



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

TRABAJO FIN DE MÁSTER

Máster en Instrumentación en Física

**“CAMBIO EN LAS PROPIEDADES DEL AEROSOL SAHARIANO DEBIDO AL
TRANSPORTE HASTA EL CARIBE”**

Autor: Cristian Velasco Merino

Tutor: Ángel M. de Frutos

Co-Tutor: Carlos Toledano

Indice

Resumen.....	1
Abstract.....	2
Introducción.....	3
Capítulo 1. Propiedades de los aerosoles.....	4
1.1. Propiedades de aerosoles atmosféricos.....	6
1.1.1. Propiedades microfísicas.....	7
1.1.2. Propiedades ópticas.....	8
1.2. Tipos de aerosoles atmosféricos.....	12
Capítulo 2. Instrumentación: la red ARONET, fotómetro CIMEL y modelo HYSPLIT. Serie de datos.....	17
2.1. La red AERONET.....	18
2.2. Fotómetro CIMEL.....	19
2.2.1. Descripción del fotómetro CIMEL.....	19
2.2.2. Toma de medidas del fotómetro CIMEL.....	21
2.2.3. Salida de datos.....	22
2.3. Modelo HYSPLIT.....	22
2.3.1. Modelo Lagrangiano y de velocidad vertical.....	23
2.3.2. Estructura del modelo HYSPLIT.....	23
Capítulo 3. Análisis estadístico de los eventos registrados.....	26
3.1. Metodología, Detección de eventos.....	27
3.2. Tendencia Mensual.....	28
3.3. Promedio del tiempo de transporte.....	29
3.4. Variaciones en altura (Cabo Verde-Caribe).....	31

Capítulo 4. Análisis estadístico de las propiedades microfísicas y

ópticas de los aerosoles.....	33
4.1. Metodología.....	34
4.2. AOD y parámetro Alfa de Ångström.....	35
4.3. Propiedades microfísicas.....	37
4.3.1. Parámetro de esfericidad.....	38
4.3.2. Radio efectivo.....	39
4.3.3. Fracción del modo fino.....	43
4.4. Propiedades ópticas.....	44
4.4.1. Single scattering albedo o albedo de dispersión simple.....	44
4.4.2. Índice de refracción.....	43
4.4.3. Parámetro de asimetría.....	49
Capítulo 5. Conclusiones y líneas futuras.....	54
Bibliografía.....	56

Resumen

La red mundial de seguimiento de aerosoles AERONET, gestionada por NASA, la Universidad de Lille y el Grupo de Óptica Atmosférica (Universidad de Valladolid) proporciona una serie de datos de aerosoles a lo largo de un gran número de estaciones de medida alrededor de todo el mundo. En este trabajo de fin de máster hemos abordado el análisis de las propiedades físicas de los aerosoles en primer lugar en Cabo Verde y posteriormente en el Caribe.

La primera parte de este trabajo de fin de máster ha consistido en la realización de una primera climatología global a lo largo de un periodo de tiempo de trece años, acerca de la detección de eventos en los que una masa de aire que sale de la zona de Cabo Verde llega a la zona del Caribe. Para hacer posible la realización de esta primera climatología se ha llevado a cabo un estudio a diferentes alturas de referencia. Se ha realizado una estadística mensual acerca del número de eventos registrados, la variación en altura de la masa de aire a lo largo de su transporte, así como la variación del tiempo de transporte.

La segunda parte de éste trabajo ha consistido en la realización de una estadística exhaustiva para cada parámetro físico característico de los aerosoles atmosféricos, tanto de los datos obtenidos por la estación de medida de Cabo Verde, como por los datos obtenidos a partir de las estaciones de medida de la zona del Caribe. Posteriormente se han enfrentado los resultados obtenidos a ambos lados del océano Atlántico para poder observar si se trata del mismo tipo de aerosol en ambos casos.

Abstract

The global monitoring network AERONET aerosols, managed by NASA, the University of Lille and the Atmospheric Optics Group (University of Valladolid) provides a series of information of aerosols along a great number of stations of measure around the world. In master thesis have approached the analysis of the physical properties of the aerosols, first in Cape Verde and later in the Caribbean.

The first part of this master thesis has consisted on the completion of to first global weather over to period of thirteen years, about the detection of events in which to mass of air leaving the zone Cabo Verde and arrives in the Caribbean. To make possible the realization of this first weather we have conducted to study at different heights reference. There you have been to monthly statistics on the number of registered events, the variation in height of the air mass along the transport and the transport steals variation.

The second part of this master thesis has consisted of the accomplishment of an exhaustive statistics for every physical parameter typical of the atmospheric aerosols, so much the information obtained by the station of measure of Cape Verde, since for the information obtained from the stations of measure of the zone of the Caribbean. Later the results obtained on both sides of the Atlantic Ocean have faced to be able to observe if it is a question of the same type of aerosol in both cases.

Introducción:

La idea de éste estudio nace tras la campaña SALTRACE en 2013, la cual consistió en investigar el transporte a larga distancia de polvo mineral Sahara a través del Océano Atlántico en el Caribe mediante la comparación de medidas in situ (Fotómetro CIMEL, LIDAR, etc.), datos meteorológicos, medidas de satélite, modelos físicos desde el avión Falcon (Provisto de LIDAR). Dicho avión realizó el trayecto Alemania, Gran Canaria, Cabo Verde, Brasil, Barbados. Durante dicho recorrido el avión realizó el muestreo de un evento de intrusión de aerosol desértico procedente del desierto de Sahara en el área de Cabo Verde el 17 de junio que se midió de nuevo con la misma instrumentación, el 21 y 22 de junio cerca de Barbados. Tras observar los parámetros medidos tanto en Cabo Verde como en Barbados se llegó a la conclusión de que se midió la misma masa de aire a ambos lados del Atlántico. Tras este suceso surgió la idea de hacer un estudio exhaustivo, de este tipo de evento en particular, a lo largo del tiempo.

El objetivo fundamental de este trabajo es comparar las propiedades físicas de los aerosoles en Cabo Verde en primer lugar, y posteriormente en diversas estaciones de medida situadas en la zona del Caribe. De ésta manera se podrá realizar una climatología global a lo largo de un periodo de trece años (2000-2013) de datos obtenidos por dichas estaciones.

Para controlar y reducir las incertidumbres sobre los aerosoles, se han venido desarrollando medidas de las propiedades de los aerosoles a nivel global, tanto a partir de medidas de superficie como aerotransportadas y desde satélite. Para ello se han desarrollado redes globales de fotómetros (AERONET, Holben et al., 1998; GAW, Werhli, 2000a; Aerocan, Bokoye et al., 2001; SKYNET, Takamura et al., 2004; RIMA, Toledano et al., 2004).

En nuestro caso se ha trabajado con datos obtenidos de la red AERONET y del modelo de trayectorias HYSPLIT para poder llevar a cabo una correcta relación de las medidas obtenidas tanto en Cabo Verde como en la zona del Caribe.

Capítulo 1. Propiedades de los aerosoles.

Introducción.

Los aerosoles atmosféricos son aquellas partículas que se encuentran suspendidas en la atmósfera el tiempo suficiente para ser medidas.

Los aerosoles atmosféricos juegan un papel fundamental en el clima terrestre, de manera directa por su interacción con la radiación que llega del sol, e indirectamente por los cambios que producen sobre las propiedades microfísicas y ópticas de las nubes. La contribución de los aerosoles constituye una de las principales incertidumbres para los modelos climáticos.

Desde la revolución industrial se produce la emisión continuada y creciente de gases y partículas que alteran la composición de la atmósfera. Estas partículas de origen antropogénico se añaden a los aerosoles de origen natural, y contribuyen al balance radiativo terrestre. Dependiendo de las propiedades de los aerosoles, del albedo de la superficie o de su interacción con las nubes, esta contribución puede dar lugar a calentamiento o enfriamiento de la atmósfera. Las distintas fuentes naturales y antropogénicas, así como los mecanismos atmosféricos de transporte y deposición, hacen que la distribución espacial y temporal de los aerosoles atmosféricos sea enormemente variable.

Las medidas de satélite ofrecen una gran cobertura espacial, mientras que las medidas de superficie ofrecen una mayor resolución temporal. Las campañas intensivas presentan la ventaja de poder realizar una evaluación más completa y exhaustiva que en una estación ordinaria de medida, al combinarse las medidas de diversos instrumentos. Podemos afirmar por tanto que las diversas metodologías son

Por último, una parte importante de éste trabajo es la calibración de los fotómetros. Es por esto que se dedicará un apartado a la misma.

Los aerosoles se pueden definir como un conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en un medio gaseoso, que se mantienen el tiempo suficiente como para permitir su observación y medida (Willeke and Baron, 1993).

El estudio de aerosoles atmosféricos es muy amplio, desde los procesos básicos de interacción con la radiación, hasta llegar a analizar su impacto climático en lo que se conoce como *radiative forcing*, pasando por los problemas de la contaminación atmosférica.

Dependiendo del origen de los aerosoles, se clasifican en naturales, compuestos principalmente por cenizas volcánicas, sal marina, polvo desértico, esporas, polen, etc., y antropogénicos, derivados de la actividad humana, tales como humo de chimeneas, partículas minerales surgidas de procesos industriales... Las partículas producidas fotoquímicamente a partir de contaminantes gaseosos también entran en este apartado.

Estas partículas generadas son eliminadas de la atmósfera mediante diversos procesos: por la acción gravitatoria, coagulación, condensación y su posterior precipitación, etc. Todos estos efectos implican un tiempo de vida de estas partículas en la atmósfera que puede variar desde minutos hasta semanas en la troposfera, o incluso meses si llegan a alcanzar la troposfera, ya que a esa altura no se producen procesos de condensación y precipitaciones.

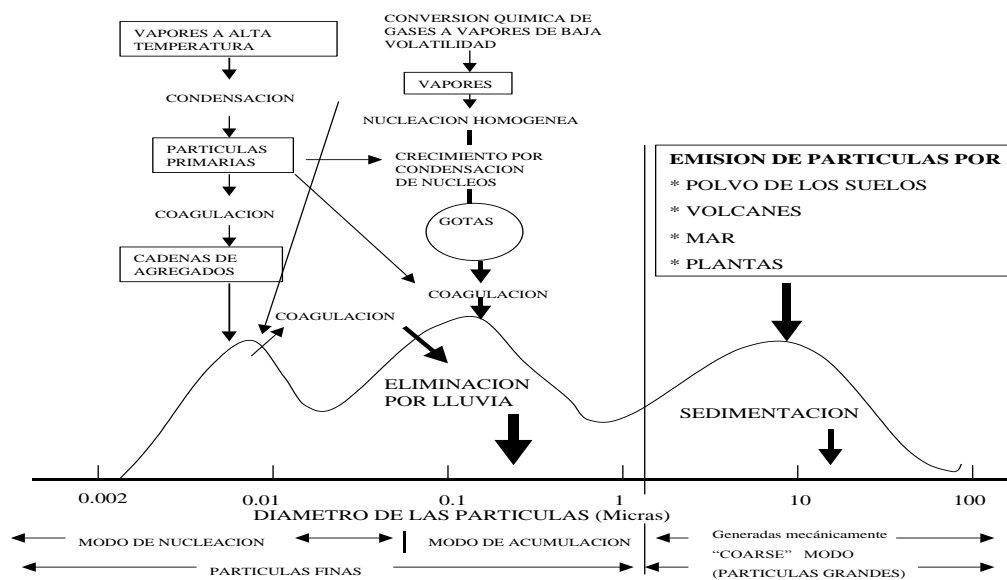


Figura I-1. Forma típica de la función de distribución de tamaños de los aerosoles, con los tres modos y los mecanismos de formación y eliminación en la atmósfera (Toledano, 2004).

Los efectos de los aerosoles en la atmósfera y el clima se pueden dividir en efectos directos (atenuación de la radiación por *scattering* y absorción) y en efectos indirectos debido a su contribución en creación de nubes.

Estos aerosoles pueden ser medidos y estudiados mediante diversos métodos. Por un lado se pueden tomar muestras a lo largo de una columna vertical en la atmósfera, llevar dichas muestras a un laboratorio y observar los resultados. Por otra parte se pueden utilizar instrumentos capaces de darnos resultados en el lugar de medida (*in situ*), tanto a nivel de suelo como instalado en un avión. Hoy en día esta instrumentación está implantada también en los satélites. De estos aparatos se pueden extraer muchas propiedades de los aerosoles a partir de los efectos que provocan, en la radiación solar que atraviesa la atmósfera, dichos aerosoles.

Son muchas las características de los aerosoles que son objetos de estudio a la hora de determinar los efectos que producen. Más adelante se describirán algunas de ellas, importantes para la derivación de sus propiedades ópticas, que son la base de los resultados que obtengamos posteriormente.

A lo largo de este trabajo de fin de máster se mencionará en diversas ocasiones la expresión “mezcla de aerosoles”. El fotómetro CIMEL toma medidas en toda la columna de aire, por lo que al invertir los datos se obtiene una mezcla de valores correspondientes a todo el aerosol que hay a lo largo de la columna vertical aunque el aerosol esté bien delimitado por distintas capas.

El polvo mineral emitido a la atmósfera puede ser transportado dentro de la capa denominada Capa de Aire Sahariano (SAL, *Saharan Air Layer*). Dicho transporte puede alcanzar grandes distancias sobre el Atlántico norte llegando incluso al continente americano (Guirado, 2015). Siendo ésta la capa referente del estudio realizado en este trabajo de fin de máster.

Antes de profundizar con las características de los aerosoles, es necesario conocer qué tipos de aerosoles podemos encontrarnos junto con sus propiedades más características.

1.1. Propiedades de aerosoles atmosféricos

En este apartado se hará referencia a las propiedades ópticas más relevantes para el estudio exhaustivo de los aerosoles atmosféricos. Tanto su definición, como su explicación, como su significado físico aplicado a la determinación de los aerosoles atmosféricos y su posterior estudio de los mismos.

1.1.1. Propiedades microfísicas.

Distribución de tamaños.

Esta “característica” de los aerosoles ayuda a clasificar el tipo de aerosol. Según su tamaño y densidad numérica, tenemos tres modos en su distribución, tal y como muestra la figura 1-1, tenemos el modo fino (inferior a $0.5\mu\text{m}$), y modo grueso (desde $0.5\mu\text{m}$). Aunque clásicamente se ha dividido el modo fino en el modo ultrafino (formado por el de nucleación y el de Aitken), y el modo de acumulación (entre 0.1 y $1-2\mu\text{m}$). Ambos modos se originan y se transforman, en general, de manera independiente. Las partículas de sendos modos son eliminadas de la atmósfera de manera independiente, su composición química es diferente, tienen diferentes propiedades ópticas y presentan diferencias significativas en su patrón de deposición. Es por esto que la separación entre partículas finas y gruesas es esencial en el estudio de los aerosoles (Prats, 2009).

Esfericidad.

Un esferoide es la forma no esférica más simple que se puede generalizar de la forma esférica.

Este parámetro da, en tanto por uno, la relación entre ejes de una partícula (una esfera es un esferoide con una razón entre ejes o esfericidad $\varepsilon=1$). Existe una extensa literatura sobre este parámetro (Prats, 2009), en la que se relaciona la esfericidad con el *scattering* de la luz solar extraterreste.

Radio efectivo.

El radio efectivo se puede definir, según Hansen & Travis (1974), como:

$$R_{ef} = \frac{\int_{r_1}^{r_2} r \pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} dr}{\int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} dr} = \frac{1}{G} \int_{r_1}^{r_2} r \pi r^2 \frac{dN(r)}{dr} dr$$

Donde G es la sección eficaz geométrica por unidad de volumen. Este parámetro es importante debido a que las propiedades del *scattering* simple de la distribución de tamaños está íntimamente relacionada con el radio efectivo (Prats, 2009).

Fracción del modo fino.

Este parámetro se define como la concentración de tamaños de las partículas en volumen del modo fino entre la concentración de tamaños de las partículas en volumen total.

$$\text{Fine mode fraction} = \frac{VolConF}{VolConT}$$

Para poder definir al conjunto de las partículas es preciso definir la llamada función distribución de tamaños:

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

Siendo N el número de partículas por unidad de volumen (en el caso de medidas *in situ*) o por unidad de superficie (en el caso de medidas en columna, unidad de volumen multiplicado por la altura en columna = superficie) y r es el radio de las mismas.

Análogamente se define la distribución de tamaños de las partículas teniendo en cuenta la superficie y el volumen:

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

1.1.2. Propiedades ópticas.**Espesor óptico (AOD, *Aerosol Optical Depth*)**

El espesor óptico de los aerosoles es el parámetro fundamental y primario en el estudio de las propiedades de los aerosoles. Se trata de un indicador del contenido vertical de la cantidad (índice de turbiedad) de aerosoles en la atmósfera (Toledano, 2004).

El estudio de este índice se realiza mediante medidas radiométricas, haciendo una comparativa entre el espectro de la radiación solar directa en la superficie terrestre y el espectro extraterrestre. Ambos están representados en la figura 1-2. La diferencia entre ellos es debida a los efectos que se producen en la atmósfera, tanto la atenuación debida al *scattering* de las moléculas (*scattering de Rayleigh*) y aerosoles (*scattering de Mie*), como por absorciones selectivas debidas a los diferentes componentes que se encuentran en la atmósfera, como el ozono, oxígeno, vapor de agua, etc.

De esta manera, si suponemos una atmósfera plano-paralela, de una sola capa, la atenuación se puede expresar mediante la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I = I_0 \cdot e^{-\tau m}$$

I es la irradiancia medida a nivel del suelo, I_0 es la irradiancia extraterrestre, τ es el espesor óptico total de la atmósfera (en toda la columna), y m es la masa óptica, definida como la razón entre el espesor óptico en la vertical y el espesor óptico en una dirección determinada. La masa óptica viene dada por la siguiente expresión:

$$m = \sec \theta$$

Siendo θ el ángulo cenital solar y asumiendo el modelo de atmósfera plano paralela. Esta expresión deja de ser una buena aproximación a partir de los 60° , debido a la curvatura de la tierra, la refracción en el aire y el *scattering* múltiple. Para ello se usan fórmulas más aproximadas, empíricas. A este respecto se puede consultar literatura al respecto (Toledano, 2004).

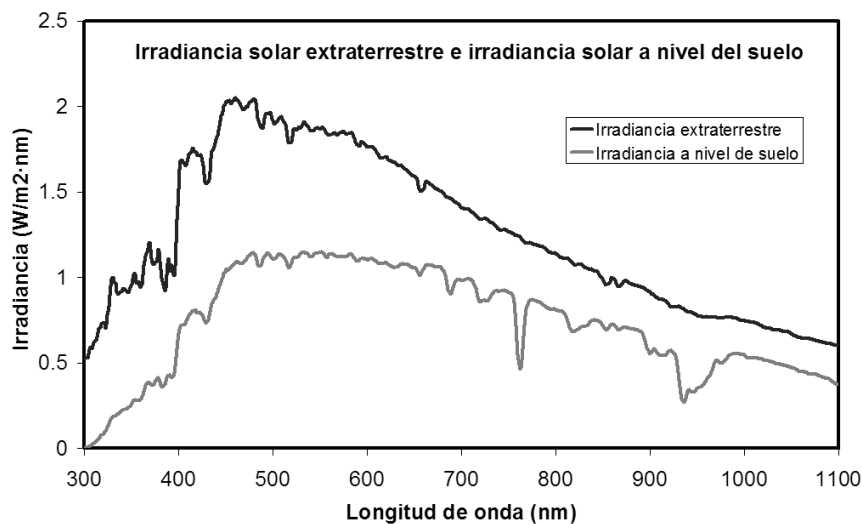


Figura I-2. Irradiancia solar extraterrestre y a nivel del suelo. Espectro a nivel de suelo tomado con una elevación solar de 44° (Toledano, 2004).

Con todo lo anterior, podemos definir el espesor óptico total de la atmósfera, mediante la siguiente expresión matemática:

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln \left(\frac{I}{I_0} \right)$$

Para obtener el espesor óptico de aerosoles (τ_a), restamos la contribución al espesor total que se debe al *scattering* Rayleigh (τ_R) y a las absorciones por parte de diferentes gases atmosféricos (τ_g):

$$\tau_a = \tau - \tau_R - \tau_g$$

El parámetro alfa de Ångström

La dependencia espectral del *scattering* de Mie está relacionada con el tamaño de las partículas, en concreto por la relación entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente. Por tanto el análisis de la forma espectral del espesor óptico de aerosoles es fundamental para la caracterización de los aerosoles mediante este tipo de medidas ópticas.

Para describir la forma espectral del espesor óptico de aerosoles, esto es, su dependencia con la longitud de onda, se utiliza otro parámetro muy sencillo, debido a Ångström. Este autor (Ångström, 1929; 1964) propuso la siguiente expresión parametrizada, válida para un cierto rango espectral:

$$\tau_a = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}$$

Donde λ es la longitud de onda (en μm), α el parámetro o exponente de Ångström (relacionado con el tamaño del aerosol) y β es una constante que coincide con el espesor óptico correspondiente a $1\mu\text{m}$ (Toledano, 2004).

El valor del parámetro alfa tomará, teóricamente, valores entre cero y cuatro. Los valores más bajos de este parámetro están asociados a las partículas de mayor tamaño, en las cuales la extinción no tiene dependencia espectral.

Para calcular este parámetro, en la práctica, se utilizan datos de AOD tomados a distintas longitudes de onda. De tal manera que, si tomamos pares de longitudes de onda, que denotaremos como $\alpha(\lambda_1/\lambda_2)$ y tomamos logaritmos en la expresión anterior, se obtiene lo siguiente:

$$\ln \tau_a(\lambda_1) - \ln \tau_a(\lambda_2) = -\alpha \cdot (\ln \lambda_1 - \ln \lambda_2)$$

Dicha expresión se verifica para cada longitud de onda. A partir de aquí es muy sencillo calcular el valor del exponente alfa de la expresión de partida.

Single scattering Albedo o albedo de dispersión simple (SSA).

Se define como el cociente entre el *scattering* AOD (AOD por dispersión) y el AOD. Este parámetro se relaciona con la absorción producida por los aerosoles. Cuanto mayor es el valor de este parámetro menor es la absorción producida por los aerosoles, es decir, para un aerosol completamente absorbente el valor del SSA es cero. Este parámetro tiene una fuerte dependencia con la longitud de onda de la radiación incidente.

En aerosoles, al igual que con los gases, se define la función de fase que determina la probabilidad de que la radiación incidente tome una dirección determinada al sufrir *scattering* (Román, 2014).

Parámetro de asimetría.

Este parámetro da una estimación de la direccionalidad de la función de fase, es decir, la fracción de radiación dispersada hacia delante. El valor de este parámetro aumenta a medida que aumenta el tamaño de las partículas.

Índice de refracción.

Al igual que sucede cuando se produce un cambio en el medio físico en el camino óptico de un haz de luz, la presencia de aerosoles en la atmósfera produce un cambio de dirección de la radiación extraterrestre. Este parámetro resulta muy útil para la caracterización de los tipos de aerosoles que nos podemos encontrar en la atmósfera. Se define de la siguiente manera:

$$n_r = n(\lambda) + ik(\lambda)$$

Índice de refracción, parte real: La parte real del índice de refracción corresponde a la desviación que sufre la radiación extraterrestre incidente debida a la dispersión producida por los aerosoles atmosféricos.

Este parámetro tiene una fuerte dependencia con el single scattering albedo, toma un menor valor para una longitud de onda incidente de 440nm y mayor para 870nm (longitudes de onda que se tomarán de referencia en este trabajo). También posee una fuerte dependencia con la distribución de tamaños de las partículas, es decir, para el modo fino tenemos valores menores del índice de refracción que para el modo grueso.

Índice de refracción, parte imaginaria: La parte imaginaria del índice de refracción corresponde a la desviación que sufre la radiación extraterrestre incidente debida a la absorción de la misma por los aerosoles atmosféricos. Es decir, cuanto más bajo es el valor de este parámetro menos absorción produce el aerosol, siendo cero para aerosoles que no producen nada de absorción. También tiene una fuerte relación con la longitud de onda incidente. Para longitudes de ondas más bajas, se produce mayor absorción.

1.2. Tipos de aerosoles atmosféricos

En este apartado se describirán los tipos de aerosoles, tanto su composición como el origen de los mismos. No es objetivo de este estudio profundizar en las características específicas de cada modelo o tipo de aerosol que se nos puede presentar en la atmósfera ya que ya hay una gran cantidad de literatura al respecto (Durán, 1997; Vergaz, 2001; Toledano, 2004; Prats, 2009; Román, 2014).

La red AERONET, RIMA-AERONET, PHOTONS, las cuales se describirán en el capítulo siguiente, realizan medidas rutinarias de aerosoles en numerosas estaciones repartidas por todo el mundo. Hay estaciones de medida en las cuales predomina un tipo de aerosol, esto es idóneo para poder establecer las propiedades microfísicas y radiativas fundamentales de ese tipo de aerosol.

Los parámetros básicos empleados en la caracterización de los aerosoles son fundamentalmente el AOD y el alfa de Ångström, y en segundo lugar, los parámetros obtenidos a partir de los algoritmos de inversión de la red (Duvobik and King, 2000), es decir, los parámetros mencionados en el apartado anterior.

A continuación se describirán los diferentes modelos de aerosol utilizando únicamente los parámetros de AOD y alfa de Ångström que, a priori, son suficientes para distinguir unos de otros (Toledano, 2004).

Aerosol marítimo.

Debido a que dos tercios de la superficie terrestre está cubierta por agua, este tipo de aerosol es de los más importantes a nivel climatológico. Está formado por sustancias solubles en agua (99.96%) y partículas salinas (0.04%).

En cuanto a su descripción mediante los parámetros anteriormente descritos, se considera que una masa de aire contiene aerosol marítimo cuando el valor de AOD es inferior a 0.1 y valores de alfa menores de 1.

Aerosol continental.

Este tipo de aerosol está compuesto de polvo y sustancias solubles en agua, principalmente. Podemos encontrarnos aerosol rural de fondo, compuesto principalmente por sustancias solubles en agua y partículas minerales, se encuentra en zonas continentales alejadas de fuentes de contaminación. En ocasiones podemos encontrar que, al aerosol continental de fondo, se le superpone aerosoles procedentes de incendios, de industrias en ciudades cercanas etc.

Los valores de AOD y alfa que caracterizan este tipo de aerosol son un AOD por debajo de 0.1 y valores de alfa por encima de 1.3.

Aerosol producido por la combustión de biomasa.

Los incendios forestales en vastas zonas de Sudamérica y África aportan enormes cantidades de aerosoles a la atmósfera. Las características de estos aerosoles dependen en principio del tipo de combustible, así como de la edad del aerosol y la humedad. La combustión de biomasa inyecta un gran número de partículas finas, alcanzándose espesores ópticos muy altos y variables, en valores similares a los del polvo desértico, pero sin embargo con un parámetro alfa muy alto, puesto que la extinción debida a partículas finas tiene una fuerte dependencia espectral.

Aerosol urbano/industrial.

Las industrias y grandes núcleos de población emiten aerosoles que denominamos antropogénicos a la atmósfera. Esto puede tener mayor o menor impacto en función de la meteorología de cada región, puesto que el viento, la humedad, la renovación de las masas de aire o la orografía van a tener gran influencia a la hora de que aumente de forma más o menos severa la concentración de estos aerosoles antropogénicos. Las condiciones sinópticas van a condicionar también el transporte de esos aerosoles a otros lugares situados a gran distancia.

Por lo general los valores de AOD y alfa que caracterizan este tipo de aerosoles son un AOD alto junto con un alfa alto. Estos valores pueden variar debido a diversos factores como el transcurso del año (las condiciones climáticas favorecen la acumulación de aerosoles antropogénicos en verano), o al nivel de industrialización que haya en una ciudad (cuanto mayor es el grado de industria, más aerosol es enviado a la atmósfera).

Aerosol ártico.

Tienen su origen en las plataformas continentales del norte de Europa y Asia, así como en los océanos que las circundan. Su composición consiste principalmente en partículas marinas y minerales.

Los valores de AOD hablan de una atmósfera con una turbiedad muy baja en general, con valores del alfa altos. También es posible que se produzcan episodios de turbiedad media debida al transporte desde Europa o Rusia, fenómeno más frecuente durante el invierno y primavera, y que se conoce como '*Arctic haze*'.

Los diagramas que representan AOD y alfa son una referencia para dar una primera caracterización de los aerosoles. De ésta manera se puede establecer un primer estudio para evaluar qué tipo de aerosol estás estudiando.

No es objeto de este trabajo describir o detallar todos los tipos de aerosol y su procedencia, teniendo en cuenta que nos centraremos en aerosol de tipo desértico

procedente del desierto del Sahara. Para el resto hay gran variedad de literatura al respecto, con ejemplos de estaciones de medida (Toledano, 2004).

Aerosol desértico.

El objeto de estudio de éste trabajo, como ya se ha mencionado en la introducción, se va a centrar en el estudio de este tipo de aerosol, en nuestro caso aerosol procedente del desierto del Sahara, en concreto en su transporte desde Cabo Verde (estación de medida) hasta el Caribe.

El aerosol de origen desértico constituye una de las mayores contribuciones al aerosol atmosférico. Sus fuentes principales son las regiones áridas y semiáridas de África, Asia y Oriente Medio. Se componen de partículas minerales de diferentes tamaños, presentando gran variabilidad en sus propiedades ópticas y microfísicas.

Los valores de AOD y alfa que caracterizan este tipo de aerosol son AOD elevados, en ocasiones por encima de 1 junto con valores muy bajos de alfa, propio de la extinción de partículas gruesas. Los valores característicos del resto de parámetros mencionados en el apartado anterior se mencionarán en el capítulo 4.

Después de su descripción mediante los valores de AOD y el coeficiente alfa de Ångström vamos a ver como se caracteriza este tipo de aerosol teniendo en cuenta los parámetros mencionados al principio de éste capítulo.

La necesidad de caracterizar con más de dos parámetros este tipo de aerosol es debida a que el estudio de este trabajo no solo se centra en detectar un episodio de aerosol desértico entrando en Cabo verde, sino que tenemos la necesidad de saber si es ese mismo aerosol desértico el que llega al Caribe.

Los valores que tomaremos como referencia para decidir si estamos ante un episodio de aerosol desértico son los siguientes:

- AOD: Mayor de 0.2
- Alfa de Ångström: Menor de 0.6
- Distribución de tamaños: Fuerte predominancia del modo grueso. Entre $1\mu\text{m}$ y $10\mu\text{m}$.
- Single scattering albedo: Valores, en promedio, de 0.93 (para una longitud de onda de 440nm) y de 0.99 (para una longitud de onda de 870nm).
- Esfericidad: Valores muy bajos, lo ideal sería valor cero (partículas nada esféricas).

- Parámetro de asimetría: Valores, en promedio, de 0.6 (correspondientes a 870nm) y de 0.7 (para 440nm) para el modo fino. Valores, en promedio, de 0.77 (para 870nm) y de 0.8 (para 440nm) para el modo grueso. Valores, en promedio, de 0.74 (para 870nm) y de 0.77 (para 440nm) para el modo total.
- Índice de refracción real: Valores, en promedio, comprendidos entre 1.43 y 1.53 para ambas longitudes de onda.
- Índice de refracción imaginario: Valores, en promedio, de 0.001 (para 870nm) y de 0.0025 (para 440nm).
- Radio efectivo: Valores comprendidos entre 0.1 y 0.16 para el modo fino y valores comprendidos entre 1.6 y 1.9 para el modo grueso.
- Fracción del modo fino: Valores comprendidos entre 0.075 y 0.15.

Los valores indicados de los parámetros mencionados corresponden a valores promedio para la estación de Cabo Verde (estación que tomaremos de salida de las masas de aire) de referencia, Duvobik et al. (2002). Los cuales se muestran en las siguientes imágenes (Figura I-3). No obstante, no serán tomados literalmente dichos valores debido a la diferencia en el tiempo de estudio entre ambos trabajos.

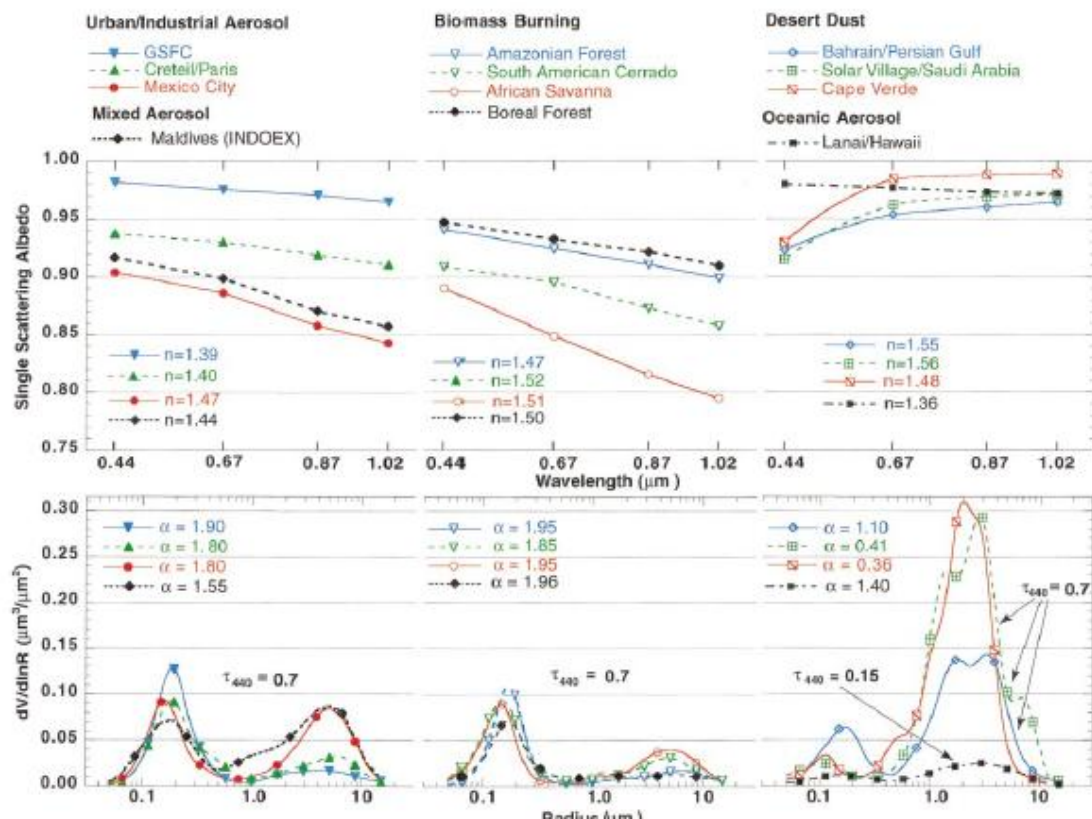


Figura I-3. Valores de referencia de SSA e índice de refracción real en función de la longitud de onda (Duvobik et al. 2002).

Desert dust and oceanic	Cape Verde (1993–2000)
Number of measurements (total)	91500
Number of measurements (for ω_0 , n , k)	300
Range of optical thickness; $\langle \tau \rangle$	$0.1 \leq \tau(1020) \leq 2.0$; $\langle \tau(1020) \rangle = 0.39$
Range of Ångström parameter	$-0.1 \leq \alpha \leq 0.7$
$\langle g \rangle$ (440/670/870/1020)	$0.73/0.71/0.71/0.71 \pm 0.04$
n	1.48 ± 0.05
k (440/670/870/1020)	$0.0025/0.0007/0.0006/0.0006 \pm 0.001$
ω_0 (440/670/870/1020)	$0.93/0.98/0.99/0.99 \pm 0.01$
r_{vf} (μm); σ_f	0.12 ± 0.03 ; $0.49 + 0.10 \tau \pm 0.04$
r_{vc} (μm); σ_c	1.90 ± 0.03 ; $0.63 - 0.10 \tau \pm 0.03$
C_{vf} ($\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$)	$0.02 + 0.02 \tau(1020) \pm 0.03$
C_{vc} ($\mu\text{m}^3/\mu\text{m}^2$)	$0.9 \tau(1020) \pm 0.09$

Figura I-4. Valores promedio de los distintos parámetros para aerosol de origen sahariano en Cabo Verde (Duvobik et al. 2002).

Las medidas proporcionadas por los fotómetros y los valores de los distintos parámetros proporcionados por los algoritmos de inversión están acompañadas con un modelo de trayectorias (modelo HYSPLIT), el cual se describirá en profundidad en el siguiente capítulo, con el cual podemos obtener información de cuándo las masas de aire que, saliendo de Cabo Verde, llegan al Caribe así como las horas que ha durado el transporte. De ésta manera no tenemos la necesidad de comparar los datos día a día durante los 13 años del estudio, sino que en este trabajo hemos limitado el estudio de los parámetros que caracterizan el aerosol desértico a los días en los que hay evento.

No obstante, se realizará una climatología completa con todos los datos obtenidos de la base de datos de AERONET, en concreto los datos de Dubovik 1.7 (el cual describiremos en detalle en el siguiente apartado). De esta manera no solo se podrá detectar si tenemos el mismo aerosol desértico en Cabo Verde y, transcurrido un cierto tiempo, en el Caribe. Sino que sería posible detectar si se ha transportado a lo largo del océano Atlántico otro tipo de aerosol o incluso si se han mezclado distintos tipos de aerosol en la misma masa de aire durante su transporte de Cabo Verde hasta el Caribe.

Se puede encontrar una recopilación teórica exhaustiva sobre los aerosoles en tesis doctorales dentro del Grupo de Óptica Atmosférica (Durán, 1997; Vergaz, 2001; Toledano, 2004; Prats, 2009), así como, por supuesto, en la extensa literatura disponible sobre el tema. Es por esto que en el siguiente capítulo se realizará una definición de los aerosoles y de los parámetros necesarios para la comprensión de los resultados obtenidos.

Para la correcta interpretación de las medidas experimentales que se analizarán a lo largo de este trabajo necesita una referencia en cuanto a tipos de aerosol. Es por ello vamos a incluir un apartado sobre los modelos de aerosoles y la climatología de aerosoles de las redes AEROPA y AERONET.

Capítulo 2. Instrumentación: la red ARONET, fotómetro CIMEL y modelo HYSPLIT. Serie de datos.

Introducción.

La base de este trabajo de fin de máster son las medidas experimentales del fotómetro CIMEL en distintas estaciones (Cabo Verde, Barbados, La Parguera, Ragged Point, Guadeloup) dentro de la red mundial de medida de aerosoles AERONET. En el siguiente capítulo se describirá en detalle la red AERONET, la base de datos AEROPA y el modelo de trayectorias HYSPLIT.

2.1. La red AERONET.

AERONET (*Aerosol Robotic Network*) es una federación de redes (AERONET norteamericana, PHOTONS de Francia y Aerocan de Canadá) de fotómetros para la medida de aerosoles con el objeto de estudiar sus propiedades ópticas y validar las medidas de satélite respecto de los aerosoles (Holben et al., 1998). La red está gestionada por el *Goddard Space Flight Center* (GSFC) de NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), el Laboratorio de Óptica Atmosférica (LOA) de la Universidad de Lille y el Grupo de Óptica Atmosférica (GOA) de la Universidad de Valladolid. Estos objetivos requieren el establecimiento de un estándar para los instrumentos, para la calibración y para el tratamiento de los datos.

La red se creó en 1998, y actualmente cuenta ya con más de 500 estaciones repartidas por todo el planeta, como vemos en la 0. La base de datos de la red proporciona información sobre el espesor óptico de aerosoles, vapor de agua, y diversos parámetros radiativos y microfísicos obtenidos mediante algoritmos de inversión en estaciones con muy diferentes condiciones y regímenes de aerosoles: marítimo, continental, ártico, de alta montaña, desértico, etc. Los datos recogidos se procesan en el GSFC. Parte de las estaciones en Europa y América pertenecen al GOA.

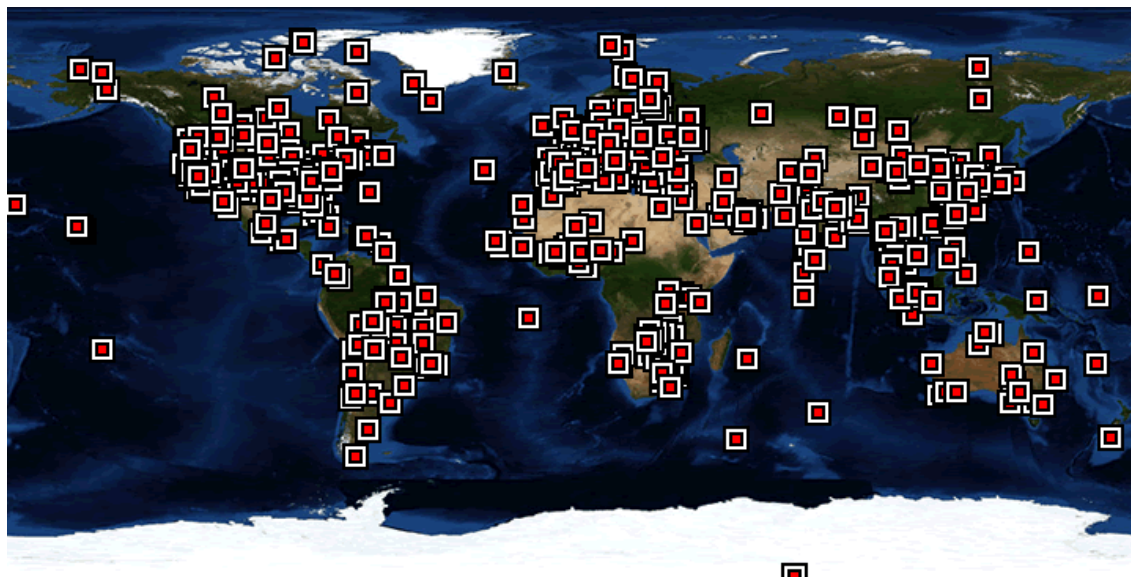


Figura II-1. Situación de los fotómetros CIMEL que pertenecen a la red AERONET (tomado de la web de AERONET).

Los datos de aerosoles se clasifican en tres niveles de calidad. El nivel 1.0 está constituido por las medidas brutas. El nivel 1.5 es la serie de la que se han eliminado las medidas afectadas por nubosidad, mediante un algoritmo automático (Smirnov et al., 1998) desarrollado por la red –en inglés *cloud-screening*. El nivel 2.0 son los datos definitivos, una vez que se ha realizado una segunda calibración al instrumento al final del período en que haya estado en estación. Además también existe el nivel 1.7

Duvobik cuyos datos también son definitivos como en el caso del nivel 2.0, la diferencia con dicho nivel es la variación de los umbrales mínimos o máximos (en el nivel 1.7 tenemos un mayor rango de valores).

En el siguiente trabajo se utilizarán los datos obtenidos en las estaciones de Cabo Verde (estación de medida de referencia para la detección de aerosol procedente del desierto del Sahara), Barbados, Barbados SALTRACE (estación de medida procedente de la campaña SALTRACE-falcon ya mencionada), Guadeloup, La Parguera y Ragged Point. La decisión de tomar dichas estaciones es simplemente porque, por un lado, Capo verde es una estación muy bien situada para la detección de aerosol sahariano y el resto de las estaciones del Caribe rodean Barbados y es necesario tener una superficie de estudio amplia para poder caracterizar de una manera lo más precisa posible si las masas de aire que salen de Capo Verde llegan al Caribe.

2.2. Fotómetro CIMEL.

El fotómetro Cimel es el instrumento estándar de la red AERONET. La secuencia de medidas de todas las estaciones es idéntica. La transmisión de los datos producidos por el fotómetro se hace mediante satélite, o bien vía internet.

Las transmisiones para cada estación se pueden seguir en tiempo real en la página web de AERONET, así como los avisos sobre posibles problemas, como por ejemplo la exactitud de hora del fotómetro y del transmisor, los voltajes de las baterías, etc.

En el año 2012 el GOA creó una página web (www.caelis.uva.es) en la que se pueden seguir, en tiempo real, los valores obtenidos por los fotómetros de las estaciones que están a su cargo, así como avisos sobre posibles problemas que tengan los instrumentos de medida.

2.2.1. Descripción del fotómetro CIMEL.

El instrumento Cimel-318 (0) es un fotómetro automático y portátil, que está diseñado para medir irradiancia solar y radiancia del cielo en ciertas longitudes de onda para obtener distintas propiedades que definen las características microfísicas y radiativas de los aerosoles en la atmósfera. También se determina el contenido de vapor de agua sobre la vertical atmosférica, aunque nosotros en este trabajo nos centramos en el estudio de los aerosoles.

El fotómetro *Cimel Electronique-318* (Cimel, 2004), fabricado en Francia por la firma Cimel, es el instrumento estándar de la red AERONET. Su diseño es adecuado para estar integrado en una red en varios sentidos. En primer lugar, la mayoría de las redes

de fotómetros solares han tenido un éxito limitado cuando se requiere que los técnicos realicen observaciones de rutina. Por eso un instrumento automático es un componente fundamental para cualquier red donde se precisen estas observaciones. El fotómetro Cimel es además autónomo, puesto que se alimenta mediante un panel solar y está preparado para soportar la intemperie. En segundo lugar, opera con un protocolo que permite que los datos que no se necesitan puedan ser separados de los que son útiles. La importancia de esto radica en que es un instrumento automático, que va a medir tanto en condiciones de cielo nuboso como despejado. Entre las numerosas medidas se precisa extraer las que no estén afectadas por nubosidad. Por último, el instrumento recoge datos para el seguimiento de su calibrado.

Este instrumento dispone de dos detectores de silicio, uno para la medida directa al sol (irradiancia solar) y otro para la medida de la radiancia del cielo, instalados dentro de la cabeza sensora, que está convenientemente sellada y resecada para prevenir daños en los componentes. Además de los detectores, en el interior de la cabeza hay un sensor de temperatura, que permite medir la temperatura para una posterior corrección en el filtro de 1020nm, y una rueda con 8 filtros interferenciales, que se mueven con un motor paso a paso. A la cabeza se acoplan dos tubos limitadores de campo de 33 cm. El sistema final tiene un FOV (Field Of View, campo de iluminación media) de 1.2° para ambos tubos. La cabeza del sensor se monta de tal forma que la óptica se proteja de la lluvia y de la entrada de partículas extrañas en el sistema en la posición no activa (PARK).

El final del tubo limitador de campo para la medida directa al sol está protegido por una ventana de cuarzo, permitiendo la observación con un detector UV con la suficiente relación señal-ruido para observaciones espectrales desde aproximadamente 300nm hasta 1020nm. El colimador para la medida del cielo tiene el mismo campo de iluminación media, pero una apertura aproximadamente 10 veces mayor obtenida con la ayuda de lentes para conseguir un mejor rango dinámico en la medida de la radiancia del cielo (almucántar y plano principal).

Con el paso de los años, la casa Cimel ha ido mejorando sus fotómetros. Han pasado de ser analógicos, en los cuales las cuentas digitales que obtienen en la cabeza las envía a la caja electrónica a través del cable júpiter (del que se hablará posteriormente) donde se transforman, a digitales, en éstos la cabeza tiene un conversor analógico-digital, lo que hace que envíe directamente la información útil a la caja electrónica. Además durante 2005 se implementó un nuevo canal en el infrarrojo, en la longitud de onda de 1640nm. Por último, en la actualidad, se están añadiendo a la red fotómetros que son capaces de medir la irradiancia extraterrestre que refleja la luna.



Figura II-2. Fotografías del fotómetro Cimel: realizando una medida (imagen izquierda) y en la posición PARK (imagen derecha).

El robot seguidor, en el que está montada la cabeza con los tubos limitadores, tiene dos motores de transmisión directa que dirigen la cabeza del sensor en los ángulos de acimut y cenital con una exactitud de 0.05° . Un microprocesador calcula la posición del sol basándose en coordenadas del tiempo y de localización, y dirige la cabeza del sensor hacia el sol con una precisión de 1° , después de lo cual un detector de cuatro cuadrantes apunta al sol con una precisión de 0.1° precisamente en el instante previo a una medida programada. Después de completar una medida de rutina, el instrumento vuelve a una posición de reposo, esperando la siguiente secuencia de medida. Un sensor de humedad expuesto a la precipitación cancelará cualquier secuencia de medida en caso de activarse, y dejará el instrumento en posición de reposo (PARK), con los tubos mirando hacia abajo para evitar que el agua afecte a las lentes (Figura II-2). El sensor consiste simplemente en un circuito impreso de carácter resistivo, con una serie de pistas que las gotas de agua comunican entre sí, enviando una señal que inhibe la secuencia automática y mantiene el robot con los colimadores apuntando hacia abajo para que la lluvia resbale y no penetre en ellos.

El robot seguidor tiene un tamaño de 40cm y un peso de 15kg. La caja de control, las baterías y el transmisor se instalan en una caja estanca de 30x62x46cm, lo que supone un peso de otros 22kg.

2.2.2. Toma de medidas del fotómetro CIMEL.

El fotómetro puede realizar observaciones desde 300 hasta 1650nm. La medida básica **directa al sol** se compone de tres observaciones espectrales (*triple*) tomadas con un intervalo de 30 segundos. El motivo para tomar las medidas basándose en tripletes es que la variación temporal de las nubes es típicamente mayor que la de los aerosoles y se manifestaría en una variación observable entre las tres medidas del triplete, lo que sirve para eliminar las medidas afectadas por nubosidad. La triple observación se hace durante las secuencias de calibrado Langley de la mañana y la tarde, y a intervalos de 15 minutos durante el centro del día.

La secuencia Langley consiste en medidas realizadas a masas ópticas fijas, entre $m=7$ y $m=2$. Cada noche el fotómetro calcula las horas para las medidas del día siguiente. Las

medidas entre la masa óptica 2 de la mañana y la de la tarde se realizan a intervalos regulares de 15 minutos en torno al mediodía solar local, y por tanto sus horas están calculadas a partir de la hora solar verdadera (*true solar time, TST*). Además del reloj en hora GMT, el fotómetro tiene un reloj en TST con el que gobierna las medidas de la secuencia automática. Esta secuencia con un Langley cada mañana y cada tarde es la que permite el seguimiento de la calibración.

Las secuencias de medidas básicas del **cielo** son el almucántar y el plano principal. Llamamos almucántar a una serie de medidas tomadas con un ángulo cenital constante, y ángulos de acimut específicos en relación con la posición del sol. Durante la secuencia de medida para uno de los canales de aerosoles, el instrumento hace una medida del sol, comienza el barrido de la aureola a través del disco solar y continúa 180º grados de acimut primero hacia la derecha y tras centrarse de nuevo en el sol, repite hacia la izquierda. La secuencia de plano principal opera de la misma forma pero en el plano principal del sol (ángulo acimutal constante), y barriendo distintos ángulos de elevación desde 6º por debajo del sol hasta 150º. Esto se repite también para cada uno de los filtros de aerosoles.

2.2.3. Salida de datos.

Los datos se almacenan en primer lugar en la memoria del fotómetro, desde el cual se envían bien vía satélite a la estación receptora terrestre apropiada o bien vía internet realizando las descargas a un ordenador utilizando el software ASTP-win proporcionado por la casa CIMEL. Esta descarga al PC puede hacerse de manera manual o de manera programada, siempre con una frecuencia diaria debido a que la memoria interna del fotómetro solo puede almacenar, aproximadamente, las medidas de un día y medio. Tanto por satélite como por internet también se envían informes relativos a los problemas que pueda estar sufriendo el fotómetro y que impidan su correcto funcionamiento (fallos en la cabeza, en el robot, en las baterías, temperatura, humedad, etc.).

Tanto en la página web de AERONET como en la página web gestionada por el GOA (www.caelis.uva.es) se pueden consultar los informes de las transmisiones en tiempo quasi-real, tanto de los datos generados, como de las alarmas de posibles fallos en los aparatos.

2.3. Modelo HYSPLIT.

El modelo HYSPLIT "*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*" es un sistema útil para el cálculo de trayectorias y retro-trayectorias de masas de aire a diferentes alturas utilizando un enfoque basado en las partículas (Draxler and Rolph, 2003).

2.3.1. Modelo Lagrangiano y de velocidad vertical.

- Modelo Lagrangiano.

En cuanto a los modelos lagrangianos, éstos se caracterizan por hacer uso de un sistema de referencia que se ajusta al movimiento atmosférico. Es decir, las emisiones, reacciones, deposición y mezclado de los contaminantes se analizan para un volumen de aire que va cambiando su posición de acuerdo con la velocidad y dirección del viento –y no para una región entera como en los *eulerianos*. Bajo este esquema general, los modelos lagrangianos se pueden clasificar como modelos de *trayectoria* y modelos *gaussianos*, de acuerdo con la geometría del sistema de modelación. Los procesos antes mencionados se pueden simular para una columna hipotética de aire, como en los modelos de trayectoria, en tanto que cuando la simulación se hace para una pluma de emisión, continua o discreta (como paquetes comúnmente llamados “puffs”), se trata de modelos gaussianos.

- Modelo de velocidad vertical.

En los modelos de trayectoria se define una columna hipotética de aire que se desplaza bajo la influencia de los vientos dominantes y se asume que no hay intercambio de masa entre la columna y sus alrededores, excepto por las emisiones que ingresan a la columna por la base durante su recorrido (Seinfeld y Pandis, 1998).

La columna se mueve continuamente de tal forma que el modelo estima la concentración de los contaminantes en diferentes lugares y momentos a partir de las concentraciones iniciales, las emisiones y las transformaciones químicas. Su aplicación es recomendable en evaluaciones de calidad del aire que consideren el transporte a grandes distancias, para modelar el comportamiento de masas individuales de aire e incluso para evaluar la calidad del aire en casos en los que existan limitaciones de información para caracterizar las emisiones y la meteorología de una región completa.

2.3.2. Estructura del modelo HYSPLIT.

Su estructura se basa en una biblioteca modular con los principales programas para cada aplicación principal: trayectorias y concentraciones en el aire. En nuestro caso se ha utilizado el modelo de trayectorias.

Los datos meteorológicos que se utilizan de entrada para obtener un cálculo preciso de las trayectorias, están habitualmente organizados en cuadrículas de latitud y longitud y son necesarios en intervalos de tiempo regulares. Los datos de entrada son interpolados a una sub-cuadrícula interna centrada para reducir los requisitos de memoria y aumentar la velocidad de cálculo. Los cálculos se pueden realizar de forma secuencial o simultáneamente en varias redes meteorológicas.

Este modelo permite calcular la trayectoria de una masa de aire tanto hacia atrás (retro-trayectoria), como hacia adelante en el tiempo. Pudiendo de esta manera calcular las trayectorias, a una hora concreta, de las masas de aire que salen de Cabo Verde a lo largo de los trece años de estudio empleados en este trabajo.

A continuación se mostrarán varios ejemplos de trayectorias calculadas gracias al modelo HYSPLIT a distintas alturas determinadas (500m, 1500m y 3000m) para el mismo día. Se ha tomado como coordenadas de referencia una matriz de nueve puntos cuyo centro es la estación de medida de Cabo Verde.

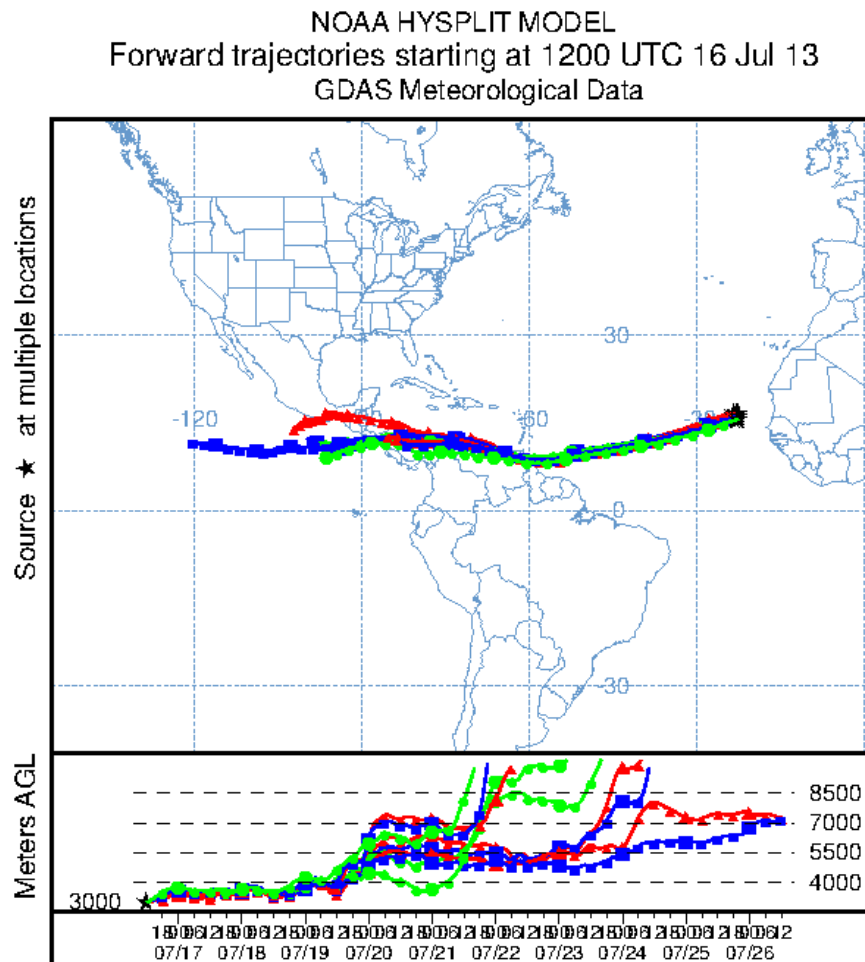


Figura II-3. Ejemplo de trayectoria calculada por HYSPLIT con altura inicial 3000m

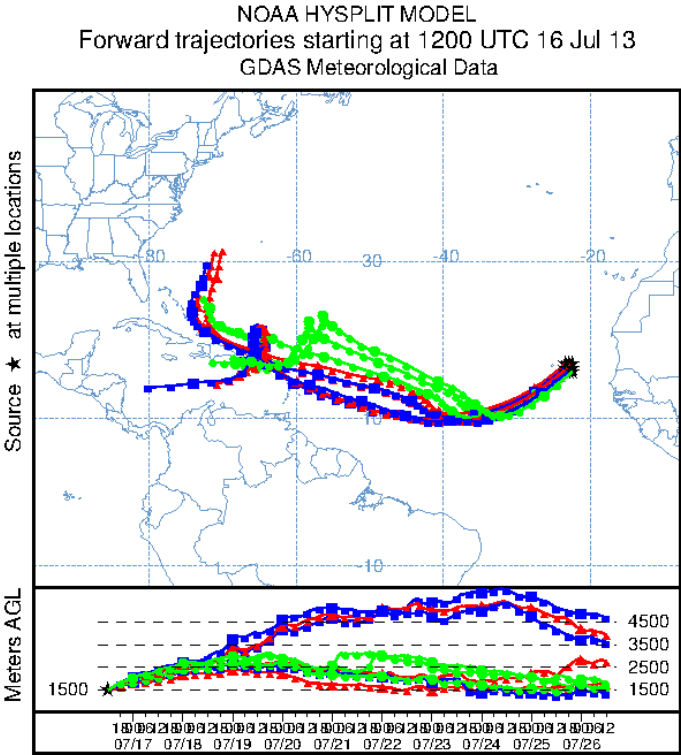


Figura II-4. Ejemplo de trayectoria calculada por HYSPLIT con altura inicial 1500m

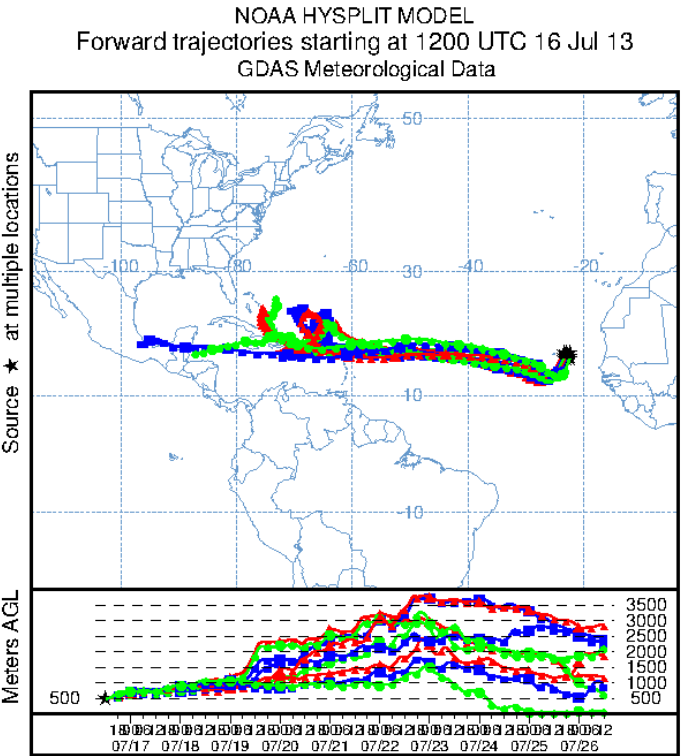


Figura II-5. Ejemplo de trayectoria calculada por HYSPLIT con altura inicial 1500m

Capítulo 3. Análisis estadístico de los eventos registrados.

Introducción.

A lo largo del siguiente capítulo se va a llevar a cabo un estudio estadístico sobre los eventos en los que una masa de aire procedente de Cabo Verde llega al Caribe, a lo largo de un periodo de trece años. Con esto se pretende crear una primera climatología de eventos en la que se pueda observar una tendencia mensual, comprobar si existe una uniformidad en las horas de transporte de la masa de aire que, procedente de Cabo Verde, llega al Caribe y comprobar cómo influye la variación de la altura de dicha masa de aire al llegar al Caribe tomando distintas alturas de inicio.

3.1. Metodología, Detección de eventos.

En el siguiente apartado se pretende realizar una descripción acerca de la metodología empleada para la adquisición de lo que vamos a denominar “*eventos de transporte de aerosol sahariano*” ó “*eventos desérticos*” obtenidos.

Se ha utilizado la estación de AERONET situada en Cabo Verde como estación de referencia para la medida de las propiedades físicas del aerosol contenido en las masas de aire de inicio debido a su proximidad con el desierto del Sahara y, por tanto, por la frecuencia de eventos desérticos en la misma.

Para poder realizar una primera climatología acerca de los eventos en que una masa de aire procedente de Cabo Verde llega al Caribe ha sido necesaria la utilización del modelo HYSPLIT.

Para la obtención de las trayectorias de las masas de aire con este modelo, se le introducen los datos de posición en latitud y longitud de los puntos de referencia que tomamos de inicio en Cabo Verde (en este trabajo se ha utilizado un cuadrante de nueve puntos), la fecha de inicio desde la que empieza a calcular hasta una fecha final que también introducimos, el máximo de horas que debe calcular desde que inicia en Cabo Verde, las distintas alturas que se pretenden tomar de inicio. Asegurándonos, de esta manera, que se van a poder registrar todos los posibles eventos y que estos eventos son lo más correcto posible.

El software nos devuelve un archivo diario desde la fecha de inicio a la fecha final en el que tenemos datos de posición (latitud y longitud) de cada punto del cuadrante, la altura a la que se encuentra la masa de aire y la presión en dicha altura, todos ellos, por cada hora transcurrida y para cada punto.

De esta manera se han podido registrar (mediante un algoritmo informático) todos los eventos en que la masa de aire, que sale de Cabo Verde, llega al cuadrante del caribe que se ha tomado como referencia.

A continuación se mostrará en detalle el análisis estadístico cada uno de los aspectos que hemos tomado como referencia para crear una primera climatología de los eventos registrados. De esta manera se ha podido llegar a una primera conclusión acerca de si hay, o no, una relación directa entre los datos que se obtuvieron en la campaña SALTRACE-Falcon.

3.2. Tendencia Mensual.

En el siguiente apartado se realizará un estudio estadístico sobre la tendencia mensual de los eventos mencionados anteriormente (Figura III-1) para cada una de las alturas de referencia (500m, 1500m y 3000m). Lo que se pretende, de esta manera, es realizar una primera climatología mensual, en la que se pueda observar una cierta tendencia y, de ser así, poder obtener una primera hipótesis acerca de si los datos obtenidos en la campaña SALTRACE responden a una tendencia climatología extensa en el tiempo, o por el contrario fue un caso aislado. Para ello se ha realizado una media mensual de los eventos registrados en los trece años calculados anteriormente.

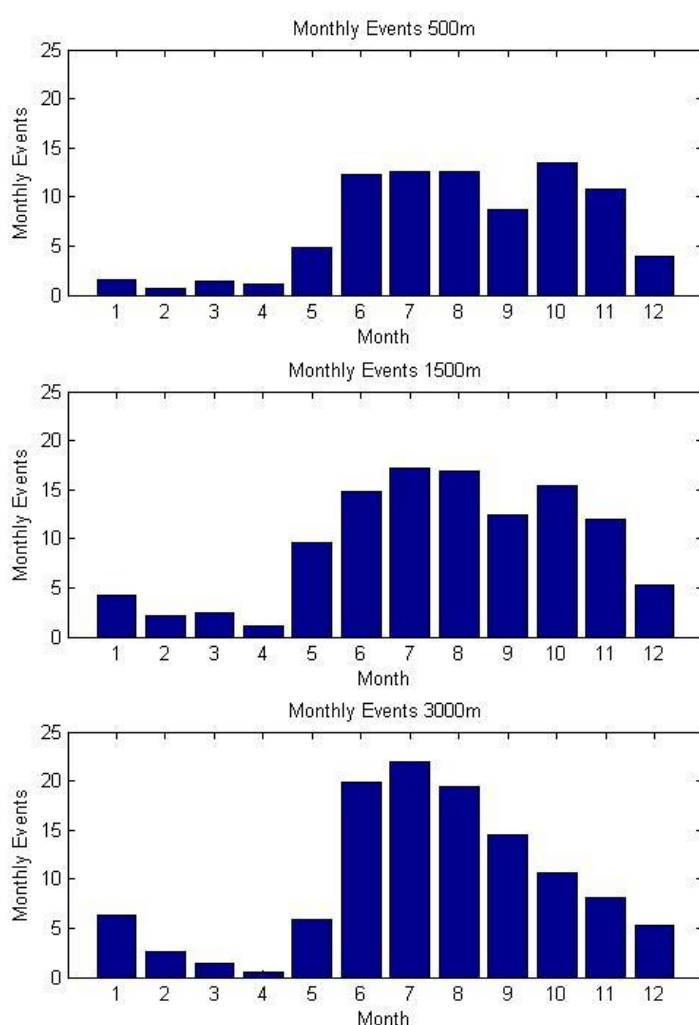


Figura II-1. Promedio mensual de los eventos registrados.

Como se puede observar en la imagen, existe una cierta tendencia mensual en cuanto a número de eventos registrados. Obteniendo, de esta manera, un máximo en los meses de verano y un mínimo en la época de primavera en las tres alturas de referencia.

En una primera aproximación se puede justificar que dicha tendencia mensual podría estar relacionada con los vientos alisios.

Los vientos alisios se dirigen desde las altas presiones subtropicales, hacia las bajas presiones ecuatoriales. El movimiento de rotación de la Tierra desvía a los alisios hacia el oeste, y por ello soplan del noreste (NE) con dirección suroeste (SW) en el hemisferio norte y del sureste (SE) con dirección noroeste (NW) en el hemisferio sur.

En el ecuador se produce un ascenso masivo de aire cálido, originando, una zona de bajas presiones que viene a ser ocupada por otra masa de aire que proporcionan los alisios. Las masas de aire caliente que ascienden, se van enfriando paulatinamente y se dirigen a bastante altura en sentido contrario a los alisios, hacia las latitudes subtropicales, de donde proceden éstos.

Es por esta razón que en la tercera gráfica (altura de referencia de 3000m) se observa un decaimiento del número de eventos a medida que avanzan los meses después del valor máximo en el mes de Julio. En los meses de invierno la masa de aire cálido que asciende en dirección a los polos, por encima de una cierta altura, se mezcla con las corrientes de aire propias de la zona y no regresa a la zona ecuatorial debido a que el gradiente de temperatura entre ambas masas de aire no es lo suficientemente amplio como para que la masa de aire procedente del polo realice una intrusión por debajo de la masa de aire procedente del ecuador.

3.3. Promedio del tiempo de transporte.

En el siguiente apartado se llevará a cabo un estudio estadístico acerca de las horas de transporte de la masa de aire procedente de Cabo Verde y con destino el Caribe (Figura III-2). Se pretende observar si existe una uniformidad en el tiempo de transporte (en horas) a lo largo de los meses o si, por otra parte, depende de la época del año en la que se registren los eventos.

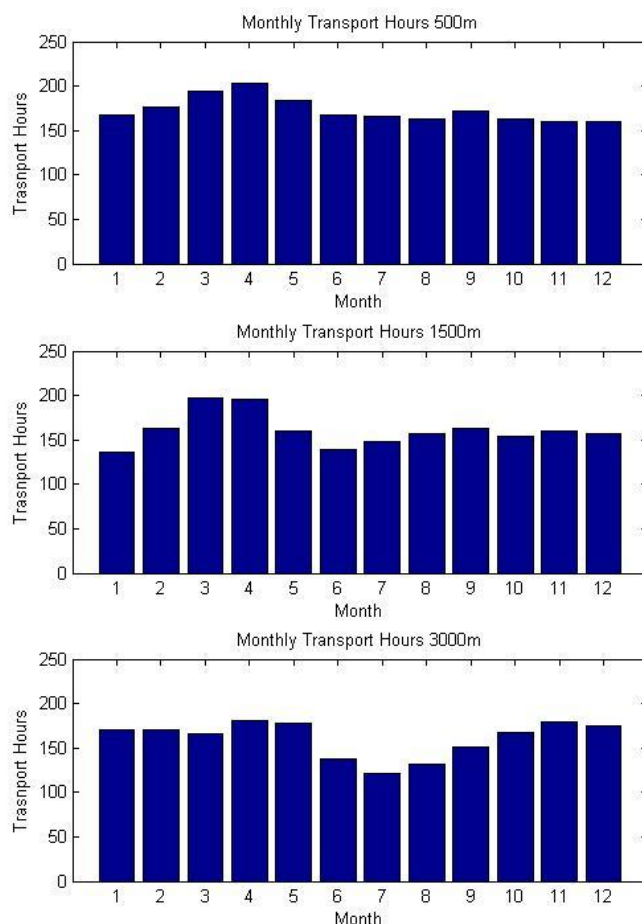


Figura III-2. Promedio mensual de horas de transporte de los eventos registrados.

Se observa cómo existe una cierta uniformidad en cuanto al tiempo de transporte de la masa de aire a través del atlántico (alrededor de 175h, siete días). Por otra parte, se puede apreciar cómo en los meses en los que hay mayor número de eventos, el tiempo de transporte es apreciablemente menor, debido a la coincidencia con los meses en que los vientos alisios son más intensos. Mientras que en los meses en que se muestra menor cantidad de eventos el tiempo de transporte es mayor.

Además se ha podido observar cómo para la altura de referencia de salida de las masas de aire de 3000m el tiempo de transporte de la masa de aire desde Cabo Verde hasta la zona del caribe es, en promedio, menor (Tabla III-1) durante los meses correspondientes a mayor número de eventos.

Altura	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
500m	167.94	176.25	193.46	203.47	184.40	166.98	165.30	163.16	172.58	162.69	159.26	159.95
1500m	135.94	163.08	197.52	196.35	159.66	138.92	147.83	157.03	163.44	154.60	160.53	156.66
3000m	169.88	170.90	166.22	181.20	177.57	137.99	121.41	131.82	151.28	167.22	179.11	174.21

Tabla III-1. Promedio, en horas, del tiempo de transporte de las masas de aire desde Cabo Verde hasta la zona del Caribe.

3.4. Variaciones en altura (Cabo Verde-Caribe).

En el siguiente apartado se realizará un estudio estadístico acerca de la altura de llegada de la masa de aire a la zona del Caribe, procedente de Cabo Verde. Como se ha mencionado anteriormente se han tomado tres alturas de referencia (Figura III-3). Cada gráfica corresponde a una altura (500m, 1500m y 3000m respectivamente). La altura a 500m se ha elegido para ver el aerosol desértico en la capa más baja de la atmósfera; la altura de 1500m para ver el aerosol cerca de la capa límite de la atmósfera; la altura de 3000m se ha seleccionado para ver el transporte del aerosol por encima de la capa límite, además suele ser frecuente la inyección de polvo sahariano a las alturas geopotenciales que corresponden a esta capa.

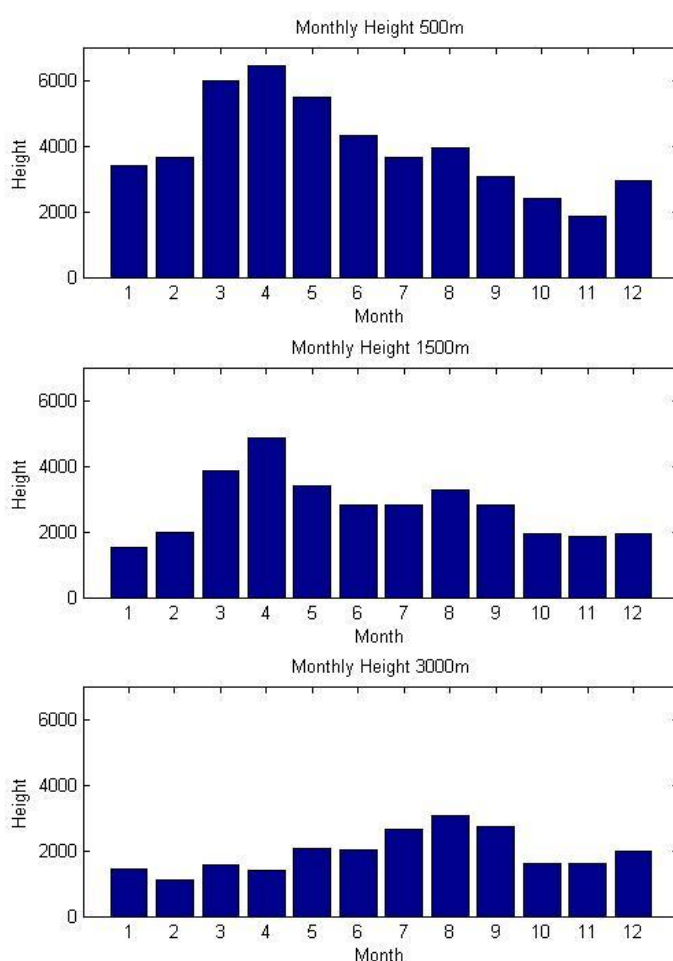


Figura III-3. Promedio mensual de la altura de llegada de las masas de aire al Caribe de los eventos registrados para las tres alturas de referencia tomadas en la estación de Cabo Verde (500m, 1500m y 3000m).

Lo que representan las barras en cada gráfica es el promedio mensual de la altura de los eventos en que las masas de aire, procedentes de Cabo Verde, llegan a la zona del Caribe.

Antes de proceder a evaluar lo que se traduce de estas gráficas es importante mencionar que el modelo HYSPLIT posee un cierto error a la hora de devolver un valor exacto de la altura de la masa de aire por hora transcurridas un cierto tiempo y longitud recorrida (la masa de aire de referencia puede mezclarse con otra e influir en el cálculo).

Sin embargo podemos observar cómo se reproduce el comportamiento de los vientos alisios mencionado en el apartado segundo. De manera que las masas de aire ascienden en una primera instancia. Es por esta razón que para una altura baja de referencia en Cabo Verde, en el Caribe llega a una altura mucho más alta. Además se observa que este incremento en altura es mayor en los meses en que se han registrado menos eventos y el tiempo de transporte es mayor (meses de invierno y primavera). Esto puede deberse a que hay otro tipo de circulación del aire en la atmósfera, de tal manera que los vientos alisios son mucho menos intensos.

Por el contrario observamos que para una altura de 3000m en Cabo Verde (3000m) las masas de aire llegan al Caribe con alturas menores a la de referencia. Esto se debe a que estamos observando la “segunda parte” de la formación de los vientos alisios, en la que el aire que se encuentra a mayor altura desciende en dirección este-oeste. Este comportamiento es más estable durante los meses en que se han registrado mayor número de eventos. Esto puede deberse a que durante este periodo de tiempo (meses de verano-invierno) la circulación de los vientos alisios es más limpia y no se mezcla con masas de aire procedentes de otros lugares.

Capítulo 4. Análisis estadístico de las propiedades microfísicas y ópticas de los aerosoles.

Introducción.

A lo largo del siguiente capítulo se va a llevar a cabo un estudio estadístico acerca de las propiedades microfísicas y ópticas de los aerosoles mencionadas en el capítulo primero. Con este estudio se pretende crear una relación entre los valores obtenidos en Cabo Verde y en la zona del Caribe. De esta manera se podrá deducir si en realidad el aerosol de origen desértico procedente de Cabo Verde llega a la Zona del Caribe.

Se ha decidido realizar el estudio de todas estas propiedades a tres alturas de referencia (alturas de inicio de las masas de aire en la estación de medida de Cabo Verde), esto es debido a que las masas de aire pueden tener distinta conexión a distintas alturas, mientras que las medidas de aerosoles son magnitudes referidas a toda la columna atmosférica.

4.1. Metodología.

Durante el siguiente apartado se pretende realizar una descripción acerca de la estadística empleada para obtener unos resultados fiables que relacionen los datos obtenidos en Cabo Verde con los datos obtenidos en las estaciones de la zona del Caribe. De esta manera se pretende realizar, junto con los datos del capítulo anterior, una climatología global acerca del transporte del aerosol desértico de origen sahariano a lo largo del océano Atlántico.

Para ello se han utilizado los datos de nivel 1.7 Dubovik procedentes de la base de datos AEROPA, contenida en la página web perteneciente al Grupo de Óptica Atmosférica ("www.caelis.uva.es"). Estos datos son equivalentes a los datos de nivel 2.0 procesados AERONET. La única diferencia entre ambos, y por lo que se han elegido los datos de nivel 1.7 es que, para este trabajo, necesitábamos una menor restricción en la inversión final de los datos obtenidos por el fotómetro. El procedimiento empleado ha sido el siguiente:

- En primer lugar se ha tomado la decisión de realizar el estudio a las diferentes longitudes de onda de 440nm y de 870nm. La razón de esta decisión es que para el cálculo de ciertos parámetros es necesaria la comparación de los valores entre dos longitudes de onda. Por otra parte, estas longitudes de onda son bastante "limpias", es decir, no producen efectos en la atmósfera que interfieran con la medida de los parámetros de estudio de este trabajo.
- Posteriormente se ha realizado una tabla de eventos en la que aparece la fecha de salida de la masa de aire de Cabo Verde, junto con los datos correspondientes a esa fecha de los parámetros de estudio, y la fecha de llegada de esa masa de aire a la zona del Caribe, junto con los datos correspondientes a esa fecha en las distintas estaciones tomadas como referencia en la zona del caribe mencionadas en el primer capítulo.
- Debido a que la tabla obtenida contenía un número elevado de filas y columnas, se ha tomado la decisión de realizar, en una misma gráfica, dos histogramas superpuestos; en color azul con los datos obtenidos en Cabo Verde en la fecha de salida de la masa de aire, y otro en color rojo con los datos obtenidos en las distintas estaciones de referencia de la zona del Caribe en la fecha correspondiente a la llegada de la masa de aire.
- Los histogramas constarán del tanto por ciento de los datos (eje y) en función del valor del parámetro de estudio (eje x).

A continuación se realizará una descripción detallada de los resultados obtenidos de los histogramas realizados.

4.2. AOD y parámetro Alfa de Ångström.

A lo largo del siguiente apartado se pretende realizar un estudio detallado acerca de los resultados obtenidos por medida directa. Estas propiedades son el Aerosol Optical Depth (AOD) (Figura IV-1) y el parámetro Alfa de Ångström (Figura IV-2). Para ello se hace necesario enfrentar los histogramas de los datos obtenidos en Cabo Verde frente a los obtenidos en las estaciones de la zona del Caribe para poder observar y comparar la tendencia de cada uno.

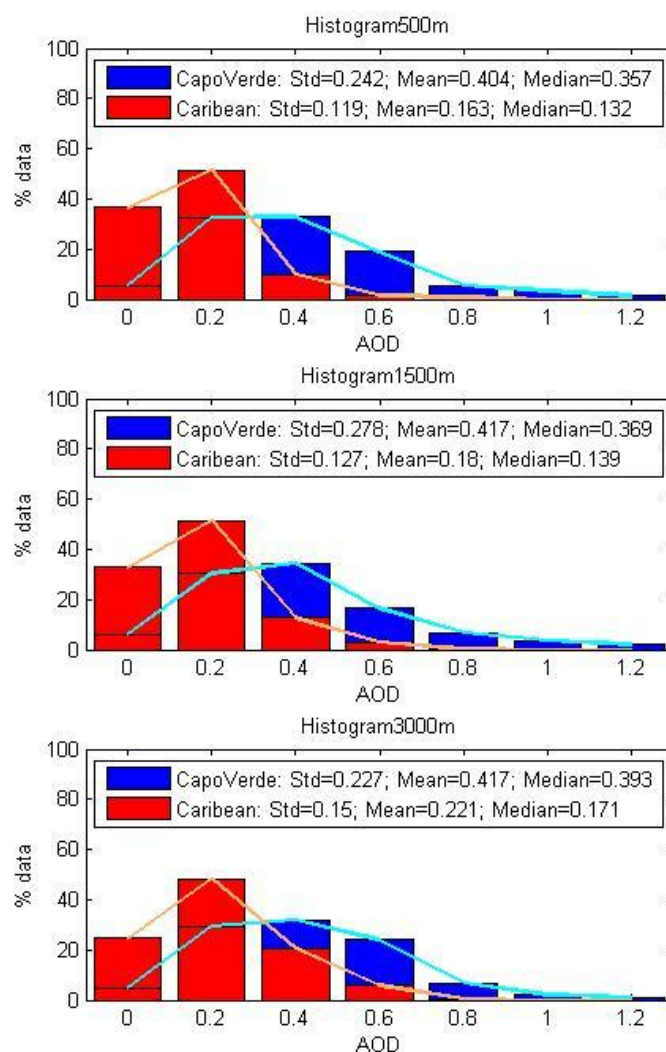


Figura IV-1. Histogramas del parámetro AOD en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

En todas las gráficas (alturas de referencia de 500m, 1500m y 3000m) el comportamiento es similar, tanto en los valores obtenidos en Cabo Verde como en los valores obtenidos en la zona del Caribe. Es por esto que no es necesario hacer hincapié en ninguna gráfica en particular. Como se ha destacado en el capítulo primero, se ha

tomado como referencia para la clasificación del aerosol desértico valores de AOD a 440nm mayores de 0.2.

Como se puede observar, el histograma correspondiente a la zona del Caribe está desplazado hacia la izquierda. La causa de ello es que cuando la masa de aire sale de Cabo Verde (masa de aire con aerosol de tipo desértico) y se desplaza por el océano Atlántico, ésta se expande y dispersa, en cierta medida, el aerosol que transporta. Llegando, de esta manera, menos cantidad de aerosol de tipo desértico al Caribe. Es conveniente recordar que éste parámetro nos da información acerca de la cantidad de aerosol que contiene la masa de aire (suelen ir asociados los eventos de aerosol desértico con gran cantidad de aerosol).

Sin embargo, solo con este parámetro no se puede deducir, en una primera instancia, si el aerosol medido en la zona del Caribe es el mismo que el observado en Cavo Verde. Para ello se introducirá a continuación los resultados obtenidos del estudio del parámetro Alfa (Figura IV-2).

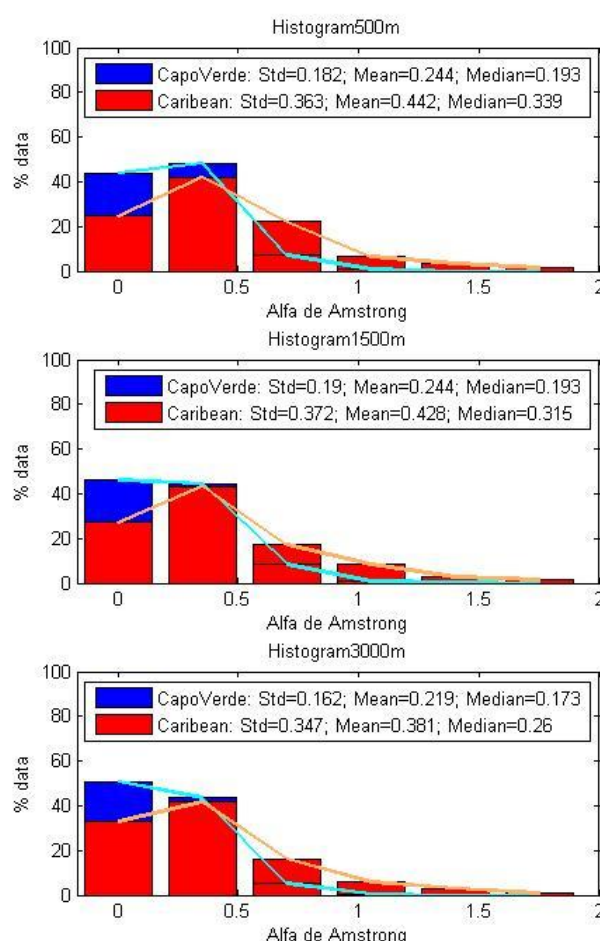


Figura IV-2. Histogramas del parámetro Alfa de Ångström en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

En este caso, al igual que ha ocurrido con el parámetro de AOD, se hará una descripción global de los tres histogramas debido a que en los tres casos se han obtenido tendencias similares.

Se puede observar con gran claridad cómo los histogramas correspondientes tanto a los datos obtenidos de Cabo Verde como los obtenidos de las estaciones de medida del Caribe describen una misma tendencia. En ambos histogramas la frecuencia de las medidas aumenta a medida que disminuye el parámetro Alfa de Ångström, llegando al máximo para valores inferiores a 0.5 en ambos casos.

Se ha tomado como referencia para la clasificación de aerosol de origen desértico valores del parámetro Alfa de Ångström para 870nm-440nm por debajo de 0.6. Este parámetro nos da información acerca del tamaño de las partículas que estamos midiendo (cuanto el valor del parámetro Alfa, mayor es el tamaño de la partícula).

Como se ha mencionado en el capítulo primero, con los valores de AOD y el parámetro Alfa se puede realizar una primera previsión acerca de si el aerosol que se ha detectado (tanto en Cabo Verde como en las estaciones del Caribe) es de origen desértico.

Para poder determinar si el aerosol que se ha medido en ambos lados del océano Atlántico es de origen desértico (en particular, procedente del desierto del Sahara) se ha determinado que tiene que cumplir que, para los datos medidos a las longitudes de onda mencionadas anteriormente, los valores de AOD (440nm) deben ser superiores a 0.2 y los valores de Alfa deben ser menores de 0.6 simultáneamente (ver metodología en Toledano et al., 2007).

Por lo tanto, se puede concluir en una primera instancia, que en un elevado porcentaje de los eventos registrados (en que la masa de aire procedente de Cabo Verde llega al Caribe) se ha registrado gran cantidad de aerosol cuyas partículas tienen un tamaño grande, descripción propia de aerosol de origen desértico. Aún no se ha podido concluir si se trata del mismo aerosol en ambos lugares de medida. Para ello, en lo que resta de capítulo, se ha realizado un estudio exhaustivo de las propiedades microfísicas y ópticas del aerosol contenido en la masa de aire de los eventos registrados.

Con los siguientes resultados se ha pretendido determinar si el aerosol medido en Cabo Verde y el aerosol medido en las estaciones del Caribe son el mismo.

4.3. Propiedades microfísicas.

A lo largo del siguiente apartado se ha pretendido realizar un estudio estadístico detallado acerca de los resultados obtenidos de los parámetros correspondientes a las

propiedades microfísicas, descritas en el capítulo uno, propias de los aerosoles. Estas propiedades son las siguientes; esfericidad (FiguraIV-3), parámetro de asimetría para el modo fino (FiguraIV-4), parámetro de asimetría para el modo grueso (FiguraIV-5), parámetro de asimetría para el modo total (FiguraIV-6), radio efectivo para el modo fino (FiguraIV-7), radio efectivo para el modo grueso (FiguraIV-8), radio efectivo para el modo total (FiguraIV-9), y la fracción de modo fino (FiguraIV-10).

4.3.1. Parámetro de esfericidad.

A lo largo del siguiente apartado se ha tratado de hacer un estudio detallado acerca del parámetro de esfericidad, es decir, de cómo de esféricas son las partículas que contiene el aerosol de la masa de aire medida tanto en Cabo Verde como en el Caribe en cada evento. Para ello se ha realizado, igual que para los parámetros de AOD y Alfa, un histograma que enfrenta los datos obtenidos en Cabo Verde frente a los obtenidos en las estaciones del Caribe.

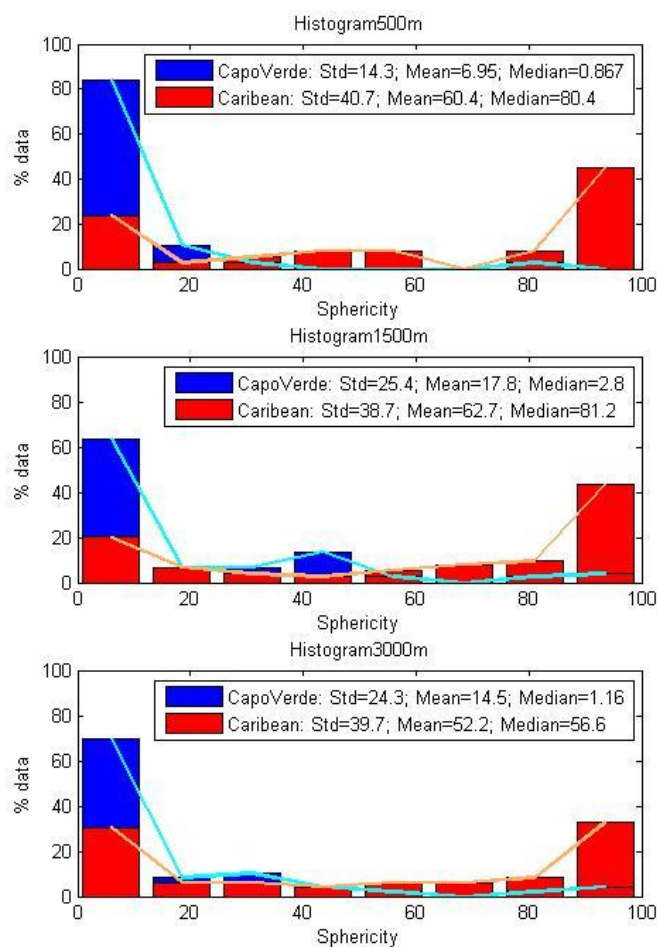


Figura IV-3. Histogramas del parámetro de esfericidad en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Se puede observar en las tres gráficas (alturas de referencia de 500m, 1500m y 3000m) cómo el histograma correspondiente a Cabo Verde tiene su máximo para valores bajos mientras que el histograma correspondiente a los valores obtenidos por las estaciones del Caribe tiene dos máximos apreciables, uno para valores bajos y otro para valores altos del parámetro de esfericidad.

Los valores bajos del parámetro de esfericidad corresponden a partículas no esféricas, característica del aerosol de tipo desértico. Por otro lado, valores altos del parámetro de esfericidad corresponden a partículas muy esféricas, propias del aerosol marítimo, sulfatos, etc.

Esto quiere decir que en Cabo Verde el aerosol medido en prácticamente todos los eventos es de origen desértico mientras que en las estaciones del Caribe se han registrado un porcentaje significativo tanto de eventos con aerosol desértico como de eventos desérticos en los que hay una mezcla significativa con aerosol de origen marítimo.

En una primera aproximación se puede deducir que el aerosol contenido en la masa de aire que sale de Cabo Verde, el cual es de origen desértico, es dispersado a medida que avanza (explicado en el apartado 4.1). Diversos trabajos parecen indicar que esta composición no se altera significativamente durante el transporte al atravesar el océano Atlántico. Finalmente al llegar al Caribe, la intensa convección y la precipitación producen una mezcla con el aerosol de origen marítimo, registrándose de esta manera una mezcla de aerosol desértico y marítimo en las estaciones de medida de la zona del Caribe.

4.3.2. Radio efectivo.

En el siguiente apartado se llevará a cabo una descripción acerca de la estadística realizada a partir de los datos obtenidos, tanto en Cabo Verde como en las estaciones del Caribe, del radio efectivo de las partículas. Este estudio se ha realizado para el modo fino (FiguraIV-7), para el modo grueso (FiguraIV-8) y para el modo total (FiguraIV-9), como se verá a continuación.

- Radio efectivo para el modo fino.

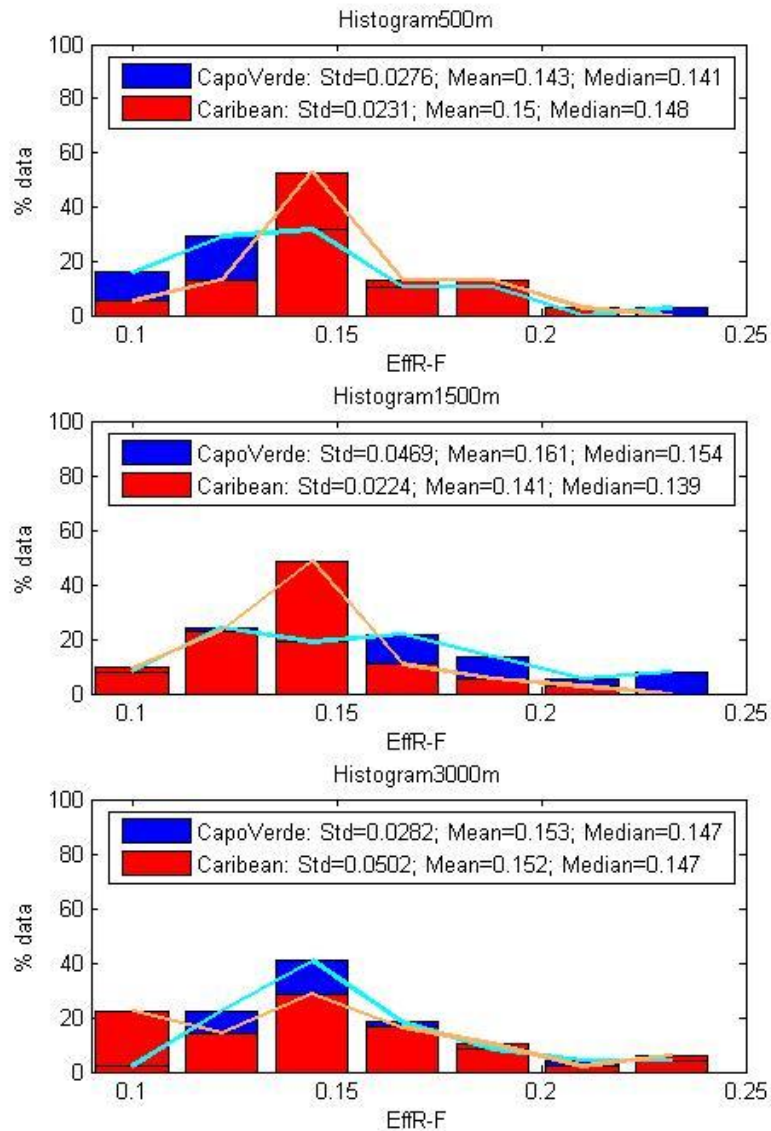


Figura IV-7. Histogramas del parámetro radio efectivo para el modo fino en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Se puede observar cómo para las tres alturas de referencia los histogramas, en cierta medida, siguen una misma tendencia (salvo a 1500m que se desvía ligeramente). De la misma manera, tanto la media como la mediana, de los histogramas de Cabo Verde y del Caribe coinciden con muy buena aproximación. Se puede observar muy bien como para la altura de referencia de 3000m la mediana de ambos histogramas toma el mismo valor. Además los valores de la media y de la mediana están dentro del rango de valores de referencia tomados en el capítulo primero.

- Radio efectivo para el modo grueso.

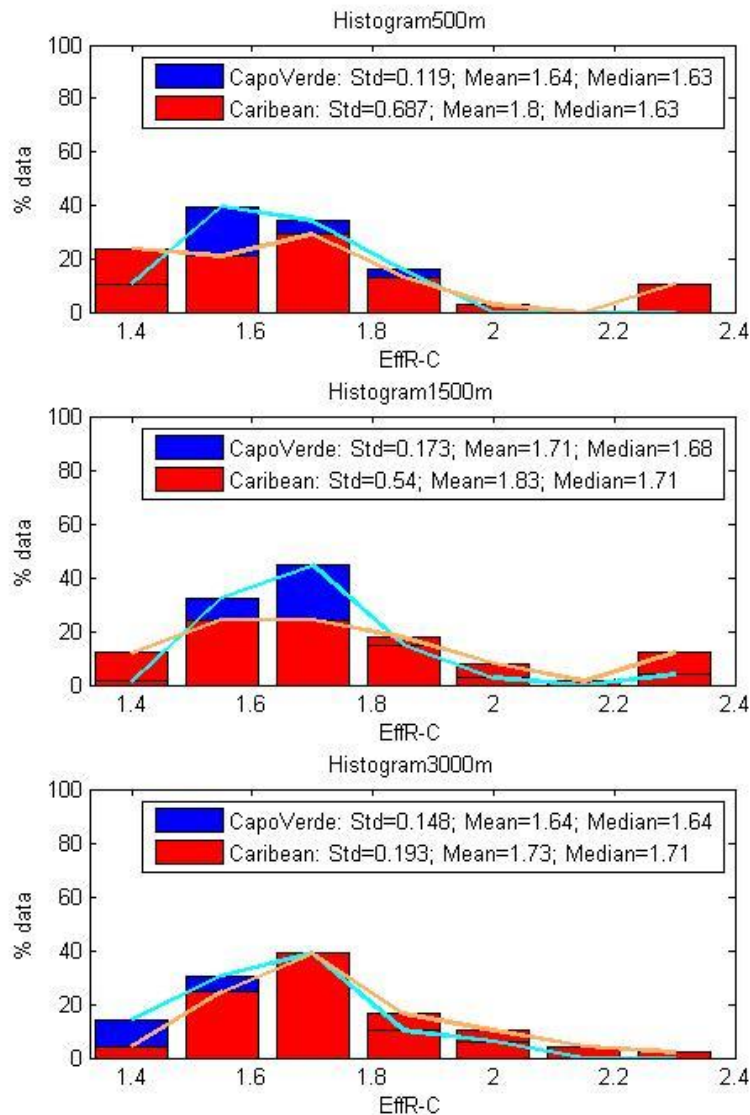


Figura IV-8. Histogramas del parámetro radio efectivo para el modo grueso en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Se puede observar como para el modo grueso (característico de aerosol de origen desértico) el comportamiento de ambos histogramas es muy similar. De manera que el máximo de ambos se encuentra, con gran aproximación, alrededor del mismo valor. Esto se refleja en que la mediana calculada para cada histograma coincide con gran exactitud y además este valor se encuentra dentro del rango de valores tomados como referencia en el capítulo primero para la determinación de eventos de aerosol de origen desértico. El valor en el Caribe es ligeramente superior, lo que está de acuerdo

con trabajos anteriores (Dubovik et al., 2002) que indican que el radio efectivo del modo grueso es mayor para el aerosol marítimo que para el desértico transportado.

- Radio efectivo para el modo total.

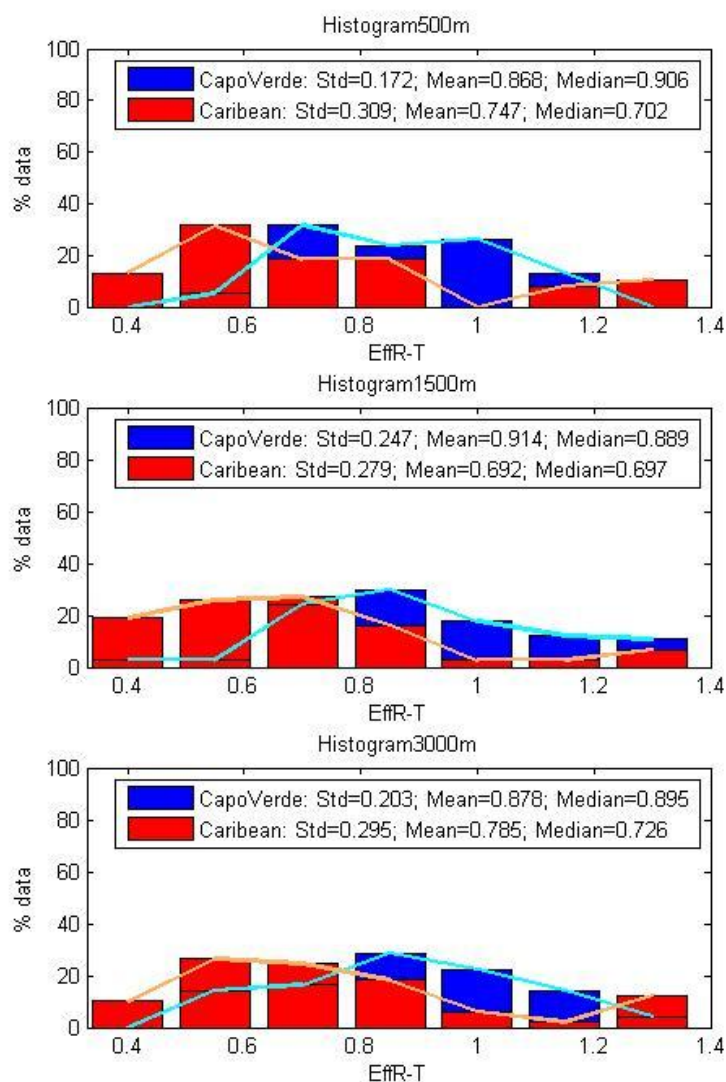


Figura IV-9. Histogramas del parámetro radio efectivo para el modo total en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

En este caso se puede observar cómo el histograma correspondiente a los datos obtenidos en Cabo Verde se encuentra ligeramente desplazado hacia la izquierda con respecto al histograma correspondiente a los datos obtenidos por las estaciones de medida de la zona del Caribe. Hay que tener en cuenta que el radio efectivo para el modo total se calcula teniendo en cuenta tanto el modo fino como el modo grueso por lo que este desplazamiento se explica como una combinación de los apartados anteriores. El aerosol de origen Sahariano que sale de Cabo Verde llega, por un lado en

menor cantidad debido a la dispersión que sufre por el largo período de transporte y por otro lado, durante o al final del transporte, se mezcla con aerosol de origen marítimo. De esta manera tenemos que en Cabo Verde los valores para el radio efectivo para el modo total es ligeramente mayor (característica propia del aerosol desértico) y en el Caribe los valores para el radio efectivo de las partículas que han sido medidas es ligeramente menor (característica propia del aerosol marítimo).

4.3.3. Fracción del modo fino.

A lo largo del siguiente apartado se realizará un estudio estadístico acerca de la fracción del modo fino. Como se ha mencionado en el capítulo primero, la fracción del modo fino se define como la concentración de tamaños de las partículas en volumen del modo fino entre la concentración de tamaños de las partículas en volumen total.

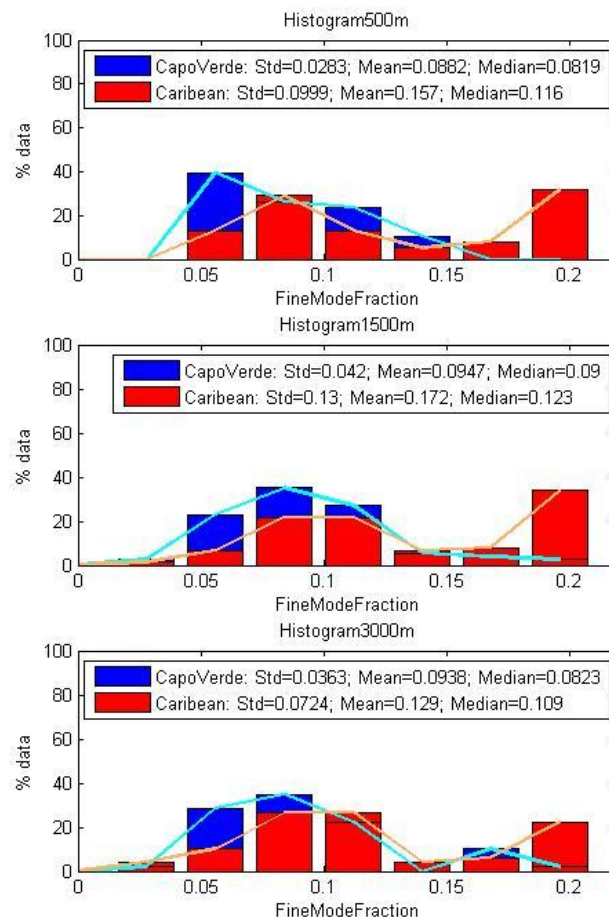


Figura IV-10. Histogramas del parámetro de fracción del modo fino en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Se puede observar cómo para las tres alturas de referencia el comportamiento de ambos histogramas es similar con la diferencia de que el histograma correspondiente a

los datos de las estaciones de medida del Caribe se encuentra ligeramente desplazado hacia valores más altos.

Como se ha mencionado al principio de este apartado, este parámetro nos da la cantidad de partículas del modo fino (concentración en volumen total de partículas del modo fino) con respecto al total (concentración en volumen total).

El ligero desplazamiento del histograma correspondiente al Caribe hacia valores más altos nos dice que a la salida de la masa de aire de Cabo Verde hay menos concentración en volumen del modo fino con respecto al total, mientras que en los datos obtenidos en la zona del Caribe tenemos que el volumen en concentración del modo fino es mayor.

Esto se explica de igual manera que en los apartados anteriores de éste capítulo. Esto se debe a la dispersión del aerosol desértico durante su transporte además de la mezcla que sufre con el aerosol de origen marítimo procedente del océano Atlántico y el propio aerosol de la zona del Caribe, donde se mezcla también con fuentes locales en las que predomina el modo fino.

4.4. Propiedades ópticas.

A lo largo del siguiente apartado se ha pretendido realizar un estudio estadístico detallado acerca de los resultados obtenidos de los parámetros correspondientes a las propiedades ópticas, descritas en el capítulo uno, propias de los aerosoles. Dichas propiedades son las siguientes; *single scattering albedo* (FiguraIV-11), índice de refracción real (FiguraIV-12) e índice de refracción imaginario (FiguraIV-13).

4.4.1. Single scattering albedo o albedo de dispersión simple.

A lo largo del siguiente apartado se ha pretendido realizar un estudio estadístico acerca del parámetro de single scattering albedo (SSA). Este parámetro proporciona información relevante sobre la dispersión y absorción. Se han utilizado medidas en dos longitudes de onda (al igual que en el apartado 4.3.) de 440nm y 870nm. La justificación de por qué hemos elegido estas longitudes de onda, la igual que se ha mencionado en capítulos anteriores, es debido a que son las más aptas para la investigación de los aerosoles, ya que en ellas no se producen absorciones por vapor de agua u otros gases que contiene la atmósfera, etc.

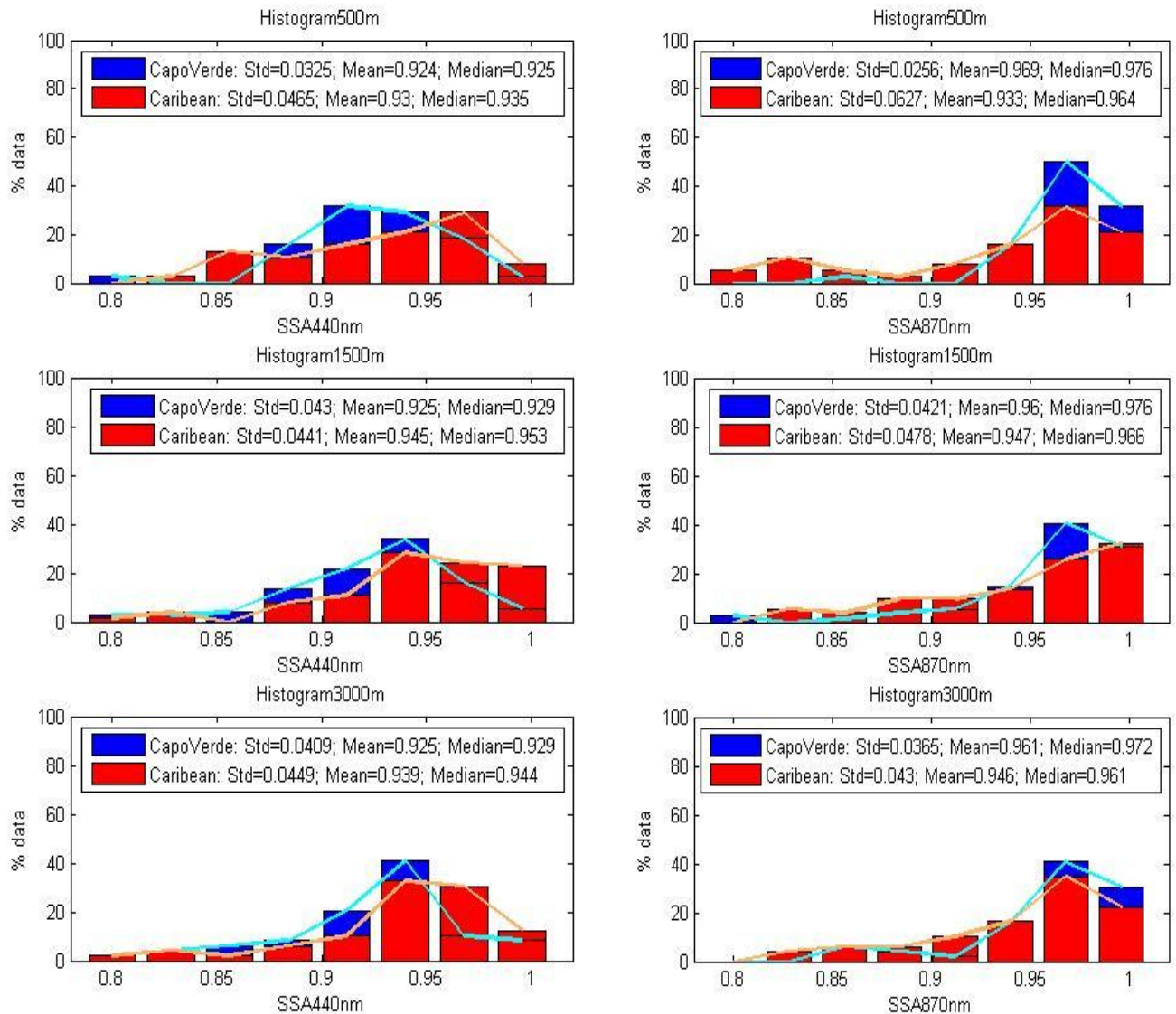


Figura IV-11. Histogramas del parámetro SSA en 440nm (izquierda) y en 870nm (derecha), en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Como se puede observar en la figura ambos histogramas (el correspondiente a Cabo Verde y el correspondiente al Caribe) siguen, a priori, una misma tendencia. Por un lado tenemos que, para la longitud de onda de 440nm, el histograma correspondiente a Cabo Verde se encuentra ligeramente desplazado hacia valores más bajos del SSA. Esto es debido a que para longitudes de onda más bajas el aerosol desértico es ligeramente más absorbente que el aerosol marítimo. Aun así nos encontramos con valores de la media y la mediana en ambos histogramas muy cercanos al tomado de referencia para la descripción de aerosol desértico. Por otro lado nos encontramos que, para la longitud de onda de 870nm, ambos histogramas poseen una misma tendencia y toman valores más altos (cerca de la unidad), muy cerca del valor tomado como referencia en el capítulo uno para la determinación de aerosol desértico.

La razón de que el máximo en Cabo Verde se encuentre por encima con respecto al del Caribe es debido a que, obviamente, en Cabo Verde predomina el aerosol de origen desértico mientras que en el Caribe predomina el aerosol de origen marítimo y cuando se ha detectado evento, lo más probable es que lo que se ha medido sea una cierta mezcla de ambos. En particular, en 870nm el desértico es muy poco absorbente (SSA en torno a 0.97 o superior), mientras que la mezcla con otros aerosoles en el Caribe aumenta la absorción en el infrarrojo y por tanto disminuye el SSA (870nm) hasta 0.94. En sentido contrario, el desértico es muy absorbente en el ultravioleta y azul (440nm), y esta efecto se suaviza con la mezcla con otros aerosoles sobre el Caribe, aumentando así ligeramente el SSA (440nm).

4.4.2. Índice de refracción.

A lo largo del siguiente apartado se ha pretendido realizar un estudio estadístico en profundidad acerca del parámetro de índice de refracción. Sin embargo se representará por un lado la parte real del índice de refracción (Figura IV-12) y por otro lado la parte imaginaria (Figura IV-13). Esto es debido a que cada una de ellas está relacionada con propiedades físicas distintas. Además, al igual que en apartados anteriores, se han tomado dos longitudes de onda de referencia (de 440nm y de 870nm) debido a que este parámetro también posee una fuerte dependencia con la longitud de onda que se pretenda escoger.

- Índice de refracción. Parte real.

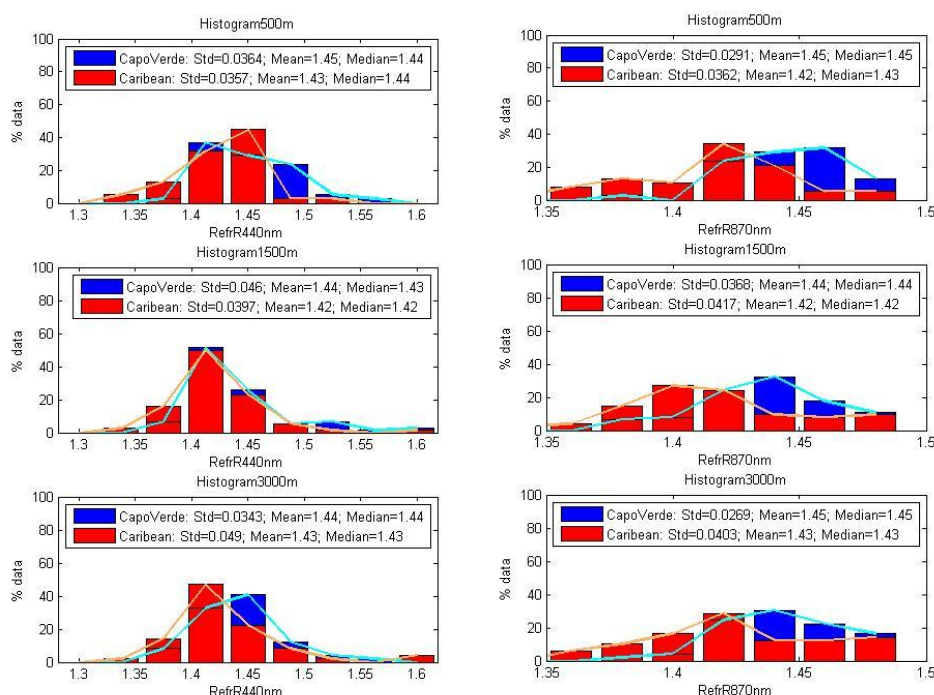


Figura IV-12. Histogramas de índice de refracción real en 440nm (izquierda) y en 870nm (derecha), en Cabo Verde (azul) y en el Caribe (rojo).

En este apartado se ha pretendido hacer un estudio estadístico acerca de la parte real del índice de refracción.

La parte real del índice de refracción está estrechamente relacionada con el parámetro de *scattering* (descrito en detalle en el capítulo primero). Por otra parte, para longitudes de onda más largas, se ha obtenido un índice de refracción mayor.

En primer lugar, se cumple que para la longitud de onda de 440nm se obtienen valores más bajos de la parte real del índice de refracción que para la longitud de onda de 870nm.

En segundo lugar, al igual que en apartados anteriores, se ha obtenido una tendencia similar entre ambos histogramas, con una ligera desviación. En este caso tenemos que, para 440nm el histograma de Cabo Verde se desplaza ligeramente hacia valores más altos. Esto es debido a que el aerosol mineral tiene un índice de refracción mayor que el marítimo (Kandler et al., 2011), lo que concuerda con lo que se ha mencionado en capítulos anteriores acerca de que, en los eventos detectados, el aerosol que llega es por una parte se ha dispersado durante el transporte, y por otra parte el aerosol que llega es mezcla de aerosol desértico y aerosol marítimo. Lo mismo ocurre para las gráficas correspondientes a la longitud de onda de 870nm.

Es importante destacar que en todas las gráficas, tanto la media como el valor obtenido para valor más alto o la mediana están comprendidos en el intervalo que se ha tomado como referencia para la detección de aerosol de origen desértico descrito en el capítulo primero.

- Índice de refracción. Parte imaginaria.

En este apartado se ha pretendido hacer un estudio estadístico acerca de la parte imaginaria del índice de refracción. Este parámetro se encuentra estrechamente relacionado con la desviación que sufre la radiación extraterrestre incidente debida a la absorción producida por los aerosoles y con el parámetro de SSA, descrito en detalle en el capítulo primero. A continuación se ha mostrado los histogramas obtenidos a partir de los datos obtenidos tanto en Cabo Verde, como en las estaciones de medida de la zona del Caribe. Se ha realizado para la longitud de onda de 440nm y de 870nm por las razones descritas en los apartados anteriores.

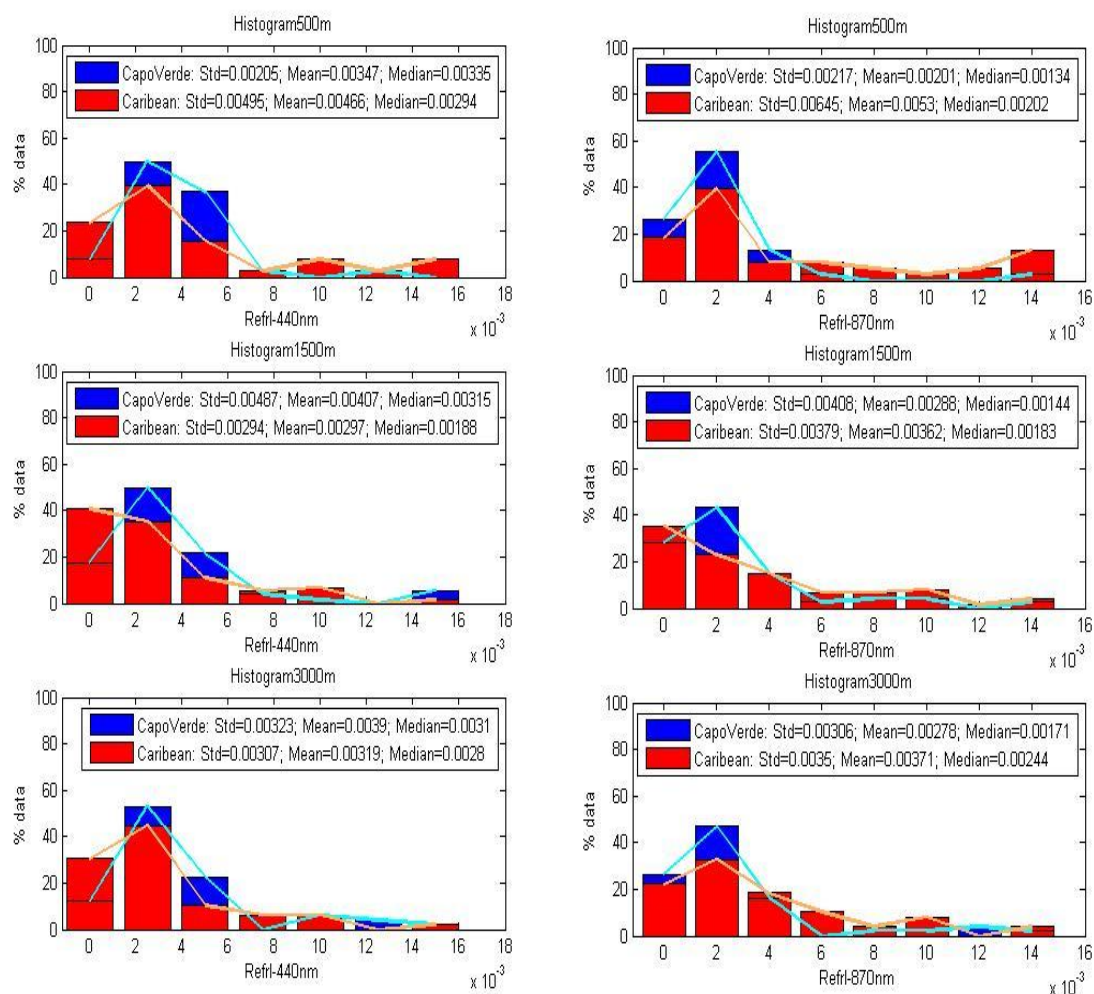


Figura IV-12. Histogramas del índice de refracción, parte imaginaria en 440nm (izquierda) y en 870nm (derecha), en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Como se puede observar en todas las gráficas, ambos histogramas (el correspondiente a Cabo Verde y el correspondiente al Caribe) siguen una misma tendencia. Sin embargo, al igual que ha sucedido con el estudio de los parámetros anteriores, nos hemos encontrado con que para algunas alturas de referencia el histograma de Cabo Verde se encuentra desplazado ligeramente (en este caso hacia valores más altos).

La explicación de esto es semejante a la descrita en apartados anteriores, en Cabo Verde predomina el aerosol desértico, debido al transporte de dicho aerosol a lo largo del océano Atlántico dicho aerosol se dispersa y además se puede mezclar con aerosol marítimo.

Es importante destacar que tanto para 440nm, como para 870nm, los valores máximos de sendos histogramas se encuentran muy próximos a los tomados como referencia para la determinación de aerosol desértico descritos en el capítulo primero.

4.4.3. Parámetro de asimetría.

A lo largo del siguiente apartado se ha tratado de hacer un estudio detallado acerca del parámetro de asimetría. Este parámetro está estrechamente relacionado con el tamaño de las partículas, descrito en el capítulo primero. De manera que, cuanto mayor sea el valor del parámetro de asimetría mayor es la relación entre la radiación dispersada hacia adelante (característica propia del aerosol de origen desértico).

Al igual que en los apartados anteriores se han enfrentado los histogramas de los resultados obtenidos en Cabo Verde (histograma de color azul), y de los resultados obtenidos en las estaciones de medida del Caribe (histograma de color rojo) para cada una de las alturas de referencia. La diferencia con los anteriores es que, para este parámetro se han realizado para el modo fino (Figura IV-4), para el modo grueso (Figura IV-5) y para el modo total (Figura IV-6). Otra diferencia con los anteriores es que se han realizado para los canales de medida de 440nm y de 870nm por las razones mencionadas en el capítulo anterior.

- Parámetro de asimetría para el modo fino:

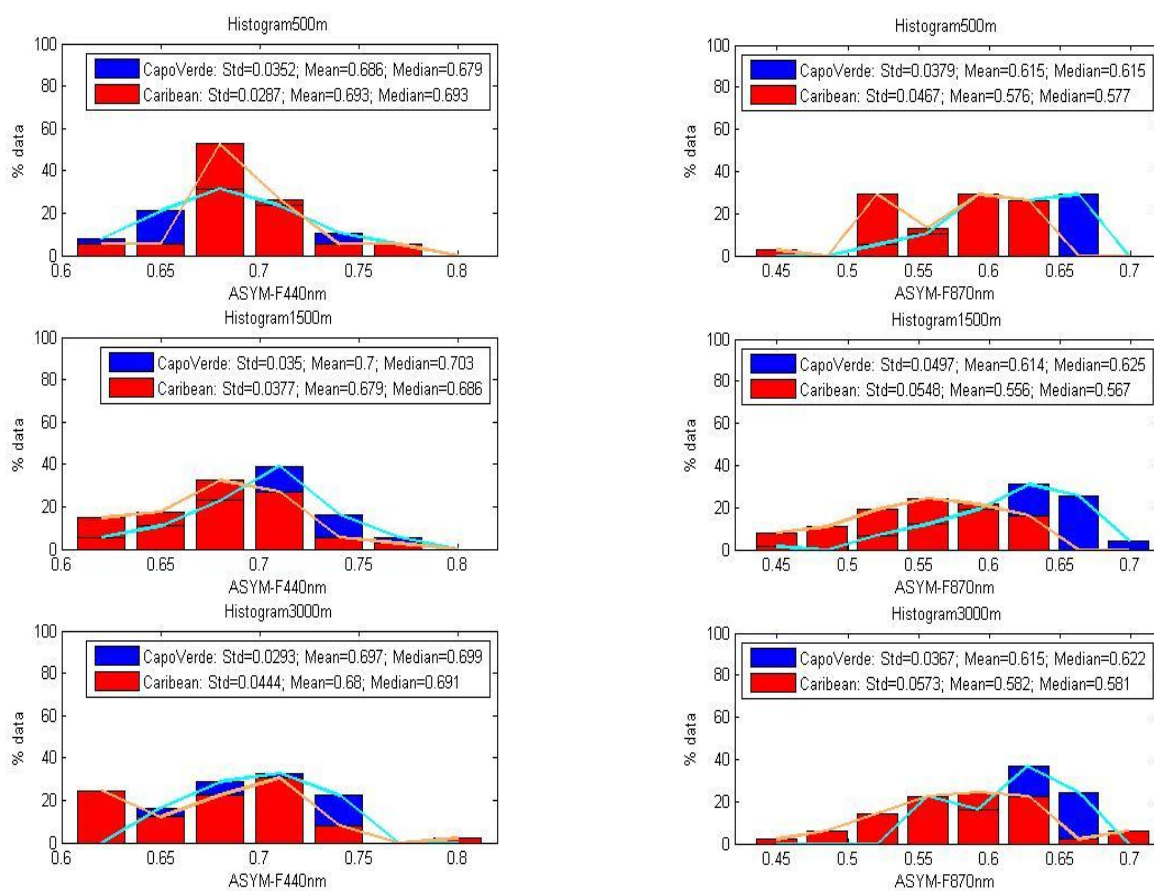


Figura IV-4. Histogramas del parámetro de asimetría en el modo fino para 440nm (izquierda) y para 870nm (derecha), en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Se puede observar cómo, por una parte, para el canal de 440nm ambos histogramas poseen una tendencia similar, incluso con sendos máximos en coincidencia. Sin embargo, tanto en la gráfica correspondiente a una altura de referencia de 1500m en el canal de 440nm, como en las gráficas correspondientes al canal de 870nm los histogramas correspondientes a los datos obtenidos en Cabo Verde están ligeramente desplazados hacia la derecha (valores más altos del parámetro de asimetría). La explicación acerca de este ligero desplazamiento se realizará al final de este apartado.

- Parámetro de asimetría para el modo grueso:

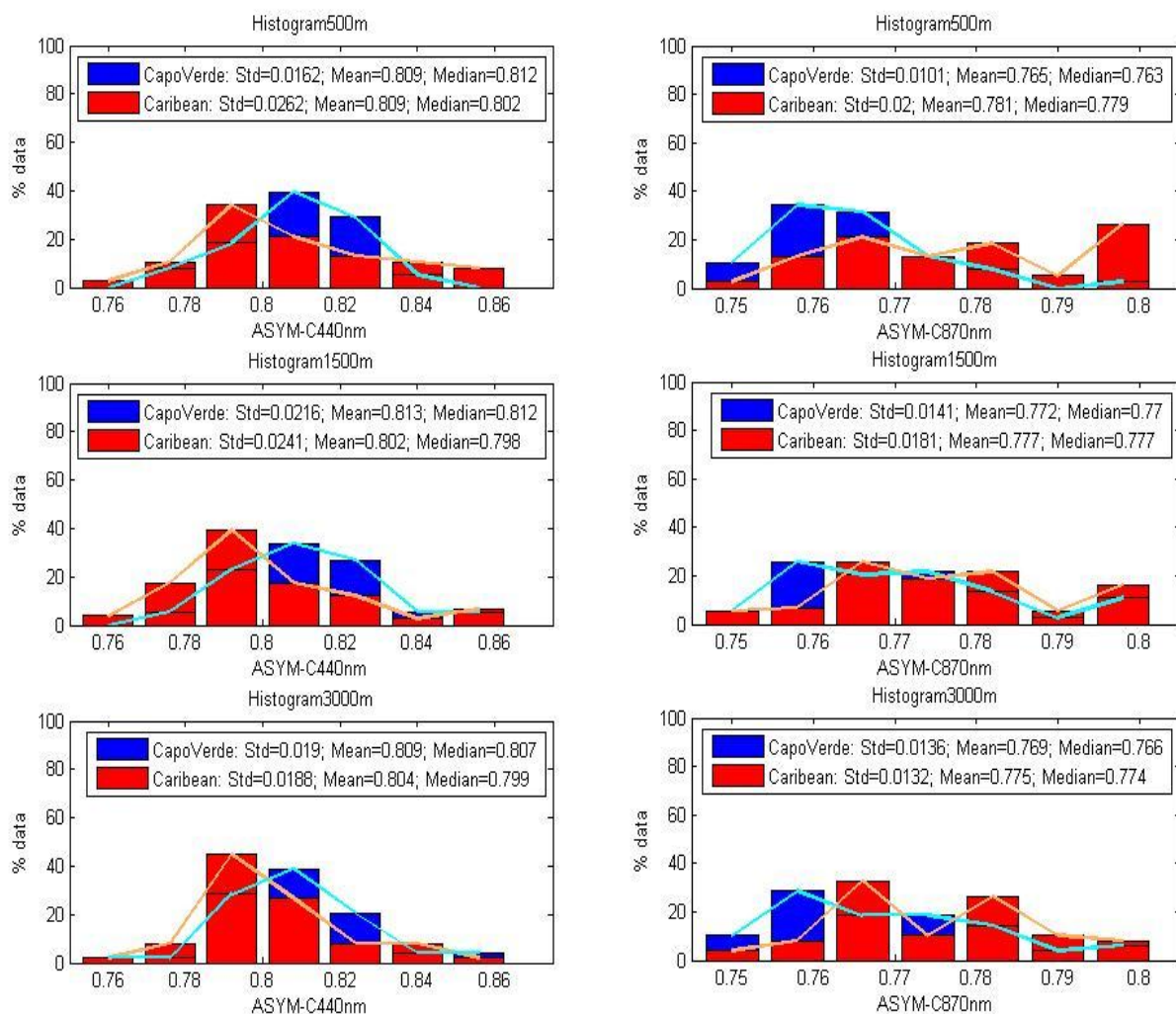


Figura IV-5. Histogramas del parámetro de asimetría en el modo grueso para 440nm (izquierda) y para 870nm (derecha), en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Se puede observar cómo, por una parte las gráficas correspondientes al canal de 440nm se comportan de la misma manera que para el modo fino. Es decir, en los histogramas de Cabo Verde están ligeramente desplazados hacia la derecha (valores

más altos del parámetro de asimetría). Por otra parte, las gráficas correspondientes al canal de 870nm se comportan de manera similar, siendo los valores ligeramente inferiores, es decir, el parámetro de asimetría disminuye con la longitud de onda.

- Parámetro de asimetría para el modo total:

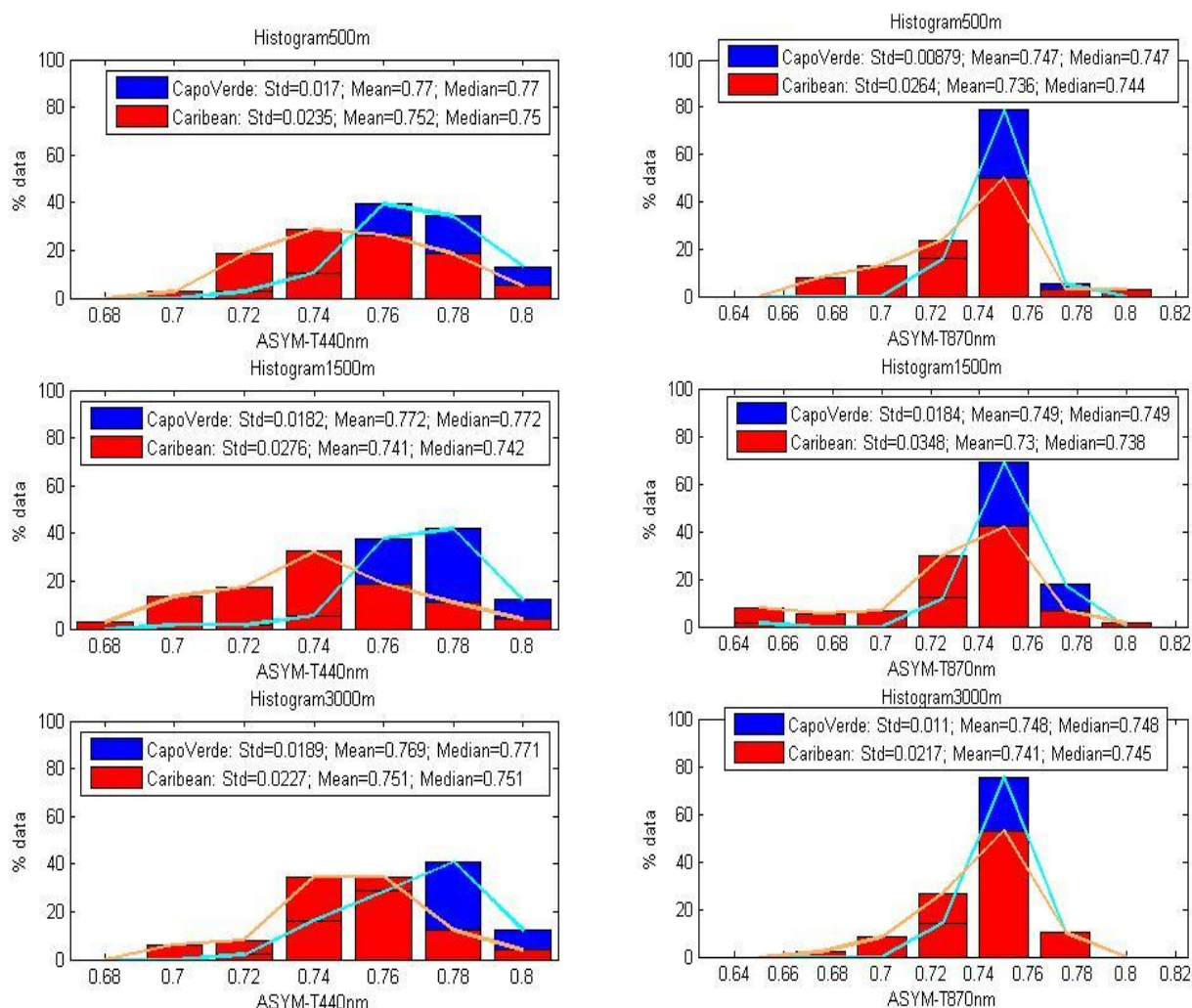


Figura IV-6. Histogramas del parámetro de asimetría en el modo grueso para 440nm (izquierda) y para 870nm (derecha), en Cabo Verde (azul) y en la zona del Caribe (rojo).

Como se puede observar, para el canal de 440nm volvemos a encontrar una ligera desviación del histograma correspondiente a los datos de Cabo Verde hacia valores más altos del parámetro de asimetría, como se ha resaltado en los apartados anteriores, mientras que para el canal de 870nm tenemos un comportamiento similar de los dos histogramas (el correspondiente a Cabo Verde y el correspondiente a Barbados).

La razón de que exista cierto desplazamiento hacia valores más altos del parámetro de asimetría en los histogramas de Cabo Verde es debido a que, al igual que se observó en el parámetro de esfericidad, nos hemos encontrado frente a una mayor cantidad de partículas propias de aerosol desértico (partículas de mayor tamaño). Por otro lado, los histogramas correspondientes a los datos obtenidos por las estaciones de medida de la zona del Caribe están desplazados ligeramente hacia valores más bajos del parámetro de asimetría. Esto se puede deber a que el aerosol predominante allí es de origen marítimo pero puede tener cierta mezcla con contaminación local (partículas más pequeñas).

Es razonable pensar que por un lado el aerosol predominante en la zona del caribe es de origen marítimo y que el predominante en Cabo Verde es de origen Sahariano y, al igual que se ha mencionado con anterioridad, a medida que el aerosol de origen Sahariano procedente de Capo Verde al ser transportado a lo largo de todo el océano Atlántico se mezcla con aerosol marítimo.

Sin embargo, es importante mencionar cómo al comparar la media obtenida de los datos de Cabo Verde con la media de los datos de las estaciones del Caribe obtenemos valores muy semejantes. En las gráficas del modo grueso (FiguraIV-5) se puede observar cómo las medias de ambos histogramas tienen, prácticamente, el mismo valor. Y lo más importante es que ese valor es muy cercano al considerado de referencia en el capítulo primero para la determinación de aerosol de origen Sahariano.

Por otra parte, es importante mencionar como para el modo total (FiguraIV-6), en el canal de 870nm, ambos histogramas tienen su máximo prácticamente en el mismo valor. El cuál también es muy próximo al tomado de referencia para la determinación de aerosol de origen Sahariano.

En una segunda aproximación se puede deducir que el aerosol contenido en la masa de aire que sale de Capo Verde, el cual es de origen desértico, aun siendo dispersado a medida que avanza atravesando el océano Atlántico, mezclándose con aerosol de origen marítimo, consigue llegar hasta la zona del Caribe.

Por último se ha representado una tabla (Tabla IV-1) con todos los valores correspondientes a la desviación estándar, la media, y la mediana que aparecen en las figuras de los histogramas representados a lo largo de todo éste capítulo. De esta manera se puede realizar una comparación de una manera más rápida y directa de los valores obtenidos tanto en Cabo Verde como en la zona del Caribe.

	Cabo Verde (500m)			Caribe (500m)			Cabo Verde (1500m)			Caribe (1500m)			Cabo Verde (3000m)			Caribe (3000m)		
	mean	std	median	mean	std	median	mean	std	median	mean	std	median	mean	std	median	mean	std	median
AOD	0.404	0.242	0.357	0.163	0.119	0.132	0.417	0.278	0.369	0.18	0.127	0.139	0.417	0.227	0.393	0.221	0.15	0.171
Alfa	0.244	0.182	0.193	0.442	0.363	0.339	0.244	0.19	0.193	0.428	0.372	0.315	0.219	0.162	0.173	0.381	0.347	0.26
Sphericity	6.95	14.3	0.867	17.8	25.4	2.8	14.5	24.3	1.16	60.4	40.7	80.4	62.7	38.7	81.2	52.2	39.7	56.6
Effective Radius (Fine Mode)	0.143	0.0276	0.141	0.161	0.0469	0.154	0.153	0.0282	0.147	0.15	0.0231	0.148	0.141	0.0224	0.139	0.152	0.0502	0.147
Effective Radius (Coarse Mode)	1.64	0.119	1.63	1.71	0.173	1.68	1.64	0.148	1.64	1.8	0.687	1.63	1.83	0.54	1.71	1.73	0.193	1.71
Effective Radius (Total Mode)	0.868	0.172	0.906	0.914	0.247	0.889	0.878	0.203	0.895	0.747	0.309	0.702	0.692	0.279	0.697	0.785	0.295	0.726
Fine Mode Fraction	0.088	0.028	0.082	0.095	0.042	0.090	0.094	0.036	0.082	0.157	0.100	0.116	0.172	0.130	0.123	0.129	0.072	0.109
SSA 440nm	0.924	0.033	0.925	0.930	0.047	0.935	0.925	0.043	0.929	0.945	0.044	0.953	0.925	0.041	0.929	0.939	0.045	0.944
SSA 870nm	0.969	0.026	0.976	0.960	0.042	0.976	0.961	0.037	0.972	0.933	0.063	0.964	0.947	0.048	0.966	0.946	0.043	0.961
Ref. R. 440nm	1.45	0.04	1.44	1.44	0.05	1.43	1.44	0.03	1.44	1.43	0.04	1.44	1.42	0.04	1.42	1.43	0.05	1.43
Ref. R. 870nm	1.45	0.03	1.45	1.44	0.04	1.44	1.45	0.03	1.45	1.42	0.04	1.43	1.42	0.04	1.42	1.43	0.04	1.43
Ref. I. 440nm	0.0035	0.0021	0.0034	0.0041	0.0049	0.0032	0.0039	0.0032	0.0031	0.0047	0.0050	0.0029	0.0030	0.0029	0.0019	0.0032	0.0031	0.0028
Ref. I. 870nm	0.0020	0.0022	0.0013	0.0029	0.0041	0.0014	0.0028	0.0031	0.0017	0.0053	0.0065	0.0020	0.0036	0.0038	0.0018	0.0037	0.0035	0.0024
Asym 440nm (Fine Mode)	0.686	0.0352	0.679	0.7	0.035	0.703	0.697	0.0293	0.699	0.693	0.0287	0.693	0.679	0.0377	0.686	0.68	0.0444	0.691
Asym 870nm (Fine Mode)	0.615	0.0379	0.615	0.614	0.0497	0.625	0.615	0.0367	0.622	0.576	0.0467	0.577	0.556	0.0548	0.567	0.582	0.0573	0.581
Asym 440nm (Coarse Mode)	0.809	0.0162	0.812	0.813	0.0216	0.812	0.809	0.019	0.807	0.809	0.0262	0.802	0.802	0.0241	0.798	0.804	0.0188	0.799
Asym 870nm (Coarse Mode)	0.765	0.0101	0.763	0.772	0.0141	0.77	0.769	0.0136	0.766	0.781	0.02	0.779	0.777	0.0181	0.777	0.775	0.0132	0.774
Asym 440nm (Total Mode)	0.77	0.017	0.77	0.772	0.0182	0.772	0.769	0.0189	0.771	0.752	0.0235	0.75	0.741	0.0276	0.742	0.751	0.0227	0.751
Asym 870nm (Total Mode)	0.747	0.009	0.747	0.749	0.018	0.749	0.748	0.011	0.748	0.736	0.026	0.744	0.730	0.035	0.738	0.741	0.022	0.745

Tabla IV-1. Valores de la media, desviación estándar correspondientes a los histogramas de todos los parámetros físicos descritos a lo largo del capítulo.

Capítulo 5. Conclusiones y líneas futuras.

Hasta ahora no se ha llevado a cabo la realización de un estudio climatológico global a lo largo de un periodo tan extenso de tiempo (trece años) acerca del transporte de aerosol procedente del desierto del Sahara hasta el Caribe, así como de sus propiedades físicas.

Debemos destacar la importancia de la red AERONET a nivel mundial, ya que actualmente es la red de referencia para el estudio de los aerosoles atmosféricos. Esta red, gestionada por NASA, la Universidad de Lille y el Grupo de Óptica Atmosférica (Universidad de Valladolid), tiene como objetivos la caracterización de las propiedades de los aerosoles a nivel global con fines climatológicos, así como validar las medidas que, desde sensores de satélite, se realizan sobre los aerosoles. Detrás de estos objetivos está la necesidad de determinar el papel de los aerosoles en el clima del planeta.

El trabajo realizado se puede recoger en los siguientes puntos:

1. Por un lado se ha realizado una primera climatología global, a lo largo de un periodo de tiempo de trece años, mediante la detección de eventos (entendiendo como evento que una masa de aire que sale de Cabo Verde llega al Caribe) con el fin de comprobar la existencia, o no existencia, de una relación con los datos obtenidos en la campaña SALTRACE en 2013.
2. Una vez comprobado que existe un ciclo anual de transporte de masas de aire desde Cabo Verde hasta la zona del Caribe, el siguiente paso ha sido realizar un estudio estadístico detallado de las propiedades físicas del aerosol transportado.
3. El estudio de las propiedades físicas del aerosol transportado se ha realizado para tres alturas de referencia a la salida de las masas de aire en Cabo Verde (500m, 1500m y 3000m). Para ciertos parámetros físicos del aerosol transportado se ha realizado el mismo estudio estadístico para varias longitudes de onda (440nm y 870nm) debido a su estrecha relación con la variabilidad de dichos parámetros físicos.

De todo lo expuesto, queremos destacar las siguientes aportaciones o conclusiones.

- Se ha descrito una climatología global a partir de un gran número de eventos anuales en los que la masa de aire que, saliendo de Cabo Verde, llega a la zona del Caribe.

- Gracias a dicha climatología se ha podido llegar a la conclusión de que corresponde con la climatología correspondiente los vientos alisios a lo largo del año tanto en la variabilidad del número de eventos mensuales, como en el tiempo de transporte, como en la altura de la masa de aire a lo largo de su transporte.

- Tras el estudio estadístico de todos los parámetros físicos propios de los aerosoles, se ha llegado a la conclusión de que en un elevado porcentaje de los eventos registrados el aerosol contenido en la masa de aire que ha salido de Cabo Verde ha llegado a la zona del Caribe. Es decir, los valores medidos en Cabo Verde coinciden, en gran medida, con los obtenidos por las estaciones de medida de la zona del Caribe.

- Las diferencias más importantes entre los parámetros de aerosoles en Cabo Verde y en el Caribe son la disminución del espesor óptico, aumento de la proporción de partículas esféricas, aumento de la fracción del modo fino y una ligera disminución en la dependencia espectral del *single scattering albedo*. Todo ello indica la mezcla con aerosol de tipo marítimo y contaminación de origen antropogénico, aunque siempre en una proporción pequeña, ya que las propiedades analizadas siguen indicando la predominancia del aerosol desértico en los eventos analizados.

Líneas Futuras.

El trabajo que se plantea ahora es el de la realización de un inventario de eventos de aerosol de origen Sahariano únicamente para los valores de los parámetros físicos considerados de referencia en el capítulo primero de este trabajo.

Por otra parte se plantea la demostración de que existe una correlación directa entre la climatología correspondiente a la de los vientos alisios y entre el transporte de aerosol entre la zona de Cabo Verde ya la zona del Caribe.

La investigación de los cambios en el aerosol durante el transporte requiere de medidas sobre el océano, que permitan seguir la masa de aire durante todo el trayecto, y no sólo al principio y al final del transporte. Para ello se pueden emplear medidas de satélite, como el MODIS o el CALIPSO.

Bibliografía

- Ångström, A. *On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air*. Geograf. Ann. Deut., 11:156-166, 1929.
- Ångström, A. *The parameters of atmospheric turbidity*. Tellus, 16, 64-76, 1964.
- Guirado, C. *Caracterización de las propiedades de los aerosoles en columna en la región subtropical*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2015.
- Dubovik, O. and M. D. King. *A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements*. J. Geophys. Res., 105, 20673-20696, 2000a.
- Dubovik, O., B.N. Holben, T.F. Eck, A. Smirnov, Y.J. Kaufman, M.D. King, D. Tanre, and I. Slutsker. *Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations*, J. Atm. Sci., 59, 590-608, 2002.
- Durán, P. *Medidas espectrorradiométricas para la determinación de componentes atmosféricos (ozono, vapor de agua y aerosoles) y modelización del intercambio radiativo en la atmósfera*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 1997.
- Fuertes, D. *CÆLIS: sistema de gestión y explotación para una red de investigación en aerosoles*. Valladolid: PFC. Ingeniería Informática, Universidad de Valladolid, 2010.
- Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E. F., Reagan, J. A., Kaufman, Y. J., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., & Smirnov, A. "AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization". Remote Sensing of Environment, 66(1), 1-16, 1998.
- Prats, N. *Utilización del fotómetro Cimel (AERONET) para el análisis de parámetros microfísicos y radiativos del aerosol atmosférico en el suroeste de la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2009.
- Román, R. *Reconstrucción y análisis de la radiación ultravioleta eritemática en la Península Ibérica desde 1950*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2014.
- Toledano, C. *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de las propiedades ópticas y masas de aire en la estación "El Arenisillo" de la red AERONET*, Tesis Doctoral, Universidad de Valladolid, 2005.
- Vergaz, R. *Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos. Caracterización del área del Golfo de Cádiz*. Tesis doctoral, Universidad de Valladolid, Septiembre de 2001.
- Willeke, K. and P.A. Baron, Editors. *Aerosol Measurement. Principles, Techniques and Applications*. John Wiley & Sons, 1993.