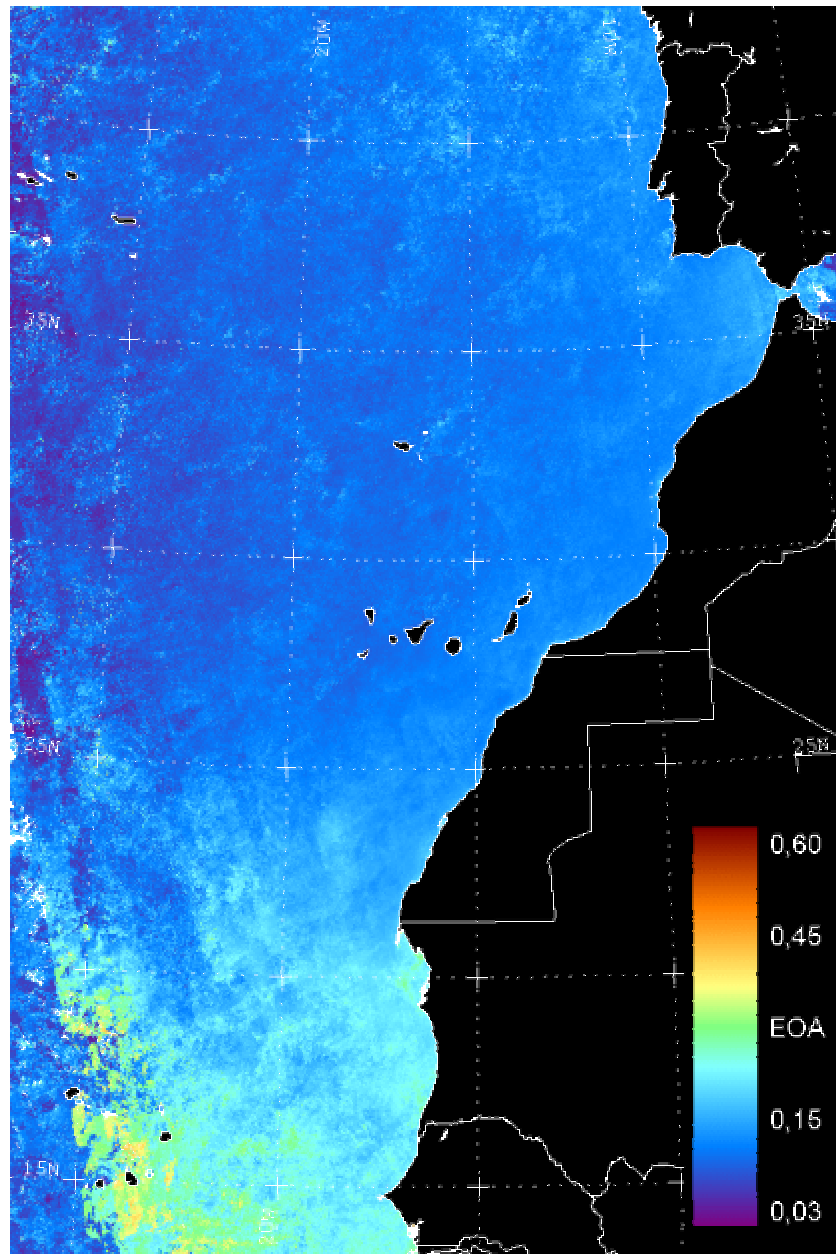


Figura 6.2.3. Espesor óptico de aerosoles promedio a todas las imágenes del año 1994.

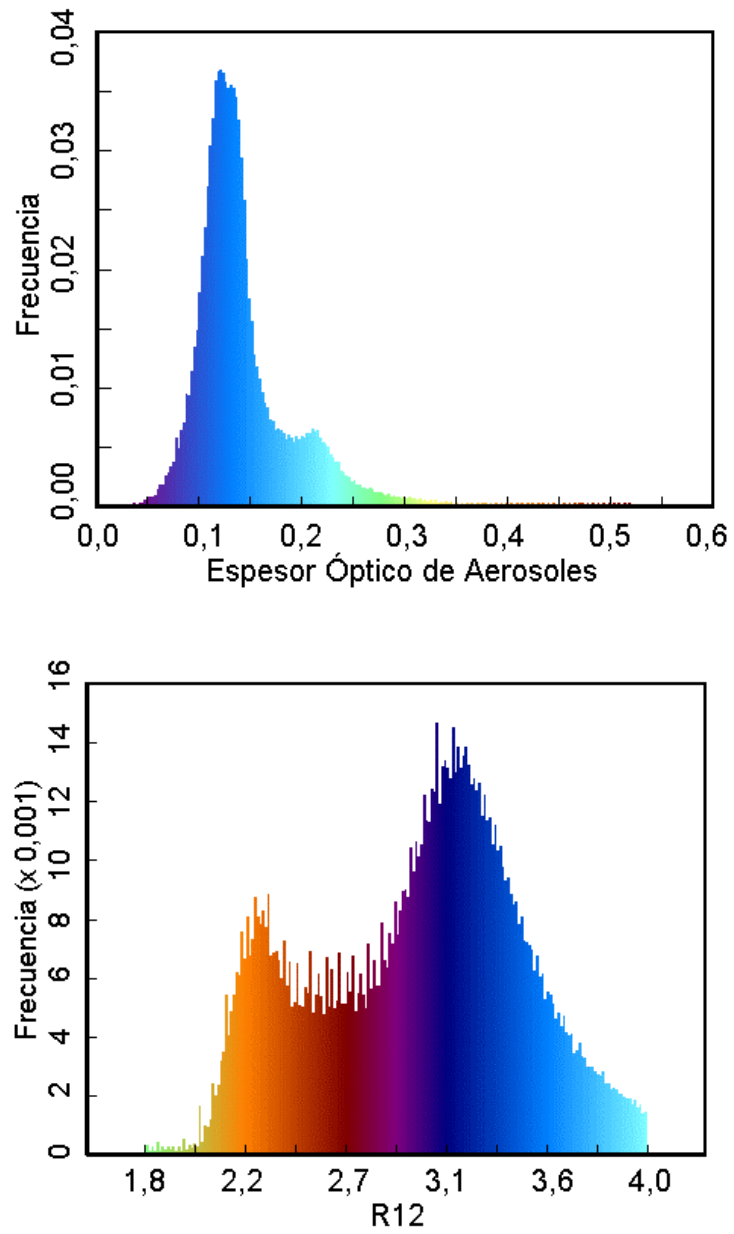


Figura 6.2.4. Histogramas de las figuras 6.2.3 y 6.2.5.

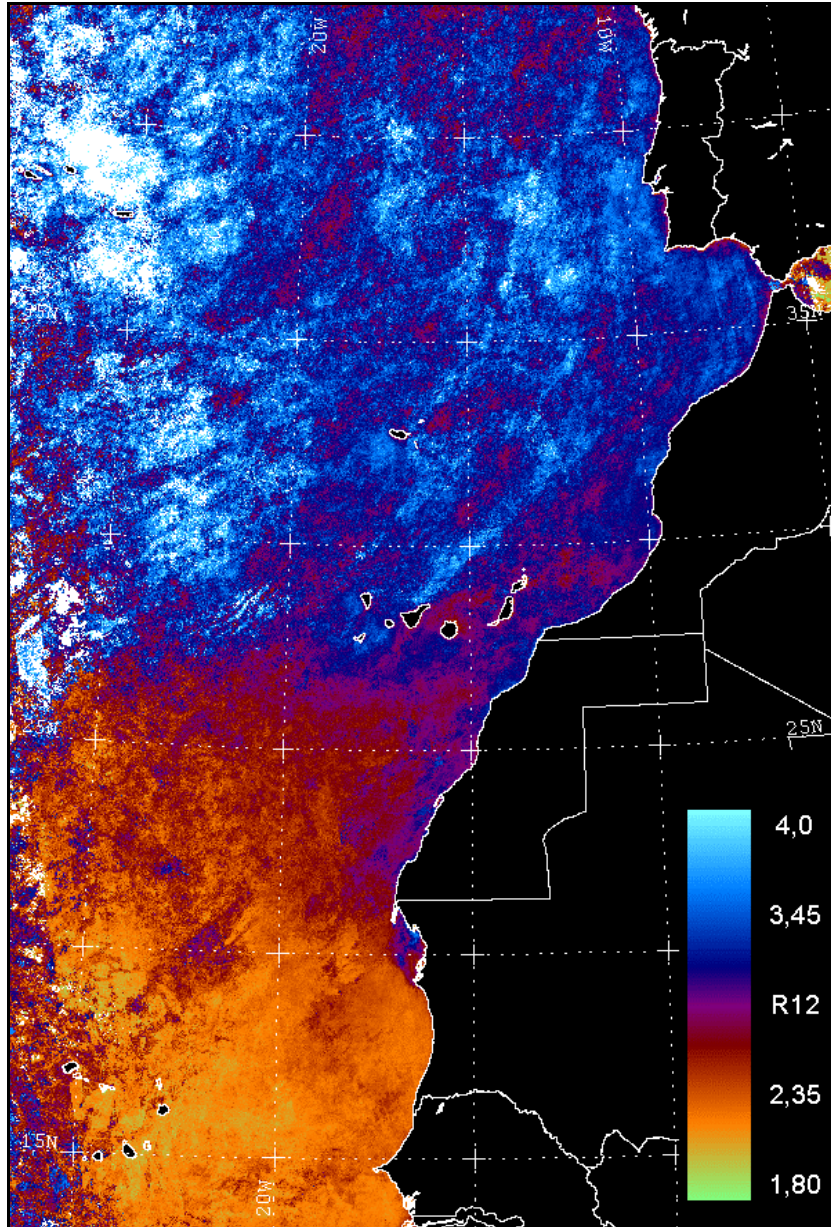


Figura 6.2.5. Índice R_{12} promedio a todas las imágenes del año 1994.

En el capítulo 3 se mostró como a medida que los valores de R_{12} son más bajos, la distribución en tamaños está constituida por partículas mayores (radios $> 10 \mu\text{m}$), mientras que si R_{12} tiende a ser mayor las partículas que dominan son las pequeñas ($r < 10\mu\text{m}$). Así se observa como hasta los 25°N existen valores inferiores a 2,9, siendo aún menores por debajo de los 20°N . Se aprecia claramente por tanto, dos zonas bien delimitadas: una con partículas principalmente pequeñas en la mitad norte de la imagen y otra, la mitad sur, con un mayor porcentaje de partículas grandes. Las partículas extraídas por el viento en los desiertos poseen todos los intervalos de tamaño, si bien, dado que las muy grandes tienden a caer por gravedad relativamente cerca de la zona en la que han sido extraídas, y las muy pequeñas se agrupan entre sí para formar partículas más grandes, son las que poseen radios del orden de micras las que permanecen más tiempo en suspensión. Estas partículas son las que hacen disminuir el cociente entre las radiancias obtenidas mediante el AVHRR.

En el histograma de esta figura se ven dos máximos claramente diferenciados: uno en torno a un valor de 2,9 y el otro cerca de 2,2. Cada uno corresponde a una de las zonas antes mencionada. Mientras el primero se ajusta bien a un valor estándar en lo que se refiere a una distribución de tamaños de partículas tipo Junge, el segundo se muestra en el límite inferior de la misma. En condiciones limpias en Izaña, i.e., sin la presencia de, prácticamente, ningún tipo de aerosol, las distribuciones de partículas obtenidas siguen en un alto porcentaje una distribución tipo Junge (Díaz *et al.*, 1994b; Expósito *et al.*, 1995b). Esto corrobora nuevamente el hecho de que la mitad superior de la imagen se encuentra en condiciones limpias, sin la presencia de aerosoles, mientras que en la otra mitad sucede lo contrario.

Nótese que en la mitad superior de la imagen aparecen una serie de zonas coloreadas en blanco. Éstas, pese a lo que pudiera parecer en un principio, no corresponden a zonas nubosas, sino que, al exceder los valores encontrados en ellas el límite superior de 4,0 impuesto en la escala de colores,

quedan coloreadas de esta forma. Los valores de esta escala han sido escogidos teniendo en cuenta valores normales en la zona de barlovento de Tenerife. Podemos ver claramente como las zonas situadas al NW de la imagen son las que presentan las distribuciones de partículas con mayor número de partículas pequeñas, sobre todo al NE de las Islas Azores.

Continuando en la mitad superior de esta imagen se observa como en el promedio anual, las zonas con distribución de partículas mayores, se encuentran situadas al W de la Península Ibérica y en la zona de nuestro archipiélago. Como ya se comentó en la descripción hecha con respecto al EOA, altas concentraciones de aerosoles antrópicos procedentes de Europa son transportados en ocasiones por los vientos hacia zonas interiores del Atlántico. Hacia nuestras islas se observa un brazo con partículas mayores con dirección NE-SW, cuyo origen está situado muy cerca de la Península. Por otro lado los niveles altos situados al S y E de nuestro archipiélago tienen su origen en las invasiones de polvo mineral procedente de zonas desérticas. Dado que éste suele alcanzarnos desde direcciones E hasta SW es lógico que las islas más occidentales se vean menos sometidas a este aporte de material, mientras que en las orientales sucede lo contrario.

El origen de las masas de aire que alcanzan nuestra región ha sido estudiado en detalle por Sancho *et al.* (1992). Para ello realizaron un análisis de cinco años de retrotrayectorias isobáricas a las presiones de 700 y 850 hPa. Estas trayectorias están basadas en el análisis de mapas meteorológicos a diferentes presiones. Sin embargo, se ha observado que este tipo de estudios puede presentar errores considerables a medida que se aumenta el número de días hacia atrás de cada trayectoria (Danielsen, 1961). Dado que además el viento real se ajusta mejor a una superficie isentrópica que a una isobárica (Cuevas, 1995), es por lo que en esta memoria se han utilizado, como datos de apoyo, los resultados obtenidos a partir de retrotrayectorias isentrópicas y no las isobáricas, aunque teniendo muy presente los resultados encontrados por Sancho *et al.* (1992), así como la clasificación realizada originalmente por estos autores.

Las trayectorias isentrópicas se obtienen a partir de los vientos que se mueven sobre superficies de igual temperatura potencial. Dicha magnitud viene expresada por:

$$\mathbf{q} = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_g / C_p} \quad (6.1)$$

donde T es la temperatura expresada en kelvin, p la presión en hPa, $p_0 = 1000$ hPa, $R_g = 287$ J/kg K y $C_p = 1004$ J/kg K. Físicamente toma el sentido de la temperatura que adquiriría una parcela de aire si ésta pasara de forma adiabática desde un nivel a presión p , donde posee una temperatura T , a otro nivel de presión 1000 hPa. Por tanto, para poder llevar a cabo este estudio es necesario suponer que no existe intercambio de calor entre la masa de aire que se desplaza y los alrededores. Esto es válido en primera aproximación si se tiene en cuenta que los principales gases que componen nuestra atmósfera, nitrógeno y oxígeno, son malos conductores. Bajo la aproximación adiabática, la temperatura potencial ha de conservarse.

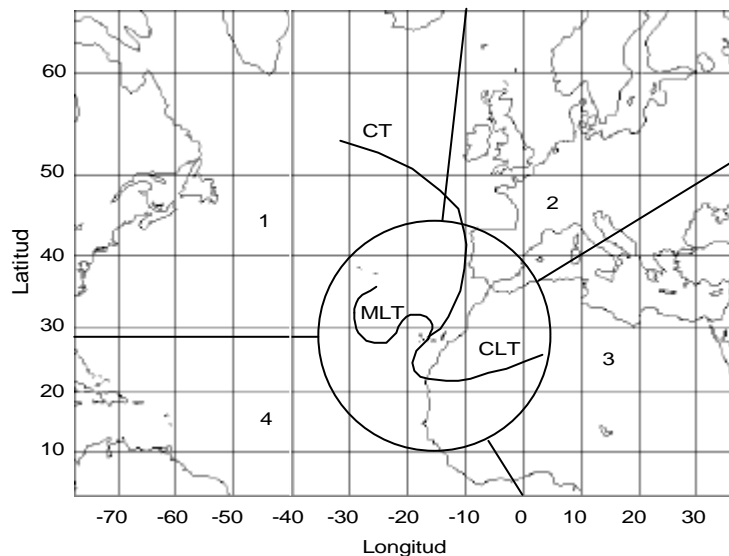


Figura 6.2.6 Clasificación por sectores del origen de las masas de aire que llegan a Tenerife según Sancho et al. (1992). El círculo posee un radio de 2.000 km

aproximadamente.

Las trayectorias isentrópicas presentan por otro lado la ventaja de generar información tridimensional, proporcionando un mejor conocimiento del tipo de partículas que pueden transportar las masas de aire. La clasificación por sectores para la procedencia de las masas de aire, elaborada por Sancho *et al.* (1992) y que emplearemos en esta memoria, toma la siguiente forma:

1. Sector 1, (270°–10°) masas de aire del Atlántico Norte excluyendo a Europa.
 2. Sector 2, (10°–60°) masas de aire, potencialmente contaminadas, procedentes de Europa.
 3. Sector 3, (60°–150°) masas de aire sahariano que, en ocasiones, transportan altas concentraciones de polvo.
 4. Sector 4, (150°–270°) masas de aire provenientes del Océano Atlántico ecuatorial.
- CT. Trayectorias curvadas; masas de aire que, teniendo su origen en los sectores 1 ó 2 describen una curva hasta llegar a nuestra isla, atravesando algún otro sector.
- MLT. Trayectorias locales marinas; trayectorias comprendidas dentro de un radio de 2.000 Km centrado en Tenerife que se desarrollan sobre el océano.
- CLT. Trayectorias locales continentales; trayectorias comprendidas dentro de un radio de 2.000 Km cuyo desarrollo tiene lugar en el continente africano.

6.2.2.2 Promedio estacional

Para obtener los promedios mensuales se han agrupado los meses del año 1994 de la siguiente forma:

INVIERNO: Meses de Enero, Febrero y Marzo.

PRIMAVERA: Meses de Abril, Mayo y Junio.

VERANO: Meses de Julio, Agosto y Septiembre.

OTOÑO: Octubre, Noviembre y Diciembre.

La figura 6.2.7 muestra el EOA para cada uno de las estaciones del año 1994, con objeto de poder examinar la evolución estacional de dicha variable. Una primera observación permite ver como la principal zona de valores altos de EOA se desplaza latitudinalmente a lo largo del año. Así, a medida que éste transcurre, la zona con mayor presencia de polvo mineral del desierto se desplaza hacia el norte, alcanzando su máximo en verano, para nuevamente descender hacia zonas más meridionales. Este desplazamiento parece estar estrechamente relacionado con los cambios estacionales en la circulación atmosférica a gran escala y con el desplazamiento de la zona de convergencia intertropical (ITCZ) hacia el hemisferio que se encuentra en la estación estival. Dado que la mayor concentración de aerosoles minerales procedentes de África se sitúa principalmente en el borde norte de la ITCZ (Husar *et al.*, 1997), al desplazarse ésta, se modifica también la distribución espacial de estos componentes atmosféricos. Esto sugiere que las variaciones registradas en el espesor óptico de aerosoles en diferentes estaciones como Barbados, Bermudas e incluso la Guayana Francesa (Prospero *et al.*, 1981,1995; Arimoto *et al.*, 1995) no son únicamente debidas a una mayor productividad de aerosoles en determinadas épocas, principalmente en verano, sino que también responden a una dinámica estacional en el penacho de aerosoles que, procedente de África, alcanza la costa americana.

Por otro lado, se observa claramente como es en la estación invernal, en la que tienen lugar los espesores ópticos más notorios al oeste de la Península Ibérica (sector 2). Según Sancho *et al.* (1992), en este sector tiene su origen el segundo porcentaje más importante de las masas de aire que llegan a nuestras islas al nivel de 850 hPa (zona de medianías donde tiene lugar la inversión térmica y se desarrolla la principal masa forestal de nuestras islas), y su importancia radica en el hecho de ser la principal fuente de aerosoles antrópicos que llega hasta nosotros. El aumento en la cantidad de estas partículas contaminantes hace que el agua contenida en las nubes disponga de un mayor número de núcleos de condensación sobre los que fijarse, retrasando e incluso evitando el inicio de los procesos de colisión-

coalescencia necesarios para la producción de precipitaciones (Takahashi, 1976; Porter, 1988).

Por otro lado, los índices de acidez del agua precipitable contenida en la nube, que han sido registrados en diversas campañas realizadas en el Pico del Inglés de la isla de Tenerife, muestran valores mucho mayores de lo que en realidad cabría esperar por nuestra posición. Así, se han obtenido valores de pH 3,7 durante numerosas medidas, i.e., semejantes a los de la lluvia ácida obtenida en centroeuropa (Borys y Lowenthal, comunicación personal, 1996).

En lo que respecta a Canarias, como ya se ha indicado, ésta se encuentra situada justo en el borde norte del penacho principal de EOA. Es sobre todo en verano cuando suelen tener lugar los días con mayores valores de EOA en nuestra región, debido no sólo a que es en esa época cuando ocurre la mayor probabilidad de la llegada de masas de aire procedentes directamente del Sahara al nivel de 700 hPa (Sancho *et al*, 1992), sino que también el penacho de polvo mineral se encuentra en su posición más septentrional, y cualquier posible variación en las condiciones sinópticas puede provocar la llegada del aerosol situado al S del archipiélago.

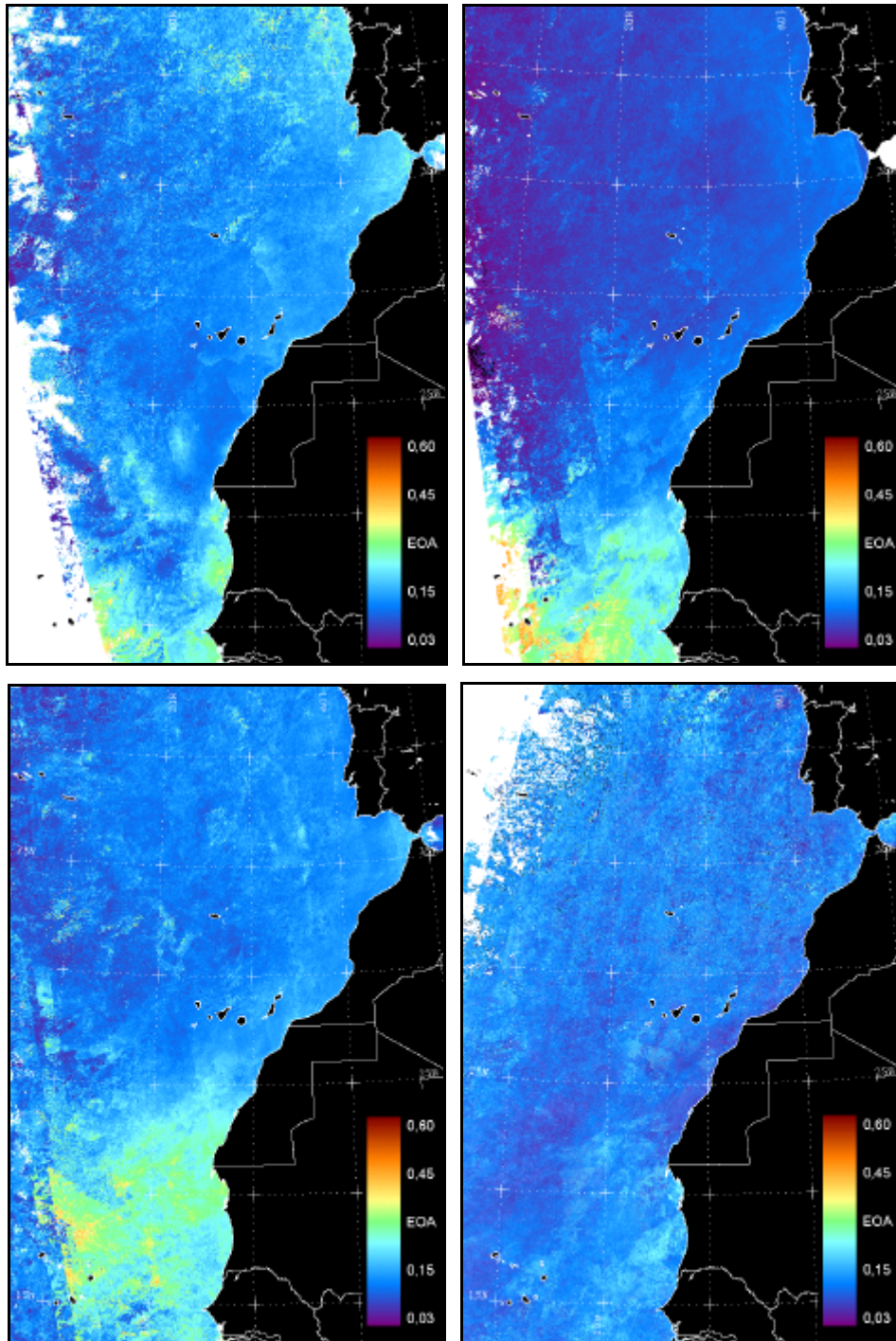


Figura 6.2.7. EOA para las cuatro estaciones del año: Invierno, Primavera, Verano y Otoño (de izquierda a derecha y de arriba a abajo).

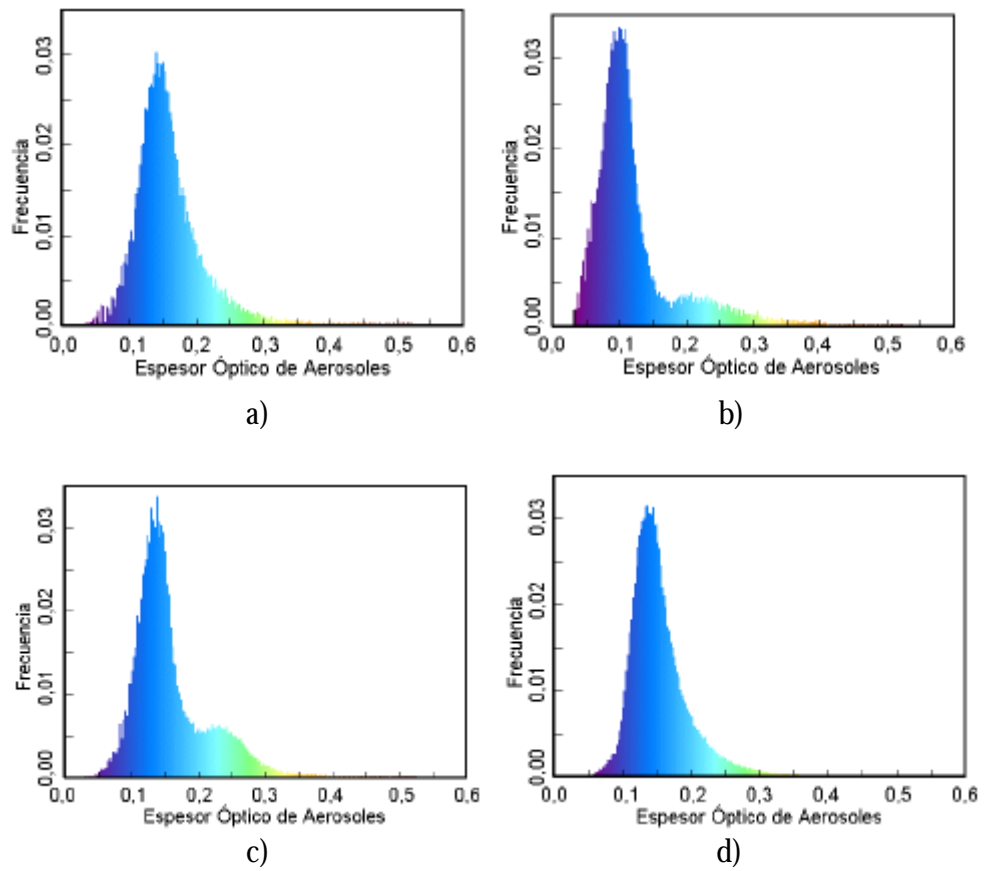


Figura 6.2.8. Histogramas de las imágenes de EOA por estaciones: a) Invierno, b) Primavera, c) Verano y d) Otoño.

En la figura 6.2.7 se observan además algunas características particulares, como es el hecho de la aparición de determinadas zonas totalmente blancas para las estaciones de invierno, primavera y otoño. Debido a las exigencias expuestas en el capítulo 5 en cuanto a la geometría de observación e iluminación de las imágenes, ciertas zonas pueden no ser cubiertas por ningún pase. Lógicamente, a medida que se realicen medias con un menor número de imágenes la probabilidad de que aparezca este tipo de regiones sin datos aumenta. Algo parecido ocurre en la figura correspondiente al verano, en la que el penacho de polvo mineral se ve bruscamente truncado en su extremo más occidental. Esta zona límite para la observación está cubierta por unos pocos días que presentan, además, EOA bajos con respecto a la media de otros muchos días apenas unos grados de longitud más hacia el este. La superposición de todas las imágenes produce este efecto irreal. Finalmente, en la figura correspondiente al otoño, se ve por primera vez la presencia de nubes al NW de la imagen (también en blanco). Esto indica que pese a la unión de tres meses de imágenes aparecen zonas para las que no se ha obtenido ningún dato válido, debido a la continua presencia de cobertura nubosa. Al igual que en el caso anterior la presencia de las nubes se hará cada vez más notable a medida que los promedios incluyan menos imágenes.

La figura 6.2.8 muestra los histogramas de las imágenes anteriores. Claramente el segundo máximo del histograma, aquel correspondiente a la zona de mayor EOA, aparece y desaparece según la estación del año, coincidiendo con la variación anual de la ITCZ tal y como ya se ha comentado. Las estaciones de invierno y otoño presentan sendos histogramas con forma de campana, con máximos en torno a 0,15 y el ala derecha de la campana, es decir, el correspondiente a espesores ópticos más grandes, extendiéndose mucho más en el eje de abscisas. Aunque son muy parecidos, el histograma de invierno posee frecuencias algo superiores (15%), en las zonas de EOA altas, a las del otoño. En cuanto a las otras dos estaciones, ambas tienen forma bimodal, con un segundo máximo por encima de valores de 0,2. Éste es, además, mucho más acusado en verano que en primavera. Esta última estación es la que presenta un mayor contraste en los datos, con

el valor más bajo en el máximo absoluto, en torno a 0,1, y frecuencias apreciables hasta 0,4.

En lo que respecta al índice de tamaños de las partículas, R_{12} , la figura 6.2.9 muestra su variación estacional. Como puede observarse, no aparecen para esta variable patrones tan claros como los encontrados para el EOA, siendo cada estación diferente a las demás. La estación invernal presenta amplias zonas de partículas grandes tanto por la zona donde generalmente el polvo mineral abandona el continente africano como al W de la Península Ibérica. El histograma de la imagen aparece como una campana de Gauss centrada en 2,8, repartiendo por igual frecuencia de píxeles tanto para partículas grandes como pequeñas. Nuestras islas aparecen situadas en una zona con valores de R_{12} intermedios con registros algo más pequeños a barlovento.

En cuanto a la primavera y al verano, también se observa, para la zona de partículas más grandes, el desplazamiento comentado para el EOA. Así, la mayoría de los valores más pequeños del índice de tamaño se encuentran por debajo de los 20°N en la primera estación y los 25°N en el estío. Los histogramas de ambas imágenes muestran además máximos de frecuencia situados en estas zonas que denotan las distribuciones de partículas grandes. Nótese que para el verano este máximo es además el absoluto de toda la imagen. Es de destacar asimismo, el gran contraste que aparece entre los registros de esta variable para estas estaciones, preferentemente para el verano. Se observa claramente como aparecen dos zonas muy bien diferenciadas al norte y sur de la imagen. Mientras en la mitad superior aparecen numerosos puntos coloreados en blanco, dado que su magnitud excede el valor máximo de 4,0 establecido en la escala, la mitad sur está claramente formada por partículas grandes. Canarias se encuentra situada, para esta época estival, justo en el límite superior, quedando incluso las islas orientales dentro del borde que indica la presencia de valores pequeños de este parámetro, mientras que las occidentales aparecen fuera.

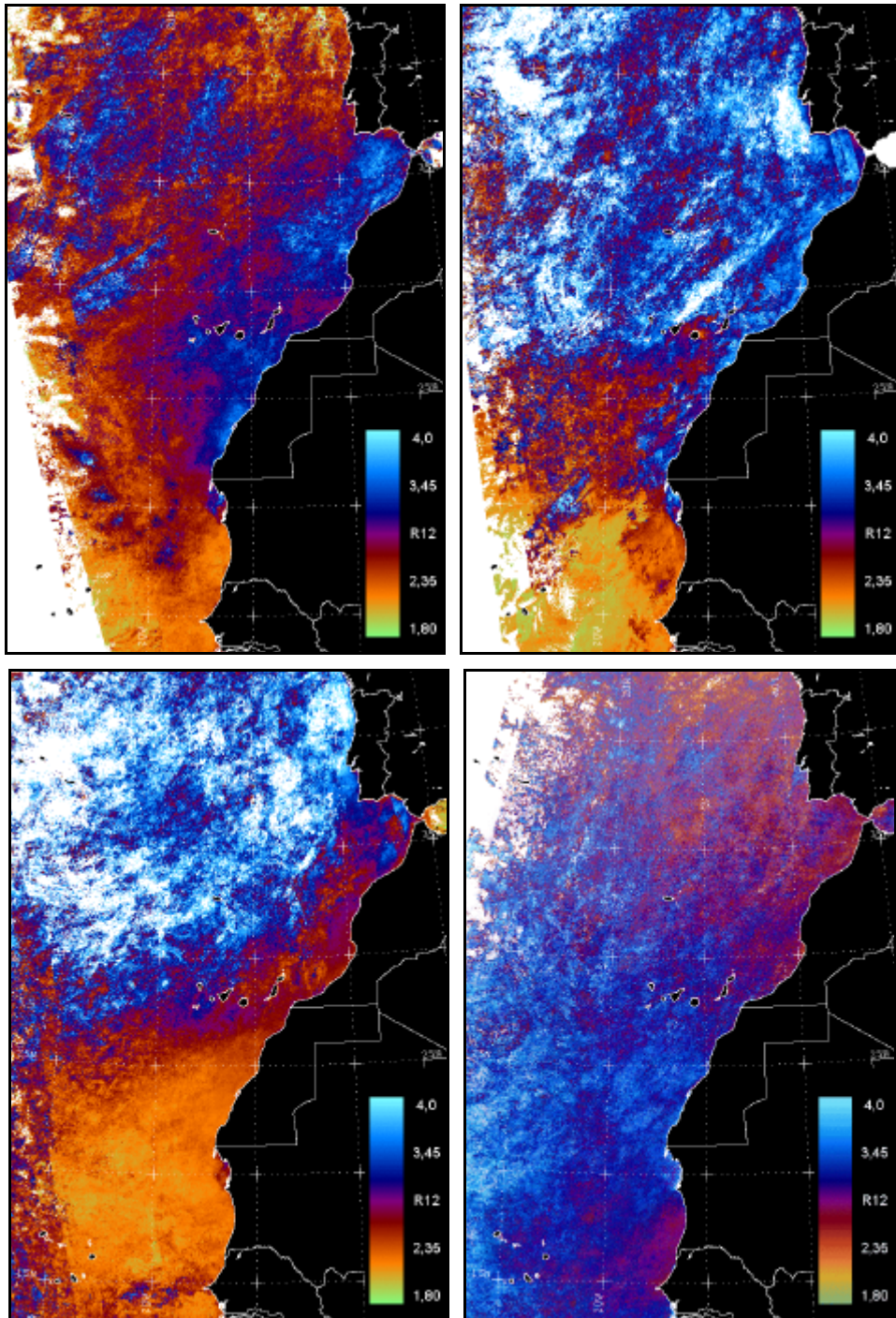


Figura 6.2.9. Índice de tamaño para las cuatro estaciones del año: Invierno, Primavera, Verano y Otoño (de izquierda a derecha y de arriba a abajo).

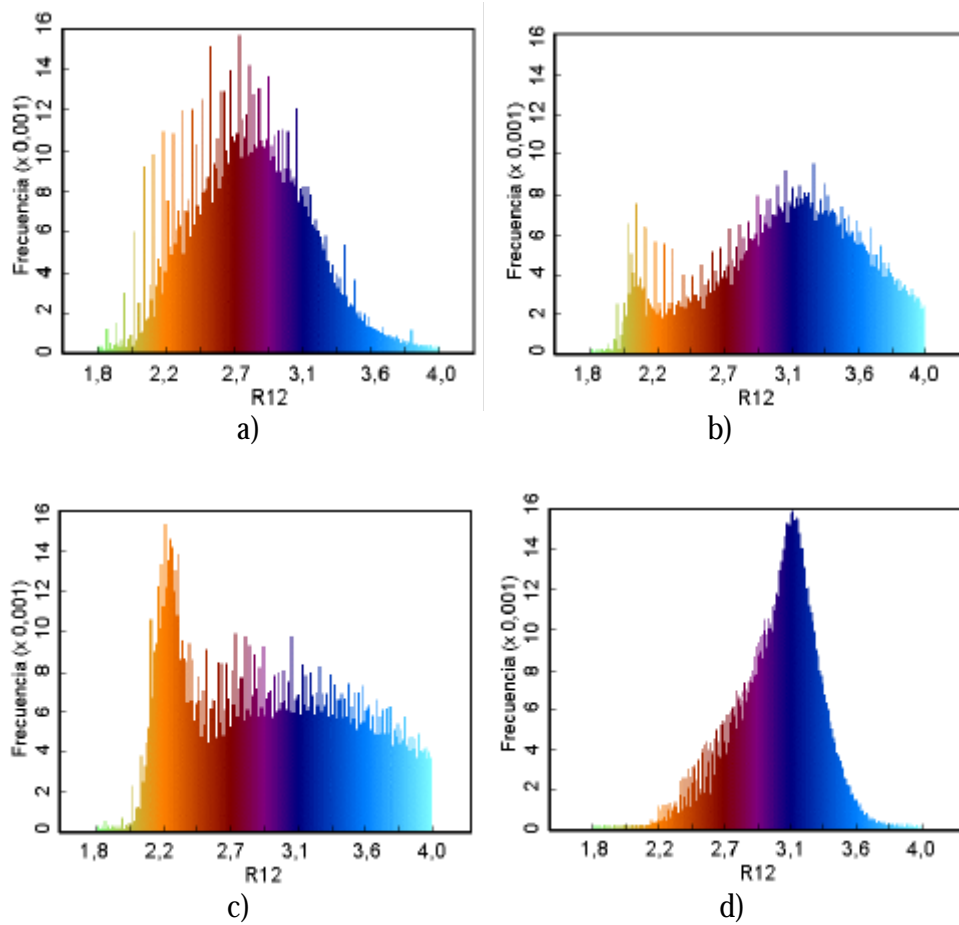


Figura 6.2.10. Histogramas de las imágenes del índice de tamaño, R_{12} , por estaciones: a) Invierno, b) Primavera, c) Verano y d) Otoño.

Es característica además la zona de registros bajos de R_{12} que se extiende desde nuestro archipiélago hasta la Península Ibérica a lo largo de la costa africana.

En otoño, la producción de aerosoles minerales por parte del desierto ha disminuido considerablemente, registrándose las partículas más grandes principalmente en algunas zonas de la costa africana por donde suele observarse la salida del penacho de polvo (al N de Dakar), así como al oeste de la zona del continente europeo mostrada en la imagen. Es la segunda mitad del año la época en la que se aprecian más los aerosoles con un origen en el sector 2, lo cual debe estar relacionado con la disminución en la producción desértica así como al desplazamiento hacia el sur del penacho procedente del tercer sector. El histograma de esta imagen presenta un pico muy acusado en torno al valor de 3,2, con una escasa frecuencia de puntos inferiores a 2,2 o superiores a 3,8.

A continuación se muestran los datos obtenidos para cada mes dentro de cada una de las estaciones.

6.2.2.2.1 Enero, Febrero y Marzo de 1994.

Las figuras 6.2.11, 6.2.12 y 6.2.13 muestran el EOA, R_{12} , y los histogramas respectivos para los meses de enero, febrero y marzo de 1994. Una inspección rápida nos muestra como paulatinamente estos meses van teniendo cada vez mayores zonas en las que, en promedio, ha aumentado la concentración de aerosoles, estando en completo acuerdo con los registros obtenidos por los radiómetros terrestres (ver figuras 6.1.4 y 6.1.5). Las emisiones de polvo vistas en estas imágenes tienen lugar en las latitudes más bajas de la misma, especialmente cerca de Dakar. Como ya se ha indicado, la zona de convergencia intertropical se encuentra para este período en su posición más meridional. Los histogramas de EOA muestran un desplazamiento del máximo hacia valores más altos a medida que avanza esta estación, a la vez que un mayor ensanchamiento en las frecuencias de valores

altos.

En cuanto al índice de tamaño de las partículas, se observa como no aparece en estos meses un patrón claro de partículas pequeñas en el interior del Océano Atlántico, y partículas grandes próximas al continente africano. De hecho, para los meses de febrero y marzo se tiene que determinadas zonas próximas a la costa noroccidental de África poseen las partículas más pequeñas. Aunque, como puede verse, lo que más destaca es la mezcla de zonas alternativas de distribuciones de tamaños de partículas diferentes. Los histogramas de estas imágenes tampoco son muy claros y así, aunque se observa una distribución de frecuencias de tipo gaussiano, con su máximo centrado en torno a 2,9, la campana va perdiendo altura en los meses sucesivos.

La información suministrada por las retrotrayectorias para estos meses indica una predominancia de las masas de aire procedentes del sector 1, en consonancia con los datos obtenidos por Sancho *et al.* (1992) para este periodo, si bien para los últimos días del trimestre no son infrecuentes las direcciones curvadas procedentes de África.

Finalmente es de destacar como se han hecho más visibles las franjas verticales cuyo promedio forma las imágenes, así como aquellos casos de posiciones extremas de las mismas donde apenas aparece una sola franja para cubrir esa área. También se observa, como es lógico, un importante número de píxeles con cobertura nubosa.

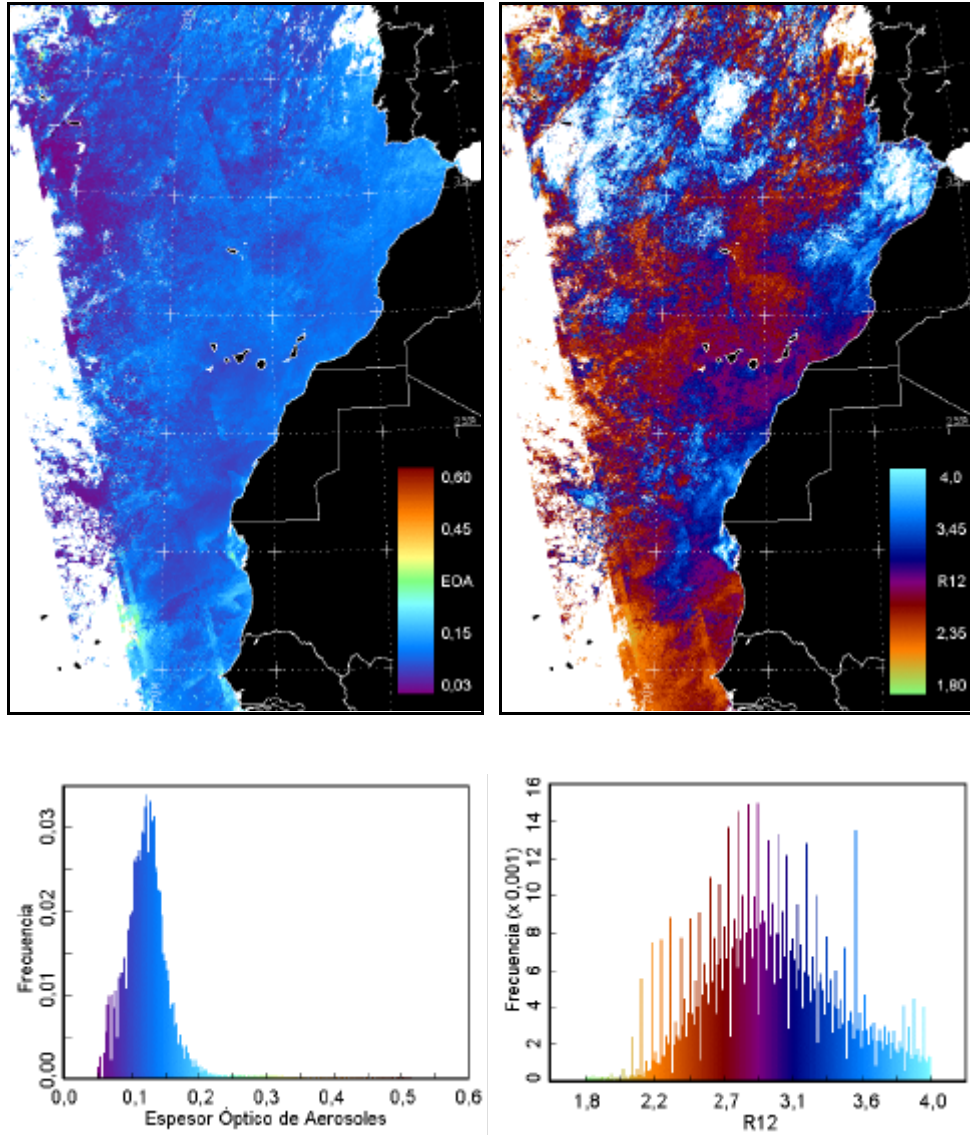


Figura 6.2.11. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de enero de 1994.

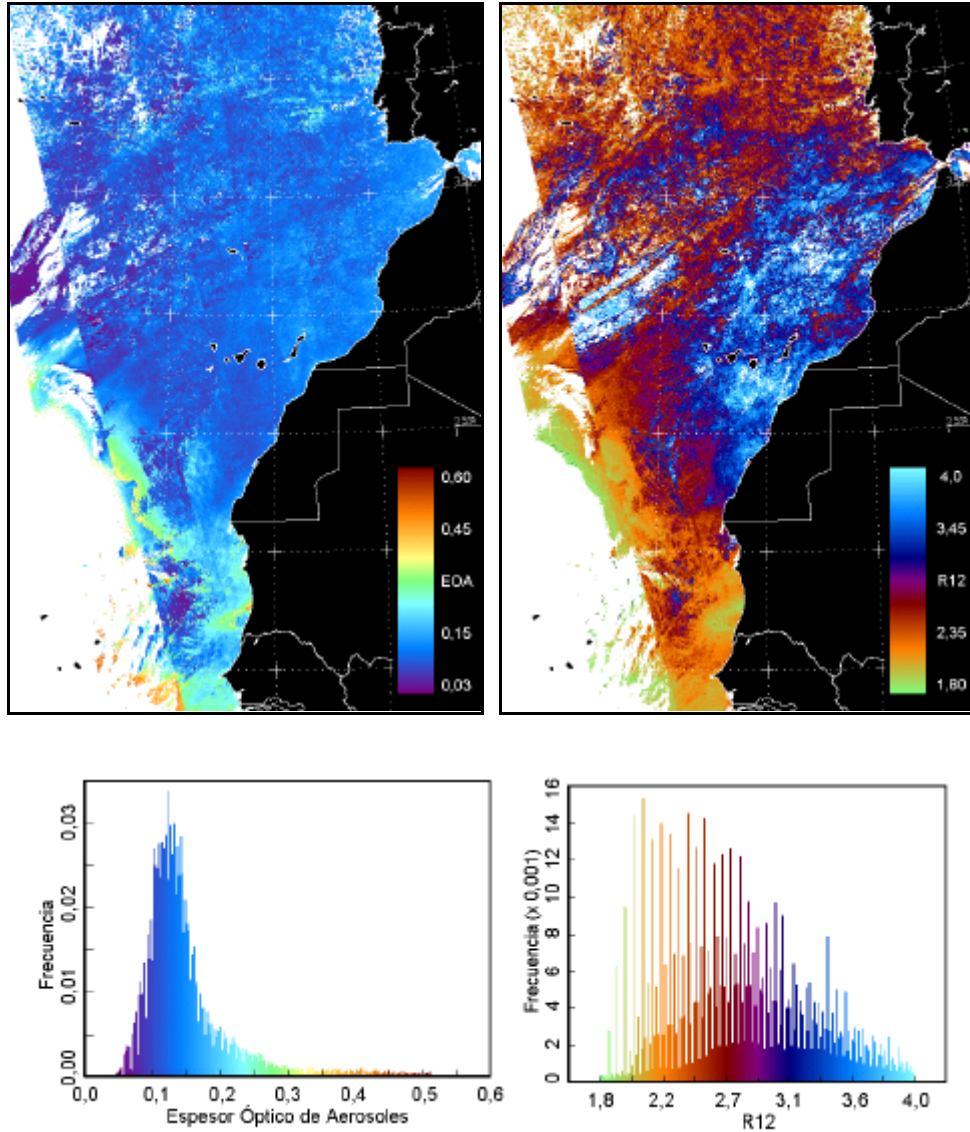


Figura 6.2.12. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de febrero de 1994.

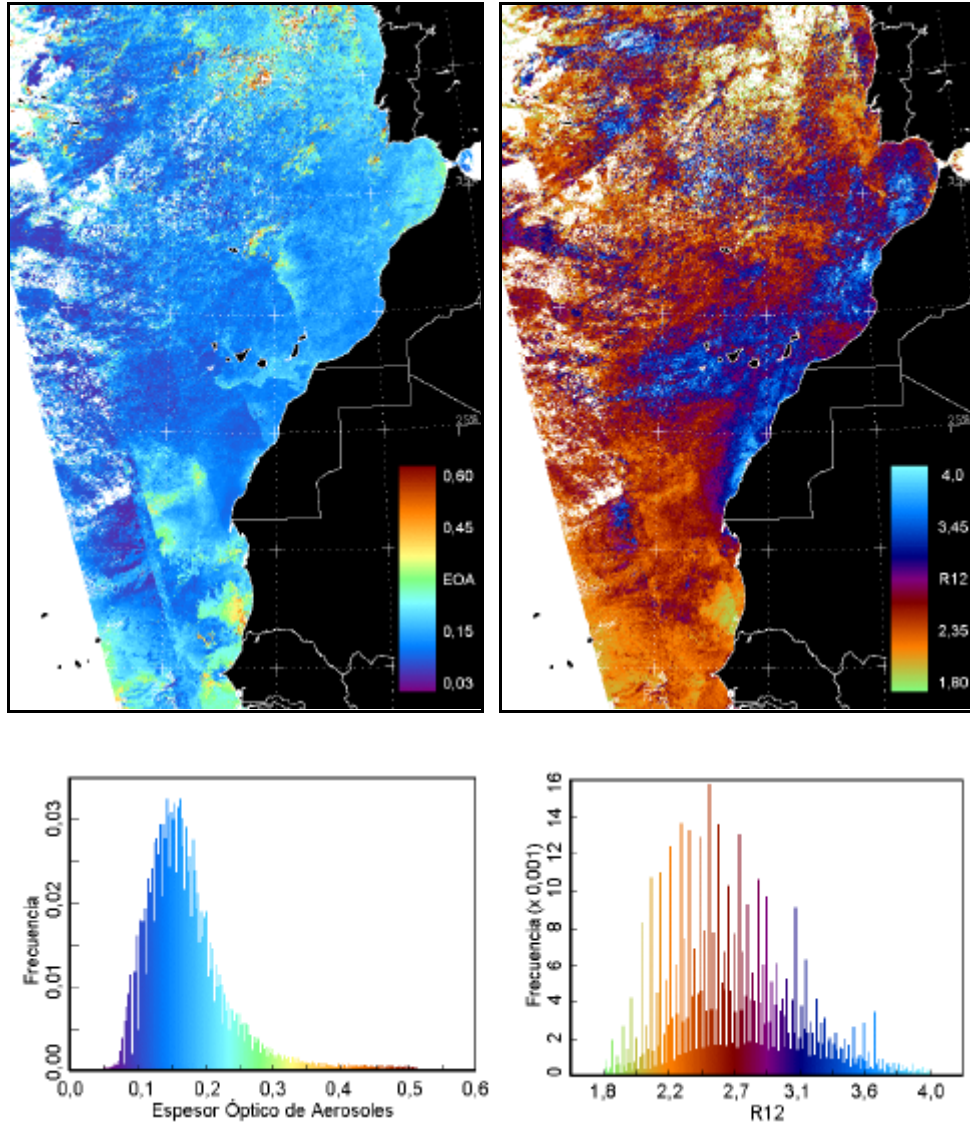


Figura 6.2.13. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de marzo de 1994.

6.2.2.2.2 Abril, Mayo y Junio de 1994.

Las figuras 6.2.14, 6.2.15 y 6.2.16 muestran el EOA, R_{12} , y los histogramas respectivos para los meses de abril, mayo y junio. A lo largo de estos meses se observa una zona de EOA altos casi constante al W de África. Es claro el hecho de cómo ha ido aumentando la presencia de aerosoles en esta zona a medida que nos acercamos al periodo estival, de igual manera que asciende la zona de convergencia intertropical. Los histogramas de esta variable muestran asimismo un paulatino incremento de la frecuencia de puntos con espesores ópticos superiores a 0,2 hasta llegar al mes de junio en el que es patente un segundo máximo situado en esta zona, con un valor para el pico de 0,25. También es de destacar para este último mes el gran contraste existente en los valores de EOA, apareciendo zonas perfectamente limpias con otras totalmente dominadas por la presencia de una gran cantidad de aerosoles. Así, en el histograma de este mes se observa como la frecuencia mayor de puntos con EOA bajos corresponde a un valor realmente limpio, 0,1, dando lugar a uno de los máximos más bajos de todo el año, a la vez que aparece, como ya se ha indicado, un segundo máximo en la zona de EOA altos.

En cuanto al parámetro R_{12} se observa como, en la evolución de las imágenes, se pasa de una situación parecida a la del invierno, en la que aparecen entremezcladas las diferentes zonas de partículas grandes con las pequeñas, a una nueva disposición, en la que, fundamentalmente, las partículas grandes quedan perfectamente confinadas por debajo de los 20-25° N, mientras que las más pequeñas constituyen las zonas superiores a estos paralelos. También en el histograma de esta variable se observan nuevas características como es la desaparición de la típica distribución en forma de campana de Gauss para los últimos meses de este periodo, destacando nuevamente sobremanera el mes de junio. Para dicho mes es muy notable el pronunciado pico que aparece centrado en torno a 2,2, el cual es un clarísimo indicador del gran aumento que han experimentado las partículas de mayor tamaño frente a las más pequeñas.

Es de destacar en este periodo el aumento de las invasiones de polvo sobre nuestra región. De hecho fue a finales de este periodo e inicio del siguiente cuando tuvo lugar una de las más importantes de este año, la cual denominaremos caso 1, en la que se alcanzaron los valores más altos registrados por los radiómetros terrestres y que será comentada en el apartado 6.2.2.3 dedicado a episodios característicos.

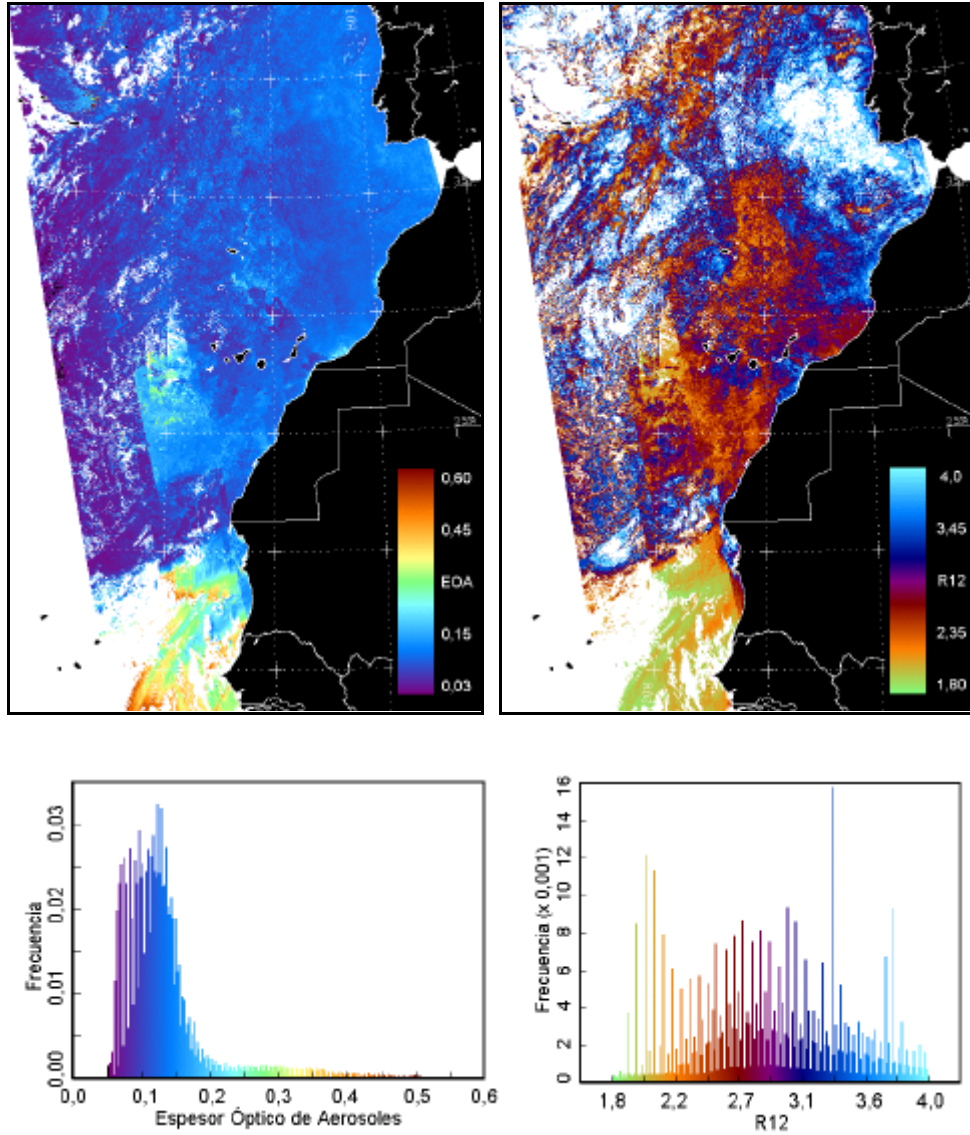


Figura 6.2.14. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de abril de 1994.

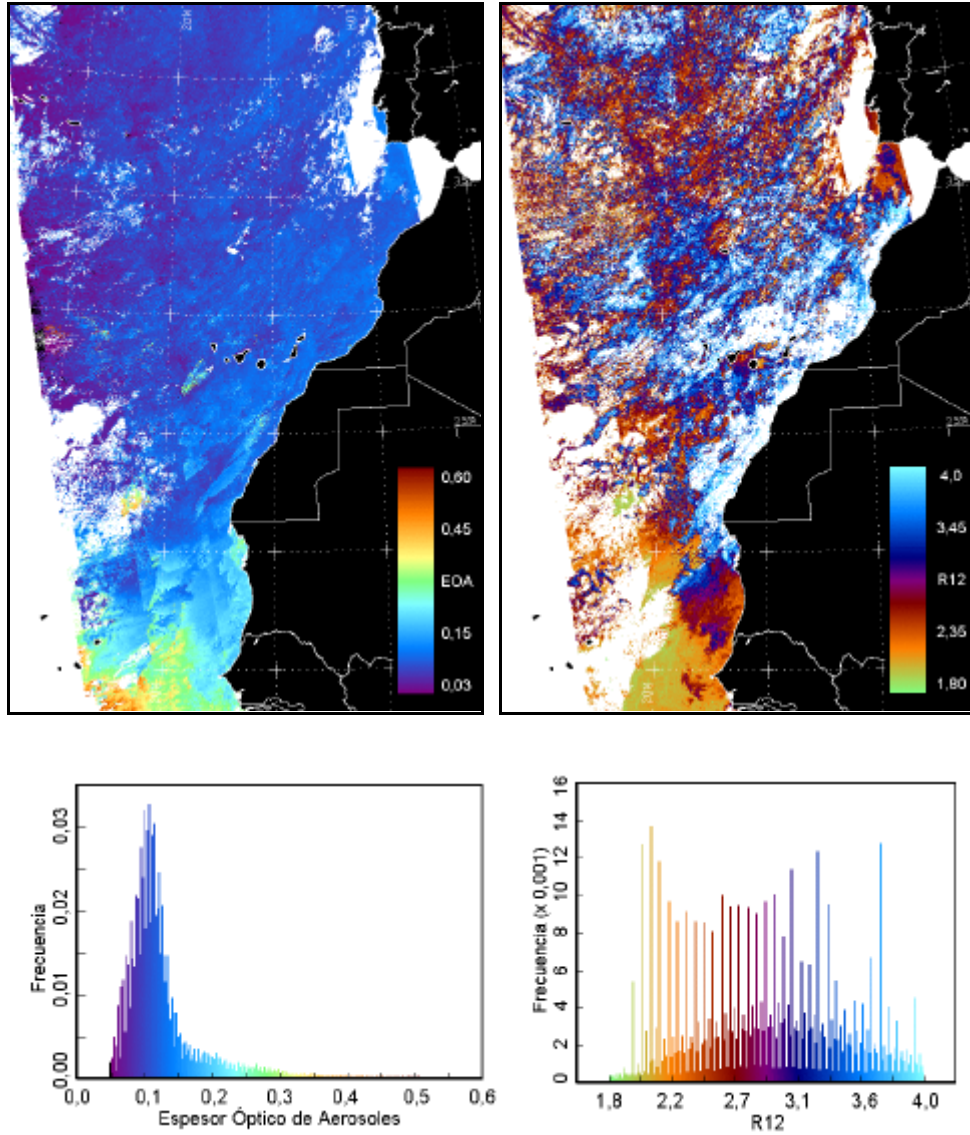


Figura 6.2.15. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de mayo de 1994.

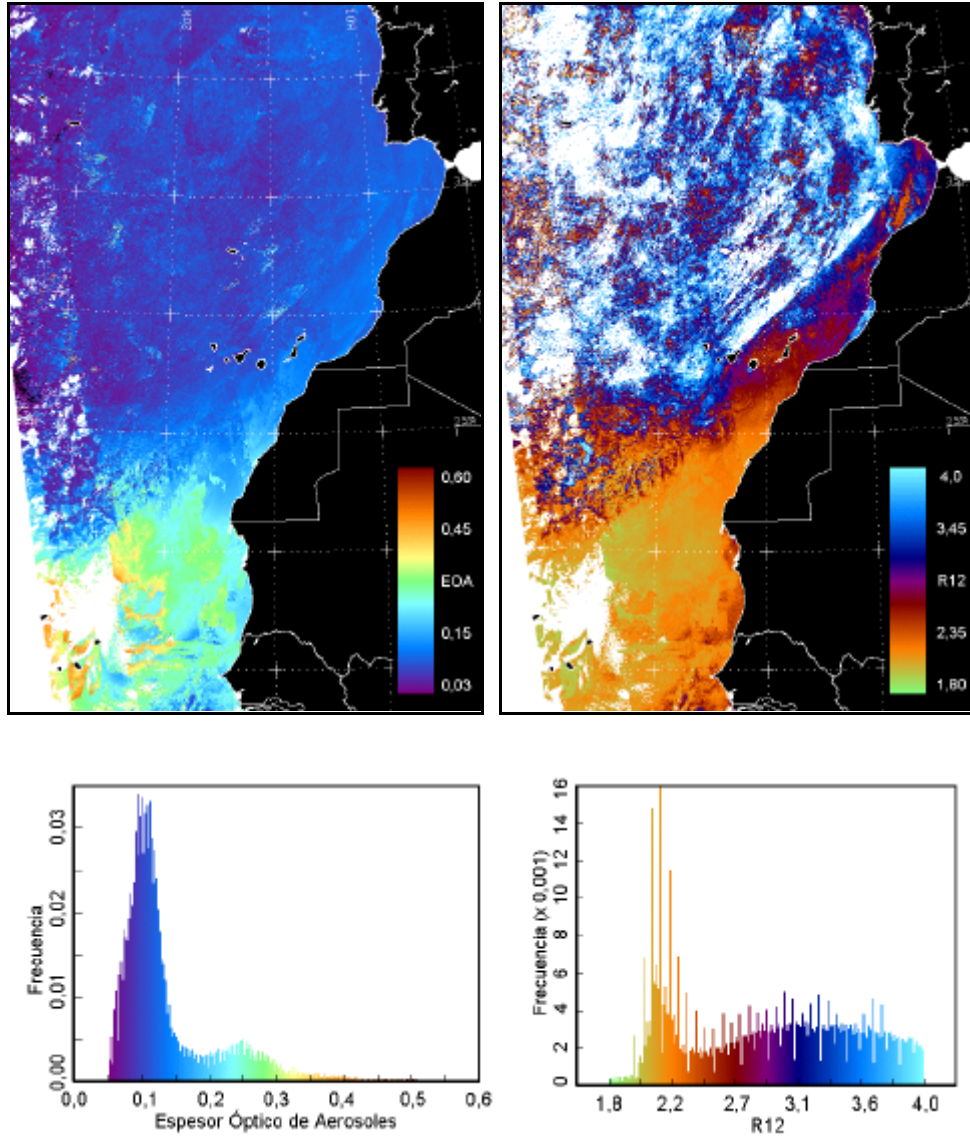


Figura 6.2.16. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de junio de 1994.

6.2.2.2.3 Julio, Agosto y Septiembre de 1994.

Las figuras 6.2.17, 6.2.18 y 6.2.19 muestran el EOA, R_{12} , y los histogramas respectivos para los meses de julio, agosto y septiembre. Se observa como los valores más altos de EOA han ido ascendiendo en lo que a latitud se refiere. Agosto y septiembre muestran los registros más altos justo frente a Cabo Blanco, a unos 21 °N. Este desplazamiento latitudinal hace que para esa época Canarias se encuentre prácticamente en el límite superior de una zona con valores elevados de EOA, lo que ocasiona que cualquier posible variación sinóptica produzca en nuestra región un aumento de los valores de esta variable. De hecho, a tenor de los resultados obtenidos por los radiómetros terrestres, julio se presenta como el mes con una mayor cantidad de días en los que tuvo lugar la presencia de aerosoles. Sin embargo, para septiembre, la presencia de valores altos de EOA, si bien permanece todavía en latitudes septentrionales, han disminuido considerablemente en magnitud. Los histogramas de esta variable siguen mostrando una importante frecuencia de píxeles para valores altos de EOA. Julio también muestra el segundo máximo ya visto en junio, mientras que en el mes siguiente, aunque este pico desaparece, es importante el ancho del histograma para esa zona de EOA altos. En septiembre se recuperan condiciones más limpias para toda la imagen, lo cual es normal si tenemos en cuenta que en esta época ya ha comenzado el desplazamiento meridional de la ITCZ.

En lo que respecta al índice de tamaños de las partículas, resulta evidente la zonificación de esta variable, con partículas pequeñas en la mitad superior de la imagen y grandes en la mitad inferior. Se observa con gran nitidez como Canarias se encuentra justo en la frontera entre ambos tipos de comportamiento para todo el periodo. Los histogramas continúan sin mostrar formas gaussianas, al menos para los dos primeros meses del verano, si bien este comportamiento parece cambiar en septiembre, con una forma muy parecida a las ya vistas en invierno (figuras 6.2.11-13). Para julio y agosto se sigue observando un marcado pico para las partículas más grandes, centrado en 2,2, que desaparece en septiembre.

Como prueba de la gran actividad desarrollada en estos meses en lo que a invasiones de polvo se refiere, se ha querido reseñar dos episodios especialmente importantes. El primero de ellos, que será denominado caso 1 comenzó el día juliano 179 y finalizó el 182. La magnitud y la forma en la que tuvo lugar dicha invasión merecen ser destacadas en un apartado especial (6.2.2.3). La segunda invasión que también será comentada posteriormente en el apartado dedicado a episodios característicos, tuvo lugar una semana después del caso 1, entre los días 8 y 10 de julio. En esta ocasión la nube de polvo mineral del desierto alcanzó nuestras islas de una forma algo diferente al caso 1 pero con idénticos resultados.

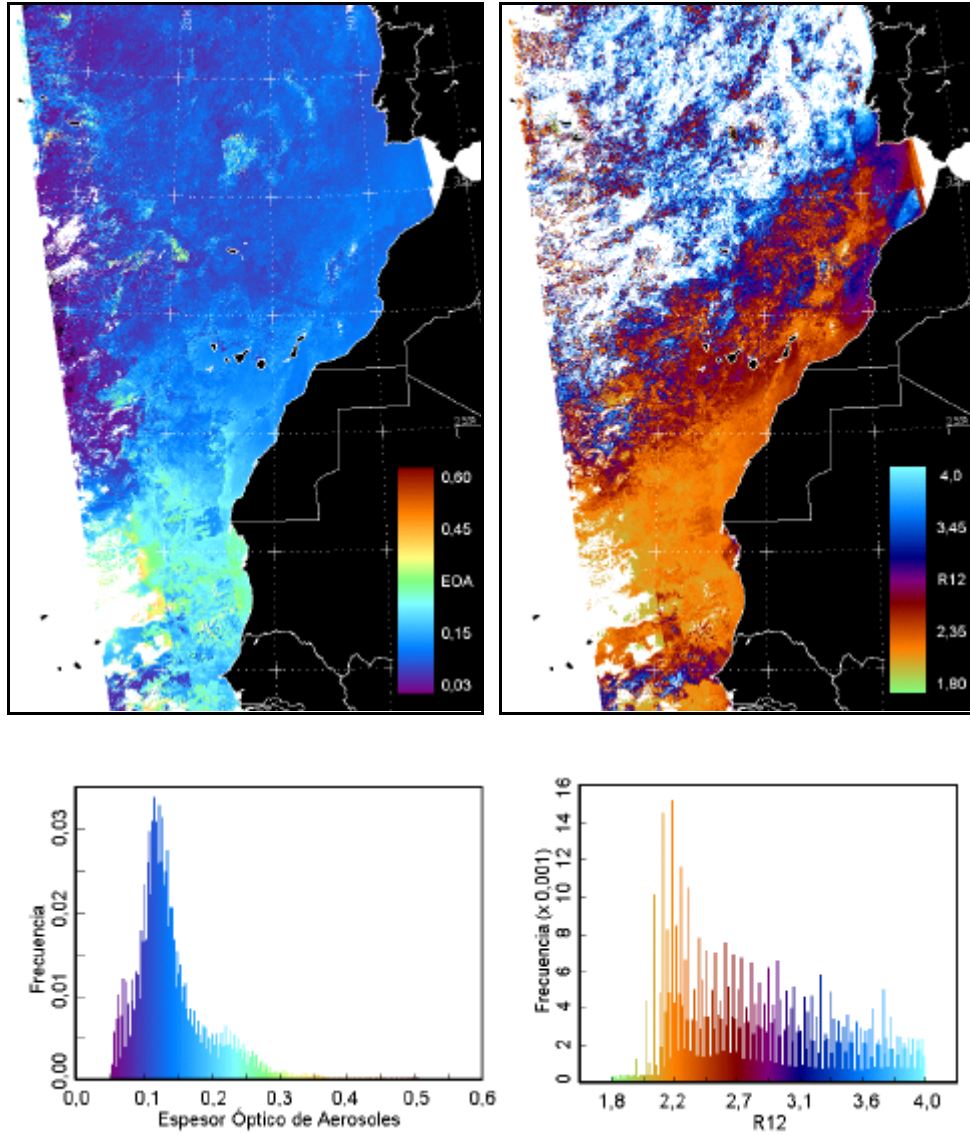


Figura 6.2.17. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de julio de 1994.

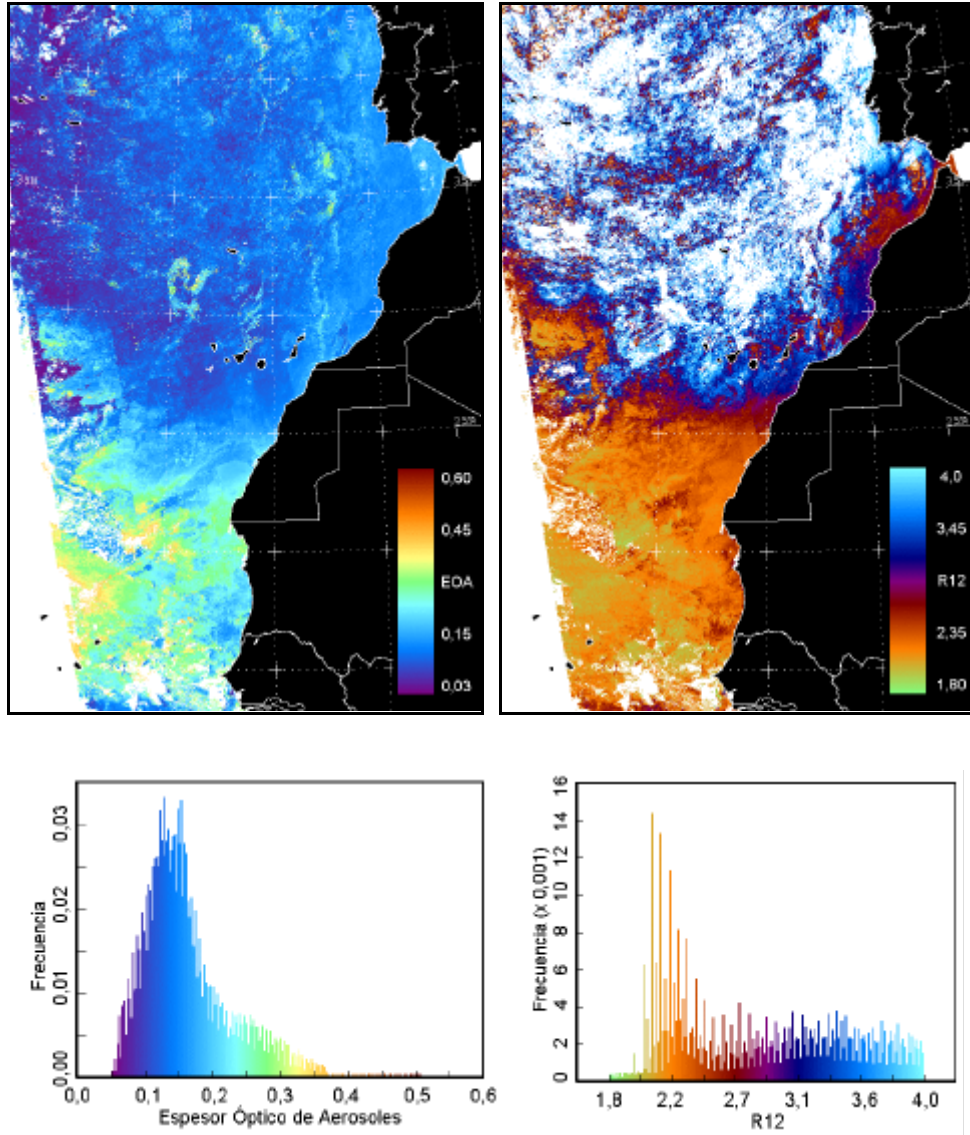


Figura 6.2.18. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de agosto de 1994.

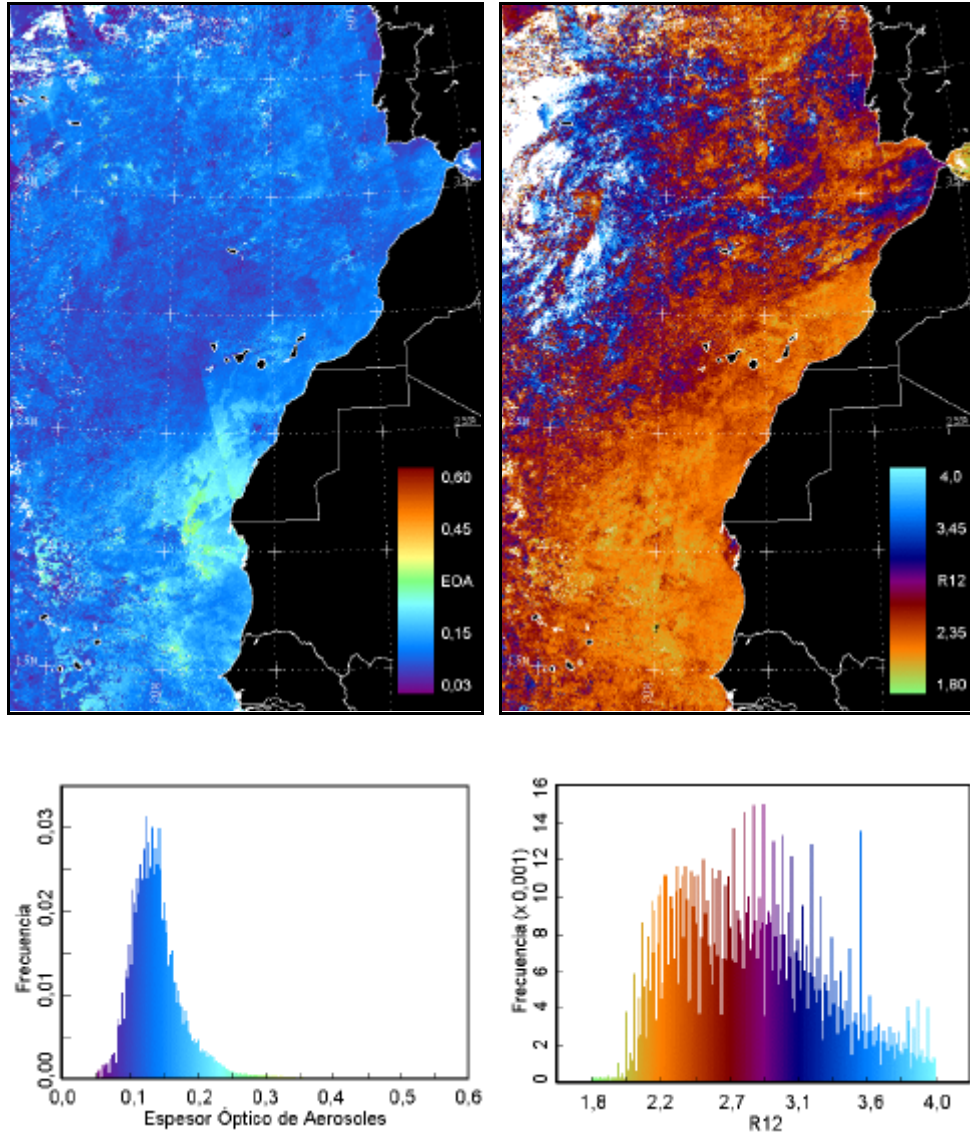


Figura 6.2.19. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de septiembre de 1994.

6.2.2.2.4 Octubre, Noviembre y Diciembre de 1994.

Las figuras 6.2.20, 6.2.21 y 6.2.22 muestran el EOA, R_{12} , y los histogramas respectivos para los meses de octubre, noviembre y diciembre. Para estos tres últimos meses del año 1994 el panorama ha cambiado sustancialmente. No se aprecia de forma clara ninguna zona con valores persistentemente altos de EOA. Así, por ejemplo, para el mes de octubre los valores de EOA bajos son la nota predominante en toda la imagen, convirtiéndose en uno de los meses más “limpios” para todo ese año. El registro del histograma muestra su pico de frecuencias en un EOA inferior a 0,15. Los datos suministrados por los radiómetros muestran como en los últimos meses del año la situación, en lo que a presencia de polvo se refiere, se complicó ligeramente. La información suministrada por las retrotrayectorias indica como la dirección de las masas de aire provenientes del sector 3 y/o del tipo CLT aumentan su frecuencia en noviembre y sobre todo en diciembre. Esto mismo se observa en las imágenes, aunque quizás no tan nítidamente como en otras ocasiones. En este caso los diferentes eventos de producción de material particulado en suspensión tienen su importancia más en la persistencia que en los valores obtenidos.

En cuanto al parámetro R_{12} la situación también ha cambiado notablemente. Ha desaparecido la zonificación tan claramente establecida en los meses anteriores, para pasar a una disposición sin grandes variaciones entre una región y otra. Aún se sigue observando para esos meses la situación típica en los valores de R_{12} en la región interior del Atlántico. Es decir, partículas algo más pequeñas que aquellas observadas al oeste del continente europeo y/o en determinadas zonas de emisión del polvo mineral del desierto. El análisis de los histogramas para esta variable muestra una recuperación del comportamiento en forma de campana de Gauss, perdido en los meses anteriores.

Es de destacar en estas imágenes (6.2.20-22), sobre todo en las dos últimas, el cada vez más importante aumento en la cobertura nubosa. Ésta

llega a ser tan persistente que para los meses de noviembre y diciembre, por encima de los 35° y 30° N, respectivamente, prácticamente no se aprecian valores útiles para nuestros cálculos. En cualquier caso, pese a los filtros empleados para la eliminación de nubes, la alta concentración de éstas en dichas zonas ha podido generar valores incorrectos en las variables.

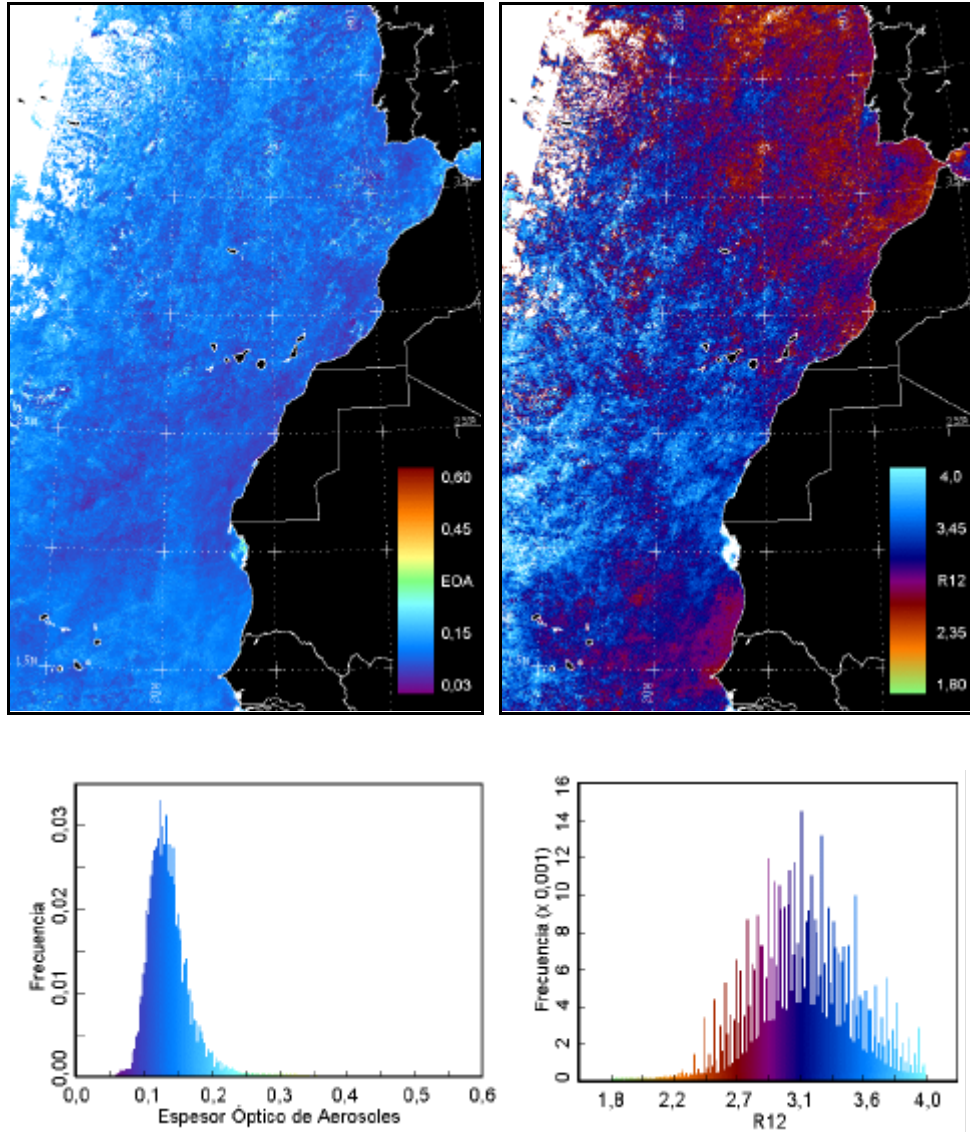


Figura 6.2.20. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de octubre de 1994.

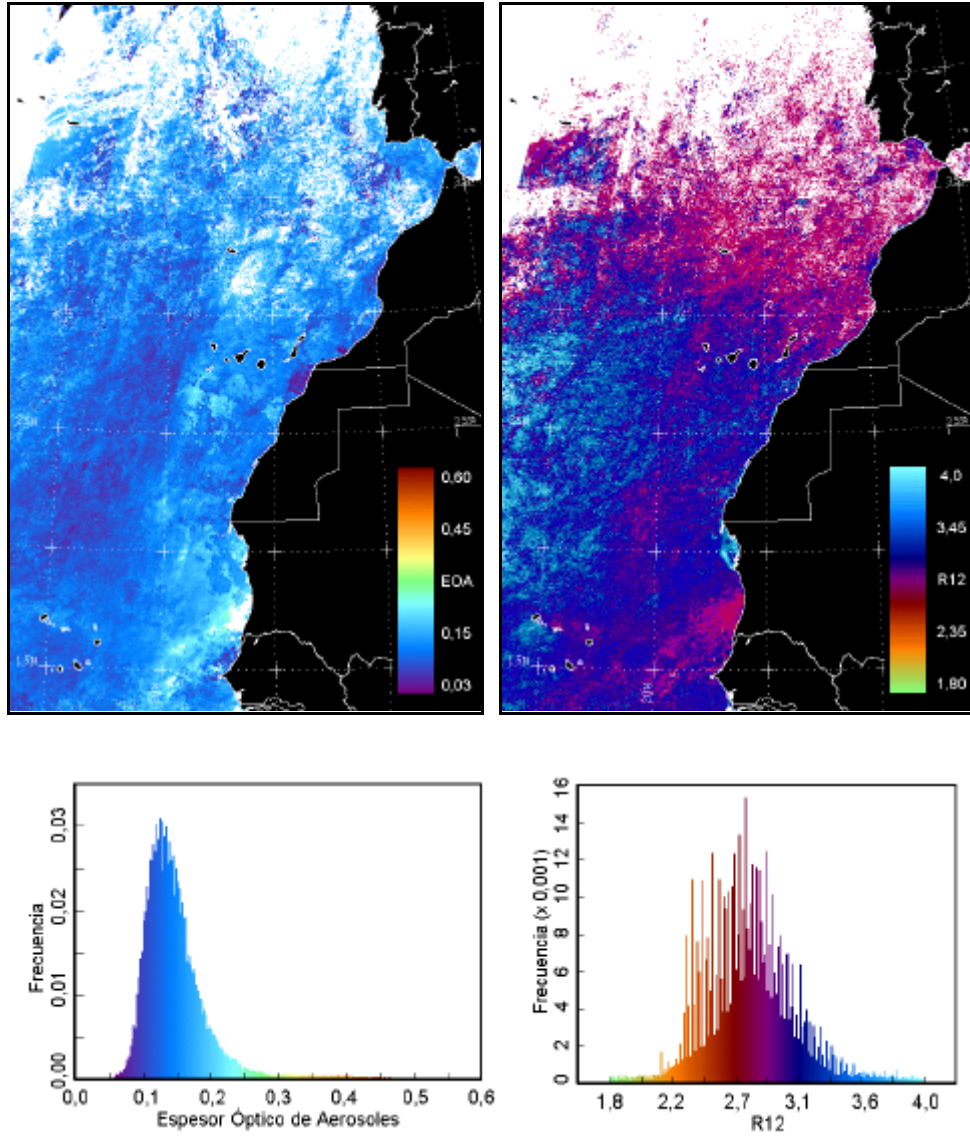


Figura 6.2.21. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de noviembre de 1994.

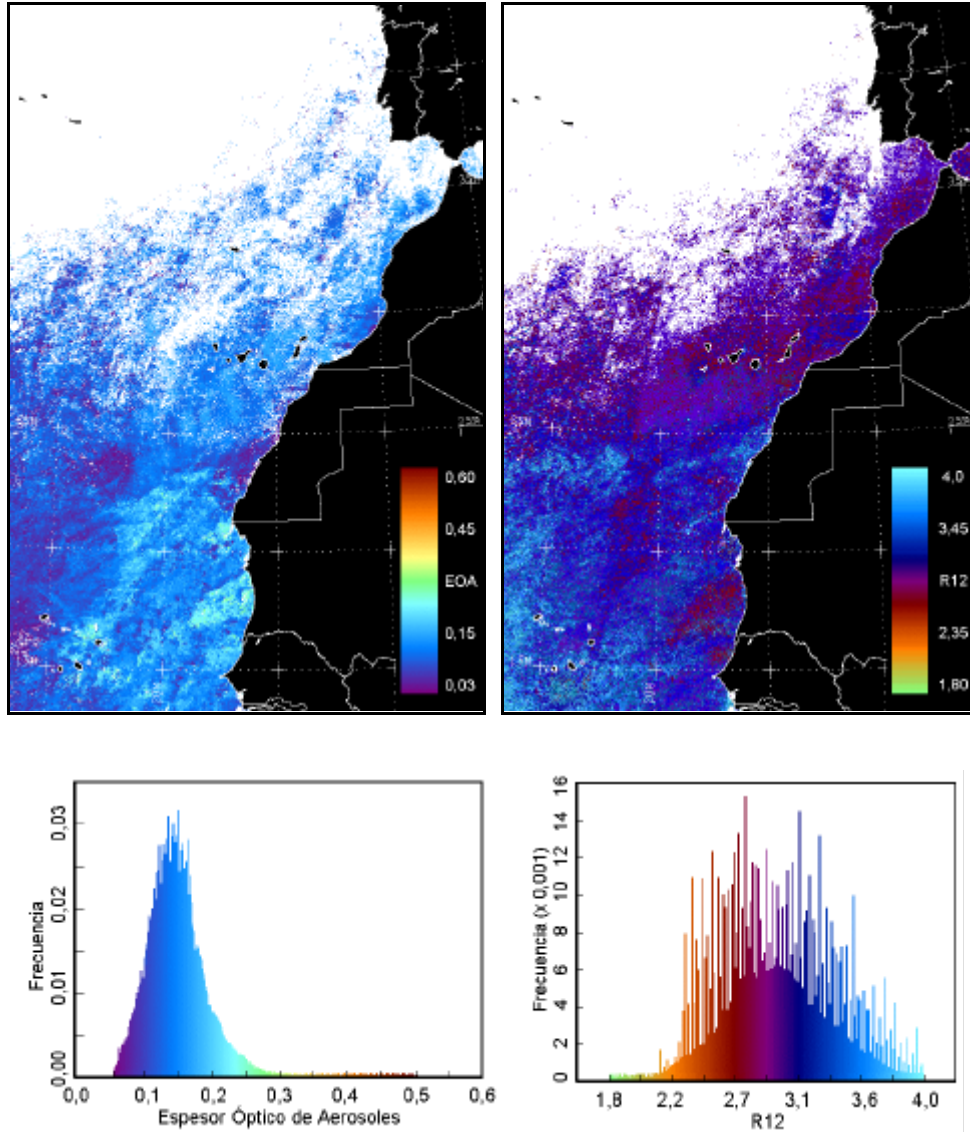


Figura 6.2.22. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de diciembre de 1994.

6.2.2.3 Episodios característicos.

Las figuras 6.2.25, 6.2.26, 6.2.27 y 6.2.28 se muestran el EOA, R_{12} , y los histogramas respectivos durante dos episodios de invasión de polvo sahariano, los cuales tuvieron lugar a finales de junio y principios de julio, que hemos denominado caso 1 (días julianos 179–182) y otra sucedida una semana más tarde (caso 2 -días 189–191-).

Como puede verse en la sucesión de imágenes para el caso 1 (figuras 6.2.25-26), antes de la invasión sobre nuestras islas, ya existía una alta concentración de polvo cerca de Cabo Verde. La evolución del viento en los siguientes días desplazó esta nube de polvo hacia latitudes más septentrionales. Al mismo tiempo tenía lugar una nueva aportación de aerosoles desde África como puede observarse en la tercera imagen, correspondiente al día juliano 181. La cantidad de aerosoles generados es tal que, por la zona donde tiene lugar la expulsión de los mismos, el modelo radiativo consideró que eran nubes. Así, en esa imagen, al norte de Dakar y sur de Cabo Jubi, pueden verse “nubes” que salen del continente africano y que se encuentran rodeadas de los valores más altos de EOA. Con estas condiciones, en Canarias se pasó de valores relativamente bajos, 0,12 (condiciones limpias en la atmósfera), a una situación dominada por valores muy grandes (0,40) en apenas 48 horas.

Las retrotrayectorias obtenidas para ese día muestran de forma muy clara como las masas de aire que alcanzan nuestro archipiélago pertenecen a las del tipo CLT, es decir, trayectorias locales procedentes del continente. Teniendo su origen en el continente africano, se cargan de material particulado en suspensión para, tras hacer un periplo de varios cientos de kilómetros, alcanzar nuestras islas desde una dirección sudoeste, dando lugar al conocido “tiempo sur”.

En cuanto al parámetro R_{12} es notoria la nube de valores bajos en este

parámetro que, poco a poco, asciende en la imagen hasta alcanzar nuestro archipiélago. Se observa perfectamente la frontera entre la zona con mayor presencia de partículas grandes y aquella formada por las pequeñas, situada además en los primeros días muy próxima a los 28° N. Los registros obtenidos siguen perfectamente aquellos indicados para el EOA y así, por ejemplo, también se observan las supuestas nubes que abandonan el continente africano, rodeadas por los valores más bajos del índice de tamaño, indicando el mayor tamaño de las partículas.

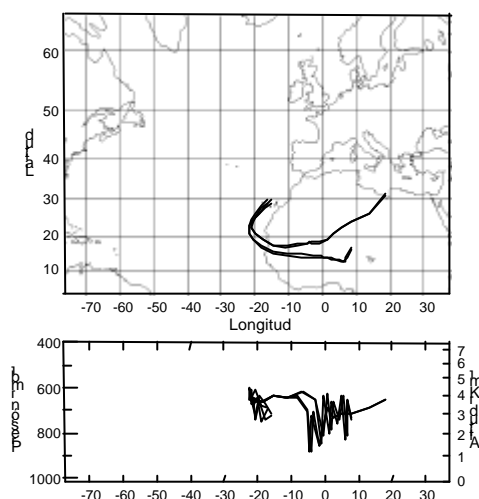


Figura 6.2.23. Retro trayectorias del día juliano 181, donde puede verse de forma muy clara el origen africano de las masas de aire que llegaron a nuestras islas.

Respecto al caso 2, la evolución de la nube de polvo es similar aunque con algunas diferencias. En primer lugar las zonas por donde los aerosoles minerales abandonan el continente tiene lugar más al norte que en el caso anterior, saliendo prácticamente por Cabo Jubi, marcando el límite septentrional de emisión de este tipo de aerosoles. Las retro trayectorias indican que las masas de aire son también CLT, si bien la dirección con la que alcanzan las Islas Canarias es más hacia el sudeste, sobre todo para el día 191, que es en el que realmente tuvo lugar la invasión importante. Es de destacar así mismo, que a diferencia del caso 1, antes de la llegada del grueso del material en suspensión, diferentes penachos de EOA altos alcanzan nuestras

islas, sobre todo las occidentales. En cuanto a las imágenes del parámetro R_{12} , éstas muestran una información algo diferente, ya que para los tres días incluidos en el caso 2, la situación es muy semejante, con niveles muy bajos en dicho parámetro en toda la región canaria. Así, no se aprecian claramente los penachos de alta concentración de aerosol antes comentados, ofreciendo un casi continuo de partículas grandes en toda la zona.

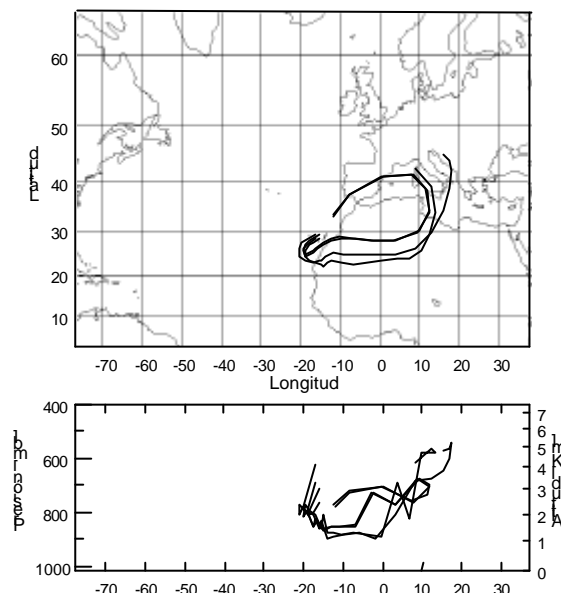


Figura 6.2.24. Retrotraectorias para el día juliano 191.

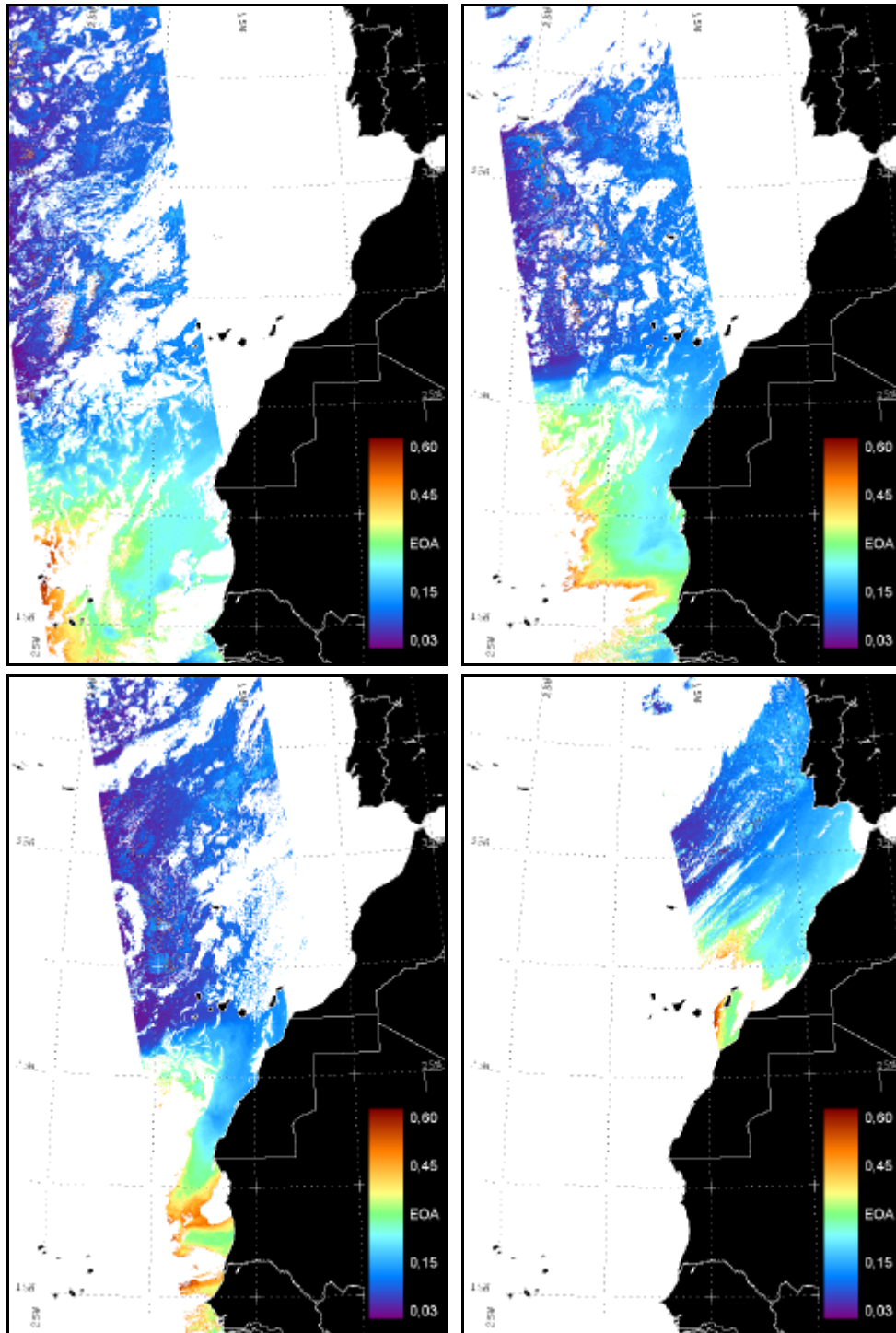


Figura 6.2.25. EOA para los días julianos 179, 180, 181 y 183 de 1994.

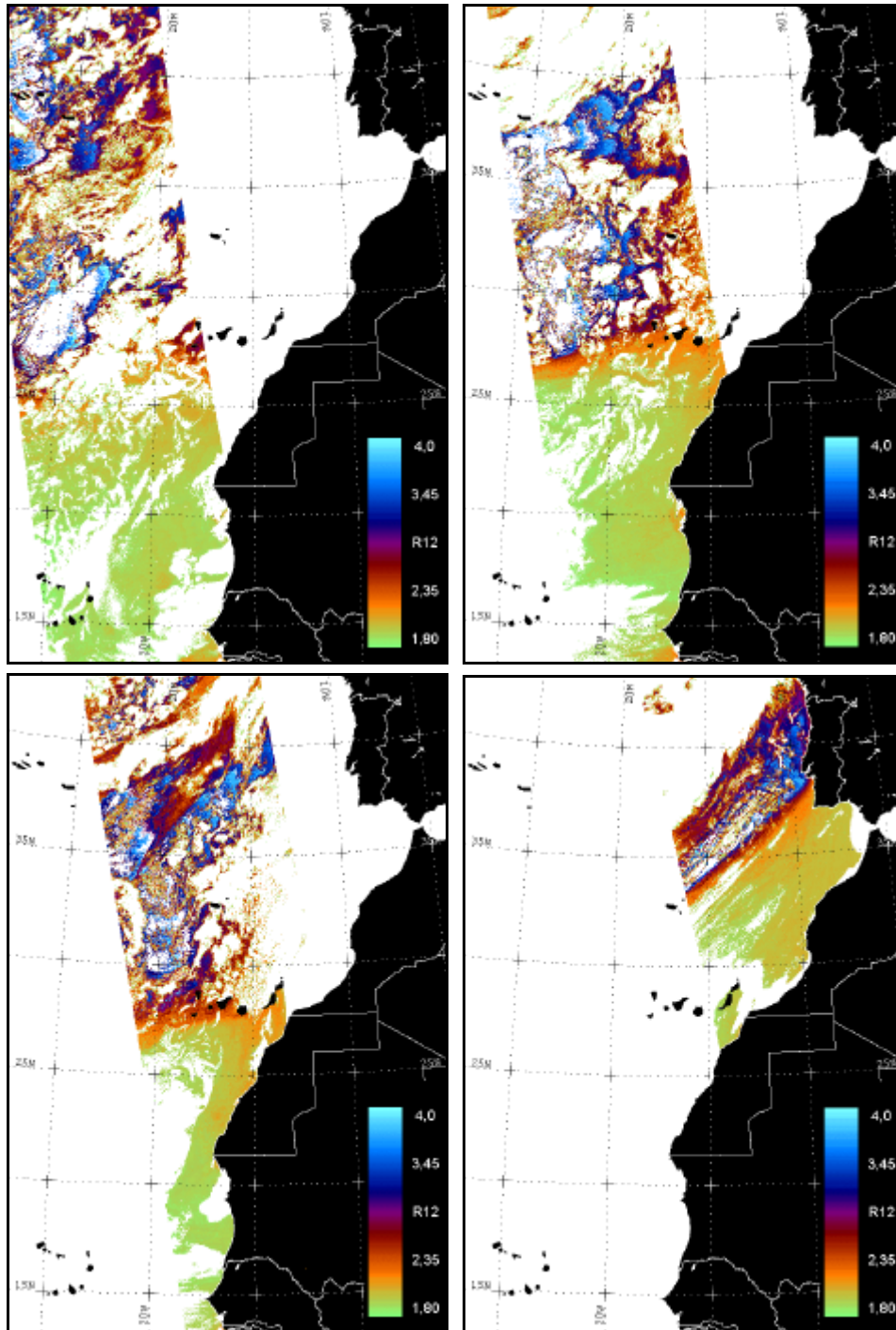


Figura 6.2.26. R_{12} para los días julianos 179, 180, 181 y 183 de 1994.

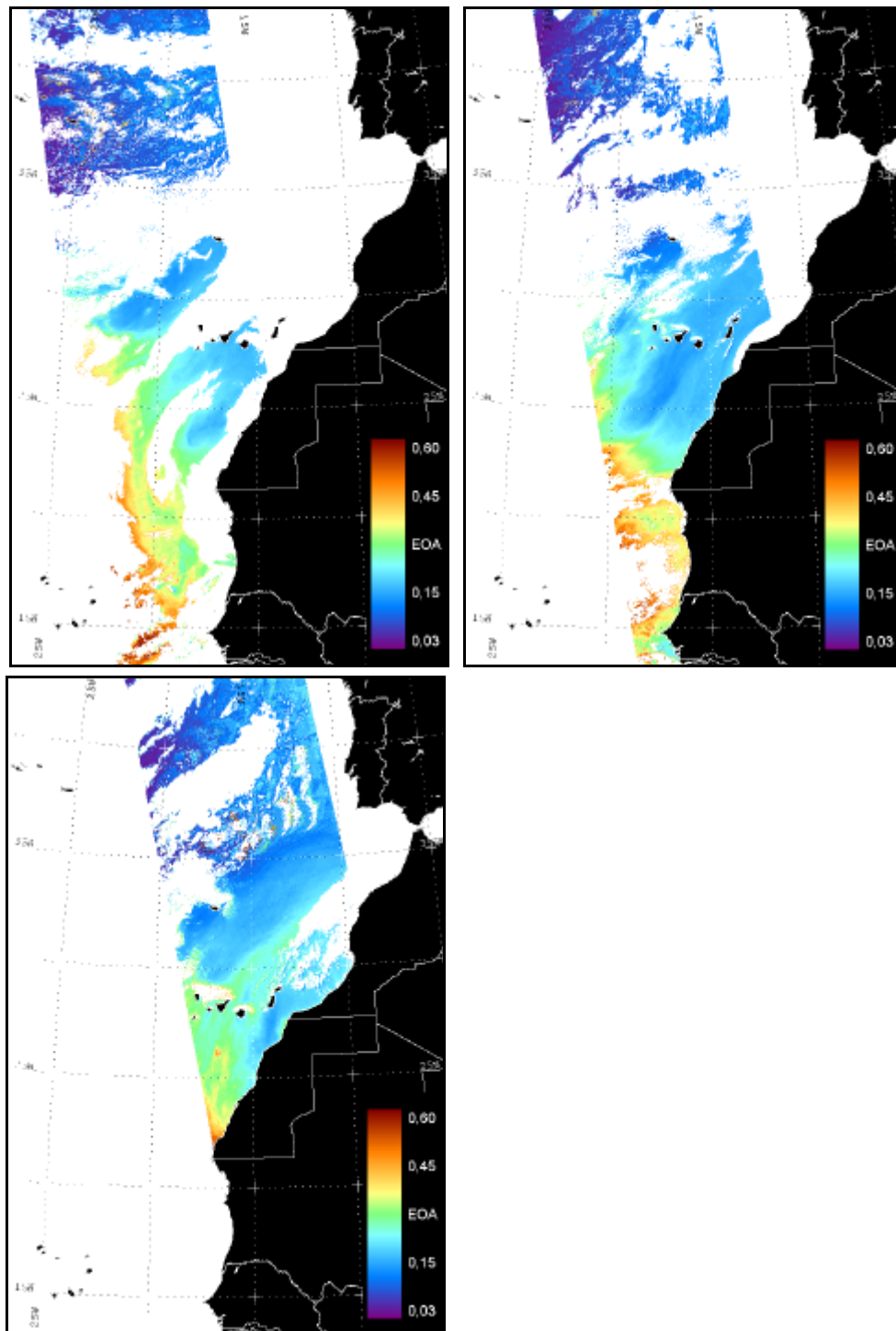


Figura 6.2.27. EOA para los días julianos 189, 190 y 191 de 1994.

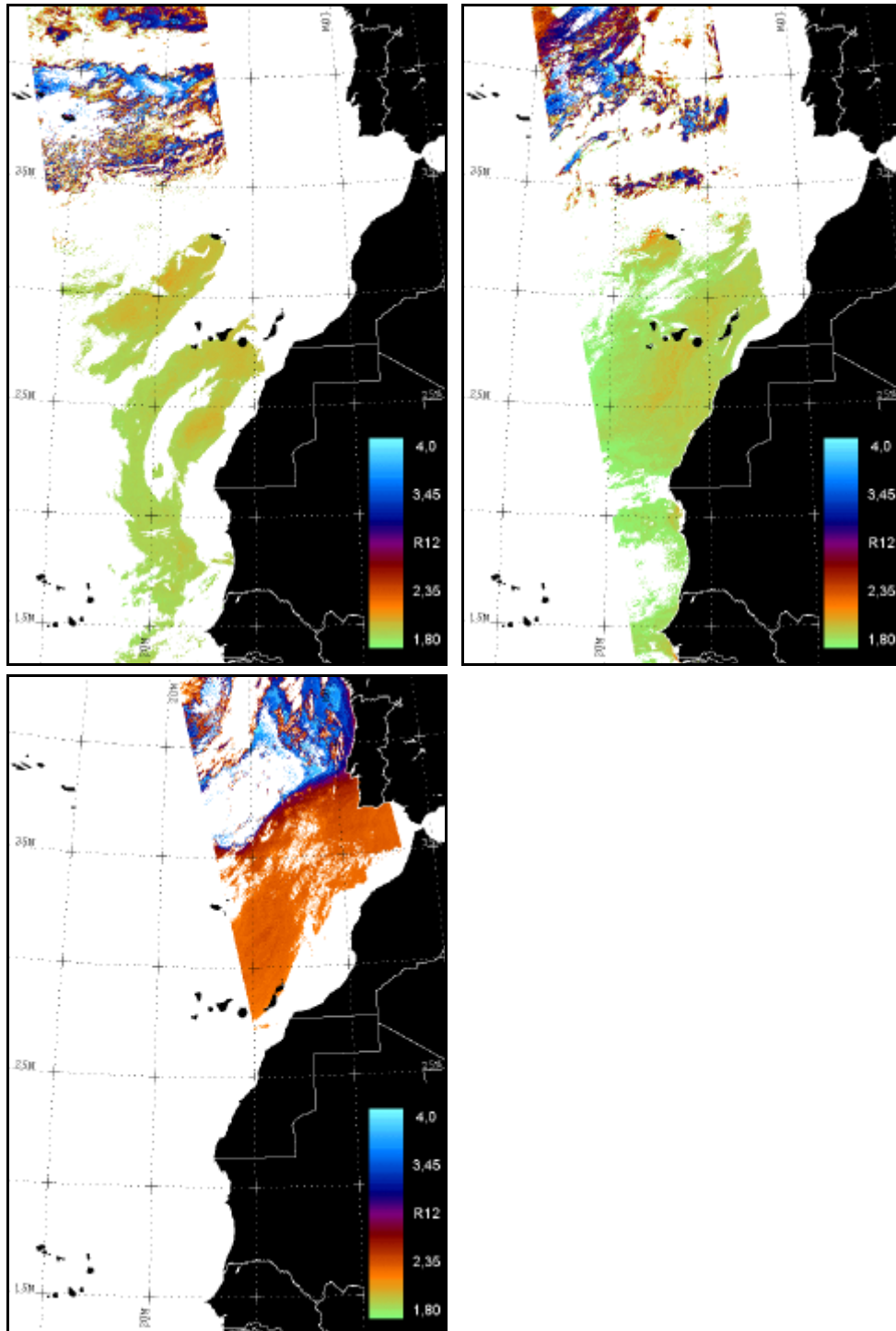


Figura 6.2.28. R_{12} para los días julianos 189, 190 y 191 de 1994.

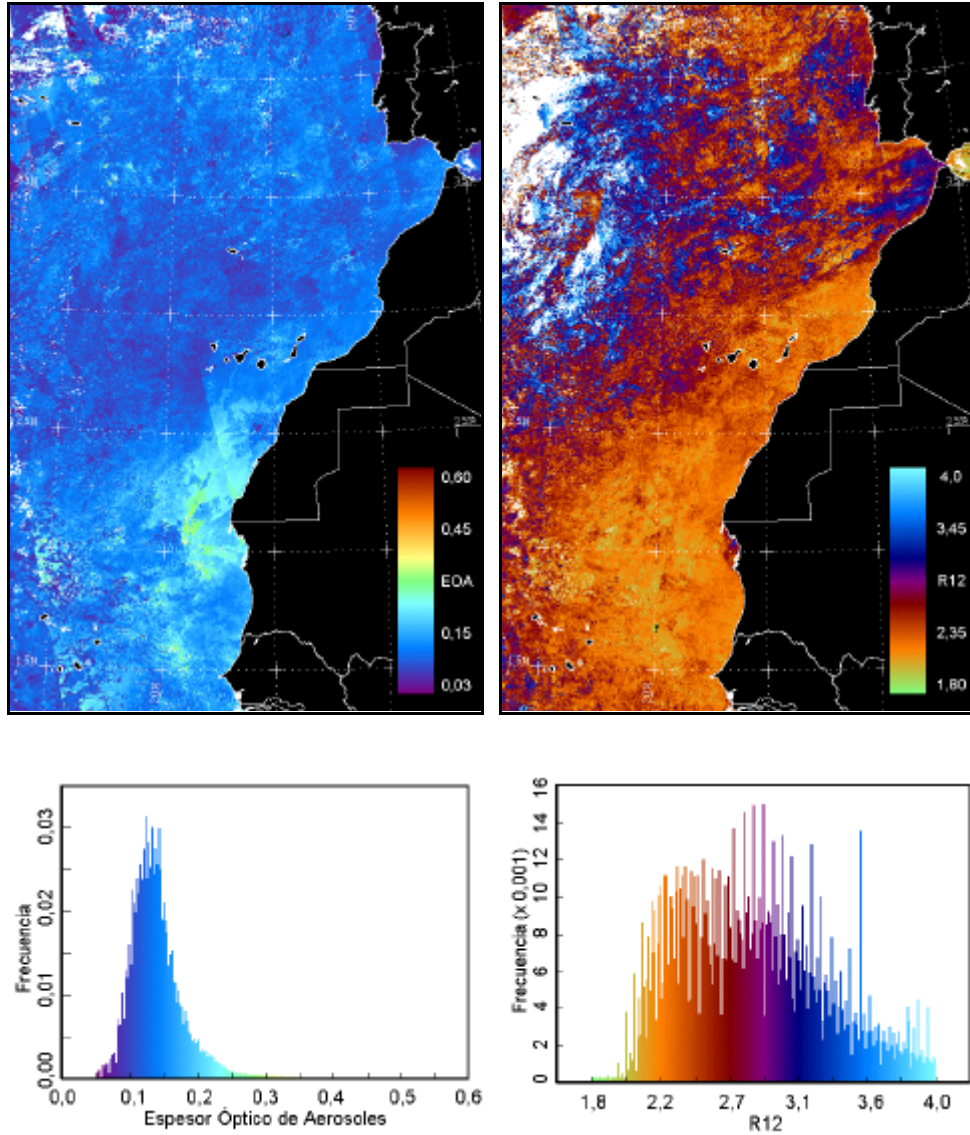


Figura 6.2.19. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de septiembre de 1994.

6.2.2.2.4 Octubre, Noviembre y Diciembre de 1994.

Las figuras 6.2.20, 6.2.21 y 6.2.22 muestran el EOA, R_{12} , y los histogramas respectivos para los meses de octubre, noviembre y diciembre. Para estos tres últimos meses del año 1994 el panorama ha cambiado sustancialmente. No se aprecia de forma clara ninguna zona con valores persistentemente altos de EOA. Así, por ejemplo, para el mes de octubre los valores de EOA bajos son la nota predominante en toda la imagen, convirtiéndose en uno de los meses más “limpios” para todo ese año. El registro del histograma muestra su pico de frecuencias en un EOA inferior a 0,15. Los datos suministrados por los radiómetros muestran como en los últimos meses del año la situación, en lo que a presencia de polvo se refiere, se complicó ligeramente. La información suministrada por las retrotrayectorias indica como la dirección de las masas de aire provenientes del sector 3 y/o del tipo CLT aumentan su frecuencia en noviembre y sobre todo en diciembre. Esto mismo se observa en las imágenes, aunque quizás no tan nítidamente como en otras ocasiones. En este caso los diferentes eventos de producción de material particulado en suspensión tienen su importancia más en la persistencia que en los valores obtenidos.

En cuanto al parámetro R_{12} la situación también ha cambiado notablemente. Ha desaparecido la zonificación tan claramente establecida en los meses anteriores, para pasar a una disposición sin grandes variaciones entre una región y otra. Aún se sigue observando para esos meses la situación típica en los valores de R_{12} en la región interior del Atlántico. Es decir, partículas algo más pequeñas que aquellas observadas al oeste del continente europeo y/o en determinadas zonas de emisión del polvo mineral del desierto. El análisis de los histogramas para esta variable muestra una recuperación del comportamiento en forma de campana de Gauss, perdido en los meses anteriores.

Es de destacar en estas imágenes (6.2.20-22), sobre todo en las dos últimas, el cada vez más importante aumento en la cobertura nubosa. Ésta

llega a ser tan persistente que para los meses de noviembre y diciembre, por encima de los 35° y 30° N, respectivamente, prácticamente no se aprecian valores útiles para nuestros cálculos. En cualquier caso, pese a los filtros empleados para la eliminación de nubes, la alta concentración de éstas en dichas zonas ha podido generar valores incorrectos en las variables.

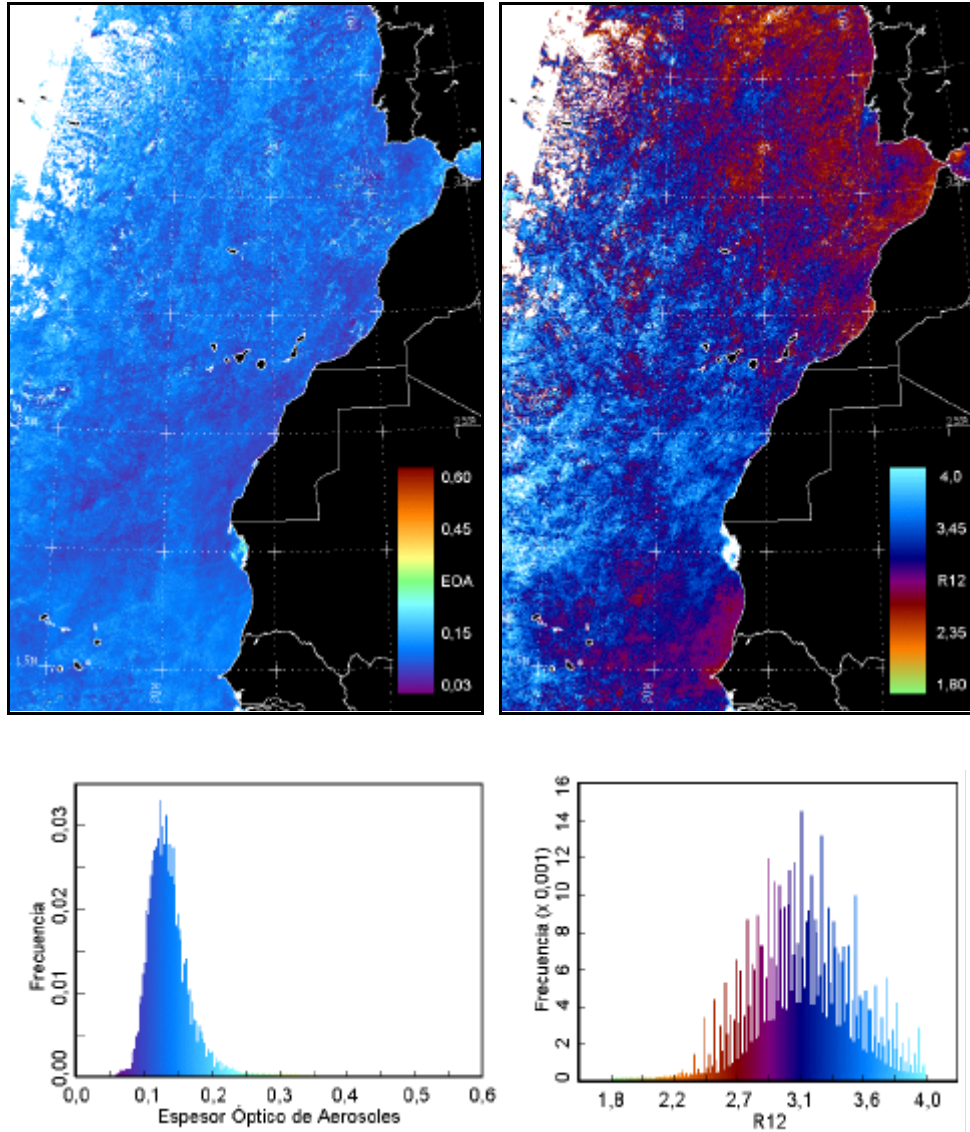


Figura 6.2.20. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de octubre de 1994.

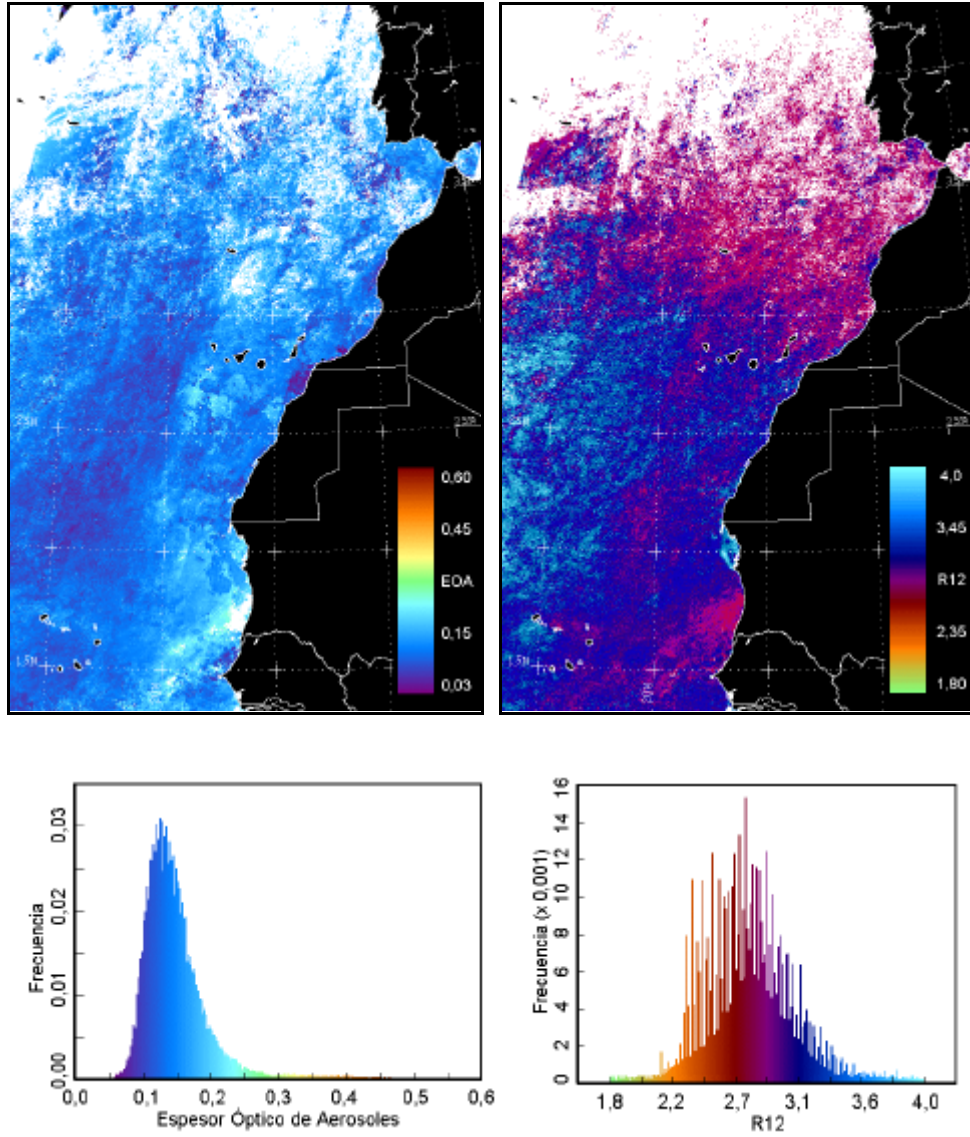


Figura 6.2.21. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de noviembre de 1994.

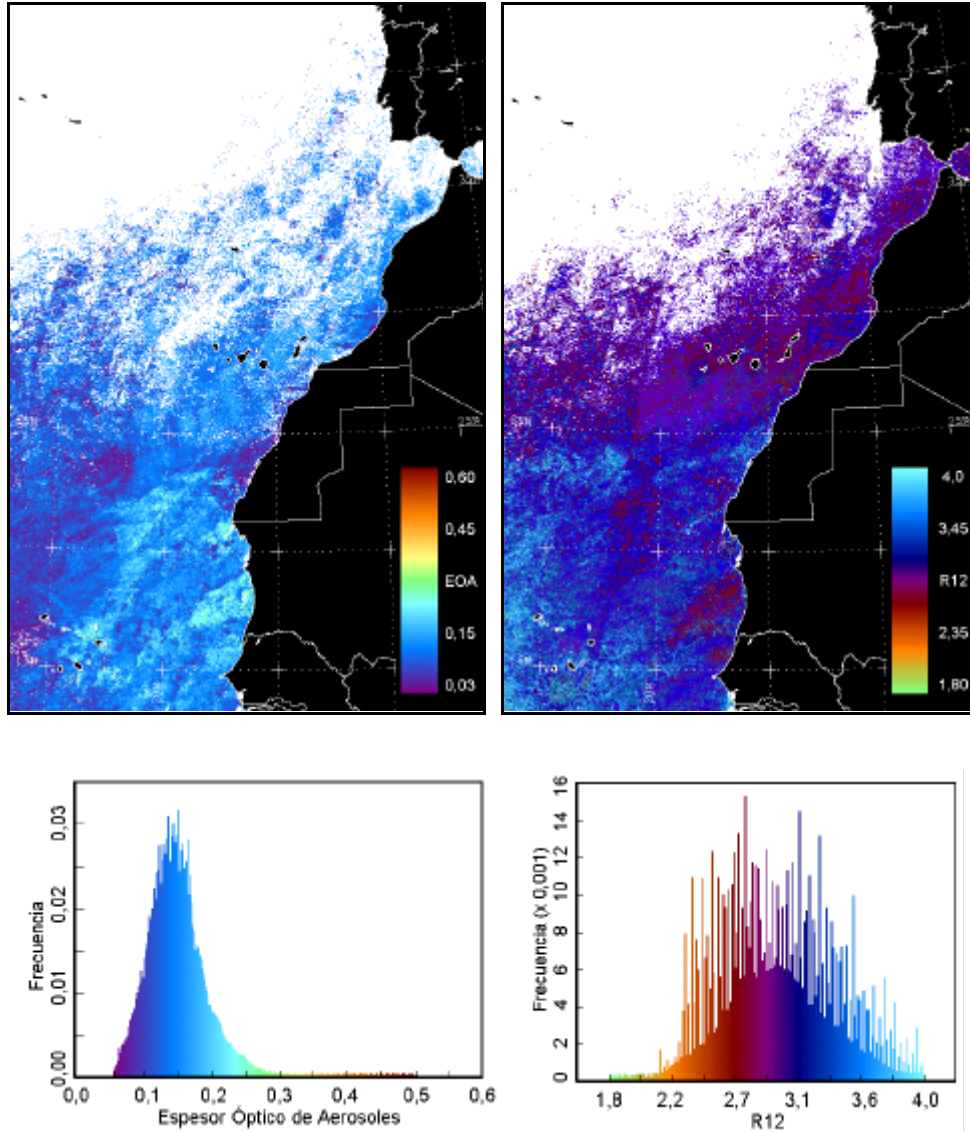


Figura 6.2.22. EOA, R_{12} e histogramas respectivos para el mes de diciembre de 1994.

6.2.2.3 Episodios característicos.

Las figuras 6.2.25, 6.2.26, 6.2.27 y 6.2.28 se muestran el EOA, R_{12} , y los histogramas respectivos durante dos episodios de invasión de polvo sahariano, los cuales tuvieron lugar a finales de junio y principios de julio, que hemos denominado caso 1 (días julianos 179–182) y otra sucedida una semana más tarde (caso 2 -días 189–191-).

Como puede verse en la sucesión de imágenes para el caso 1 (figuras 6.2.25-26), antes de la invasión sobre nuestras islas, ya existía una alta concentración de polvo cerca de Cabo Verde. La evolución del viento en los siguientes días desplazó esta nube de polvo hacia latitudes más septentrionales. Al mismo tiempo tenía lugar una nueva aportación de aerosoles desde África como puede observarse en la tercera imagen, correspondiente al día juliano 181. La cantidad de aerosoles generados es tal que, por la zona donde tiene lugar la expulsión de los mismos, el modelo radiativo consideró que eran nubes. Así, en esa imagen, al norte de Dakar y sur de Cabo Jubi, pueden verse “nubes” que salen del continente africano y que se encuentran rodeadas de los valores más altos de EOA. Con estas condiciones, en Canarias se pasó de valores relativamente bajos, 0,12 (condiciones limpias en la atmósfera), a una situación dominada por valores muy grandes (0,40) en apenas 48 horas.

Las retrotrayectorias obtenidas para ese día muestran de forma muy clara como las masas de aire que alcanzan nuestro archipiélago pertenecen a las del tipo CLT, es decir, trayectorias locales procedentes del continente. Teniendo su origen en el continente africano, se cargan de material particulado en suspensión para, tras hacer un periplo de varios cientos de kilómetros, alcanzar nuestras islas desde una dirección sudoeste, dando lugar al conocido “tiempo sur”.

En cuanto al parámetro R_{12} es notoria la nube de valores bajos en este

parámetro que, poco a poco, asciende en la imagen hasta alcanzar nuestro archipiélago. Se observa perfectamente la frontera entre la zona con mayor presencia de partículas grandes y aquella formada por las pequeñas, situada además en los primeros días muy próxima a los 28° N. Los registros obtenidos siguen perfectamente aquellos indicados para el EOA y así, por ejemplo, también se observan las supuestas nubes que abandonan el continente africano, rodeadas por los valores más bajos del índice de tamaño, indicando el mayor tamaño de las partículas.

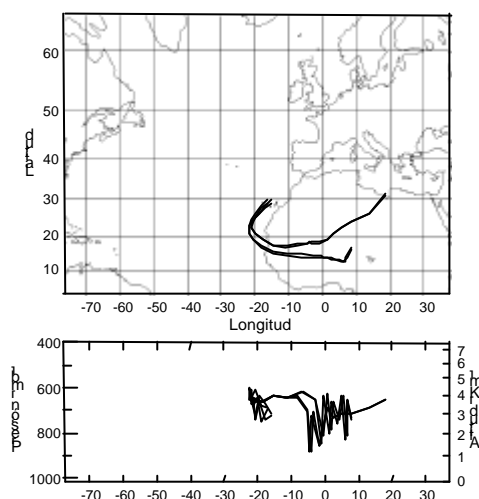


Figura 6.2.23. Retro trayectorias del día juliano 181, donde puede verse de forma muy clara el origen africano de las masas de aire que llegaron a nuestras islas.

Respecto al caso 2, la evolución de la nube de polvo es similar aunque con algunas diferencias. En primer lugar las zonas por donde los aerosoles minerales abandonan el continente tiene lugar más al norte que en el caso anterior, saliendo prácticamente por Cabo Jubi, marcando el límite septentrional de emisión de este tipo de aerosoles. Las retro trayectorias indican que las masas de aire son también CLT, si bien la dirección con la que alcanzan las Islas Canarias es más hacia el sudeste, sobre todo para el día 191, que es en el que realmente tuvo lugar la invasión importante. Es de destacar así mismo, que a diferencia del caso 1, antes de la llegada del grueso del material en suspensión, diferentes penachos de EOA altos alcanzan nuestras

islas, sobre todo las occidentales. En cuanto a las imágenes del parámetro R_{12} , éstas muestran una información algo diferente, ya que para los tres días incluidos en el caso 2, la situación es muy semejante, con niveles muy bajos en dicho parámetro en toda la región canaria. Así, no se aprecian claramente los penachos de alta concentración de aerosol antes comentados, ofreciendo un casi continuo de partículas grandes en toda la zona.

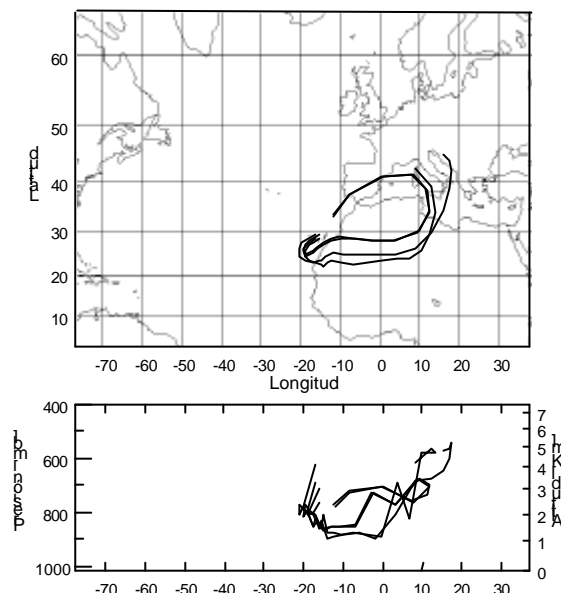


Figura 6.2.24. Retrotraectorias para el día juliano 191.

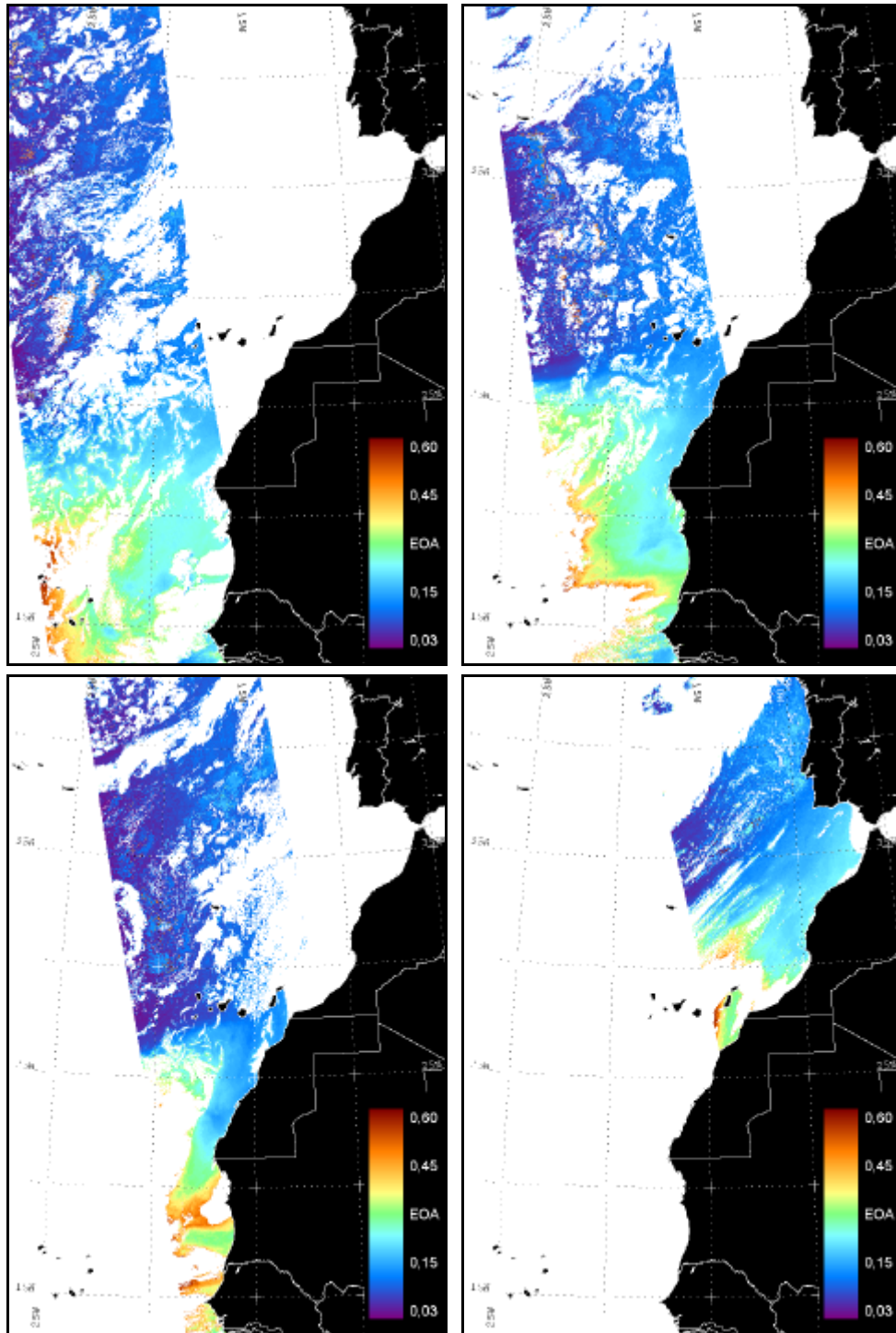


Figura 6.2.25. EOA para los días julianos 179, 180, 181 y 183 de 1994.

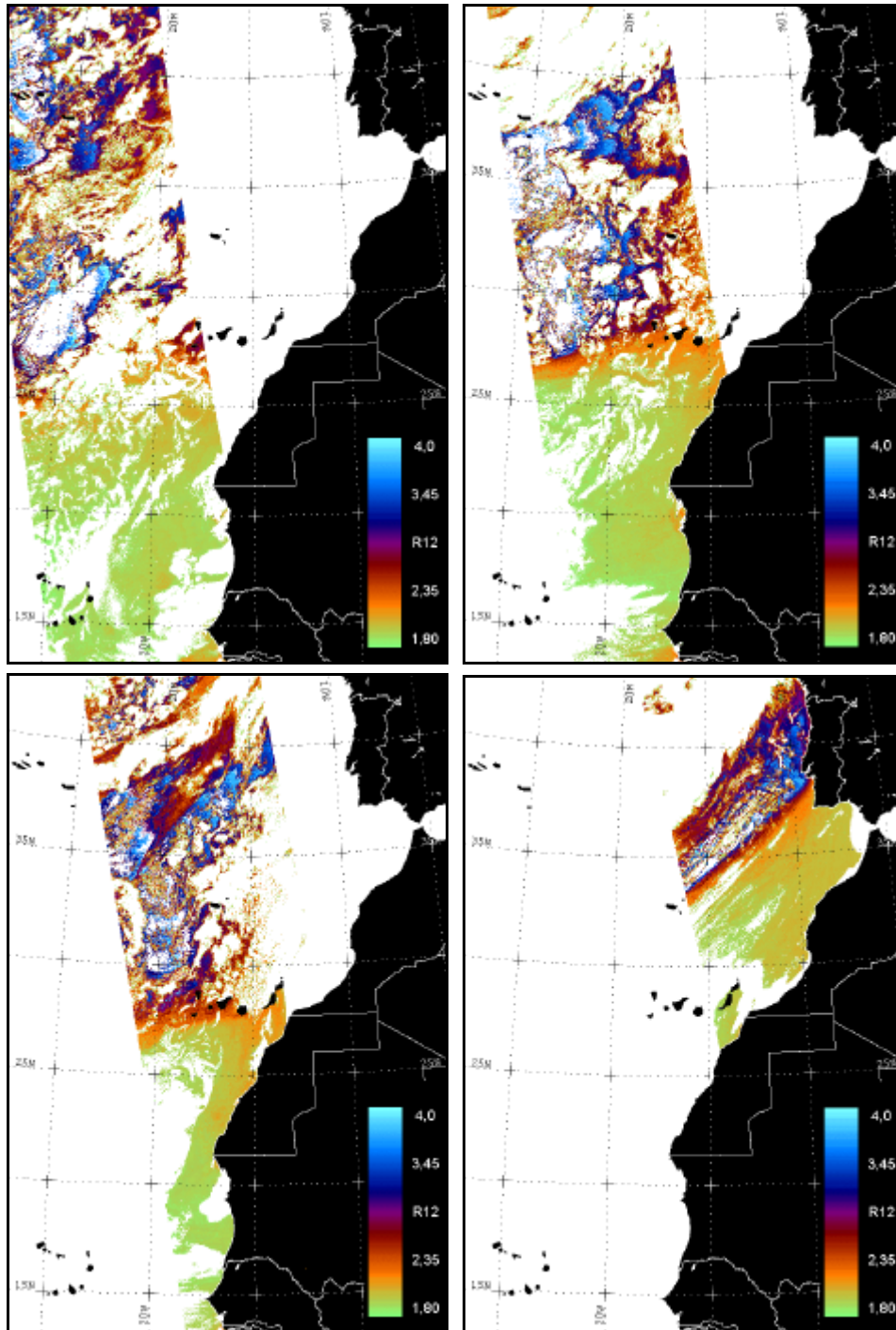


Figura 6.2.26. R_{12} para los días julianos 179, 180, 181 y 183 de 1994.

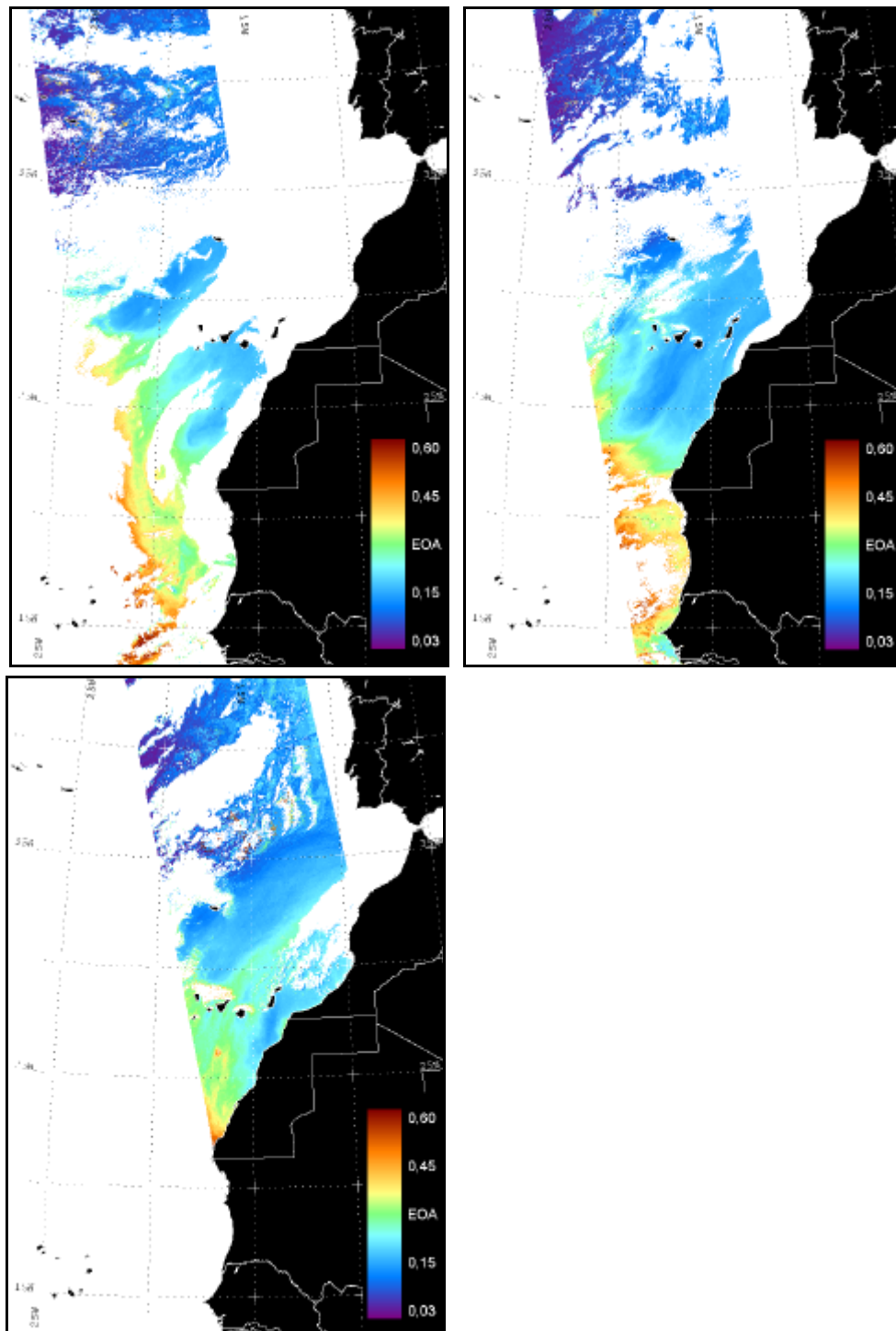


Figura 6.2.27. EOA para los días julianos 189, 190 y 191 de 1994.

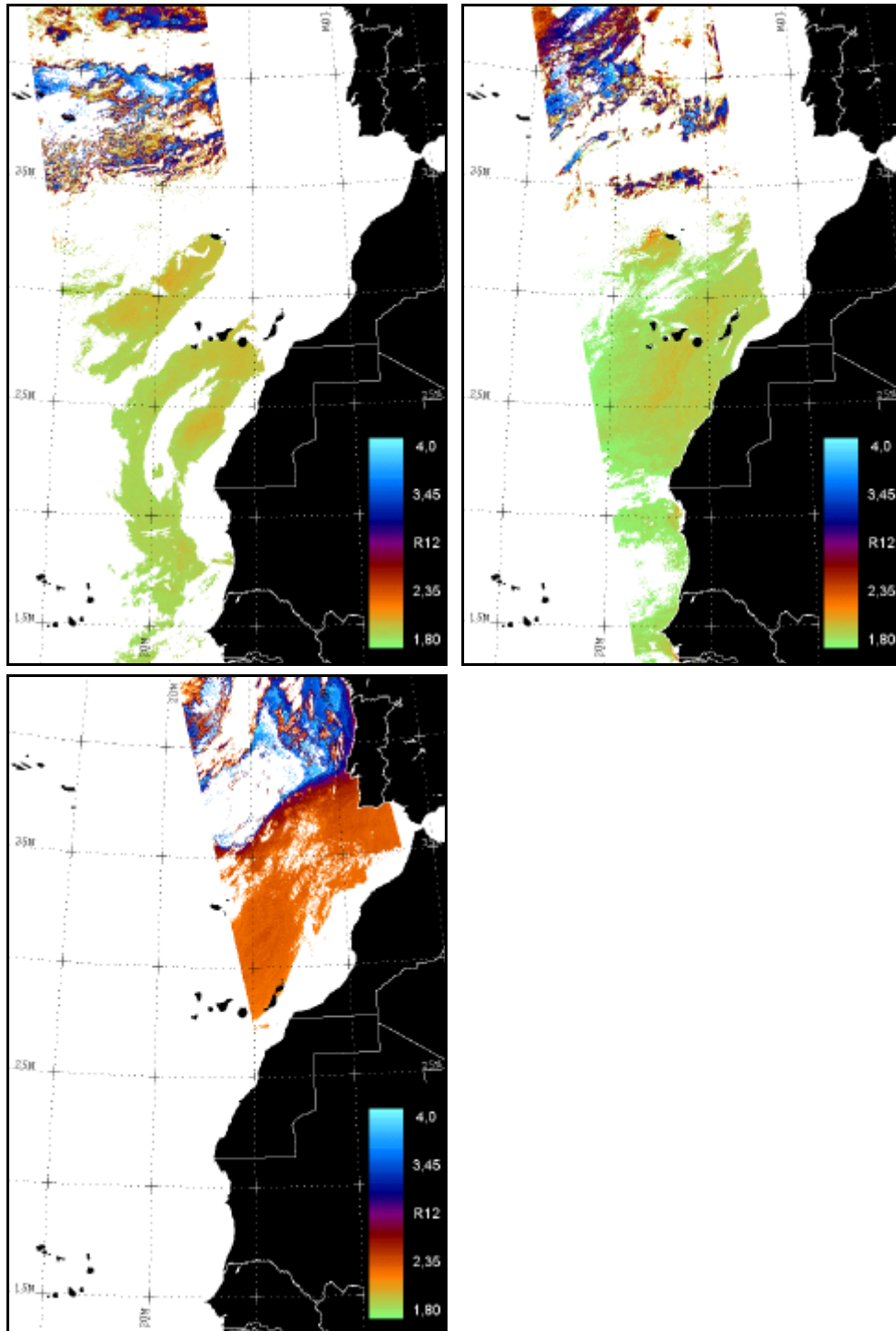


Figura 6.2.28. R_{12} para los días julianos 189, 190 y 191 de 1994.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

7.1 CONCLUSIONES

A continuación se resumen las conclusiones más importantes que pueden derivarse del trabajo realizado en esta memoria:

1. Como primer paso para la resolución de la ecuación de transferencia radiativa en las medidas realizadas desde satélite, se ha mostrado como para nuestra región, el cociente entre los canales 1 y 2 del radiómetro AVHRR (R_{12}) posee una relación lineal con el parámetro de Junge, n^* , de tal forma que siguen la expresión $n^* = 1,14R_{12} - 0,09$ con un coeficiente de correlación $r = 0,92$. Con ello, el cociente R_{12} , al igual que n^* , puede ser considerado como un parámetro válido, en primera aproximación, para indicar el carácter de la distribución de tamaños de las partículas de aerosol en la región de Canarias.

2. Se ha desarrollado una aproximación a la función de fase optimizada para la zona de Canarias a partir de la función de Henyey-Greenstein de dos términos. Se ha obtenido que dicha aproximación es la que mejor reproduce la zona de retrodispersión de la función de fase real para toda la columna atmosférica. La expresión desarrollada modifica los términos variables de esta aproximación, w , g_1 y g_2 , en función de las condiciones existentes para cada píxel de la imagen. Para ello, a partir de diferentes funciones de fase reales obtenidas en nuestro archipiélago bajo diferentes condiciones sinópticas, se han relacionado estas variables con el cociente entre los canales 1 y 2 del radiómetro AVHRR. Las expresiones encontradas han sido (ecs. 3.74, 3.75, 3.76):

$$\begin{array}{lll}
 w = 1,0087 - 0,0119R_{12} & r^2 = 0,96 & \varepsilon = 0,0014 \\
 g_1 = 0,9168 - 0,0270R_{12} & r^2 = 0,97 & \varepsilon = 0,0029 \\
 g_2 = -0,7950 + 0,0633R_{12} & r^2 = 0,96 & \varepsilon = 0,0081
 \end{array}$$

Estas expresiones son válidas, en general, para los tipos de aerosoles predominantes en nuestra región, es decir, polvo mineral del desierto, marítimo contaminado con aerosoles procedentes de Europa y marítimo limpio.

3. Se ha desarrollado una aproximación a la solución de la ecuación de transferencia radiativa para la obtención del espesor óptico de aerosoles, en la que las principales variables involucradas se obtienen, para cada píxel de la imagen, a partir de los datos aportados exclusivamente por el satélite en el momento del pase. Dicho algoritmo ha sido validado para la región canaria frente a radiómetros situados en tierra durante 1994, obteniéndose que las diferencias en ningún caso superan el 10% y que, en general se mantienen inferiores al 8%. La aplicación de dicho algoritmo a la zona del Atlántico Norte Subtropical ha producido valores comparables a los obtenidos puntualmente por otros autores.

4. Para llevar a cabo la intercomparación de las medidas realizadas desde satélite con datos terrestres, así como para obtener una mejor aproximación a la solución de la ecuación de transferencia radiativa, ha sido necesario el desarrollo y puesta a punto de los radiómetros Optronics OL-752 y MFRSR-234. Además, con objeto de poder medir la radiación solar directa con gran precisión se ha modificado el Optronics OL-752 convirtiéndolo en un pirheliómetro espectral. Para ello ha sido necesario la fabricación de un seguidor solar automático, en cuyo desarrollo se ha participado tanto en lo que respecta a su *hardware* como en la implementación del *software* de control necesario. Estos equipos han sido comparados con otros de su misma categoría en diferentes calibraciones internacionales, mostrando siempre un excelente comportamiento.

5. Los resultados de espesor óptico de aerosoles obtenidos a partir de la aplicación del algoritmo desarrollado en esta memoria a los datos proporcionados por los satélites NOAA en el año 1994, muestran varias características bien definidas en el comportamiento de esta variable. Es patente

la existencia de una distribución zonal para la misma, en la que en promedio, por debajo de los 20° de latitud norte aparece una región dominada por valores de EOA tan altos como 0,4. El polvo del desierto y la quema de biomasa parecen ser los principales causantes de esta zona que se extiende desde la costa africana hasta varios miles de kilómetros dentro de Océano Atlántico, en dirección oeste. Al norte de dicha área los valores promedios encontrados oscilan en torno a 0,12, siendo la región de las Islas Azores aquella que presenta en general las condiciones de cielos más limpios durante mayores periodos de tiempo.

Por otro lado, se observa también que la distribución anterior posee un marcado carácter estacional. La franja de espesores ópticos altos se desplaza en latitud a lo largo del año, alcanzando su máximo septentrional en los meses estivales y el máximo meridional en los invernales. Este movimiento parece estar estrechamente ligado con la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) hacia el hemisferio estival, respondiendo a mecanismos de circulación general.

6. Los valores encontrados para Canarias muestran como, durante la mayor parte del año, nuestro archipiélago se encuentra bajo unas condiciones de cielos con poca carga de aerosoles, con valores de espesor óptico de aerosoles inferiores a 0,15. Sin embargo, dada nuestra posición, próxima al norte de la zona de máximo transporte de aerosoles del desierto hacia el Atlántico, los valores encontrados pueden llegar a ser altamente variables, dependiendo de las condiciones sinópticas de cada día. El desplazamiento estacional de la zona de transporte de aerosoles hace que sea en verano cuando nos encontremos justo en el borde norte de dicha zona. Este hecho junto con el movimiento de los sistemas anticiclónicos en esta época del año hace que el número de días con altos valores de EOA registrados en nuestras islas sea mayor en esta época del año. En determinadas circunstancias se ha observado como enormes cantidades de polvo mineral del desierto que abandonan el continente africano

por la zona de Dakar alcanzan nuestra región en tan sólo 48 horas, llegando a triplicar los niveles de EOA existentes.

Finalmente, podemos indicar que las características temporales y espaciales de las propiedades de los aerosoles, obtenidas a partir de los datos proporcionados por los satélites NOAA, poseen un nivel de detalle que difícilmente pueden conseguirse a partir de otros métodos, por lo que los hace especialmente indicados para el seguimiento de dichos constituyentes atmosféricos y la obtención de sus propiedades cuando se quieren realizar estudios en zonas muy amplias.

7.2 FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

Existen diferentes líneas de investigación que podrían desarrollarse en un futuro a partir de lo expuesto en esta memoria.

1. Desarrollar una aproximación a la solución de la ecuación de transferencia radiativa que contemple un mayor número de longitudes de onda. Los nuevos satélites van a disponer de más canales en las regiones del visible, UV y NIR, con lo cual será posible disponer de mayor información y de un mejor conocimiento de las características de los aerosoles detectados. Esto lleva aparejado como es lógico la necesidad del desarrollo de una solución a la ecuación de transferencia radiativa que permita el empleo de un mayor número de canales.
2. Por otro lado, dada la importancia de los aerosoles en cuanto a la modificación del balance energético del sistema tierra-atmósfera, es de especial interés conocer las diferentes propiedades de estos constituyentes atmosféricos a nivel planetario, para poder precisar el forzamiento radiativo que ellos

producen. Teniendo en cuenta además que sus efectos pueden llegar a ser más importantes a nivel local, las medidas desde satélite son especialmente interesantes, ya que permiten mostrar como es su influencia según regiones. Se han iniciado algunos trabajos para nuestra territorio (Díaz *et al.*, 1998a), si bien una futura línea de investigación podría ser la expansión de los análisis a las diferentes zonas cubiertas por el satélite, generando mapas de forzamiento radiativo para todo el Atlántico Norte Subtropical.

APÉNDICE A

DISPERSIÓN MIE

A.1 DISPERSIÓN MIE

A.1.1 Ecuación de onda

Cuando el parámetro de tamaño $x = 2pr/l$, es aproximadamente igual a la unidad o superior (siempre que no exceda un valor aproximado de 50), dejan de ser cierta las hipótesis de Rayleigh. En este caso, y siempre que podamos considerar a las partículas dispersoras esféricas, estamos en disposición de aplicar la teoría de Mie para resolver las ecuaciones de Maxwell. Éstas pueden ser escritas de la siguiente forma:

$$\nabla \times \mathbf{H} = (1/c)(\partial \mathbf{D} / \partial t + 4\pi \mathbf{j}) \quad (\text{A1.1})$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = (-1/c)(\partial \mathbf{B} / \partial t) \quad (\text{A1.2})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = 4\pi r \quad (\text{A1.3})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (\text{A1.4})$$

donde \mathbf{E} es el vector de campo eléctrico, \mathbf{H} la inducción magnética, \mathbf{j} la densidad de corriente, \mathbf{D} el desplazamiento eléctrico, \mathbf{B} el campo magnético, r la densidad de carga y c la velocidad de la luz. Las relaciones de constitución las podemos escribir como:

$$\mathbf{j} = \mathbf{sE} \quad (\text{A1.5})$$

$$\mathbf{D} = \mathbf{eE} \quad (\text{A1.6})$$

$$\mathbf{B} = \mathbf{mH} \quad (\text{A1.7})$$

siendo \mathbf{s} la conductividad del medio, \mathbf{e} la permitividad y \mathbf{m} la permeabilidad. La ecuación de continuidad del campo eléctrico, la cual se obtiene calculando la divergencia del rotacional del vector \mathbf{H} es:

$$\nabla \mathbf{j} + \partial \mathbf{r} / \partial t = 0 \quad (\text{A1.8})$$

Considerando un medio homogéneo (\mathbf{e} y \mathbf{m} constantes), sin carga eléctrica ($\mathbf{r}=0$) y sin corrientes ($|\mathbf{j}|=0$), las ecuaciones de Maxwell quedan:

$$\nabla \times \mathbf{H} = (\mathbf{e}/c)(\partial \mathbf{E} / \partial t) \quad (\text{A1.9})$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = (-\mathbf{m}/c)(\partial \mathbf{H} / \partial t) \quad (\text{A1.10})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (\text{A1.11})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (\text{A1.12})$$

A partir de las expresiones anteriores es fácilmente demostrable que tanto \mathbf{E} como \mathbf{H} cumplen la ecuación de onda:

$$\nabla^2 \mathbf{A} + k^2 m^2 \mathbf{A} = 0 \quad (\text{A1.13})$$

donde $k = 2\pi/\lambda$ ($= \omega/c$) es el número de ondas, $m = \sqrt{\mathbf{e}}$ es el índice de refracción complejo del medio a la frecuencia ω , la permeabilidad $\mathbf{m} \approx 1$ para el aire y \mathbf{A} puede ser tanto \mathbf{E} como \mathbf{H} .

Si la función escalar \mathbf{y} cumple la ecuación de onda,

$$\nabla^2 \mathbf{y} + k^2 m^2 \mathbf{y} = 0 \quad (\text{A1.14})$$

entonces los vectores \mathbf{M} y \mathbf{N} definidos en coordenadas esféricas de la siguiente manera:

$$\mathbf{M} = \nabla \times [\mathbf{a}_r(r\mathbf{y})] = \mathbf{a}_q(1/r \operatorname{sen} \theta) [\partial(r\mathbf{y}) / \partial \theta] - \mathbf{a}_\theta(1/r) [\partial(r\mathbf{y}) / \partial \theta] \quad (\text{A1.15})$$

$$\begin{aligned}
mk\mathbf{N} = \nabla \times \mathbf{M} = & \mathbf{a}_r [\partial^2 (r\mathbf{y}) / \partial r^2 + m^2 k^2 (r\mathbf{y})] + \\
& + \mathbf{a}_q (1/r) [\partial^2 (r\mathbf{y}) / \partial r \partial \mathbf{q}] + \\
& + \mathbf{a}_f (1/r \operatorname{sen} \mathbf{q}) [\partial^2 (r\mathbf{y}) / \partial r \partial \mathbf{f}]
\end{aligned} \quad (\text{A1.16})$$

son soluciones de la ecuación de onda vectorial.

Considerando que u y v son dos soluciones linealmente independientes de la ecuación de onda, los campos \mathbf{E} y \mathbf{H} se expresan como:

$$\mathbf{E} = \mathbf{M}_v + i\mathbf{N}_u \quad (\text{A1.17})$$

$$\mathbf{H} = m(-\mathbf{M}_u + i\mathbf{N}_v) \quad (\text{A1.18})$$

siendo i la unidad imaginaria. Así, tenemos que:

$$\begin{aligned}
\mathbf{E} = & \mathbf{a}_r (i/mk) [\partial^2 (ru) / \partial r^2 + m^2 k^2 (ru)] + \\
& + \mathbf{a}_q \{ (1/r \operatorname{sen} \mathbf{q}) [\partial (rv) / \partial \mathbf{f}] + (i/mkr) [\partial^2 (ru) / \partial r \partial \mathbf{q}] \} + \\
& + \mathbf{a}_f \{ -(1/r) [\partial (rv) / \partial \mathbf{q}] + (i/mkr \operatorname{sen} \mathbf{q}) [\partial^2 (ru) / \partial r \partial \mathbf{f}] \}
\end{aligned} \quad (\text{A1.19})$$

$$\begin{aligned}
\mathbf{H} = & \mathbf{a}_r (i/k) [\partial^2 (rv) / \partial r^2 + m^2 k^2 (rv)] + \\
& + \mathbf{a}_q \{ -(m/r \operatorname{sen} \mathbf{q}) [\partial (ru) / \partial \mathbf{f}] + (i/kr) [\partial^2 (rv) / \partial r \partial \mathbf{q}] \} + \\
& + \mathbf{a}_f \{ (m/r) [\partial (ru) / \partial \mathbf{q}] + (i/kr \operatorname{sen} \mathbf{q}) [\partial^2 (rv) / \partial r \partial \mathbf{f}] \}
\end{aligned} \quad (\text{A1.20})$$

Para conocer por tanto los campos dispersos es necesario resolver la ecuación de onda escalar y determinar u y v . La ecuación de onda escalar en coordenadas esféricas es:

$$\begin{aligned}
& \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \operatorname{sen} \mathbf{q}} \frac{\partial}{\partial \mathbf{q}} \left(\operatorname{sen} \mathbf{q} \frac{\partial \mathbf{y}}{\partial \mathbf{q}} \right) + \\
& + \frac{1}{r^2 \operatorname{sen}^2 \mathbf{q}} \frac{\partial^2 \mathbf{y}}{\partial \mathbf{f}^2} + k^2 m^2 \mathbf{y} = 0
\end{aligned} \quad (\text{A1.21})$$

la cual se puede resolver mediante separación de variables, de tal forma que

$$\mathbf{y}(r, \mathbf{q}, \mathbf{f}) = R(r)\Theta(\mathbf{q})\Phi(\mathbf{f}) \quad (\text{A1.22})$$

Con esto, la solución general de la ecuación de onda escalar puede ser expresada como:

$$r\mathbf{y}(r, \mathbf{q}, \mathbf{f}) = \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{l=-n}^n P_n^l(\cos \mathbf{q}) [c_n \mathbf{y}_n(kmr) + d_n \mathbf{c}_n(kmr)] \cdot (a_l \cos l\mathbf{f} + b_l \sin l\mathbf{f}) \quad (\text{A1.23})$$

donde

$$\mathbf{y}_n(kmr) = \sqrt{\mathbf{pr}/2} J_{n+1/2}(\mathbf{r}) \quad (\text{A1.24})$$

siendo $J_{n+1/2}(\mathbf{r})$ las funciones de Bessel, y

$$\mathbf{c}_n(\mathbf{r}) = \sqrt{\mathbf{pr}/2} N_{n+1/2}(\mathbf{r}) \quad (\text{A1.25})$$

donde $N_{n+1/2}(\mathbf{r})$ son las funciones de Neuman. Con lo que la solución de la parte radial r se puede expresar como:

$$rR = c_n \mathbf{y}_n(kmr) + d_n \mathbf{c}_n(kmr) \quad (\text{A1.26})$$

A.1.2 Solución formal de la dispersión

Una vez conocida la solución de la ecuación de onda de forma vectorial, se está en condiciones de obtener la dispersión de una onda plana al interactuar con una esfera homogénea.

Considérese que el material de la esfera posee un índice de refracción m , y que el medio exterior es el vacío ($m = 1$). Supóngase que los campos incidentes \mathbf{E} y \mathbf{H} tienen la siguiente forma:

$$\mathbf{E}^i = \mathbf{a}_x e^{-ikz}, \quad \mathbf{H}^i = \mathbf{a}_y e^{-ikz} \quad (\text{A1.27})$$

donde \mathbf{a}_x y \mathbf{a}_y son vectores unitarios a lo largo de los ejes X e Y, respectivamente, de forma que

$$\begin{aligned} \mathbf{a}_r &= \mathbf{a}_x \operatorname{sen} \mathbf{q} \cos \mathbf{f} + \mathbf{a}_y \operatorname{sen} \mathbf{q} \operatorname{sen} \mathbf{f} + \mathbf{a}_z \cos \mathbf{q} \\ \mathbf{a}_q &= \mathbf{a}_x \cos \mathbf{q} \cos \mathbf{f} + \mathbf{a}_y \cos \mathbf{q} \operatorname{sen} \mathbf{f} - \mathbf{a}_z \operatorname{sen} \mathbf{q} \\ \mathbf{a}_f &= -\mathbf{a}_x \operatorname{sen} \mathbf{f} + \mathbf{a}_y \cos \mathbf{f} \end{aligned} \quad (\text{A1.28})$$

Considérese también las siguientes igualdades

$$e^{-ikr \cos \mathbf{q}} = \sum_{n=0}^{\infty} (-i)^n (2n+1)(1/kr) \mathbf{y}_n(kr) P_n(\cos \mathbf{q}) \quad (\text{A1.29})$$

$$\mathbf{y}_n(kr) = \sqrt{nr/2} J_{n+1/2}(kr) \quad (\text{A1.30})$$

$$e^{-ikr \cos \mathbf{q}} \operatorname{sen} \mathbf{q} = (1/ikr) \left[\partial(e^{-ikr \cos \mathbf{q}}) / \partial \mathbf{q} \right] \quad (\text{A1.31})$$

$$\partial[P_n(\cos \mathbf{q})] / \partial \mathbf{q} = -P_n^1(\cos \mathbf{q}); \quad P_0^1(\cos \mathbf{q}) = 0 \quad (\text{A1.32})$$

donde la ec. (A1.32) relaciona los polinomios de Legendre con los polinomios asociados de Legendre.

Con esto se tiene que:

$$\mathbf{E}_r^i = e^{-ikr \cos \mathbf{q}} \operatorname{sen} \mathbf{q} \cos \mathbf{f} = \frac{i}{k} \left[\frac{\partial^2 (ru^i)}{\partial r^2} + k^2 (ru^i) \right] \quad (\text{A1.33})$$

o bien, teniendo en cuenta las ecs. (A1.29)-(A1.32):

$$E_r^i = \frac{i}{(kr)^2} \sum_{n=1}^{\infty} (-i)^n (2n+1) \mathbf{y}_n(kr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \cos \mathbf{f} \quad (\text{A1.33})$$

De acuerdo con esto, podemos probar una función u^i solución de la ecuación de onda del siguiente tipo:

$$ru^i = (1/k) \sum_{n=1}^{\infty} \mathbf{a}_n \mathbf{y}_n(kr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \cos \mathbf{f} \quad (\text{A1.34})$$

Así, combinando estas tres últimas expresiones y comparando coeficientes se tiene que:

$$\mathbf{a}_n \left[k^2 \mathbf{y}_n(kr) + \frac{\partial^2 \mathbf{y}_n(kr)}{\partial r^2} \right] = (-i)^n (2n+1) \frac{\mathbf{y}_n(kr)}{r^2} \quad (\text{A1.35})$$

En esta última expresión, se ha considerado únicamente la función de Bessel, $J_{n+1/2}(kr)$, puesto que las de Neuman, $N_{n+1/2}(kr)$, son divergentes en el origen de coordenadas, el cual ha sido establecido en el centro de la esfera dispersora.

De lo anteriormente expuesto se deduce que podemos hacer $c_n = 1$ y $d_n = 0$, con lo que la ec. (A1.26) se tiene que:

$$\mathbf{y}_n(kr) = rR \quad (\text{A1.36})$$

que es solución de la ecuación:

$$\frac{\partial^2 \mathbf{y}_n}{\partial r^2} + \left[k^2 - \frac{\mathbf{a}}{r^2} \right] \mathbf{y}_n = 0 \quad (\text{A1.37})$$

donde $\mathbf{a} = n(n+1)$. Comparando las ecs. (A1.35)-(A1.37) se tiene que:

$$\mathbf{a}_n = (-i)^n [2n+1/n(n+1)] \quad (\text{A1.38})$$

Utilizando un procedimiento similar, es posible calcular la función v^i , con lo que para las ondas incidentes se tiene:

$$\begin{aligned} ru^i &= (1/k) \sum_{n=1}^{\infty} (-i)^n [2n+1/n(n+1)] \mathbf{y}_n(kr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \cos \mathbf{f} \\ rv^i &= (1/k) \sum_{n=1}^{\infty} (-i)^n [2n+1/n(n+1)] \mathbf{y}_n(kr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \sin \mathbf{f} \end{aligned} \quad (\text{A1.39})$$

En base a las expresiones anteriores, para el cálculo de las ondas dispersa y transmitida se construyen las siguientes funciones prueba:

$$\begin{aligned} ru^t &= (1/mk) \sum_{n=1}^{\infty} (-i)^n [2n+1/n(n+1)] c_n \mathbf{y}_n(kmr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \cos \mathbf{f} \\ rv^t &= (1/mk) \sum_{n=1}^{\infty} (-i)^n [2n+1/n(n+1)] d_n \mathbf{y}_n(kmr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \sin \mathbf{f} \end{aligned} \quad (\text{A1.40})$$

$$\begin{aligned} ru^s &= -(1/k) \sum_{n=1}^{\infty} (-i)^n [2n+1/n(n+1)] a_n \mathbf{x}_n(kr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \cos \mathbf{f} \\ rv^s &= -(1/k) \sum_{n=1}^{\infty} (-i)^n [2n+1/n(n+1)] b_n \mathbf{x}_n(kr) P_n^1(\cos \mathbf{q}) \sin \mathbf{f} \end{aligned} \quad (\text{A1.41})$$

donde el superíndice t indica transmitida y el s dispersa. La función $\mathbf{x}_n(kr)$ es la función de Hankel definida como:

$$\mathbf{x}_n(kr) = \mathbf{y}_n(kr) + i \mathbf{c}_n(kr) \quad (\text{A1.42})$$

que cumple la condición de tender a cero para r tendiendo a infinito; condición que debe cumplir la onda dispersada.

Los coeficientes a_n , b_n , c_n y d_n se determinan a partir de las condiciones de contorno en la superficie de la esfera. Éstas establecen que las componentes tangenciales para \mathbf{E} y \mathbf{H} sean continuas a través de la superficie de la esfera de radio $r = a$, es decir:

$$\begin{aligned} E_q^i + E_q^s &= E_q^t; & H_q^i + H_q^s &= H_q^t \\ E_f^i + E_f^s &= E_f^t; & H_f^i + H_f^s &= H_f^t \end{aligned} \quad \text{en } r = a \quad (\text{A1.43})$$

Las condiciones de contorno involucran únicamente a la variable radial ya que las funciones de las variables angulares son idénticas a ambos lados de las anteriores igualdades. Es por ello que se ha de cumplir que:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial r} [r(u^i + u^s)] &= \frac{1}{m} \frac{\partial}{\partial r} (ru^t), & u^i + u^s &= mu^t \\ \frac{\partial}{\partial r} [r(v^i + v^s)] &= \frac{\partial}{\partial r} (rv^t), & v^i + v^s &= v^t \end{aligned} \quad (\text{A1.44})$$

De las ecuaciones anteriores y sustituyendo u^s , u^t , v^s y v^t por sus respectivas expresiones se tiene:

$$\begin{aligned} m[\mathbf{y}'_n(ka) - a_n \mathbf{x}'_n(ka)] &= c_n \mathbf{y}'_n(kma), \\ [\mathbf{y}'_n(ka) - b_n \mathbf{x}'_n(ka)] &= d_n \mathbf{y}'_n(kma), \\ [\mathbf{y}_n(ka) - a_n \mathbf{x}_n(ka)] &= c_n \mathbf{y}_n(kma), \\ m[\mathbf{y}_n(ka) - b_n \mathbf{x}_n(ka)] &= d_n \mathbf{y}_n(kma) \end{aligned} \quad (\text{A1.45})$$

donde las primas indican diferenciación respecto al argumento.

Reagrupando términos en las anteriores igualdades se llega a las siguientes expresiones para los factores a_n y b_n , o coeficientes de dispersión, los cuales permiten conocer los campos dispersos así como obtener los diferentes parámetros radiativos de interés:

$$\begin{aligned} a_n &= \frac{\mathbf{y}'_n(mx) \mathbf{y}_n(x) - m \mathbf{y}_n(mx) \mathbf{y}'_n(x)}{\mathbf{y}'_n(mx) \mathbf{x}_n(x) - m \mathbf{y}_n(mx) \mathbf{x}'_n(x)} \\ b_n &= \frac{m \mathbf{y}'_n(mx) \mathbf{y}_n(x) - \mathbf{y}_n(mx) \mathbf{y}'_n(x)}{m \mathbf{y}'_n(mx) \mathbf{x}_n(x) - \mathbf{y}_n(mx) \mathbf{x}'_n(x)} \end{aligned} \quad (\text{A1.46})$$

APÉNDICE B
PIRANÓMETROS Y PIRHELIÓMETROS

B.1 PIRANÓMETROS Y PIRHELÍOMETROS

Con objeto de poder medir la radiación solar que llega a la superficie de la Tierra se emplean una serie de instrumentos globalmente conocidos como radiómetros. Atendiendo a su campo de visión estos dispositivos se dividen principalmente en dos grandes grupos:

- Piranómetros
- Pirheliómetros

Los primeros permiten medir radiación solar global, es decir, aquella recibida por una superficie en un ángulo sólido de 2π estereorradianes, y por tanto de toda la cúpula celeste. Los segundos, por contra, pretenden detectar únicamente radiación solar directa, aquella que alcanza una superficie en un ángulo sólido centrado en el Sol. Por ello, suelen ir instalados en dispositivos capaces de seguir la trayectoria solar diaria, denominados seguidores solares o "trackers". Si eliminamos esta contribución de la componente global obtendremos la denominada radiación difusa.

B.1.1 Piranómetros

Son radiómetros con campos de visión hemisféricos (2π radianes) empleados para la medida de irradiancia solar global. Su forma más común consiste en un sensor situado en el centro de una ventana hemisférica, la cual se encuentra en la parte superior de un cilindro metálico que constituye el cuerpo del mismo y en cuyo interior se encuentra la electrónica y un deshumificador (ver figuras B.1.1.a y b). Algunos como el de la figura B.1.1.a poseen además un disco de protección para, entre otros objetivos, evitar un

excesivo calentamiento del cuerpo metálico por exposición prolongada al Sol. Se colocan con el sensor en posición horizontal, es decir, en dirección al cenit local y lejos de cualquier obstáculo, edificios, árboles, montañas, etc., que impidan recibir toda la radiación procedente del hemisferio celeste. Las obstrucciones más importantes son aquellas que tapen la radiación directa del Sol, por lo que hay tener especial cuidado en las direcciones este y oeste. En ocasiones, y con objeto de medir el albedo, se colocan dos piranómetros enfrentados por las bases, de forma que cada sensor mira a un hemisferio contrario. Algunos instrumentos comerciales son por ejemplo el Eppley PSP, el Kipp & Zonnen, el Li-Cor, el TSP-1 de Yankee Environmental System, etc.

Para conseguir medidas precisas con estos equipos es necesario tener en cuenta una serie de consideraciones como, por ejemplo, la sensibilidad, la estabilidad del factor de calibración, la linealidad, variación en la respuesta debido a cambios en la temperatura ambiente, respuesta espectral del sensor, tiempo de respuesta, etc. Sin embargo aparecen una serie de efectos bien conocidos que condicionan sobremanera la calidad de cualquiera de estos instrumentos, y son el efecto coseno, el efecto acimutal y el efecto de inclinación.

B.1.1.1 Efecto coseno

Consiste en la diferente respuesta del instrumento con el ángulo de incidencia de la radiación. Esto se debe a que los sensores de dichos instrumentos suelen estar recubiertos de un material altamente absorbente, que, sin embargo, presenta diferentes absorptividades según el ángulo de donde provenga la radiación. Para la mayoría de los detectores hasta aproximadamente 70° en la incidencia de la radiación, la absorptividad permanece casi constante, pero a partir de ahí aumenta ligeramente para, seguidamente, caer bruscamente.

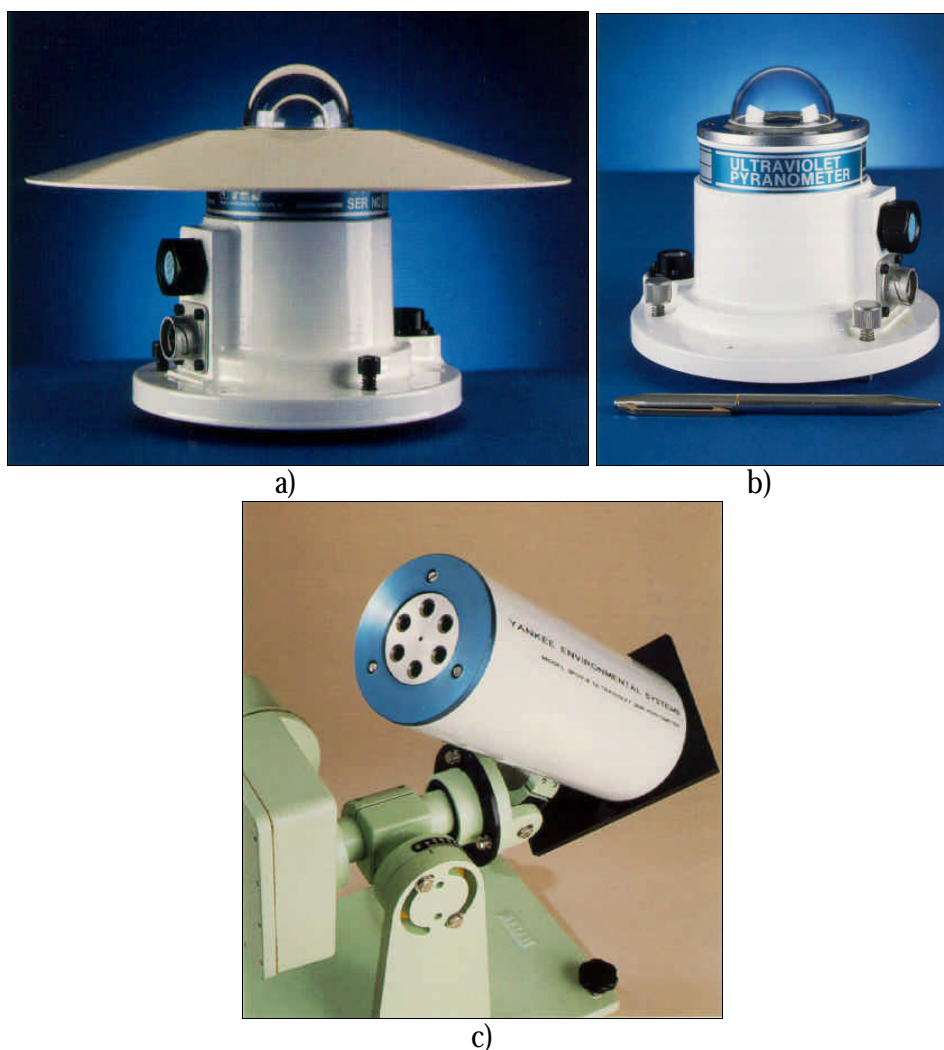


Figura B.1.1. Diferentes instrumentos empleados habitualmente en la medida de radiación solar: a) Piranómetro de intervalo espectral 0,3-3 μm . b) Piranómetro para UV. c) Pirheliómetro montado sobre un seguidor solar con montura ecuatorial.

En la figura B.1.2 puede verse una representación de dicho efecto para el sensor del piranómetro del radiómetro multifiltro con sombreador giratorio (MFRSR), donde 0° indica incidencia perpendicular a la superficie del sensor y $\pm 90^\circ$ incidencia horizontal. En ella se ha dibujado, con trazo discontinuo la respuesta ideal coseno, i.e., la que debería detectar un sensor si la radiación sólo

variase en función del coseno del ángulo de incidencia. En trazo continuo la que en realidad se obtiene con el radiómetro MFRSR.

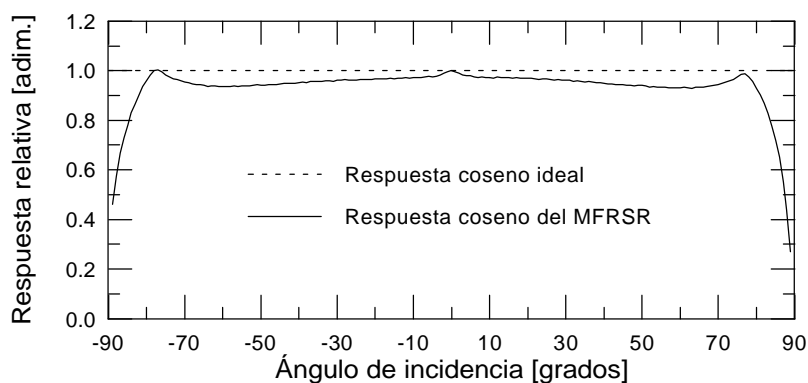


Figura B.1.2 Efecto coseno para el sensor del piranómetro del MFRSR.

Para contrarrestar este efecto se suelen emplear diferentes procedimientos:

- a) Mediante la calibración de la respuesta del equipo para diferentes ángulos de incidencia. Para ello, se sitúa el piranómetro en una superficie nivelada y se expone el instrumento a la radiación proveniente de una lámpara estándar según diferentes ángulos. Puesto que la lámpara emite aproximadamente la misma cantidad de energía durante toda la experiencia, las variaciones detectadas en los ficheros de salida de nuestro instrumento serán debidos únicamente a este efecto.
- b) Mediante el empleo de un disco difusor antes del sensor. Es habitual utilizar algún dispositivo de un material dispersor, como por ejemplo Spectralón[®] o Teflón[®] (Stiegman *et al.*, 1993) justo antes del detector. Con ello se consigue un doble objetivo: que el flujo de radiación que le llega al sensor a grandes ángulos de incidencia sea mayor que la que recibiría un sensor de superficie perfectamente plana, y que la radiación que le alcanza proveniente del difusor tiene siempre en promedio la misma dirección.

- c) Mediante el empleo de una semiesfera concéntrica al sensor. De esta forma, gracias a la refracción que experimenta el haz de radiación al atravesar medios de diferente índice de refracción (aire y vidrio) conseguimos disminuir el ángulo de incidencia sobre el sensor.

B.1.1.2 Efecto acimutal

Las superficies de los sensores suelen poseer pequeñas imperfecciones producidas principalmente durante su fabricación. Esto hace que, aunque mantengamos constante el ángulo de incidencia de la radiación, aparezcan variaciones en la respuesta si se rota en acimut. Dicho de otra forma, pueden aparecer variaciones en la absortividad del elemento sensible no sólo con el ángulo de incidencia de la radiación, sino también con el de acimut. A este efecto es al que se le denomina acimutal. Para corregirlo se emplean exactamente las mismas técnicas que las empleadas para el efecto coseno: a) Calibración del equipo en laboratorio. En este caso, manteniendo constante diferentes ángulos de incidencia de la lámpara estándar, se desplaza ésta describiendo un círculo, con el sensor en su centro, registrando las posibles diferencias en la señal de respuesta. b) Colocación de un disco difusor y c) Empleando una semiesfera.

En las figura B.1.1.a y b puede observarse dos piranómetros habituales, los cuales emplean las opciones b) y c) y la c) respectivamente, para corregirse de efecto coseno. También ha sido revisado en laboratorio su correcto funcionamiento para ángulos de incidencia elevados. En ocasiones, algunos piranómetros, como el de la figura B.1.1.a, presentan una doble semiesfera transparente. Esto es así por un doble motivo: a) Para poder sustituir la más externa por otra que haga de filtro, de forma que sea posible seleccionar el intervalo, o la longitud de onda, en los que queramos que el piranómetro mida radiación global. b) Para proteger aún más el sistema de condiciones climatológicas muy adversas. La interna también cumple una doble función, y

se emplea tanto para contrarrestar los efectos coseno y acimutal, como para eliminar la contribución terrestre en longitud de onda larga ($> 3 \mu\text{m}$).

En los piranómetros en los que se pretende medir en la región del UV, está ventana hemisférica tiene que ser, lógicamente, de un material que no absorba dicha radiación energética, por lo que, frecuentemente, se emplean cristales especiales como el Schott WG 295.

B.1.1.3 Efecto de inclinación

En algunas aplicaciones es necesario medir la insolación sobre planos inclinados. Un piranómetro montado sobre un plano inclinado recibe de un ángulo sólido de 2π radianes, radiación directa, difusa y reflejada por el suelo. Puesto que estos instrumentos se calibran en posición horizontal, pueden presentar cambios en sus respuestas cuando están inclinados o en dirección al suelo. Esto se debe principalmente al diferente patrón en el modelo de transferencia de calor dentro y fuera del cristal hemisférico y puede variar no sólo con la inclinación del aparato sino también con la cantidad de radiación que esté recibiendo (Iqbal, 1983). Algunas marcas comerciales proporcionan una plantilla de corrección para sus instrumentos según el ángulo que estén girados y la cantidad de irradiancia que detecten, si bien, un buen instrumento, en general, no debería presentar variaciones superiores al 2%.

B.1.1.4 Radiación difusa (banda sombreadora)

La radiación solar total medida por un piranómetro está formada por dos componentes: la debida a la radiación directa, transmitida directamente a través de la atmósfera, y la radiación difusa proveniente de la cúpula celeste, formada por la dispersión del haz solar en su recorrido inicial hacia la superficie de la Tierra. Para estudios de turbiedad atmosférica, ecología, etc., es aconsejable medir ambas componentes de forma separada. Una forma apropiada de hacer esto es mediante un pirheliómetro, que siga constantemente

al Sol y nos proporcione el flujo, F_D , de la radiación directa sobre una superficie horizontal unidad, junto con un piranómetro, el cual registre el flujo F de radiación global sobre una superficie horizontal unidad. El flujo difuso F_d vendrá dado por la relación:

$$F_d = F - F_D = F - F_n \cos q_0 \quad (\text{B.1})$$

donde q_0 es el ángulo cenital del Sol y F_n es el flujo de radiación sobre una superficie unidad normal al haz de radiación. Sin embargo este método requiere, tal y como se ha indicado dos instrumentos: un seguidor solar con pirheliómetro y un piranómetro. Existe una forma mucho más simple de lograr este objetivo mediante el empleo de un único piranómetro. Para ello se emplea una banda sombreadora que lo protege de la radiación solar directa. Ésta ha de colocarse paralela al plano ecuatorial e inclinada respecto de la vertical un ángulo igual a la latitud del lugar. Las únicas observaciones a tener en cuenta en esta disposición son que, por un lado, la banda ha de ser de color negro, para evitar al máximo las posibles reflexiones en ella que posteriormente puedan alcanzar el piranómetro, y por otro, dado que la declinación del Sol cambia con el día del año, es necesario ajustar el centro de la banda periódicamente. El tamaño del piranómetro, el ancho de la banda y la velocidad de cambio de la declinación solar establecen la velocidad con la que es necesario realizar dicho ajuste. En general, para que el sensor del piranómetro quede a la sombra de la radiación directa, suele ser suficiente mover la banda una vez al día e incluso menos en la época de los solsticios.

La desventaja de este dispositivo tan sencillo consiste es la necesidad de introducir una corrección para la porción de radiación difusa que también es tapada por la banda sombreadora. Sin embargo, debido a la anisotropía de la radiación difusa, la cual es además máxima en la zona próxima al Sol, es muy difícil calcular una corrección teórica exacta. Un cálculo de la fracción de radiación difusa tapada por dicha banda puede verse en Drummond (1956) o

Batiles *et al.* (1995), para condiciones isotrópicas, donde dicha fracción viene dada por:

$$X = \frac{2b}{pr_b} \cos^3 d \left[(y_s p / 180) \sin f \sin d + \cos f \cos d \sin y_s \right] \quad (\text{B.2})$$

donde b es el ancho de la banda sombreadora, r_b el radio de dicha banda, y_s es el ángulo acimutal del Sol a su salida (en grados), f es la latitud (en grados) y d es la declinación solar (en grados). Para condiciones isotrópicas la corrección a aplicar es:

$$K = 1 / (1 - X) \quad (\text{B.3})$$

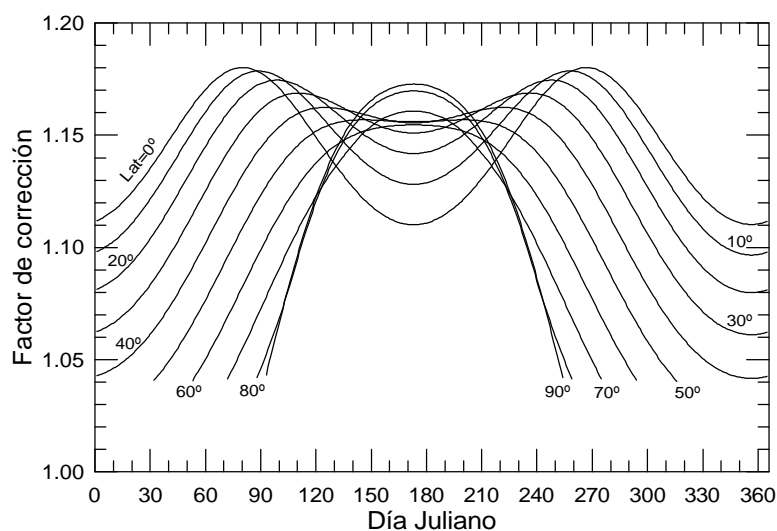


Figura B.1.3. Factor de calibración para una banda sombreadora Eppley según la latitud del lugar de instalación y el día Juliano del año.

En la figura B.1.3 puede verse el valor de dicha corrección según la época del año (expresado en días julianos) y la latitud del observador. Se ha realizado para una banda sombreadora de la marca Eppley, donde $b = 7,6$ cm. y $r_b = 31,7$ cm.

B.1.1.5 Calibración

Existen diferentes formas de calibrar un piranómetro, bien empleando el Sol como fuente, bien empleando lámparas estándar de laboratorio. Los dos métodos más habituales son: utilizar un pirheliómetro estándar de referencia y el Sol como fuente o emplear otro piranómetro de referencia previamente calibrado.

B.1.1.5.1 Calibración frente a un pirheliómetro estándar de referencia.

Para realizar esta calibración es necesario escoger un día completamente despejado. El piranómetro debe poseer un disco capaz de eliminar la componente directa que incide sobre el mismo a intervalos regulares, que denominaremos sombreador. Un disco de unos 10 cm de diámetro a 1 m de distancia, instalado sobre una varilla giratoria suele ser suficiente para tapar el cristal hemisférico y permitir esta operación. Al mismo tiempo que el pirheliómetro detecta y registra la radiancia solar, se debe tapar y destapar el piranómetro, con una cadencia aproximadamente de 10 minutos, mediante el sombreador.

En la figura B.1.4 pueden observarse los registros obtenidos por un radiómetro MFRSR siguiendo un procedimiento análogo. El factor de corrección del instrumento vendrá dado según la siguiente expresión:

$$K' = \frac{V - V_S}{I_n \cos q_0} \quad (\text{B.4})$$

donde V es la lectura promedio del piranómetro durante el periodo sin sombra, V_S es el promedio sobre el periodo en sombra, I_n es la radiancia normal directa calculada por el pirheliómetro y q_0 el ángulo cenital del Sol.

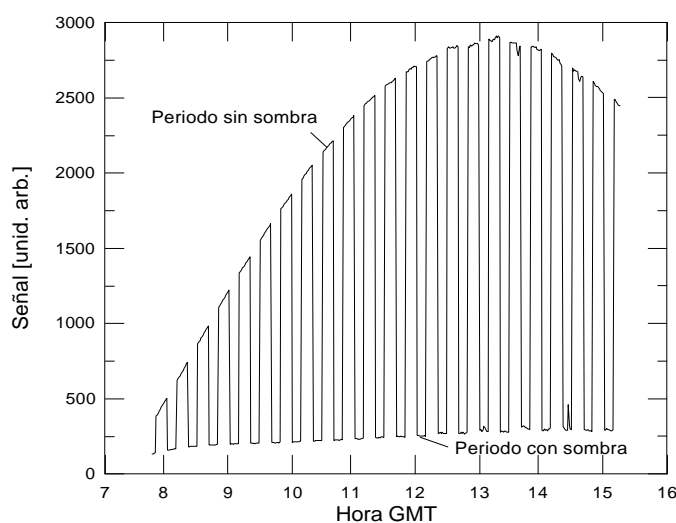


Figura B.1.4. Registro de un radiómetro MFRSR donde alternativamente se ha ocultado y destapado el sensor de la radiación directa.

B.1.1.5.2 Calibración frente a un piranómetro de referencia.

Ésta es todavía más simple que la anterior, ya que únicamente es necesario instalar el piranómetro que se desea calibrar junto al de referencia y hacer que midan simultáneamente. Es aconsejable nuevamente realizar dicha experiencia en un día completamente despejado. El factor de corrección será simplemente el cociente entre los registros del instrumento a calibrar y los del calibrado.

B.1.2 Pirheliómetros

Son los radiómetros diseñados específicamente para la medida de la radiación directa solar. Son instrumentos que siempre muestran su sensor de forma perpendicular a la radiación, para lo que han de ser instalados en un dispositivo capaz de seguir al Sol durante todo el día, comúnmente denominados “trackers” o “suntrackers”.

De entre los instrumentos de campo más utilizados podemos señalar a los fabricados por la compañía estadounidense Eppley Laboratory y la holandesa Kipp & Zonnen. El primero, conocido también como pirheliómetro de incidencia normal (NIP), posee un campo de visión de $5^{\circ}43'30''$, para lo que utiliza un tubo colimador con diafragmas en su interior. Éste posee una doble pared, cromada externamente y pintada de negro en su interior y está relleno de aire seco a presión atmosférica, con objeto de aumentar la estabilidad del instrumento. El visor final del tubo sella éste mediante una ventana de cuarzo de 1 mm de espesor. En este mismo punto, se suele instalar una rueda de cuatro filtros con objeto de poder seleccionar intervalos de longitud de onda determinados.

El segundo de los instrumentos, manufacturado por la empresa Kipp & Zonnen, también se le denomina actinómetro. El ángulo de visión es de $10^{\circ}12'$, y viene delimitado por un tubo colimador constituido por seis bloques de cobre masivos con forma de anillos y con diafragmas internos. Con ello se consigue limitar el campo de visión, reducir las reflexiones internas así como las corrientes de aire turbulentas dentro del mismo. Además, debido a la alta capacidad calorífica proporcionada por la masividad de los aros de cobre, cualquier pequeña variación de temperatura en periodos cortos quedará minimizada. Un escudo en la parte frontal y un fieltro aislante en el interior del tubo ayudan, por otro lado, a disminuir las transferencias de calor con el medio circundante, mientras que un termómetro encajado en el interior de la masa de cobre permite realizar las correcciones oportunas por temperatura. En la parte delantera del instrumento se halla un soporte para filtros, capaz de albergar hasta cinco, con objeto de seleccionar determinados anchos de banda. Este instrumento es capaz de medir tanto la radiación de onda larga como la corta, por lo que, por defecto, suele emplearse un filtro de cuarzo para eliminar la de onda larga emitida por la superficie terrestre.

Otro pirheliómetro más moderno, aunque menos extendido, es el SPUV-6 de la marca Yankee Environmental Systems Inc. (ver figura B.1.1.c).

Este pirheliómetro, montado sobre un seguidor solar estándar (el que aparece en la figura es de la marca Eppley), es capaz de medir radiación solar directa en seis intervalos espectrales, con anchos de banda a mitad de altura comprendidos entre 2 y 5 nm elegibles por el usuario. Para ello, este instrumento emplea filtros interferenciales de láminas delgadas, situados en una cavidad térmicamente controlada y mantenida a una temperatura constante. Con objeto de aumentar su tiempo de vida existen en la ventana de entrada del SPUV-6, otros pre-filtros destinados a absorber toda aquella energía fuera de sus zonas de transmisión. Además todo el conjunto queda como un sistema sellado y desecado, aumentando así su fiabilidad. Posee un ángulo de visión de 2° , con un ángulo de inclinación de $1,16^\circ$ y un ángulo límite de $2,85^\circ$.

Finalmente, el Departamento de Física Fundamental y Experimental ha desarrollado su propio radiómetro para medida de radiación solar directa, junto con un tubo colimador y el dispositivo para el seguimiento solar. Dado que el apartado 4.2 de este trabajo está dedicado íntegramente a ver con detenimiento este instrumento nos limitaremos aquí a dar simplemente algunos detalles técnicos. Posee un ángulo de visión de $1,7^\circ$ con un ángulo de inclinación de 0° y un ángulo límite de $3,2^\circ$. Además es capaz de medir desde 250 hasta 800 nm con un paso de 1 nm y un ancho de banda variable entre 0,8 y 10 nm.

B.1.2.1 Tubos colimadores

Uno de los principales problemas a la hora de medir radiación directa y de establecer una escala apropiada de energía radiante, ha sido la divergencia encontrada entre pirheliómetros de diferente construcción, debido a la cantidad de cielo circumsolar visto por el detector. Los tubos colimadores, son los encargados de limitar el campo de visión de los instrumentos, permitiendo en la mayoría de los casos un ángulo sólido de pocos grados. Suelen estar diseñados de la forma más simple posible, evitándose el empleo de lentes, espejos o cualquier otro componente óptico, a fin de no introducir efectos indeseables. Suelen utilizar únicamente varios aros y/o anillos limitadores de

ángulos de visión. Sin embargo, en la práctica, debido principalmente a la dificultad en la orientación exacta del instrumento, es imposible medir únicamente la radiación proveniente del disco solar.

Atendiendo a la hora del día, a la turbiedad atmosférica y al pirheliómetro que se este utilizando, la radiación circunsolar, aquella proveniente de una zona anular en torno al disco solar y originada por la fuerte dispersión en la dirección del haz por parte de los aerosoles, puede ser medida como parte de la directa, introduciendo errores entre un 1 y un 3%. Por todo ello, se ha intentado, al menos, estandarizar los instrumentos, regulando la geometría de sus tubos colimadores. Con este propósito, la Organización Meteorológica Mundial definió un conjunto de parámetros normalizadores (WMO, 1971). Considerando un tubo colimador circular (ver figura B.1.5), donde r es el radio del receptor o radio de apertura, R es el radio del limitador de campo y L es la distancia entre ambos círculos, se definen los siguientes ángulos y parámetros normalizados:

$$a = R/r \qquad b = L/r$$

$$z_0 = \text{ángulo de entrada} = \tan^{-1}(a/b)$$

$$z_p = \text{ángulo de inclinación} = \tan^{-1}[(a-1)/b]$$

$$z_1 = \text{ángulo límite} = \tan^{-1}[(a+1)/b]$$

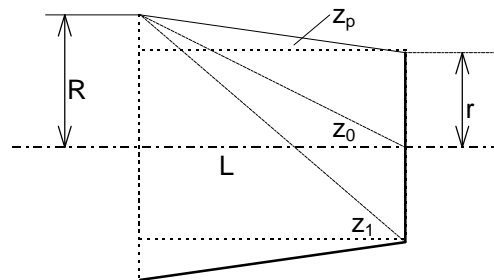


Figura B.1.5. Ángulos de un tubo colimador

La Organización Meteorológica Mundial recomienda las siguientes limitaciones para los pirheliómetros: $1^\circ \leq z_p \leq 2^\circ$ y $b \geq 15$. Y de estas dos condiciones se tiene que $z_0 \leq 4^\circ$.

En la siguiente tabla pueden verse el valor de los ángulos de entrada para diferentes pirheliómetros. Notar que las anteriores restricciones se aplican únicamente a dispositivos con diafragmas circulares, no especificándose ninguna limitación por parte de la O.M.M. para aquellos con apertura rectangular.

Tabla B.1.II. Ángulos de entrada para diferentes pirheliómetros.

Pirheliómetro	PACRAD PMO ACR	Abbot de disco de plata	Ångström compens. eléctrica	Kipp & Zonnen	Eppley NIP	Yankee SPUV-6	Dpto. Física
Entrada Ángulo z_0	Circular 5°	Circular 6°	Rectang. $5^\circ \times 10^\circ$	Circular $10^\circ 12'$	Circular $5^\circ 43' 30''$	Circular 2°	Circular $1,7^\circ$

B.1.2.2 Calibración

Todos los instrumentos empleados en medidas rutinarias han de ser periódicamente calibrados, al menos una vez al año. Además, si se desea que sus registros puedan ser interpretados en términos de energía absoluta, la calibración ha de realizarse frente a un pirheliómetro estándar de referencia o lámparas de referencia. Respecto a la primera, para poder llevarla a cabo es apropiado elegir un día lo más claro posible, es decir, sin calima, polvo o cualquier otra situación que pueda disminuir la radiación solar. Los instrumentos han de ser instalados de forma próxima y a ser posible sobre el mismo seguidor solar. Con ello, si denominamos \bar{F} al flujo promedio de radiación solar obtenida a partir de n lecturas del estándar de referencia y \bar{r} a la respuesta en promedio (en milivoltios o cualquier otra unidad) para un número equivalente de lecturas del pirheliómetro que deseamos calibrar, entonces la constante buscada será simplemente:

$$c = \bar{F} / \bar{r} \quad (\text{B.5})$$

B.2 DETECTORES PARA PIRANÓMETROS

Una de las partes fundamentales tanto de los piranómetros como de los pirheliómetros es su sistema sensor o detector. Es por ello que en este apéndice describimos los diferentes tipos de detectores existentes, haciendo un pequeño repaso histórico en el que se puede ver cómo han ido evolucionando.

En general, cualquier artificio capaz de mostrar una variación medible en alguna magnitud física con la radiación que le llega, es posible emplearlo como detector. Sin embargo, los más empleados se basan principalmente en cambios térmicos y fotoeléctricos. La respuesta de los primeros además, en general, no varía con la longitud de onda de la radiación incidente, por lo que también se les denomina no selectivos, mientras que a los segundos, que sí lo hacen, se los clasifica como selectivos.

B.2.1 Detectores térmicos

Se basan en la conversión de la energía radiada que es absorbida por un material en energía calorífica, la cual es posteriormente registrada por diferentes medios. Su empleo mayoritario tiene lugar en medidas para todo el intervalo espectral. Son así mismo no selectivos tal y como se había indicado anteriormente. Se subdividen principalmente en: calorimétricos, termopares, bolómetros y piroeléctricos.

B.2.1.1 Calorimétricos

Se fundamentan en el cambio de temperatura que experimentan algunos materiales al absorber una cierta cantidad de energía radiada. Basado

en este principio tenemos los pirheliómetros de flujo de agua y el de disco de plata del Instituto Smithsonian y el pirheliómetro Marvin. Asimismo, aunque con algunas modificaciones con respecto a este tipo básico, tenemos el piranómetro de Robitzsch y el pirheliómetro de Michelson, en los que el cambio de temperatura provoca una distorsión en un elemento bimetálico. El pirheliómetro de compensación eléctrica de Ångström en el que el cambio de temperatura experimentado por un elemento debido a la absorción de radiación es reproducido por una cantidad de energía eléctrica medida en un elemento compañero. Y la célula de Golay, en la que la elevación de temperatura de un gas encerrado en una celda es observada por el cambio de presión dentro de la misma. Presentan como principal ventaja su simplicidad, pero por contra son relativamente poco sensibles.

B.2.1.2 Termopares

Están basados en el efecto Peltier, por el que una diferencia de temperatura entre dos soldaduras de dos materiales diferentes (i.e. un termopar) se traduce en una fuerza electromotriz entre dichas uniones proporcional a la diferencia de temperatura. Aunque esta f.e.m. depende de los materiales que la forman, en general suele ser bastante difícil de medir con precisión. Por ello, es habitual emplear un número apropiado de termopares conectados en serie, constituyendo lo que se denomina una termopila, cuyo voltaje sí es fácilmente detectable. Esto ha hecho que este detector haya sido profusamente empleado, como por ejemplo en los pirheliómetros Eppley, Linke-Feussner y Savinov-Yanishevsky. O en los piranómetros Eppley, Star, Moll-Gorczyński y Yanishevsky.

B.2.1.3 Bolómetros

Se basan en el cambio en la resistencia que experimentan algunos metales y semiconductores con la temperatura y fueron inicialmente desarrollados por Langley a finales del siglo pasado. Básicamente, su

configuración suele ser la siguiente: dos resistencias, una expuesta a la radiación y la otra en sombra, forman las ramas de un puente de Wheatstone; la diferencia relativa de temperatura que se genera entre ellas, y por tanto su diferente resistencia, hace que el puente no quede perfectamente equilibrado. Esta diferencia es en definitiva la cantidad de energía que llega al elemento expuesto (Strong y Lawrence, 1968). Los bolómetros, en general, son de tres tipos: metal, semiconductor y superconductor. Los últimos, debido a que requieren sistemas de enfriamiento de bajas temperaturas para el material del que están hechos, no han sido todavía correctamente adaptados para la medida de radiación atmosférica. Los semiconductores (termistores) presentan un cambio con la temperatura mucho más acusado que los metales, por los que estos han sido, con diferencia, los más empleados en este tipo de dispositivos. El hecho de que los bolómetros posean esta alta sensibilidad y una nula variación espectral, los ha hecho especialmente útiles en medidas de radiación atmosférica. Fueron, de hecho, uno de los instrumentos empleados por Abbot, del Instituto Smithsonian, para dar las primeras medidas de la constante solar (Abbot, 1965). Actualmente, los metálicos están nuevamente en alza gracias a la termometría del platino, y como prueba de ello es, por ejemplo, su utilización en uno de los piranómetros más modernos, el modelo TSP-1 de la firma Yankee Environmental Systems Inc., para radiación global desde 0,3-3 μm . En él, el elemento sensor es un disco delgado cubierto en su superficie por un material ópticamente negro (denominado Nextel[®]), el cual absorbe toda la radiación que le incide, elevando su temperatura y la de dos de cuatro resistencias de platino (PTR) que forman un puente eléctrico. Las otras dos resistencias están en contacto con una gran masa térmica, que está, a su vez, apantallada del exterior. La variación en la señal de salida del puente eléctrico es proporcional a la diferencia de temperatura entre ambos pares de PTR y por tanto a la cantidad de radiación recibida. Así se consiguen resoluciones de 1 W/m^2 y sensibilidades del orden de 3 mV por W/m^2 .

B.2.1.4 Piroeléctricos

La radiación absorbida por un cristal piroeléctrico es convertida en calor y por tanto altera el espaciado interno de su red, provocando un cambio en la polarización eléctrica espontánea del cristal. Si tenemos unos electrodos conectados a la superficie del mismo mediante un circuito externo, la corriente generada será proporcional a la velocidad de cambio de temperatura en dicho cristal. Por ello, para su correcto funcionamiento, es necesario modular la radiación incidente. Estos sistemas no han sido muy empleados, pero parecen tener excelentes posibilidades, sobre todo en radiación infrarroja, llegando incluso a las 1000 μm . Además, aunque se trata de un sistema térmico tiene la ventaja de que su sensibilidad se puede controlar principalmente por los materiales de la ventana del sensor o la óptica del mismo.

B.2.2 Detectores fotoeléctricos

Se basan en la medida de los efectos fotoeléctricos que provocan los fotones al incidir sobre el material sensible que los constituye. Se activan por tanto según sucesos discretos, i.e., con la incidencia de un fotón sobre el sensor. Al tanto por ciento de los fotones que provocan en el detector el suceso esperado se le denomina eficiencia cuántica y un valor típico para la misma suele oscilar entre el 1 y el 10 %. La contribución de los fotones “no efectivos” consiste en energía en forma de calor, pero, sin embargo, la cantidad de energía calorífica suministrada al detector suele ser despreciable en la mayoría de los casos. Presentan una sensibilidad mucho más alta y una velocidad de respuesta mucho más rápida que los detectores térmicos. Se dividen principalmente en: fotovoltaicos, fotoconductores y fotoemisivos.

B.2.2.1 Fotovoltaicos

Son los más simples y su utilidad estriba en el hecho de que generan voltajes cuando son iluminados por una radiación en el visible o ultravioleta principalmente, sin la necesidad de ninguna alimentación externa. El más común suele ser el constituido a partir de una célula de selenio, pero también se emplean otros materiales como: antimonio de indio, arseniuro de indio o arseniuro de galio, operados a diferentes temperaturas y condiciones. Otro dispositivo fotovoltaico ampliamente utilizado son las placas solares de silicio, empleadas mayoritariamente en naves espaciales como generadores de potencia.

B.2.2.2 Fotoconductores

Se basan en la variación en la conductividad que presentan ciertos materiales cuando incide sobre ellos diferente cantidad de radiación. Su empleo principal es en la región espectral infrarroja y existe multitud de este tipo de células. Sin embargo, su temperatura de funcionamiento suele ser bastante baja, por lo que es necesario utilizar dispositivos de enfriamiento que complican notablemente los sistemas de medida. Aparecen algunos notablemente selectivos con la longitud de onda, como el sulfuro de plomo o el antimoniuro de indio, por lo que se suelen emplear para determinados intervalos. Así en el infrarrojo lejano se emplea de forma casi exclusiva el germanio dopado con otros compuestos, mientras que en el visible-infrarrojo próximo la célula que se emplea suele ser de sílice. Además, esta última es muy cómoda de usar puesto que no requiere bajas temperaturas. En la siguiente tabla pueden verse el intervalo típico de operación de diferentes sensores fotoconductores (Bolz y Tuve, 1973).

Tabla B.2.I. Rango de operación para diferentes sensores fotoconductores

Material del detector	Temperatura de operación (K)	Pico espectral (μm)	Rango espectral útil (μm)
Sulfuro de plomo	295	2.4	1.0-3.0
Sulfuro de plomo	193	2.7	1.0-3.5
Sulfuro de plomo	77	3.2	1.0-4.0
Seleniuro de plomo	295	3.7	1.0-4.5
Seleniuro de plomo	193	4.4	1.0-5.1
Seleniuro de plomo	77	5.0	1.0-6.5
Antimoniuro de indio	77	5.3	2.0-5.4
Germanio-oro	77	5.0	2.0-7.0
Germanio-mercurio	28	11.0	2.0-13.8
Germanio-cadmio	21	22.0	2.0-23
Germanio-cobre	15	24.0	2.0-28
Germanio-zinc	12	35.0	2.0-38
Teluriuro de Hg-Cd	77	12 \pm 1	8.0-13

B.2.2.3 Fotoemisivos

Tanto en los detectores fotovoltaicos como en los fotoconductores los electrones que son desalojados de las moléculas con el impacto de los fotones, permanecen dentro del material, produciendo, bien un cambio de voltaje a través del material, bien una variación en la conductividad del material. En los fotoemisivos, sin embargo, los electrones son expelidos fuera del material. Se basan en el efecto fotoeléctrico, es decir, la emisión de electrones por una superficie al incidir sobre ella la luz de una determinada longitud de onda. Tal y como observó Einstein en 1905, para que uno de estos electrones sea emitido es necesario que se satisfaga la relación siguiente:

$$\hbar n \geq e f \quad (\text{B.5})$$

donde h es la constante de Planck ($h=6,63\cdot 10^{-34}$ J s), ν la frecuencia, e la carga del electrón ($e=1,602\cdot 10^{-19}$ C) y ϕ la función trabajo del material en cuestión, i. e., la energía necesaria para poder extraer un electrón. Esta es mucho menor en los materiales alcalinos (del litio al cesio en la tabla periódica) por lo que son muy apropiados como emisores fotoeléctricos. Pese a ello, sigue siendo suficientemente alta como para limitar la sensibilidad de los fotocátodos a radiaciones con longitudes de onda inferiores a 1,0 μm ., haciendo que este tipo de detectores sólo sea aplicable en las siguientes regiones del espectro: ultravioleta, visible e infrarroja próxima.

El funcionamiento de uno de estos detectores podríamos resumirlo de la siguiente forma: una vez que ha incidido un fotón sobre la superficie sensible y los electrones han sido emitidos, estos se ven sometidos a un intenso campo eléctrico, el cual los acelera contra un segundo blanco para emitir muchos más electrones. Los electrones secundarios así generados, son a su vez acelerados contra un tercer blanco, con lo que se consigue multiplicar aún más su número. Repitiendo este proceso durante un número adecuado de etapas, es posible conseguir una cascada de electrones a partir de un único fotón incidente, llegándose incluso a factores de multiplicación tan altos como de 10^6 . Estos detectores reciben el nombre de tubos fotomultiplicadores y como se ha visto pueden alcanzar sensibilidades altísimas.

Aparecen otros dispositivos fotoemisivos, como las fotocélulas de vacío y las de gas. Las primeras consisten simplemente en un cátodo sensible a la luz más un ánodo colector. Esta sencillez junto con su velocidad de respuesta las ha hecho notablemente famosas, sobre todo en aplicaciones con técnicas láser. Sin embargo, poseen una sensibilidad excesivamente baja para la mayoría de las medidas de radiación atmosférica, al contrario que las células de gas, aunque éstas, por contra, ni son tan sencillas ni tan fáciles de usar. Su funcionamiento es el siguiente: se aplica un intenso campo eléctrico a través del tubo, con lo que los electrones emitidos por el cátodo pueden ser acelerados lo suficiente como para ionizar el gas contenido en la célula, y por tanto aumentar

la ganancia del tubo hasta un factor del orden de 100. Presentan como principal problema el hecho de que tienden a ser inestables, por lo que su utilidad en medidas de precisión es muy limitada.

B.3 DETECTORES PARA PIRHELIÓMETROS

Si bien fue en el siglo XIX (aprox. 1837) cuando se desarrolló el primer pirheliómetro, es a comienzos de este siglo cuando, impulsados principalmente por el Instituto Smithsonian en su ánimo de obtener un valor para la constante solar, se realizaron los instrumentos que, durante muchos años, sirvieron como patrón de referencia. Entre ellos tenemos el Pirheliómetro Smithsonian de Flujo de Agua, el Pirheliómetro de Disco de Plata de Abbot y el Pirheliómetro de Compensación Eléctrica de Ångström. A partir de la década de los sesenta han sido desarrollados una segunda generación de estos instrumentos, coincidiendo con la necesidad de datos radiativos precisos para los estudios en balance energético, así como en la carrera espacial. De esta época son el Pirheliómetro Absoluto de Tipo Cavidad y el Radiómetro de Cavidad Activa ACR IV. Ninguno de estos instrumentos se emplea en medidas rutinarias de radiación directa sino como patrones de referencia.

Los instrumentos de campo comúnmente utilizados son los fabricados por la compañía estadounidense Eppley Laboratory y la holandesa Kipp & Zonnen. El primero posee como elemento sensible una termopila de múltiples uniones, cubierta con pintura negra 3M Velvet Black, y un circuito compensador de temperatura con el objeto de estabilizar la respuesta del sensor. El segundo de los instrumentos, manufacturado por la empresa Kipp & Zonnen emplea como elemento sensible una termopila de Moll especialmente diseñada, por lo que también recibe el nombre de Linke-Feussner. Consiste en una termopila de 46 bandas de konstatán-manganeso dispuestas en dos grupos

de 23 con forma de arco y enfrentadas, de tal forma que una sección queda expuesta a la radiación y otra queda oculta.

Otro pirheliómetro más moderno, aunque menos extendido, es el SPUV-6 de la marca Yankee Environmental Systems Inc. (figura B.1.1.c). Este pirheliómetro, montado sobre un seguidor solar estándar (el que aparece en la figura es de la marca Eppley), es capaz de medir radiación solar directa en seis intervalos espectrales, con anchos de banda a mitad de altura comprendidos entre 2 y 5 nm. Estos pueden elegirse de forma arbitraria a la hora de comprar el aparato. Para ello, este instrumento emplea filtros interferenciales de láminas delgadas, situados en una cavidad térmicamente controlada y mantenida a una temperatura constante. El sistema detector está formado por fotodiodos de estado sólido, capaces de generar fotocorrientes detectadas por circuitos electrónicos altamente sensibles y de ruido ultra bajo.

APÉNDICE C
FUTUROS PROGRAMAS ESPACIALES

C.1 FUTUROS PROGRAMAS ESPACIALES

La siguiente tabla resume los futuros programas espaciales especialmente diseñados para la medida de los aerosoles atmosféricos y sus propiedades radiativas.

Tabla C.1.I. Futuros programas espaciales para la medida de aerosoles atmosféricos.

1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Proyectos aprobados										
AVHRR/3 en NOAA N y N'					AVHRR/3 en FCS					
AATSR,GOMOS,MERIS,MIPAS,SCIAMACHY en ENVISAT-1										
ILAS-2,POLDER en ADEOS II										
IR,UV en ODIN										
MISR,MODIS en EOS-AM 1					EOSP,MISR,MODIS en EOS-AM 2 y 3					
SAGE III en la serie EOS-AERO										
			MODIS en la serie EOS-PM							
				HIRDLS en la serie EOS-CHEM						
					GLAS en la serie EOS-ALT					
Proyectos propuestos										
			AVHRR/3,IASI en METOP-1 y 2							
					ALADIN,ATLID,AATSR,AVHRR/3,GOMOS, IASI,MIPAS,SCIAMACHY en futuras misiones ESA					

La tabla muestra aquellas plataformas espaciales que serán puestas en órbita en los próximos años, cuyo lanzamiento ya ha sido aprobado así como los propuestos. Las características de los radiómetros indicados son las siguientes:

Tabla C.1.II Principales instrumentos diseñados para la medida de aerosoles atmosféricos.

Instrumento	Misión	Características técnicas
AATSR Advanced Along Track Scanning Radiometer	ENVISAT 1	Bandas: VIS: 0,55 μm , 0,66 μm NIR: 0,87 μm SWIR: 1,6 μm TIR: 3,7 μm , 10,8 μm , 12 μm Res. espacial: 1 km x 1 km Ancho barrido: 500 km Transmisión: 1 Mbps
ALADIN Atmospheric Laser Doppler Instrument	Misiones futuras de la ESA	Banda: TIR: 9,11-10,59 μm Res. espacial: 0-2 km alt: 200 x 200 x 0,5 km 2-10 km alt: 200 x 200 x 1 km 10-15 km alt: 200 x 200 x 2 km Ancho barrido: barrido cónico de 45° Transmisión: 4Mbps
ATLID Atmospheric Lidar	Misiones futuras de la ESA	Banda: NIR: 1064 nm Res. espacial: 100 m Ancho de barrido: ± 350 km Transmisión: 1 Mbps
AVHRR/3 Advanced Very High Resolution Radiometer	Misiones futuras de ESA, <i>First Converged Spacecraft</i> , METOP 1 y 2, NOAA N y N'	Bandas: VIS: 0,58-0,68 μm NIR: 0,73-1,1 μm SWIR: 1,6 μm TIR: 3,6-3,9 μm , 10,3-11,3 μm , 11,4-12,4 μm Res. espacial: 1,1 km x 1,1 km (nadir) Ancho barrido: 3.000 km (aprox.) Transmisión: 66,5/665,4 kbps
EOSP Earth Observing and Scanning Polarimeter	EOS-AM 2 EOS-AM 3	Bandas: VIS-SWIR: 0,41-2,25 μm Res. espacial: 10 km (nadir) Ancho barrido: limbo a limbo ($\pm 65^\circ$) Transmisión: 44/88 kbps

Instrumento	Misión	Características técnicas
GLAS Geoscience Laser Altimeter System	EOS-ALT 1 EOS-ALT 2 EOS-ALT 3	Bandas: VIS: 0,532 μm NIR: 1,064 μm Res. espacial: 70 m Ancho barrido: visión al nadir Transmisión: <200 kbps
GOMOS Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars	ENVISAT y futuras misiones de la ESA	Banda: UV-VIS: 0,24-0,675 μm NIR: 0,76-0,77 μm , 0,93-0,95 μm Res. espacial: vertical 1 km Ancho barrido: no es aplicable Transmisión: 220 kbps
HiRDLS High Resolution Dynamics Limb Sounder	EOS-CHEM 1 EOS-CHEM 2 EOS-CHEM 3	Banda: TIR: 6,12-17,76 μm Res. espacial: vertical 1 km horiz. 400 x 400 km Ancho barrido: 6 perfiles en 2000- 3000 km Transmisión: 50/1000 kbps
IASI Infra-red Atmospheric Sounding Interferometer	Misiones futuras de la ESA METOP 1 METOP 2	Banda: SWIR-TIR: 3,4-15,5 μm con gaps a 5 μm y 9 μm Res. espacial: vertical 1-3 km horiz 18 km Ancho barrido: 2230 km Transmisión: 1,5 Mbps
ILAS-2 Improved Limb Atmospheric Spectrometer	ADEOS II	Bandas: VIS: 0,75 μm , 0,78 μm TIR: 2-8 μm , 7,1-11,8 μm , 12,80-12,83 μm Res. espacial: VIS 2 x 2 km TIR 13 x 2 km Ancho barrido: no es aplicable Transmisión: 500 kbps
IR	Odin	Bandas: NIR: 1,26 μm , 1,27 μm , 1,28 μm Res. espacial: 1 km Ancho barrido: No está disponible Transmisión: 2 Mbps
MERIS Medium Resolution Imaging Spectrometer	ENVISAT 1	Bandas: VIS-NIR: 15 bandas elegibles entre 0,4 y 1,05 μm Res. espacial: 300/1200 m Ancho barrido: 1150 km (cubierta global cada 3 días) Transmisión: 1,7/24 Mbps

Instrumento	Misión	Características técnicas
MIPAS Michelson Interferometric Passive Atmosphere Sounder	ENVISAT 1 Futuras misiones de la ESA	Banda: una IR entre 4,1 y 14,6 μm Res. espacial: vertical 3 km horiz. 30 x 300 km Ancho barrido: No es aplicable Transmisión: 620 kbps
MISR Multi-angle Imaging Spectro Radiometer	EOS-AM 1 EOS-AM 2 EOS-AM 3	Bandas: VIS: 0,44 μm , 0,56 μm , 0,67 μm NIR: 0,86 μm Res. espacial: 240 m, 480 m, 960 m ó 1,93 km Ancho barrido: 370/408 km Transmisión: 3,3/9,0 Mbps
MODIS Moderate Resolution Imaging Spectro- radiometer	EOS-AM 1 EOS-AM 2 EOS-AM 3 EOS-PM 1 EOS-PM 2 EOS-PM 3	Bandas: VIS-TIR: 36 bandas entre 0,4 y 14,4 μm Res. espacial: 250 m (día) y 1000 m (noche) Ancho barrido: 2300 km Transmisión: 2,5/11 Mbps
POLDER Polarisation and Directionality of the Earth's Reflectance	ADEOS II	Bandas: VIS- NIR: 0,44 μm , 0,67 μm y 0,86 μm con tres polarizac. 0, 44 μm , 0,49 μm , 0,56 μm , 0,76 μm , 0,77 μm y 0,91 μm sin polarización Res. espacial: 6 km x 6 km Ancho barrido: 2400 km x 1800 km Transmisión: 0,9 Mbps
SAGE III Stratospheric Aerosol and Gas Experiment	EOS-AERO1-5 EOS disponibles METEOR-3M N1	Banda: UV-NIR: 0,29-1,55 μm Res. espacial: 1-2 km Ancho barrido: No es aplicable Transmisión. No está disponible
SeaWiFS Sea viewing Wide Field Sensor	SeaStar	Bandas: VIS-NIR: 402-422 nm, 433- 453 nm, 480-500 nm, 500- 520 nm, 545-565 nm, 660- 680 nm, 745-785 nm, 845- 885 nm Res. espacial: 1,1 km Ancho barrido: 1500-2800 km Transmisión: 665 kbps

Instrumento	Misión	Características técnicas
SCIAMACHY Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography	ENVISAT 1 Futuras misiones de la ESA	Bandas: UV-SWIR: 240-295 nm, 290- 405 nm, 400-605 nm, 590- 810 nm, 790-1055 nm, 1000- 1700 nm, 1980-2020 nm, 2265-2380 nm Res. espacial: vertical 3 km horiz. 32 x 215 km Ancho barrido: 600/1000 km Transmisión: 400/1900 kbps
UV	Odin	Bandas: UV: 280 nm VIS: hasta 800 nm Res. espacial: vertical 1 km horiz. 40 km Ancho barrido: No disponible Transmisión: 11 Mbps

BIBLIOGRAFÍA

- ABBOT, C.G., 1965. The solar constant. *Solar Energy*, 9, 166-167. (A)
- ALBRECHT, B.A. 1989. Aerosol, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science*, 245, 1227-1230.
- D'ALMEIDA, G.A., KOEPKE P. AND SHETTLE E.P., 1991. *Atmospheric Aerosols, Global Climatology and Radiative Characteristics*. A. Deepack Publishing. Hampton, Virginia. EE UU.
- ANDREA, M.O., 1985. Dimethylsulfide in the water column and sediment pore waters of the Peru upwelling area. *Limnol. Oceanogr.*, 30 (6), 1208-1218.
- AOKI, T., 1985. A method for matching the HIRS/2 and AVHRR pictures of TIROS-N satellites, en *The Technical Proceedings of the Second International TOVS Study Conference*. Igls, Austria, 18-22 Febrero de 1985. pp. 349-368.
- AOKI, T., 1986. Procedure and results of AVHRR-HIRS picture matching, en *Proceedings of the 1st Australian AVHRR Conference*. Sidney, Australia, pp. 280-285.
- ARBELO, M., EXPÓSITO, F.J., HERNÁNDEZ, P.A. y HERRERA, F., 1992. NDVI a partir de imágenes de satélite y su correlación con la pluviometría en Canarias. *Rev. Acad. Canar. Cienc.* IV, (Nums. 1-2), 149-157.
- ARBELO, M., HERRERA, F., EXPÓSITO, F.J., y CASELLES, V., 1995a. Determination of True Surface Temperature Using TOVS and AVHRR Data. En *Sensors and Environmental Applications of Remote Sensing*, Askne, J. (ed.) Balkema publishers, Rotterdam, Holanda.
- ARBELO, M., HERRERA, F. y EXPÓSITO, F.J., 1995b. Regional split-window algorithm for Canary Islands zone. *V Annual TeraScan Scientific Applications Workshop*, Oberpfaffenhofen, Alemania.
- ARBELO, M., EXPÓSITO, F.J y HERRERA, F., 1995c. Comparison of total water vapor content obtained from TOVS-NOAA with radiosounding data in Canary Islands zone. *SPIE*, 2582, 178-184.
- ARBELO, M., HERRERA, F., EXPÓSITO, F.J., CASELLES, V. y COLL, C., 1996a. Determination of sea surface temperature using combined TOVS and AVHRR data. Application to the Canary Islands area, Spain. *Int. J. of Remote Sensing*, 2, 359-371.
- ARBELO, M., CASELLES, V., EXPÓSITO, F.J. y HERRERA, F., 1996b. A split-window equation with variable coefficients to obtain SST in midlatitudes. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, Nebraska, EE.UU.

- ARBELO, M., 1997. *Determinación de la Temperatura Superficial del Mar Mediante la Sinergia de los Sensores AVHRR y TOVS. Aplicación a Canarias*. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, La Laguna, Sta. Cruz de Tenerife.
- ARBELO, M, HERNÁNDEZ-LEAL, P., DÍAZ, J.P., EXPÓSITO, F.J. and HERRERA, F., 1998. Efficiency of a global algorithm for retrieving SST from satellites data in a subtropical region. *Advances in Space Research*. En prensa.
- ARIMOTO, R., DUCE, R.A., SAVOIE, D.L. and PROSPERO, J.M., 1992. Trace elements in aerosol particles from Bermuda and Barbados: Concentrations, sources and relationships to aerosol sulfate. *J. Atmos. Chem.*, 14, 439-457.
- ARIMOTO, R., DUCE, R. A., RAY, B. J., ELLIS JR., W. G., CULLEN, J. D. and MERRILL, J. T., 1995. Trace elements in the atmosphere over the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 100, 1199-1213.
- ASRAR, G., 1989. Introduction, en *Theory and Applications of Optical Remote Sensing* Asrar (ed.) Wiley Interscience, New York, EE.UU.
- AYERS, G.P., IVEY, J.P. and GUILLET, R.W., 1991. Coherence between seasonal cycles of dimethyl sulphide, methanesulphonate and sulphate in marine air. *Nature*, 349, 404-406.
- BALL, R.J. and ROBINSON, G.D., 1982. The origin of the haze in the Central United States and its effects on solar radiation. *J. of Appl. Meteorol.*, 21, 171-188.
- BATES, T.S., KELLY, K.C., and JOHNSON, E., 1993. Concentrations and fluxes of dissolved biogenic gases (DMS, CH₄, CO, CO₂) in the equatorial Pacific during the SAGA3 experiment. *J. of Geophys. Res.*, 98, D9, 16969-16978.
- BATLLES, F.J., OLMO, F.J. and ALADOS-ARBOLEDA, L., 1995. On shadowband correction methods for diffuse irradiance measurements. *Solar Energy*, 54, 105-114.,
- BEILKE, S., 1975. Die Abscheideprozesse der Spurenstoffe aus der Atmosphäre. *Promet*, 5(2/3), 35.
- BERGAMETTI G., DUTOT, A.L., BUAT-MENARD, P., LOSNO, R. and REMOUDAKI, E., 1989a. Seasonal variability of the elemental composition of atmospheric aerosol particles over the northwestern Mediterranean. *Tellus, Ser. B.*, 41, 353-361.
- BERGAMETTI G., GOMES, L., REMOUDAKI, E., DESBOIS, M., MARTIN, D. and BUAT-MENARD, P., 1989b. Present Transport and Deposition Patterns of African Dust to the North Western Mediterranean, en *Paleoclimatology and Paleometeorology*:

Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport, Kluwer Acad., Norwell, Massachusett, EE.UU., pp. 227-252.

- BERGAMETTI G., GOMES, L., COUDE-GAUSSEU, G., ROGNON, P. and LE COUSTOMER, M.N., 1989c. African dust observed over Canary Islands: source regions identification and transport pattern for some summer situations. *J. of Geophys. Res.* 94, D4, 14855-14864.
- BERNSTEIN, R., LOTSPIECH, J.B., MYERS, J., KOLSLY, H.G. and LEES, R.D., 1984. Analysis and processing of Landsat-4 sensor data using advanced image processing techniques and technologies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* GE-22, 192-221.
- BLUTH, G.J.S., DOIRON, S.D., SCHNETZLER, C.C., KRUEGER, A.J. and WALTER, L.S., 1992. Global tracking of the SO₂ clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions. *Geophys. Res. Lett.*, 19 (2), 151-154.
- BOLZ, R.E. and TUVE, G.L., editors, 1973. *Handbook of Tables for Applied Engineering Science*, 2nd ed. C.R.C. Press, New York, EE.UU.
- BOHREN, C.F. and HUFFMAN, D.R., 1969. *Absorption and scattering of light by small particles*. Wiley Interscience Publication, New York, EE.UU.
- BRACHET, G., 1986. SPOT: The First Operational Remote Sensing Satellite, en *Satellite Remote Sensing for Resources Development*, K.H. Szekiolda, ed., Graham & Trotman Ltd., Londres, Reino Unido. pp. 59-80.
- BREST, C. and ROSSOW, W.R., 1992. Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR data for ISCCP. *Int. J. of Remote Sensing*, 13, 235-273.
- CARLSON T.N. and PROSPERO, J.M., 1972. The large-scale movement of Sagarán air outbreaks over the northern equatorial Atlantic. *J. Appl. Meteorol.*, 11, 283-297.
- CASAS, J., 1980. *Óptica*. Ed. Cátedra de Óptica. Universidad de Zaragoza. Zaragoza. España.
- COLWELL, R.N., 1983. *Manual of Remote Sensing*. Segunda Edición, Vol. 1, American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia, EE.UU.
- CORNILLON, P.A., 1982. *A Guide to Environmental Satellite Data*. University of Rhode Island, Marine Technical Report 79, EE.UU.
- COULSON, K.L., 1975. *Solar and Terrestrial Radiation. Methods and Measurements*. Academic Press, Inc., New York, EE.UU.

- COVERT, D.S., KAPUSTIN, V.N., QUINN, P.K. and BATES, T.S., 1992. New particle formation in the marine boundary layer. *J. of Geophys. Res.*, 97, D18, 20581-20589.
- CUEVAS, E., 1995. *Estudio del Comportamiento del Ozono Troposférico en el Observatorio de Izaña (Tenerife) y su Relación con la Dinámica Atmosférica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- CHAMI, M and SANTER, R., 1998. Aerosol remote sensing using ground-based measurements and POLDER airborne sensor above coastal waters. *Rem. Sens. of Env.*, 66, 203-221.
- CHARLSON, R.J., LOVELOCK, J.E., ANDREAE, M.O. and WARREN, S.G., 1987. Oceanic Phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature*, 326, 655-661.
- CHARLSON, R.J., SCHWARTZ, J.M., HALES, J.M., CESS, R.D., COAKLEY, JR. J.E., HANSEN J.E. and HOFMANN, D.J., 1992. Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255, 423-430.
- CHEN, H.S., 1985. *Space Remote Sensing Systems*. Academic Press, Orlando, Florida, EE.UU.
- CHESTER, D., UCCELINI, L.W. and ROBINSON, W.D., 1983. Low level water vapour fields from VISSR Atmospheric Sounder (VAS) "split-window" channels. *J. of Climate and Applied Meteorology*, 22, 725-743.
- CHEVREL, M., COURTOIS, M. and WEILL, G., 1981. The SPOT satellite remote sensing mission. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 47, 1163-1171.
- CHUVIECO, E., 1990. *Fundamentos de Teledetección Espacial*. Ediciones RIALP, Madrid, España.
- CHYLEK, P. AND WONG, J., 1995. Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 929-931.
- DALU, G., 1986. Satellite remote sensing of atmospheric water vapour. *Int. J. of Remote Sensing*, 7, 1089-1097.
- DANIELSEN, E.F., 1961. Trajectories: Isobaric, isentropic and actual. *J. of Meteor.*, 18, 479-486.
- DARWIN, C., 1846. An account of the fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 2, 26-30.

- DAVE, J.V., 1973. Development of the programs for computing characteristics of ultraviolet radiation: Scalar case. *Rep. NAS5-21680*. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, EE.UU.
- DÍA, EL, 1998. Nota de prensa, jueves 23 de abril de 1998, pag. 15.
- DÍAZ, J.P., EXPÓSITO, F.J. y DÍAZ, A., 1992. Espesor óptico a la longitud de onda de 500 nm desde la Estación BAPMoN de Izaña. *Rev. Acad. Canar. Cienc.*, 2, 159-168.
- DÍAZ, J.P., 1993a. *Medidas Espectrales de Radiación Solar: Valores para Tenerife*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Física Fundamental y Experimental. Universidad de La Laguna.
- DÍAZ, J.P., EXPÓSITO, F.J. y DÍAZ, A., 1993b. Adaptación de un espectrorradiómetro Optronic OL-752 para la medición de radiación directa. Espesor óptico de aerosoles. *XXIV Biental de la Real Sociedad Española de Física*. Jaca, Huesca, tomo II, MT-46.
- DÍAZ, J.P., EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, A. y GUERRA, J.C., 1994a. Medidas de radiación solar directa. Espesor óptico de aerosoles atmosféricos, en *Energías Limpias en Progreso*, Ed. M. Vázquez y J. C. Morán, 1, 163-168, Vigo.
- DÍAZ J.P., EXPÓSITO, F.J. and DÍAZ, A., 1994b. Measurements of Aerosols from Tenerife, en *Air pollution '94*, 400-408, Baldasano, Brebbia, Power and Zannetti, ed., Computational Mechanics Publication, Southampton, England.
- DÍAZ, J.P., GUERRA, J.C., EXPÓSITO, F.J. and DÍAZ, A., 1995. Development of a system to measure aerosol optical depth. *NATO-ASI Congress*. Halkidiki, Grecia.
- DÍAZ, J.P., EXPÓSITO, F.J., GUERRA, J.C., HERRERA, F., DÍAZ, A., PROSPERO, J.M., ROMERO, C.M., 1998a. Radiative properties of aerosols in African dust outbreaks using ground-based and satellite data: applications to radiative forcing. Submitted to *J. of Geophys. Res.*
- DÍAZ, J.P., EXPÓSITO, F.J., ARBELO, M., HERNÁNDEZ-LEAL, P.A., TORRES, C. AND V. CARREÑO, V., 1998b. Radiative transfer modeling in the UV-VIS region with the presence of Saharan mineral desert aerosols. *Advances in Space Research*. En prensa.
- DRUMMOND, A.J., 1956. On the measurements of sky radiation. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* Ser. B 7 (3/4).
- DUCE, R.A., 1991. The atmospheric input of trace species to the world ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, 5, 193-259.

- DURKEE, P.A., JENSEN, D.R., HINDMAN, E.E. and VONDER HAAR, T.H., 1986. The relationship between marine aerosol particles and satellite-detected radiance. *J. of Geophys. Res.*, 91, 4063-4072.
- DUTTON, E., REDDY, P., RYAN, S. and DELUISI, J., 1994. Features and effects of aerosol optical depth observed at Mauna Loa, Hawaii: 1982-1993. *J. of Geophys. Res.*, 99, D4, 8295-8306.
- EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P. y DÍAZ, A., 1991. Características del Jet-stream sobre Canarias y su correlación con la tropopausa. *Rev. Acad. Canar. Cienc.*, 2, 45-55.
- EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P., ARBELO, M., HERRERA, F. y DÍAZ, A., 1993a. Comparación entre algoritmos para el cálculo del espesor óptico de aerosoles. *XXIV Biental de la Real Sociedad Española de Física*. Tomo II, MT-47. Jaca, Huesca.
- EXPÓSITO, F. J., DÍAZ, J.P., HERRERA, F., DÍAZ, A. y ARBELO, M., 1993b. Comparación del espesor óptico de aerosoles calculado desde superficie (espectrorradiómetro Optronico) y desde satélite. *5ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. 143, Las Palmas de Gran Canaria
- EXPÓSITO F.J., DÍAZ, J.P., ARBELO, M., HERRERA, F., and DÍAZ, A., 1995a. Comparison between the Aerosols Optical Depth Data Obtained by the NOAA Satellites and the Optronics OL752 Spectroradiometer, en *Sensors and Environmental Applications of Remote Sensing*. Jan Askne ed., A.A. Balkema Publishers, Rotterdam, Holanda, pp. 333-336.
- EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P., ARBELO, M., HERRERA, F. and DÍAZ, A., 1995b. Remote sensing of aerosols optical depth in saharian dust episodes for the Canary Islands. *SPIE*, 2582, 186-195.
- EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P., ARBELO, M., GUERRA, J.C. and HERRERA, F., 1996. Campaign of validation of aerosol optical depth from satellites in the Canary Islands Zone. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, Nebraska, EE.UU.
- EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P., ARBELO, M., HERRERA, F. and GUERRA, J.C., 1997. First intercomparison between the AOD data obtained by the NOAA satellites and the Optronics OL752 spectroradiometer in the Canary Islands, *International Journal of Remote Sensing*, 18, 10, 2247-2252.
- EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P., HERNÁNDEZ-LEAL, P.A., ARBELO, M., HERRERA, F., TORRES, C. and CARREÑO, V., 1998. Aerosol phase function modeling in Saharan dust invasions using the ratio AVHRR-NOAA ch1/ch2. *Advances in Space Research*. En prensa.

-
- FARMER, G, WIGLEY, T.M.L., JONES, P.D. and SALMON, M., 1989. *Documenting and Explaining Recent Global-Mean Temperature Changes*. Climatic Research Unit, Final Report to NERC, Norwich, Reino Unido.
- FOUKAL, P. and LEAN, J., 1990. An empirical model of total solar irradiance variations between 1874 and 1988. *Science*, 247, 556-558.
- FROST, E.M., 1988. *Global Scale Estimates of Aerosol Particle Characteristics*. Master Thesis. Naval Post Graduate School, Monterey, California, EE.UU.
- FRULLA, L.A., MILOVICH, J.A. and GAGLIARDINI, D.A., 1995. Illumination and observation geometry for NOAA-AVHRR images. *Int. J. of Remote Sensing*, 16, 2233-2253.
- GASSÓ, S., HEGG, D.A., COVERT, D.S., NOONE, K., OSTROM, E., SCHMID, B., RUSSELL, P., LIVINGSTON, J.M., EXPÓSITO, F.J., DURKEE, P.A., JONSSON, H., 1998. Optical and Hygroscopic Aerosol Properties in the East Subtropical Atlantic, *Proceedings of IGAC'98*, Seattle, Washington, EE.UU.
- GASSÓ, S. and HEGG, D.A., 1998. Comparison of columnar aerosol optical properties measured by the MODIS airborne simulator with *in situ* measurements: a case study. *Rem. Sen. of Env.*, 66, 138-152.
- GLACCUM, R.A. and PROSPERO, J.M., 1980. Saharan aerosols over the tropical North Atlantic Mineralogy. *Mar. Geol.*, 37, 295-321.
- GOETZ, A.F.H., 1987. *HIRIS. A High Resolution Imaging Spectrometer: Science oportunities for the 1990's*. NASA EOS, Instrument Panel Report. Washington. EE.UU.
- GOODBERLET, M.A., SWIFT, C.T., and WILKERSON, J.C., 1989. Remote sensing of ocean surface winds with the special sensor microwave imager. *J. Geophys. Res.*, 94, 14544-14555.
- GORDON, H.R., 1997. Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *J. of Geophys. Res.* 102, D14, 17081-17106.
- GORDON, H.R. and CASTANO, D.J., 1989. Aerosol analisis with the Coastal Zone Color Scanner: a simple method for including multiple scattering effects. *Applied Optics*, 28,7.
- GORDON, H.R. and MOREL, A.Y., 1980. Phytoplankton pigments derived from Nimbus-7 CZCS; initial comparison with surface measurements. *Science*, 210, 63-75

- GRIGGS, M., 1975. Measurements of atmospheric aerosol optical thickness using ERTS-1 data. *J. Air Pollut. Control. Assoc.*, 25, 622-626.
- GRIGGS, M., 1983. Satellite measurements of tropospheric aerosols. *Adv. Space Res.*, 2 (5), 109-118.
- GRIGGS, M., 1986. Satellite measurements of aerosols over ocean surfaces. *Ocean Whitecaps*, 245.
- GUERRA, J.C., DÍAZ, J.P., DÍAZ, A. and EXPÓSITO, F.J., 1994. Measurements of Tropospheric Ozone in an Urban Site under Inversion Layer at Tenerife, en *Air Pollution '96*, 400-408, Baldasano, Brebbia, Power and Zannetti, ed., Computational Mechanics Publication, Southampton, England.
- GUILLOT, B., 1991. *Veille Climatique Satellitaire*. Ed. Winter, G. y Lebeau, A. Antenne ORSTOM y Centre de Météorologie Spatiale, Lannion, Francia.
- HAHN, J., 1980. Organic Constituents of Natural Aerosols, en *Aerosols: Anthropogenic and Natural, Sources and Transport*. Kneip, T.J. and Lioy, P.J eds. The New York Academy of Sciences, 338. New York, EE.UU. pp 359-376.
- HAO, W.M. and LIU, M-H., 1994. Spatial and temporal distribution of tropical biomass burning. *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 495-503.
- HANSEN, J., LACIS, A., RUEDY, R. and SATO, M., 1992. Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 215-218.
- HARRISON, L. and J.J. MICHALSKY, 1994. Objective algorithms for the retrieval of optical depths from ground-based measurements. *Appl. Opt.* 33, 5126-5132.
- HARRISON, L., J.J. MICHALSKY and J. BERNDT, 1994. Automated multifilter rotating shadow-band radiometer: an instrument for optical depth and radiation measurements. *Applied Optics*, 33, 5118-5125.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J. and SHACKLETON, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pace-maker of the Ice Ages. *Science*, 194, 4270, 1121-1132.
- HEINTZENBERG J., MÜLLER, H., QUENZEL, H. and THOMALLA, E., 1981. Information content of optical data with respect to aerosol properties: numerical studies with a randomize minimization-search-technique inversion algorithm, *Applied Optics*, 20, 8, 1308-1315.
- HENYEY, L.G. and GREENSTEIN, J.L., 1941. Diffuse radiation in the Galaxy, *Astrophys. J.*, 93, 70.

- HERNÁNDEZ, P.A., ARBELO, M., EXPÓSITO, F.J. and HERRERA, F., 1996. Pluviometry and vegetation monitoring in the Canary Islands zone using the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Lincoln, Nebraska, EE.UU.
- HERNÁNDEZ, P.A., ARBELO, M., EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P. and HERRERA, F., 1998. A technique to estimate the emissivity of a volcanic area at wavelengths of AVHRR TIR channels. *Advances in Space Research*. En prensa.
- HERRERA, F., ARBELO, M., EXPÓSITO, F.J. y HERNÁNDEZ, P.A., 1993. Sistema de adquisición, registro y procesamiento de las transmisiones de alta resolución de los satélites de órbita polar. *5ª Reunión científica de la Asociación Española de Teledetección*. 31, Las Palmas de Gran Canaria.
- HILWIG, F.W., 1984. Visual interpretation of multitemporal Landsat data for inventories of natural resources. *ITC Journal*, 2, 297-327.
- HOPPEL, W.A., FITZGERALD, J.W., FRICK, G.M., LARSON, R.E and WATTLE, B.J., 1987. *Preliminary Investigation of the Role that DMS and Cloud Cycles Play in the Formation of the Aerosol Size Distribution*. NRL Report 9032, Naval Research Laboratory, Washington D.C., EE.UU.
- HUSAR, R., PROSPERO, J. and STOWE, L., 1997. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *J. of Geophys. Res.*, 102, D14, 16889-16909.
- IGNATOV, A.M., STOWE, L.L., SAKERIN, S.M. and KOROTAEV, G.K., 1995. Validation of the NOAA/NESDIS satellite aerosol product over the North Atlantic in 1989, *J. Geophys. Res.*, 100, D3, 5123-5132.
- INGERSOLL, A.P., 1998. La Atmósfera, en *La Atmósfera*. Investigación y Ciencia. Prensa Científica S.A., Barcelona. pp 4-16.
- IQBAL, M., 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press Canada, Ontario, Canadá.
- JAENICKE, R., 1980. Natural Aerosols, en *Aerosols: Anthropogenic and Natural, Sources and Transport*. Kneip, T.J. and Liou, P.J eds. The New York Academy of Sciences, 338. New York, EE.UU. pp 317-329.

- JAENICKE, R., and SCHÜTZ, L., 1978. Comprehensive study of physical and chemical properties of the surface aerosols in the Cape Verde islands region. *J. of Geophys. Res.* 62, C7, 3585-3599.
- JANKOWIAK, I. and TANRE, D., 1992. Satellite climatology of Saharan dust outbreaks: Method and preliminary results. *J. Clim.*, 5, 646-656.
- JONES, P.D., 1988. Hemispheric surface air temperature variations: recent trends and an update to 1987. *J. of Clim.*, 1, 654-660.
- JUNGE, C., 1979. The importance of mineral dust as an atmospheric constituent. In *Saharan Dust: Mobilization, Transport and Deposition*, edited by C. Morales (New York: John Wiley), pp. 49-60.
- KAGIWADA, H. and KALABA, R., 1967. *Multiple Anisotropic Scattering in Slabs with Axially Symmetric Fields*. Mem. RM 5245-PR, The Rand Corporation, Santa Monica, California, EE.UU.
- KAHN, R., WEST, R., McDONALD, D., RHEINGANS, B. and MISHCHENKO, M., 1997. Sensitivity of multiangle remote sensing observations to aerosol sphericity. *J. of Geophys. Res.*, 102, D14, 16861-16870.
- KATTAWAR, G.W., 1975. A three-parameter analytic phase function for multiple scattering calculations. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 15, 839-849.
- KAUFMAN, Y.J. and PRICE, J.C., 1993. Calibration of AVHRR visible and near -IR bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection. *Int. J. of Remote Sensing* 14, 21-52.
- KAYE, A.J., 1998. Summary of SAGE II science team meeting. *EOS*, 10, 2, 8-14.
- KEELING, C.D., BACASTOW, R.B., CARTER, A.F., PIPER, S.C., WHORF, T.P., HEIMANN, M., MOOK, W.G. and ROELOFFZEN, H., 1989. A Three Dimensional Model of Atmospheric CO₂ Transport Based on Observed Winds: 1. Analysis of Observational Data, en *Aspects of Climate Variability in the Pacific and the Western Americas*. Peterson D.H. (ed.), Geophysical Monograph, 55, AGU, Washington, EE.UU., pp. 165-236.
- KIDWELL, K.B., 1995. *NOAA Polar Orbiter Data User Guide*. NOAA NESDIS, National Climatic Data Center, Satellite Data Service Division, Washington D.C., EE.UU.

-
- KING M.D., BYRNE, D.M., HERMAN, B.M. and REAGAN, J.A., 1978. Aerosol size distributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2153-2167.
- KOEPKE, P., 1985. The reflectance factors of a rough ocean with foam. Comentarios sobre "Remote sensing the sea state using 0.8-1.1 μ m spectral band" de Wald, L. and Monget, J.M. *Int. J. of Remote Sensing*, 6, 787-799.
- KREMLING, K. and STREU, P., 1993. Saharan dust influenced trace element fluxes in deep North Atlantic subtropical waters. *Deep Sea Res. I*, 40, 1155-1168.
- KYEHL, J.T. and BRIEGLEB, B.P., 1993. The relative roles of surface aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science*, 260, 311-314.
- LAINE, V., 1992. Atmospheric aerosol optical thickness and size distribution from satellite data over the Baltic Sea. *Comm. Phys. Math. et Chem. Med.*, 137, 1-94.
- LAURITSON, L., NELSON, G.J. and PORTO, F.W. *Data Extraction and Calibration of TIROS-N/NOAA Radiometers*. NOAA Technical Memorandum NESS 107. Washington D.C., EE.UU.
- LENOBLE, J., 1985. *Radiative Transfer in Scattering and Absorbing Atmospheres: Standard Computational Procedures*. A. Deepack Publishing, Hampton, Virginia, EE.UU.
- LILLESAND T.M. and KIEFER, R.W., 1979. *Remote Sensing and Image Interpretation*. John Wiley and Sons, Inc., New York, EE.UU.
- LIOU, K.N., 1980. *An Introduction to Atmospheric Radiation*. Academic Press, Inc. San Diego, California, EE.UU.
- MARTONCHIK, J.V., 1997. Determination of aerosol optical depth and land surface directional reflectances using multiangle imagery. *J. of Geophys. Res.* 102, D14, 17015-17022.
- MASUDA, K., TAKASHIMA, T and TAKAJAMA, Y., 1988. Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions. *Remote Sensing of Environment*, 19, 1-24.
- MATHER, P.M., 1987. *Computer Processing of Remotely-Sensed Images*. John Wiley & Sons. New York, EE.UU.
- MCCLAIN, E.P., PICHEL, W.G. and WALTON, C.C., 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures. *J. of Geophys. Res.* 90, C6, 11587-11601.

- MICHALSKY, J.J., 1988. The astronomical almanac's algorithm for approximate solar position. *Solar Energy*, 40, 227-235.
- MISHCHENKO, M., TRAVIS, L., KAHN, R. and WEST, R., 1997. Modeling phase functions for dustlike tropospheric aerosols using a shape mixture of randomly oriented polydisperse spheroids. *J. of Geophys. Res.*, 102, D14, 16831-16847.
- MONALDO F., 1996. *Primer*. Space Oceanographic Group, Johns Hopkins University. Applied Physics Laboratory. EE.UU.
- MORALES, C., 1979. The Three Important Processes Involved, en *Saharan Dust: Mobilization, Transport, Deposition*. John Wiley & Sons, San Diego, California, EE.UU., pp. 5-22.
- MORALES, C., 1986. The airborne transport of Saharan dust: a review. *Clim. Change*, 9, 219-241.
- MUHS, D.R., BUSH, C.A. and STEWART, K.C., 1990. Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on quaternary limestones of Caribbean and Western Atlantic islands. *Q. Res.*, 33, 157-177.
- NAKAJIMA, T. and TANAKA, M., 1988. Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. *J. Quant. Spectros. Radiant. Transfer*, 40, 51-69
- NECKEL, H. and LABS, D., 1984. The solar radiation between 3300 and 12500 Å. *Solar Physics*, 90, 205-208.
- NOAA-NASA, 1996. NOAA-NASA SSM/I Pathfinder Program. <http://podaac.jpl.nasa.gov/topex/archive/images>.
- NOGIC '93, 1994. *The Nordic Intercomparison of Ultraviolet and Total Ozone Instruments at Izaña from 24 October to 5 November 1993. Final Report*. Meteorological publications No 27. Tapani Koskela ed. Helsinki, Finlandia.
- NOGIC '96, 1997. *The Nordic Intercomparison of Ultraviolet and Total Ozone Instruments at Izaña, October 1996. Final Report*. Meteorological publications No 36. Berit Kjeldstad, Bjørn Johsen and Tapani Koskela eds. Helsinki, Finlandia.
- O'MUIRCHEARTAIGH, I.G. and MONAHAN, E.C., 1986. Statistical aspects of the relationship between oceanic whitecap coverage wind speed and other environmental factors, en *Oceanic Whitecaps*. Ed. Riedel Publishing Co., Londres, Reino Unido.

-
- OTTERMAN, J., 1978. Single-scattering solution for radiative transfer through a turbid atmosphere. *Applied Optics*, 17, 21.
- PATTERSON, E.M., KIANG, C.S., DELANY, A.C., WARTBURG, A.F., LESLIE, A.C.D. and HUEBERT, B.J., 1980. Global measurements of aerosols in remote continental and marine regions: concentrations, size distribution and optical properties. *J. of Geophys. Res.*, 85, C12, 7361-7376.
- PFEIL, F.R., 1986. *Developing a physical basis for an aerosol climatology of the Pacific Ocean*. Master Thesis, U. S. Naval Post Graduate School, Monterey, California, EE.UU.
- PORTER, J.N., 1988. *Marine Aerosol: Their Measurement and Influence on Cloud Base Properties*. Master Thesis, University of Hawaii. EE.UU.
- PORTER, J.N., 1993. *Measuring Aerosol Optical Depths from Satellite: Aerosol Measurements and Models*. Ph. D. Thesis. University of Hawaii. EE.UU.
- PRABHAKARA, C., DALU, G., LO, R.C. and NATH, R., 1978. Remote sensing of seasonal distribution of precipitable water over the oceans and inference of boundary layer structure. *Monthly Weather Review*, 107, 1388-1401.
- PROSPERO, J.M. and CARLSON, T.N., 1972. Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic Ocean. *J. of Geophys. Res.*, 77, 5255-5265.
- PROSPERO, J.M., SAVOIE, D.L., CARLSON, T.N. and NEES, R.T., 1979. Monitoring Saharan aerosol transport by means of atmospheric turbidity measurements, en *Saharan Dust: Mobilization, Transport, Deposition*. Ed. C. Morales, John Wiley, San Diego, California, EE.UU., pp. 171-186.
- PROSPERO, J.M., GLACCUM, R.A. and NEES, R.T., 1981. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature*, 289, 570-572.
- PROSPERO, J.M. 1985. Records of past climates in deep sea sediments. *Nature*, 315, 279-280.
- PROSPERO, J.M., NEES, R.T. and UEMATSU, M., 1987. Deposition rate of particulate and dissolved aluminum derived from Saharan dust in precipitation at Miami, Florida. *J. Geophys. Res.*, 92, 14723-14731.
- PROSPERO, J.M., SAVOIE, D.L., ARIMOTO, R. and HUANG, F., 1993. Long-term trends in African mineral dust concentrations over the western North Atlantic: relationship to North African rainfall. *EOS Trans. AGU*, 74(43), Fall Meet. Suppl., 146.

- PROSPERO, J.M., SCHMITT, R., CUEVAS, E., SAVOIE, D.L., GRAUSTEIN, W.C., TUREKIAN, K.K., VOLZ-THOMAS, A., DÍAZ, A., OLTMANS, S.J. and LEVI, H., 1995. Temporal variability of summertime ozone and aerosols in the free troposphere over the eastern North Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 22(21), 2925-2928.
- PROSPERO, J.M., 1996a. Saharan Dust Transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean, en *The Impact of African Dust Across the Mediterranean*. Guerzony and Chester eds., Kluwer Academic, Norwell, Massachusetts, EE.UU., pp. 123-132.
- PROSPERO, J.M., 1996b. The Atmospheric Transport of Particles to the Ocean, en *Particle Flux in the Ocean*, Ittekkott, V., S. Honjo and P.J. Depetris (Eds), SCOPE Report 57, John Wiley & Sons Ltd., New York, EE.UU., pp. 19-52.
- RAO, C.R.N., STOWE, L.L. and MCCLAIN, E.P., 1989. Remote sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data: theory, practice, applications. *Int. J. of Remote Sensing* 10, 743-749
- RAO, C.R.N. and CHEN, J., 1993. Calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer after launch. *SPIE*, 1993, 56-66.
- RAO, C.R.N. and CHEN, J., 1995. Inter-satellite linkages for the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-7, -9 and -11 spacecraft. *Int. J. of Remote Sensing* 16, 1931-1942.
- RAO, C.R.N. and CHEN, J., 1996. Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 spacecraft. *Int. J. of Remote Sensing* 17, 2743-2747.
- RAO, P.K., HOLMES, S.J., ANDERSON, R.K., WINSTON, J.S. and LEHR, P.E., 1990. *Weather Satellites: Systems, Data and Environmental Applications*. American Meteorological Society. Boston. EE.UU.
- REYNOLDS, L.O. and MCCORMICK, N.J., 1980. Approximate two-parameter phase function for light scattering. *J. Opt. Soc. Am.*, 70, 1206-1211.
- SABINS, F.F. JR., 1978. *Remote Sensing Principles and Interpretation*. W.H. Freeman and Company, San Francisco, EE.UU.
- SANCHO, P., DE LA CRUZ, J., DÍAZ, A., MARTÍN, F., HERNÁNDEZ, E., VALERO, F. and ALBARRÁN, B., 1992. A five-year climatology of back-trajectories from the Izaña baseline station, Tenerife, Canary Islands. *Atmospheric Environment*, 26A, 6, 1081-1096.

- SANDERS, R.W. and EDWARDS, D.P., 1989. Atmospheric transmittance for the AVHRR channels. *Applied Optics*, 28, 4154-4160.
- SAUNDERS, P.M. and KRIEBEL, K.T., 1988. An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. of Remote Sensing*, 9, 123-150.
- SAVOIE, D. and PROSPERO, J.M., 1977. Aerosol concentrations statistics for the northern tropical Atlantic. *J. of Geophys. Res.*, 82, 5954-5964.
- SAVOIE, D. and PROSPERO, J.M., 1977. Water soluble potassium, calcium and magnesium in the aerosols over the North Atlantic. *J. of Geophys. Res.*, 85, 385-392.
- SCHÜTZ, L., JAENICKE, R. and PETRER, H., 1981. Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 186, 87-100.
- SCHWALB, A., 1978. *The Tiros-N/NOAA A-G Satellite Series*. NOAA Technical Memorandum NESS 95, Washington, D.C., EE.UU.
- SEASPACE, 1982. HR-99 Receiver/Bit Synchronizer and HD-99 Downconverter. En *Operations and Maintenance Manual*. Rev. 1.3. 036-01009. SeaSpace, San Diego, California, EE.UU.
- SEATEL, 1981. *Installation and Operational Manual for Sea Tel model 4884L Shipboard Satellite Tracking Antenna System*. Doc. No. 110761. Sea Tel Inc., Concord, California, EE.UU.
- SEGARRA, D., 1991. La corrección geométrica, en *La Teledetección en el Seguimiento de los Fenómenos Naturales. Recursos Renovables: Agricultura*. Gandía, S. y Meliá, J. (eds.). Universidad de Valencia. pp 183-193.
- SHINE, K., DERWENT, R.G., WUEBBLES, D.J. and MOERCRETTE, J.J., 1992. Forzamiento radiativo del clima, en *Cambio Climático. Evaluación Científica del Grupo Inter-gubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC) OMM-PNUMA*. Ministerio de Obras Públicas y Transporte, Madrid, pp. 45-75.
- SIMPSON, J.J. and HUMPHREY, C., 1990. An automated cloud screening algorithm for daytime advanced AVHRR imagery. *J. of Geophysical Research*, 95(C8), 13459-13481.
- SIMPSON, J.J. and GOBAT, J.I., 1996. Improved cloud detection in daytime AVHRR scenes over land. *Rem. Sens. of Environment*, 55, 1, 21-49.
- SIMPSON, J.J. and STITT, J.R., 1998. A procedure for the detection and removal of cloud shadow from AVHRR data over land. *IEEE Trans. Geosc. and Rem. Sens.*, 36, 3, 880-897.

- SLATER, P.N., 1980. *Remote Sensing Optics and Optical Systems*. Addison Wesley, Reading, Reino Unido.
- SMITH, W.L., WOOLF, H.M., HAYDEN, C.M. and SCHREINER, A.J., 1979. The TIROS-N Operational Vertical Sounder. *Bulletin American Meteorological Society*, 58, 1177-1187.
- STIEGMAN, A.E., BRUEGGE, C.J. and SPRINGSTEEN, A.W., 1993. UV stability and contamination analysis of Spectralon diffuse reflectance material, *Opt. Eng.* 32, 799-804.
- STOWE, L.L., CAREY, R.M., and PELLEGRINO, P.P., 1992. Monitoring the Mt. Pinatubo aerosol layer with NOAA/11 AVHRR data. *Geophys. Res. Letters*, 19, 2, 159-162.
- STOWE, L.L., IGNATOV, A.M. and SINGH, R.R., 1997. Development, validation and potential enhancement to the second generation operational aerosol products at the National Environmental Satellite, Data, and Information Service of the National Oceanic and Atmospheric Administration. *J. of Geophys. Res.*, 102, D14, 16923-16934.
- STRONG, J. and LAWRENCE, P.W. JR., 1968. Bolometer theory. *Appl. Opt.*, 7, 49-52. (A)
- SWAP, R., GARSTANG, M., GRECO, S., TALBOT, R. and KALLBERG, P., 1992. Saharan dust in the Amazon basin. *Tellus, Ser. B.*, 44, 133-149.
- SWAP, R., ULANSKY, S., COBBETT, M. and GARSTANG, M., 1996. Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks. *J. of Geophys. Res.*, 101, D2, 4205-4220.
- TAKAHASHI, T., 1976. Warm rain, giant nuclei and chemical balance. A numerical study. *J. of Geophys. Res.*, 33, 269-286.
- TALBOT, R.W., HARRISS, R.C., BROWELL, E.V., GREGORY, G.L., SEBACHER, D.I. and BECK, S.M., 1986. Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposphere: relationship to Saharan dust. *J. of Geophys. Res.*, 91, 5173-5182.
- TALBOT, R.W., ANDREAE, M.O., BERRESCHHEIM, H., ARTAXO, P., GARSTANG, R.C., HARRISS, R.C., BEECHER, K.M. and LI, S.M., 1990. Aerosol chemistry during the wet season in Central Amazonia: the influence of long range transport. *J. of Geophys. Res.*, 95, 16955-16969.

- TAYLOR, K.E. and PENNER, J.E., 1994. Response of climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases. *Nature*, 369, 734-737.
- TEGEN, I. and FUNG, I., 1994. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport and optical thickness. *J. of Geophys. Res.*, 99, 22897-22914.
- TEGEN, I. and LACIS, A.A., 1996. Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *J. of Geophys. Res.*, 101, D14, 19237-19244.
- TIELLET, P.M., 1990. Rayleigh optical depth comparisons from various sources. *Applied Optics*, 29, 1897-1900.
- TIELLET, P.M. and HOLBEN, B.N., 1993. Towards operational radiometric calibration of NOAA AVHRR imagery in the visible and infrared channels. *Canadian J. of Remote Sensing*
- THIERMANN, V. and RUPRECHT, E., 1992. A method for the detection of clouds using AVHRR infrared observations. *Int. J. of Remote Sensing* 13, 1829-1841.
- THURMAN, H.V., 1994. *Introductory Oceanography*, 7th Ed., Macmillan, Nueva York, EE.UU., p. 132.
- TOMASI, C., E. CAROLI and V. VITALE, 1983. Study of the relationship between Ångström's wavelength exponent and Junge particle size distribution exponent, *J. of Climate and Applied Meteorology*, 22, 1707-1716.
- TOWNSHEND, J.R.G., 1980. *The Spatial Resolving Power of Earth Resources Satellites: a Review*. NASA Technical Memorandum 82020. Goddard Spaceflight Center, Greenbelt, Maryland, EE.UU.
- TUCKER, C.J., 1980. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetations. *Remote Sensing of Environment*, 10, 127-150.
- TWOMEY, S., 1977. *Atmospheric aerosols*. Elsevier Press. New York. EE.UU.
- VERMEULEN, A., 1996. *Caractérisation des Aérosols à partir de Mesures Optiques Passives au Sol: Apport des Luminances Totale et Polarisée Mesurées dans le Plan Principal*. These, Université des Sciences et Technologies de Lille, Francia.
- VERMOTE, E. and KAUFMAN, Y.J., 1995. Absolute calibration of AVHRR visible and near-infrared channels using ocean and cloud views. *Int. J. of Remote Sensing*, 16, 2317-2340.

- WAHL, F.M. and GRIM, R.E., 1977. *Encyclopedia of the Geological Sciences*, ed. Lapedes, D.M., McGraw-Hill, Nueva York, EE.UU., pp. 401-403.
- WALD, L. and MONGET, J.M., 1983. Remote sensing of the sea state using the 0.8-1.1 μm spectral band. *Int. J. of Remote Sensing*, 4, 433-446.
- WERBOWETZKI, A., 1981. *Atmospheric Sounding User's Guide*. NOAA Technical Report, NESS 83, EE.UU.
- WESELY, M.L., 1982. Simplified techniques to study components of solar radiation under haze and clouds. *J. Appl. Meteorol.*, 21, 373-383.
- WEST, R., DOOSE, L., EIBL, A., TOMASKO, M and MISHCHENKO, M., 1997. Laboratory measurements of mineral dust scattering phase function and linear polarization. *J. of Geophys. Res.*, 102, D14, 16871-16881.
- WIGLEY, T.M.L., 1987. Relative contributions of different trace gases to the greenhouse effect. *Climate Monitor.*, 16, 14-29.
- WIGLEY, T.M.L., 1988. The climate in the past 10000 years and the role of the sun, en *Secula Solar and and Geomagnetic Variations in the Last 10000 Years*. Stephenson, F.R. and Wolfendale, A.W. ed. Kluwer, pp 209-224.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1971. *Measurements of Radiation and Sunshine. Guide to Meteorological Instruments and Observing Practices*. 4th ed., W.M.O., No.8, T.P.3, Geneva, Switzerland.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1978. *Report of Second Expert Meeting on Turbidity Measurements*. 24-27 Octubre, Boulder, Colorado, EE.UU.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, 1986. *A Preliminary Cloudless Standard Atmosphere for Radiation Computation*. W.M.O./T.D. No. 24, Boulder, Colorado, EE.UU.
- WUEBBLES, D.J., GRANT, K.E., CONNELL, P.S. and PENNER, J.E., 1989. The role of atmospheric chemistry in climate change. *J. Air Poll. Control Assoc.*, 39, 22-28.
- YOUNG, T.L., 1992. *TeraScan Operations Manual 057-01003*, Rev. 1.0. SeaSpace, San Diego, California, EE.UU.