



Universidad de Valladolid

Facultad de Ciencias

TRABAJO FIN DE GRADO

Grado en Física

**Evaluación del efecto radiativo de aerosol atmosférico y nubes en la
ciudad de Valladolid**

Autor:

Santiago Martín Goizueta

Tutores:

Carlos Toledano Olmeda

David Mateos Villán

A mi abuelo

Acrónimos

AEMEt Agencia española de meteorología

AERONET AErosol RObotic NETwork

GOA-UVa Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid

IPCC Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático

LIDAR Light Detection and Ranging

NASA National Aeronautics and Space Administration

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration

OMI Ozone Monitoring Instrument

UVa-GOA Programa de simulación de transferencia radiativa

YES Yankee Environmental Systems, Inc

Nomenclatura

α Exponente de Ångström

β Turbiedad de Ångström

ω_0 Albedo de dispersión simple

AOD (*Aerosol Optical Depth*) Espesor óptico de los aerosoles

ARE (*Aerosol Radiative effect*) Efecto radiativo del aerosol

CARE (*Cloud and Aerosol Radiative effect*) Efecto radiativo de los aerosoles y las nubes

COD (*Cloud Optical Depth*) Espesor óptico de las nubes

CRE (*Cloud Radiative effect*) Efecto radiativo de las nubes

DU (*Dobson Units*) Unidades Dobson

EXP Irradiancia medida experimentalmente por los radiómetros

FR Forzamiento Radiativo

g Parámetro de asimetría

I Irradiancia (medida en Wm^{-2})

I₀ Irradiancia encima de la atmósfera (medida en Wm^{-2})

PAR (*Photosintetic Active Radiation*) Radiación fotosintéticamente activa

PWC (*Precipitable Water Column*) Columna de agua precipitable

S_{er} Función de peso de la radiación eritemática

SCA Simulación de la irradiancia en una atmósfera con aerosoles

SLA Simulación de la irradiancia en una atmósfera libre de aerosoles

SZA (*Solar Zenit Angle*) Ángulo solar cenital

SW (*ShortWave*) Radiación de longitud de onda corta

TOA (*Top Of Atmosphere*) Radiación por encima de la atmósfera

TOC (*Total Ozone Column*) Columna total de ozono

UVA Radiación ultravioleta tipo A

UVB Radiación ultravioleta tipo B

UVC Radiación ultravioleta tipo C

UVER Radiación eritemática

Índice general

| | |
|--|-----------|
| 1. Introducción | 1 |
| 1.1. Forzamiento radiativo | 2 |
| 1.2. Radiación en la superficie de la tierra | 3 |
| 1.2.1. Interacción de la radiación solar con la atmósfera | 5 |
| 1.3. Factores de los efectos radiativos | 7 |
| 1.3.1. Aerosoles | 7 |
| 1.3.2. Nubes | 7 |
| 1.3.3. Geometría Tierra-Sol | 8 |
| 1.3.4. Altitud | 8 |
| 1.3.5. Albedo | 8 |
| 1.3.6. Ozono | 9 |
| 1.3.7. Columna de agua precipitable (PWC) | 9 |
| 1.4. Modelo utilizado (UVa-GOA) | 9 |
| 1.4.1. Modelización de la componente directa | 10 |
| 1.4.2. Absorción selectiva | 10 |
| 1.4.3. Formulaciones de transmitancia global de Rayleigh y aerosoles | 11 |
| 1.5. Objetivos | 11 |
| 2. Estación de medida e instrumentación | 13 |
| 2.1. Fotómetro Cimel-318 | 13 |
| 2.2. Radiómetros | 14 |
| 2.2.1. Kipp & Zonen CMP 21 | 14 |
| 2.2.2. UVB-1 de YES | 15 |
| 2.2.3. PAR (Photosintetic Active Radiation) | 17 |
| 2.3. Datalogger CR23X_FS | 18 |
| 2.4. Otros instrumentos de medida | 18 |
| 2.5. Tabla de variables de entrada | 20 |
| 3. Metodología | 21 |
| 3.1. Obtención de los datos para simulación de transferencia radiativa | 21 |
| 3.1.1. Variables de entrada geométricas | 21 |
| 3.1.2. Variables de entrada atmosféricas | 22 |
| 3.2. Datos de radiación experimentales y simulados | 24 |
| 3.3. Obtención del CARE, ARE y CRE | 25 |
| 4. Análisis de CARE, ARE y CRE | 27 |
| 4.1. Evolución temporal del ARE | 27 |
| 4.2. Evolución temporal del CARE | 29 |
| 4.3. Evolución temporal del CRE | 32 |
| 4.4. Cálculo de la eficiencia radiativa del aerosol | 34 |
| 4.5. Caso de estudio: Gran incendio en Portugal | 36 |

| | |
|---------------------------------|----|
| 5. Conclusiones | 41 |
| A. Hoja de calibración del UVER | 43 |
| B. Programa ejemplo de Python | 49 |
| Índice de figuras | 56 |
| Bibliografía | 57 |

Resumen

El estudio de las sustancias que componen la atmósfera, como son los aerosoles y las nubes, tiene gran importancia, pues según sean sus propiedades físicas producirán un enfriamiento o un calentamiento de la Tierra. En este trabajo se tratarán de estudiar los efectos que causan los aerosoles atmosféricos y las nubes sobre la radiación solar desde el 1 de julio de 2017 hasta el 7 de febrero de 2018 en la ciudad de Valladolid (41.66°N, -4.706°W). Para ello se han utilizado diferentes aparatos de medida que pertenecen al Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid (GOA-UVa) y el programa de simulación de transferencia radiativa denominado UVa-GOA, desarrollado por el mismo grupo. Parte del trabajo ha sido la renovación del cableado de los aparatos de la estación de medida y su posterior instalación por el alumno.

Para el desarrollo del trabajo se han estudiado tres intervalos de longitudes de onda: la radiación de onda corta (300-3000nm), la radiación fotosintéticamente activa (400-700nm) y la radiación eritemática (280-400nm). Una comparación de las simulaciones radiativas con los datos experimentales permitirá estudiar el ARE (Aerosol Radiative Effect) y del CRE (Cloud Radiative Effect), que es el objetivo último del trabajo.

Una vez han sido estudiados y analizados los efectos radiativos de los aerosoles y las nubes se profundizará en una serie de días donde la atmósfera tiene una gran cantidad de aerosoles y nubes. Se trata de los días 24, 25 y 26 de agosto, donde coincidió la presencia de nubosidad con aerosoles procedentes de incendios originados en Portugal. Este estudio más detallado permitirá entender cómo se atenúa la radiación solar con diferentes componentes atmosféricos para cada una de las tres franjas de longitudes de onda que se van a estudiar.

Abstract

The study of atmospheric components, such as aerosols and clouds is very significant, as their physical properties can have a great influence on climate, producing temperature changes on Earth. This work will study and evaluate the changes in surface solar radiation caused by atmospheric aerosols and clouds between July 1, 2017 and February 7, 2018, in Valladolid (46.66°N, -4.706°W). To achieve this, several measuring devices belonging to the Group of Atmospheric Optics, University of Valladolid (GOA-UVa) have been used, as well as UVa-GOA, the radiative transfer simulation program developed by the same group. As part of this work, the student has renovated the wiring of the measuring devices and completed its subsequent installation.

For the development of the work, three spectral ranges have been studied: shortwave radiation (300-3000nm wavelength), photosynthetic active radiation (400-700nm) and the erythemal radiation (280-400nm). The comparative analysis of the radiative simulations with the experimental data will allow us to study the ARE (Aerosol Radiative Effect) and the CRE (Cloud Radiative Effect), which is the main purpose of this work.

Once the radiative effects of aerosols and clouds have been analyzed, this work will deepen in the study of a series of days where the atmosphere had a large quantity of aerosols and clouds. These days were August 24, 25 and 26, 2017, when the presence of cloudiness coincided with aerosols from biomass burning originated in Portugal. This more detailed study will conclude in how solar radiation is attenuated by different atmospheric components, for each one of the three bands of wavelengths that have been studied.

Capítulo 1

Introducción

Los aerosoles atmosféricos y las nubes juegan un papel fundamental en el clima terrestre. Constituyen una de las principales incertidumbres para los modelos climáticos y tienen gran importancia en el balance radiativo de la tierra. Dependiendo de las propiedades de los aerosoles y de las nubes se produce un calentamiento o un enfriamiento en la atmósfera, la figura 1.1 muestra este balance radiativo.

Los aerosoles se definen 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 [27]. Para conocer los efectos que causan, se estudia su forma, tamaño, composición química, etc. Según su origen, se pueden clasificar en naturales o artificiales; los naturales pueden ser debidos, entre otras cosas, al polvo desértico, cenizas provenientes de incendios o al polen, mientras los artificiales pueden ser causados, por ejemplo, a las sustancias que expulsan las fabricas o los automóviles.

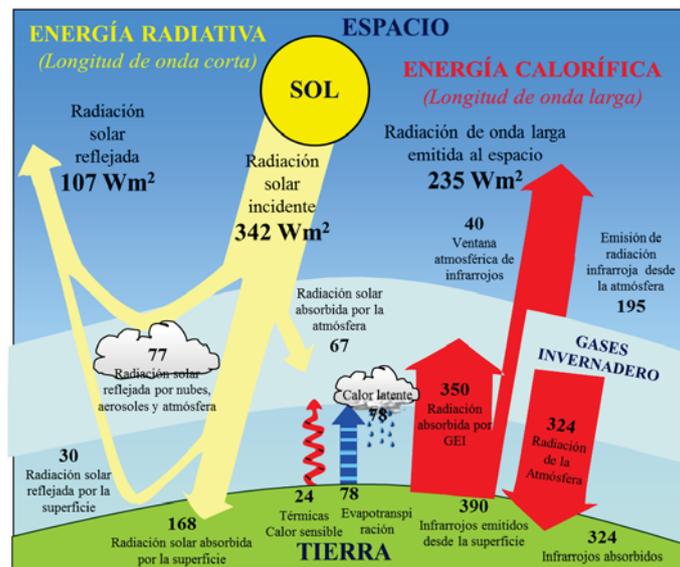


Figura 1.1: Balance de radiación neta.

Este trabajo se centrará en los efectos que crean los aerosoles y las nubes en la longitud de onda corta, para ello se deberá determinar el efecto radiativo de los aerosoles y las nubes (CARE, *Cloud and Aerosol Radiative Effect*), formado por el efecto radiativo de los aerosoles (ARE, *Aerosol Radiative Effect*) y el efecto radiativo de las nubes (CRE, *Cloud Radiative Effect*).

1.1. Forzamiento radiativo

El forzamiento radiativo es un indicador de la influencia que determinado factor ejerce sobre el balance de energía entrante y saliente del sistema Tierra-atmósfera, y constituye un índice de gran importancia como posible mecanismo de cambio climático. Los valores de este efecto se pueden medir en vatios por metro cuadrado (W/m^2) [12].

Los cambios experimentados por las concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles en la atmósfera, por la cubierta terrestre y por la radiación solar alteran el balance de energía del sistema climático y son factores originantes del cambio climático. El forzamiento radiativo se ve afectado por la absorción, la dispersión y la emisión de radiación en la atmósfera y en la superficie de la tierra. Los cambios tanto positivos como negativos del balance de energía se expresan mediante el efecto radiativo.

La figura 1.2 muestra el promedio mundial del forzamiento radiativo (FR) en el año 2005 respecto del de 1750 para los agentes más importantes del forzamiento. En ella se puede observar que el conjunto de componentes del FR produce un forzamiento positivo (calentamiento) del sistema climático, debido a que domina el efecto producido por los gases de efecto invernadero.

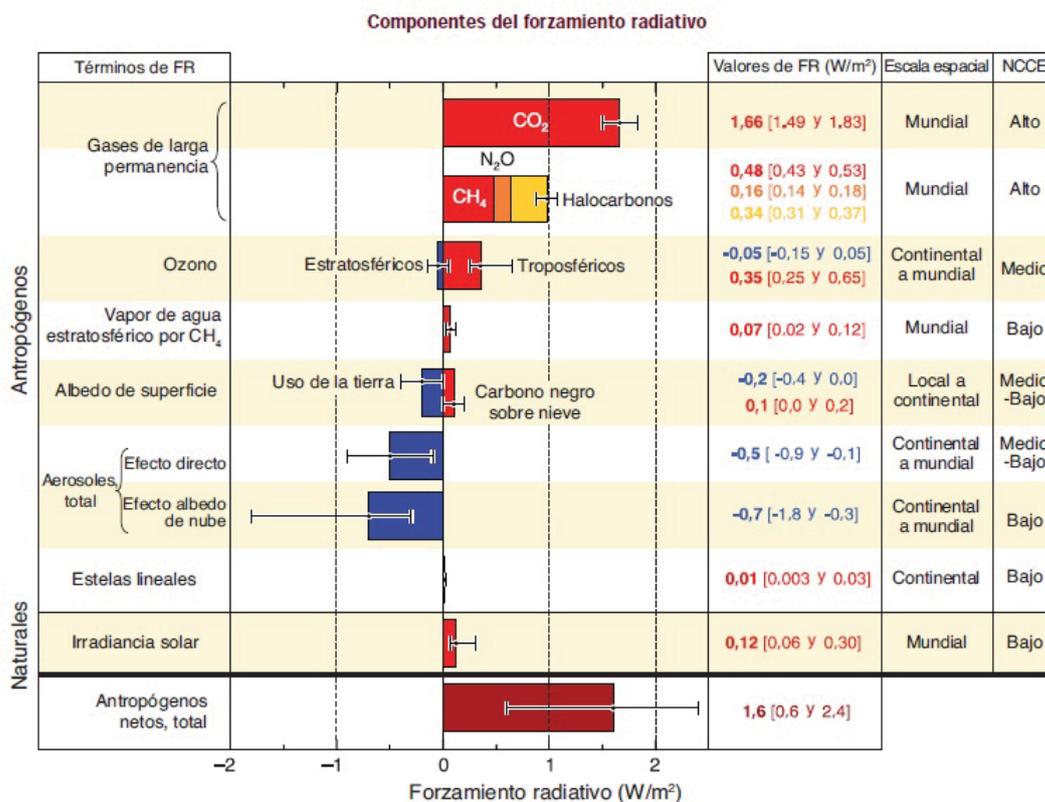


Figura 1.2: Comparación FR años 2005-1750 (IPCC, 2007).

1.2. Radiación en la superficie de la tierra

La radiación presente en la atmósfera terrestre puede tener valores desde los 200 a los 50000nm, todo este rango se puede clasificar en dos grandes grupos:

- **Longitud de onda corta:** Esta franja se corresponde con la emitida por el Sol, que va desde los 200 a los 3000nm, es la que se va a tener en cuenta para el desarrollo del trabajo. Se puede dividir en:
 - Ultravioleta (UV): Va desde los 200 hasta los 400nm. También podemos distinguir dentro de este franja tres posibles zonas:
 - UV-C (200-280nm): Es totalmente absorbida por la atmósfera antes de alcanzar la superficie terrestre.
 - UV-B (280-315nm): El 90 % de esta radiación es absorbida, pero biológicamente es activa, llegando a causar daños en la piel.
 - UV-A (315-400nm): La mayoría de esta radiación alcanza tierra, pero este tipo de radiación no es tan activa como la anterior.
 - Visible (400-700nm): Es la franja de longitudes de onda que el ser humano puede ver, se puede dividir según los colores que forman el arcoiris.
 - Infrarrojo cercano (700-3000nm).
- **Longitud de onda larga:** Esta radiación no es emitida desde el Sol, sino que se emite desde la atmósfera, nubes, tierra y alrededores. Va desde los 3000 hasta los 50000nm.

Para la realización de este estudio se ha trabajado con tres franjas de longitudes de onda bien diferenciadas. La primera de ellas será la **longitud de onda corta**, la cual se analizará desde los 300 hasta los 3000nm. La segunda será la correspondiente a las franjas de la radiación ultravioleta A y a la radiación ultravioleta B, en este caso no se estudiará directamente la radiación incidente, sino que se analizará la **radiación eritemática (UVER)**. La tercera banda que se va a analizar es la correspondiente a la longitud de onda perteneciente al visible, en este caso tampoco se va a estudiar la radiación que llega directamente a la superficie, sino que se estudiará la **radiación fotosintéticamente activa (PAR)**.

La radiación eritemática (UVER)

El eritema es el rojecimiento en la piel causado por el sol. La irradiancia eritemática expresa los efectos eritemáticos de la radiación solar. Tiene en cuenta el espectro de la radiación solar desde los 280 hasta los 400nm en la superficie de la tierra y la respuesta de la piel humana a la radiación ultravioleta. Esta respuesta está modulada por el cociente de radiación eritemática S_{er} , establecido por McKinlay y Diffey [19], la cual responde a la siguiente ecuación:

$$S_{er}(\lambda) = \begin{cases} 1 & \text{si } \lambda < 298nm \\ 10^{0,094(298-\lambda)} & \text{si } 298 \leq \lambda < 328nm \\ 10^{0,015(139-\lambda)} & \text{si } 328 \leq \lambda < 400nm \\ 0 & \text{si } \lambda \geq 400nm \end{cases} \quad (1.1)$$

La figura 1.3 muestra cómo queda la radiación eritemática (violeta) una vez la curva de irradiancia solar extraterrestre (negra) ha sido multiplicada por el espectro de acción eritemático (rojo) [16].

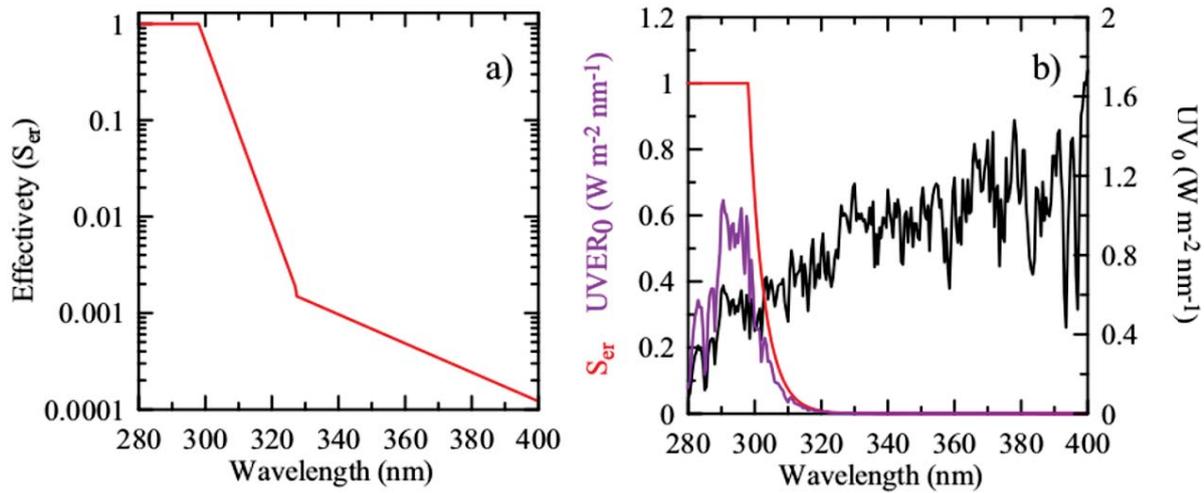


Figura 1.3: a) Espectro de acción eritemático, S_{er} ; b) Su aplicación al espectro solar extraterrestre.

Así, si se quiere obtener el efecto de la radiación eritemática total se deberá multiplicar la irradiancia en cada una de las longitudes de onda por su peso eritemático siguiendo la ecuación:

$$UVER = \int_{280nm}^{400nm} I_{\lambda} S_{er}(\lambda) d\lambda \quad (1.2)$$

siendo I_{λ} la irradiancia espectral que llega la superficie de la tierra.

Radiación fotosintéticamente activa (PAR)

La radiación fotosintéticamente activa corresponde con la franja que los organismos fotosintéticos utilizan en el proceso de la fotosíntesis. Coincide con la radiación del espectro visible, es decir, va de los 400 hasta los 700nm.

La siguiente figura representa la respuesta promedio de las plantas a la radiación fotosintéticamente activa (PAR) [33].

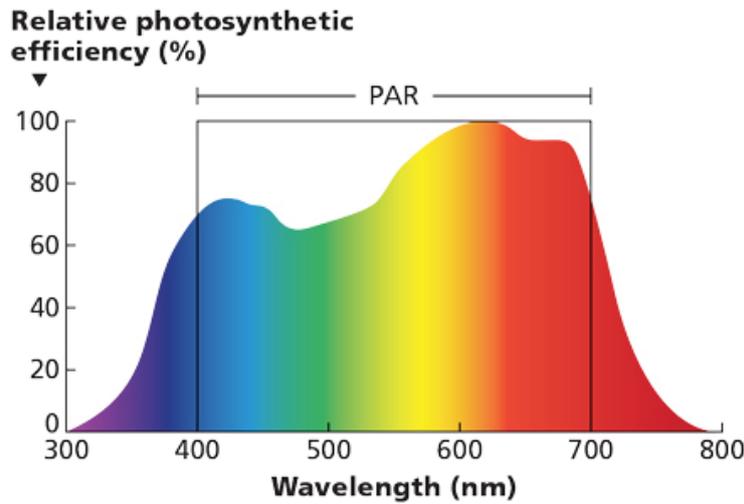


Figura 1.4: Respuesta del PAR en el espectro solar.

1.2.1. Interacción de la radiación solar con la atmósfera

El estudio de las sustancias que componen la atmósfera, como los aerosoles, el ozono, el vapor de agua, etc. se realiza comparando la radiación solar antes de llegar a la atmósfera con la que llega a la superficie de la tierra después de haber pasado por ella, pues estas sustancias atenúan la radiación debido en esencia a tres posibles factores:

- **La absorción:** es responsable de aproximadamente un 20% de la disminución de la energía solar incidente. La razón por la que algunas moléculas atmosféricas absorben la radiación, como el H_2O o el CO_2 es que son moléculas que tienen 3 modos de vibración y forman dipolos, por tanto, pueden absorber la radiación solar ganando una energía que las hace vibrar. Las moléculas que no forman dipolos, como el N_2 , aunque sean sustancias más abundantes en la atmósfera, no tienen ningún efecto absorbente apreciable.
- **Dispersión Rayleigh:** Se origina cuando la longitud de onda incidente es mayor que la de las partículas responsables en el proceso. Este scattering es producido por las moléculas que se encuentran en la atmósfera, principalmente por el oxígeno y el nitrógeno. Afecta a longitudes de onda cortas y es responsable, entre otras cosas, del color azul del cielo.
- **Dispersión Mie:** Se produce cuando la longitud de onda tiene el orden de magnitud de la partícula involucrada. La causan principalmente los aerosoles. Esta dispersión afecta sobretodo al visible y tiene lugar en capas bajas de la atmósfera.

Esta atenuación, suponiendo una atmósfera plano-paralela de una capa, se puede expresar mediante la ley de Beer-Bouguer-Lambert:

$$I = I_0 e^{-\tau \lambda m} \quad (1.3)$$

siendo I la irradiancia a nivel del suelo, I_0 la extraterrestre, τ el espesor óptico total de la atmósfera y m la masa óptica, que actúa como coeficiente de atenuación y tiene dimensiones inversas a las de τ .

Despejando de la ecuación anterior es fácil demostrar que:

$$\tau = -\frac{1}{m} \ln \left(\frac{I}{I_0} \right) \quad (1.4)$$

El espesor óptico está formado por los distintos componentes que atenúan la radiación proveniente del Sol:

$$\tau = \tau_{aerosol} + \tau_{moleculas} + \tau_{gases} + \tau_{nubes} \quad (1.5)$$

El espesor óptico debido a los aerosoles ($\tau_{aerosol}$) se suele llamar profundidad óptica de aerosol (AOD, *Aerosol Optical Depth*), el cual se desarrollará un poco más adelante. El de las nubes (τ_{nubes}) también tiene nombre propio, que es profundidad óptica de las nubes (COD, *Cloud Optical Depth*), aunque este espesor no se desarrollará en este trabajo porque no es necesario para la correcta realización del mismo. Por otra parte, los otros espesores más relevantes también se les distingue por su nombre, como puede ser la columna de ozono o la columna de agua precipitable.

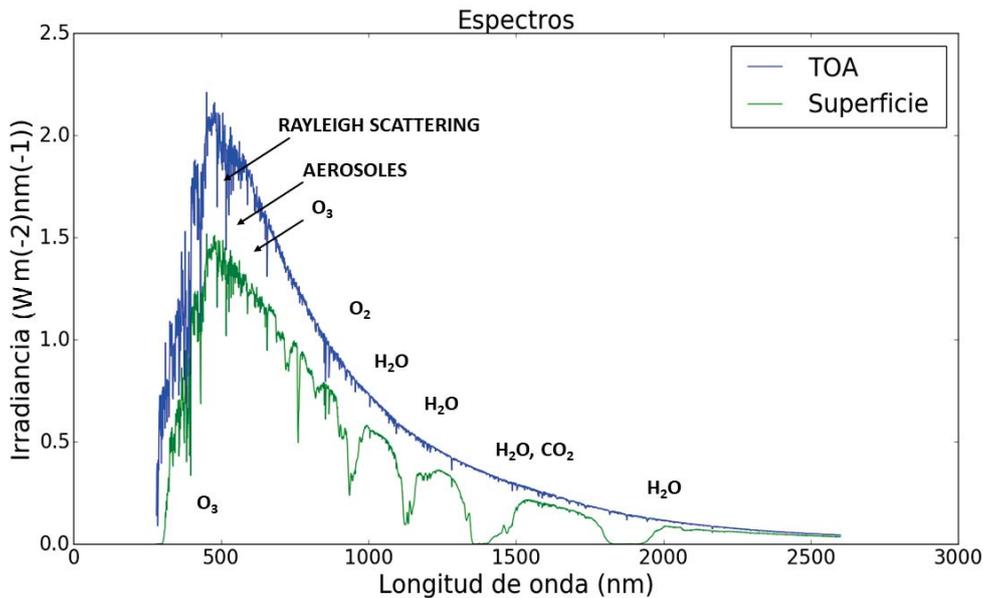


Figura 1.5: Comparación del espectro extraterrestre con el espectro superficial

La Figura 1.5 muestra la comparación entre el espectro solar extraterrestre (TOA) con el que finalmente llega a la superficie de la Tierra debido a la atenuación de las sustancias atmosféricas. En la figura se muestra también qué sustancias son las que producen los picos de atenuación (bandas de absorción selectiva). Se ha realizado con datos tabulados de la radiación extraterrestre [13] y corriendo el modelo UVa-GOA (que luego será descrito) para un 24 de julio a las 10:30, donde el ángulo cenital solar es de $32,73^\circ$ y poniendo como variables de entrada datos climatológicos de Valladolid obtenidos de AERONET ($\alpha = 0,94$, $PWC = 1,14cm$, $O_3 = 400DU$ y $\beta = 0,17$). Una completa descripción de todos los factores usados en esta simulación se detalla en la siguiente sección.

1.3. Factores que intervienen en los efectos radiativos en el rango de la longitud de onda corta

En este apartado se van a explicar los diferentes factores que intervienen en la atenuación de la radiación solar en la atmósfera, por lo que son factores importantes para estudiar el efecto radiativo.

1.3.1. Aerosoles

El principal parámetro que se tiene en cuenta para estudiar la influencia radiativa de los aerosoles es el espesor óptico de los aerosoles, también llamado AOD. Esta variable es adimensional, depende de la longitud de onda y puede estimarse a partir de la irradiancia directa del sol tal y como se indica en las ecuaciones 1.4 y 1.5. La dependencia espectral del AOD se puede expresar mediante la fórmula de Ångström [1]:

$$AOD = \beta \lambda^{-\alpha} \quad (1.6)$$

donde α y β son los coeficientes de Ångström y λ es la longitud de onda en μm .

La razón por la que los aerosoles atenúan la radiación del sol, como ya se ha mencionado, es el scattering de Mie y la absorción. Los valores del espesor óptico de aerosol en la ciudad de Valladolid suelen variar entre 0.06 y 0.15, dependiendo diversos factores, como por ejemplo la lluvia, la contaminación o los incendios.

Además del AOD, para el estudio de los aerosoles es importante tener en cuenta el albedo de dispersión simple y el parámetro de asimetría.

El parámetro de asimetría (g) indica en qué sentido se dispersa más energía: en el sentido del rayo incidente o en el de la retrodispersión. Este parámetro toma valores que van desde -1 hasta 1, siendo 1 si toda la dispersión está en el sentido de la transmisión y -1 si por el contrario la totalidad está en sentido de la retrodispersión. Los valores típicos de Valladolid se encuentran en torno a 0.7

El albedo de dispersión simple (SSA o w_0) muestra la fracción de la irradiancia que es absorbida y la que es dispersada. Esta magnitud viene dada por la ecuación 1.7 y toma valores de 0 si sólo hay absorción y 1 si toda la radiación es dispersada. Los valores típicos de la ciudad rondan los 0.95.

$$w_0 = \frac{\tau_{scatt}}{\tau_{scatt} + \tau_{abs}} \quad (1.7)$$

1.3.2. Nubes

Las nubes también tienen un papel muy importante en el balance radiativo atmosférico, y por tanto, también en el clima. El factor que interviene en el efecto radiativo es el espesor óptico de las nubes (COD, *Cloud optical depth*). Como para la correcta realización del trabajo no se necesita desarrollar este factor, no se profundizará más en él, aunque sí que se estudiará el efecto radiativo que causan las nubes.

1.3.3. Geometría Tierra-Sol

Para estudiar la radiación que llega a la Tierra, hay que tener en cuenta la geometría Tierra-Sol, pues dependiendo de la posición relativa del Sol frente a la Tierra, llegará más o menos radiación. Para definir esta posición relativa nos fijaremos en dos factores: La distancia Tierra-Sol y el ángulo cenital solar (SZA).

La razón por la que la distancia Tierra-Sol es importante es que el Sol emite su radiación en todas las direcciones, por tanto, la radiación según avance por el espacio irá formando una esfera más grande. Si la Tierra está alejada del Sol recibirá menos radiación que si está cerca siguiendo la ley del cuadrado de la distancia.

El SZA se define como el ángulo frente al zenit local y la línea de visión desde ese punto hacia el Sol, de tal manera que cuando el sol se encuentre en la posición más alta, tendrá el valor mínimo del ángulo. Este ángulo depende por tanto de la longitud, latitud, fecha y hora local.

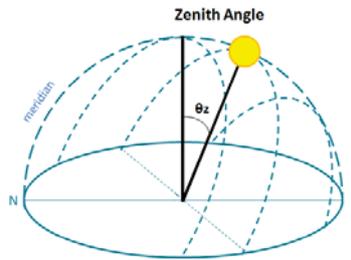


Figura 1.6: Ángulo solar cenital (SZA).

1.3.4. Altitud

La altitud se define por la distancia de un punto de la superficie terrestre respecto al nivel del mar, por tanto el flujo de radiación aumenta con la altitud en la atmósfera debido a que el camino óptico que recorren los fotones que la forman es menor cuanto mayor sea la altitud. Así, los fotones se encontrarán menos sustancias que los atenúen. Valladolid se encuentra a unos 700m sobre el nivel del mar. Este factor es especialmente importante para la radiación ultravioleta y la eritemática, que aumentan considerablemente con la altitud, ya que disminuye el scattering de Rayleigh que es muy efectivo para las longitudes de onda corta.

1.3.5. Albedo

El albedo es el porcentaje de radiación que cualquier superficie refleja respecto a la radiación que incide sobre ella misma. Es adimensional y sus valores pueden variar entre 0 (correspondiente al cuerpo negro, que absorbe toda la radiación incidente) y 1 (correspondiente al cuerpo blanco que refleja toda la radiación que le llega). Los valores típicos del albedo en la ciudad de Valladolid están en torno a 0.2 para la radiación solar de onda corta. El valor del albedo puede variar en función del intervalo espectral que se considere.

1.3.6. Ozono

El ozono es un gas de efecto invernadero, por lo que es importante tenerlo en cuenta para el trabajo. El parámetro más importante es la columna total de ozono (TOC, *total ozone column*), la cual se define como el espesor de la columna vertical de ozono por unidad de área en condiciones estándar de temperatura y presión (0°C, 1 atm). Esta cantidad, normalmente se mide en Unidades Dobson (UD). 1 UD corresponde a $2,69 \cdot 10^{20}$ moléculas por metro cuadrado en la columna de ozono. La columna de ozono permite calcular el espesor óptico debido al ozono para cada longitud de onda. Los valores típicos en Valladolid suelen variar entre 300 y 400 UD. El ozono absorbe gran parte de la radiación ultravioleta, sobre todo el UVB y UVC.

1.3.7. Columna de agua precipitable (PWC)

La columna de agua precipitable PWC representa la cantidad de agua que se obtendría si todo el vapor de agua contenido en una columna vertical de aire con base o sección transversal horizontal unitaria y extendida desde la altura z hasta una altura dada h , se condensase y precipitase. Se calcula matemáticamente, integrando, en el estrato considerado, el producto de la densidad del vapor de agua $\rho(z')$ a una altura z' por la altura z' [21]. Es decir:

$$PWC = \int_z^h \rho(z') \cdot dz' \quad (1.8)$$

El agua precipitable se expresa como la altura (cm) de la columna vertical considerada o en unidades de masa ($1mm \sim 0,1gcm^{-2}$). Los valores típicos de la columna de agua precipitable en la ciudad de Valladolid están entre 1,9 y 0,5cm.

Este valor es importante porque las moléculas de agua, al ser heteropolaes, forman dipolo y son susceptibles a absorber la radiación como se mostró en la figura 1.5.

1.4. Modelo utilizado (UVa-GOA)

El modelo de transferencia radiativa utilizado en este trabajo es el UVa-GOA, el cual fue desarrollado por la Dra. Victoria Cachorro Revilla, investigadora del Grupo de Óptica Atmosférica de la Universidad de Valladolid. Está basado en la solución de la ecuación de transferencia radiativa mediante el método dado por Abartsumian[23] que obtiene expresiones bastante simples que facilitan el cálculo computacional.

El modelo considera una única capa atmosférica. Esto va a permitir que se puedan introducir las características de los aerosoles como parámetros obtenidos por medidas experimentales. Estos pueden ser el espesor óptico de aerosoles (AOD), el parámetro de asimetría g y el albedo de dispersión simple SSA.

La irradiancia global (G) a nivel del suelo sobre una superficie horizontal para un cierto ángulo cenital se puede expresar como la componente directa (D) proyectada sobre el plano horizontal más la componente difusa(Dif):

$$G(SZA) = D(SZA) \cos(SZA) + Dif(SZA) \quad (1.9)$$

Si se divide la irradiancia por las irradiancias en el límite de la atmósfera y por el coseno del ángulo cenital se tiene las transmitancias correspondientes:

$$T_G(SZA) = T(SZA) + t_{dif}(SZA) \quad (1.10)$$

siendo la transmitancia directa $T(SZA) = \exp(-\tau m)$, donde τ es el espesor óptico de la atmósfera y m la masa óptica de la atmósfera.

1.4.1. Modelización de la componente directa

La irradiancia normal directa $F(\lambda)$ a nivel del suelo viene dada por la ley de Beer-Lambert-Bouguer:

$$F(\lambda) = F_0(\lambda) \exp\left(-\tau(\lambda) m \frac{P}{P_0}\right) \quad (1.11)$$

El espesor óptico, como ya se ha mencionado en secciones anteriores, es la suma de los diferentes espesores ópticos debidos a moléculas, aerosoles y gases absorbentes, como muestra la ecuación 1.5.

Dispersión por moléculas. Espesor óptico de Rayleigh

La expresión tomada para evaluar el espesor óptico de Rayleigh [2]:

$$\tau_R(\lambda) = \frac{1}{117,2594\lambda^4 - 1,3215\lambda^2 + 0,00032 - 0,000076\lambda^{-4}} \quad (1.12)$$

Dispersión por aerosoles. Espesor óptico de los aerosoles

La atenuación de aerosoles que tiene en cuenta el modelo se ha realizado usando la fórmula de Ångström presentada en la ecuación 1.6 ($\tau_a(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}$). Los parámetros beta y alfa le indican al modelo la cantidad de aerosol y la dependencia del espesor óptico con la longitud de onda, que está relacionada con el tamaño medio de las partículas.

1.4.2. Absorción selectiva

El programa tiene en cuenta el espesor óptico de ozono. La absorción del ozono viene dada por la ecuación:

$$\tau_{O_3}(\lambda) = C_{O_3}(\lambda) l m \quad (1.13)$$

siendo C_{O_3} los coeficientes de absorción del ozono, l la columna total de ozono y m la masa óptica.

1.4.3. Formulaciones de transmitancia global de Rayleigh y aerosoles

La transmitancia de la radiación global suponiendo sólo moléculas, es decir, en una atmósfera libre de aerosoles, viene dada por la expresión de Vermote y Tarné [7]:

$$T_R = \left(\frac{2}{3} + \frac{1}{m}\right) + \left(\frac{2}{3} - \frac{1}{m}\right) \frac{\exp(-\tau_r m)}{\frac{4}{3} + \tau_R} \quad (1.14)$$

La transmitancia de la radiación global para una capa mezcla de aerosoles y moléculas (interacción Rayleigh-aerosoles) vendrá dada por la siguiente ecuación:

$$T_{MIX}(SZA) = \frac{(1 - r^2)\exp(-k\tau_t m)}{1 - r_0^2 \exp(-2k\tau_t m)} \quad (1.15)$$

siendo τ_t es el espesor óptico total y r_0 y k vienen dados por:

$$r_0 = \frac{k - 1 + \omega_M}{k + 1 - \omega_M}$$

$$k = \sqrt{(1 - \omega_M)(1 - \omega_M g)}$$

donde ω_M y g son el albedo de dispersión simple y el factor de asimetría de una atmósfera mixta de aerosoles y moléculas.

De esta manera es posible simular la irradiancia correspondiente tanto a una atmósfera libre de aerosoles como a una atmósfera con aerosoles de unas determinadas características. Gracias a esto se puede obtener las simulaciones que permiten el correcto desarrollo del trabajo.

1.5. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es obtener el efecto radiativo que causan las nubes y los aerosoles en la ciudad de Valladolid desde el 1 de julio de 2017 hasta el 7 de febrero de 2018. Para ello se dispone de los distintos instrumentos de la estación de medida y del modelo de simulación UVa-GOA. Una comparación de los datos medidos por los radiómetros con las simulaciones permite calcular los valores del CARE, ARE y CRE. Con lo que se podrá obtener el efecto radiativo que causa todo el sistema nubes y aerosoles en su conjunto así como una estimación de lo que aportan estos dos componentes atmosféricos por separado. La forma en la que se comparan estos datos para finalmente hallar los efectos radiativos están descritos en la sección de metodología.

Una vez han sido hallados los efectos radiativos, se estudiará si en todo el periodo de medidas hay algún día que sea interesante estudiar a fondo para tener una mejor idea del efecto que causan los aerosoles y las nubes sobre la radiación que llega del Sol.

Capítulo 2

Estación de medida e instrumentación

Las medidas experimentales se han tomado de una de las estaciones radiométricas del grupo de investigación reconocido GOA-UVa localizada en la facultad de ciencias de la universidad de Valladolid ($41,66^{\circ}N$, $4,706^{\circ}W$). Valladolid tiene una ubicación adecuada para tomar medidas de aerosoles puesto que a la ciudad llegan masas de aire e intrusiones de diversos tipos, como ser desérticas del Sahara, marítimas, por incendios o por aerosol industrial.

En esta estación se dispone de diferentes aparatos que permiten el estudio de los efectos radiativos de los aerosoles y las nubes. Se describen a continuación los que han sido utilizados para el desarrollo de este trabajo.

Cabe destacar que el trabajo no ha consistido solamente de análisis de datos, sino que el alumno ha tomado parte en la renovación del cableado e instalación de dichos aparatos de manera previa a la obtención de las medidas en la terraza de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Valladolid.

2.1. Fotómetro Cimel-318

El fotómetro Cimel-318 es un instrumento automático y portátil diseñado para medir la irradiancia solar y la radiancia del cielo en ciertas longitudes de onda y así obtener tanto propiedades ópticas de los aerosoles como el contenido de vapor de agua de la atmósfera. Es un aparato que se encuentra dentro de la red AERONET (Aerosol Robotic Network). Además, como se alimenta con un panel solar, funciona de manera autónoma.

El fotómetro dispone de un robot seguidor con un microprocesador que hace que éste se mueva siguiendo la posición del sol basándose en las coordenadas del tiempo y de la localización con una exactitud de $0,05^{\circ}$. Después de completar una medida, el fotómetro vuelve a una posición de reposo, donde espera hasta la realización de una nueva secuencia de medidas. El aparato también tiene un sensor de precipitación, para que en caso de que llueva, se quede en un punto de inactividad y no sea dañado.

Este instrumento va a proporcionar datos de varias sustancias de la atmósfera, como pueden ser la columna de agua precipitable y las características de los aerosoles (AOD y α) para distintas longitudes de onda. Además de estos datos, este instrumento es capaz de proporcionarnos el parámetro de asimetría (g) y el valor del albedo de dispersión simple (SSA) para las distintas bandas de longitudes de onda. Se tendrá en cuenta un valor diario, promedio de los valores minutales, el cual refleja los aerosoles que ha tenido la atmósfera las horas que se van a analizar.

Las figuras 2.1 y 2.2 muestran cómo es el cimel y su instalación en la estación de la facultad de ciencias de la Universidad de Valladolid.



Figura 2.1: Imagen del fotómetro Cimel-318.



Figura 2.2: Estación de los Cimel-318.

2.2. Radiómetros

Los radiómetros son instrumentos capaces de medir la radiación que llega a la superficie de la tierra. Para este trabajo se dispone de 3 tipos, cada uno de ellos proporciona datos sobre la radiación incidente para determinadas franjas de longitudes de onda, como se describe a continuación.

2.2.1. Kipp & Zonen CMP 21

El radiómetro que se usa para medir la radiación de onda corta (300 - 3000 nm) será un piranómetro. Un piranómetro es un aparato que mide la radiación solar a una superficie plana; consta de un sensor diseñado para medir la densidad de flujo de radiación solar en un cuerpo con una visión de 180°. Los piranómetros devuelven los datos en W/m^2 una vez que las medidas brutas han sido multiplicadas por su correspondiente coeficiente de calibración.

En la figura 2.3 se puede ver el radiómetro que mide la radiación de onda corta (Kipp & Zonen CMP 21), y en la 2.4 se observa el seguidor solar que sostiene al piranómetro (seguidor solar SOLYS2 de Kipp & Zonen). Como se puede ver en la imagen, este aparato dispone de otros dos radiómetros; uno de ellos se encarga de medir la radiación directa, que va a estar apuntando al sol durante todo el día, mientras que el otro mide la radiación difusa, para ello se dispone de un sombreador que elimina la radiación directa. Por todo esto el seguidor es un instrumento que se encuentra en constante movimiento durante todas las horas del día.

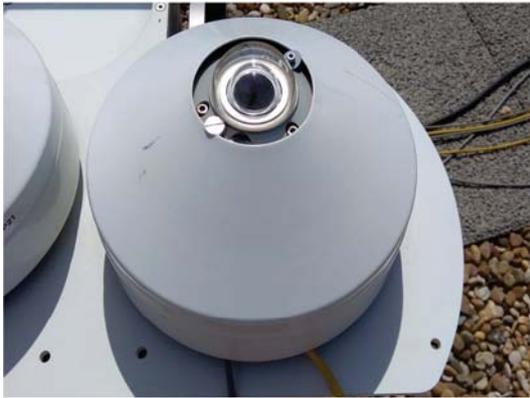


Figura 2.3: Kipp & Zonen CMP 21.



Figura 2.4: Seguidor SOLYS2 de Kipp & Zonen.

En la figura 2.5 se expone un ejemplo de los resultados de los radiómetros que están en el seguidor solar (global, directa y difusa) una vez han sido multiplicados por su coeficiente de calibración. Se puede ver también que la radiación global es la suma de la radiación directa horizontal y la difusa. Este ejemplo corresponde al 23 de julio de 2017.

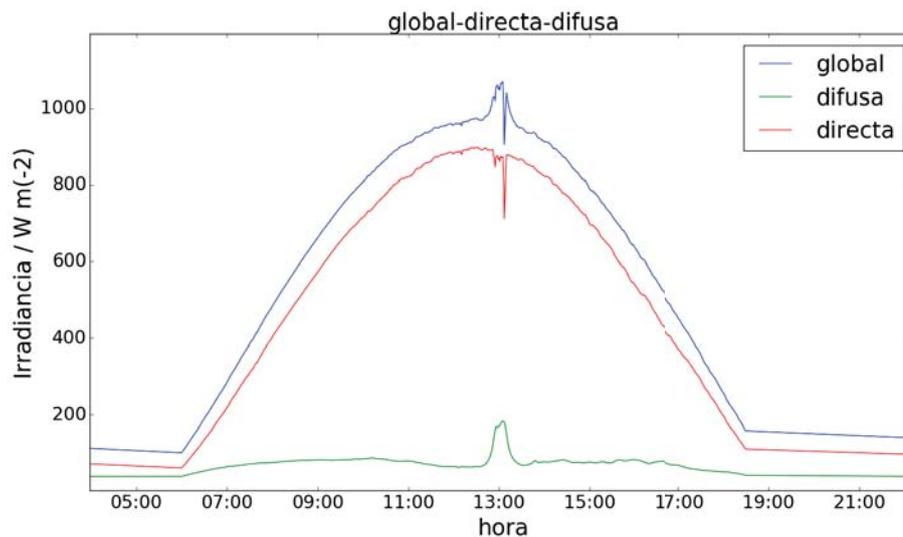


Figura 2.5: Ejemplo de los datos de los radiómetros del seguidor solar SOL45-2 de Kipp & Zonen.

2.2.2. UVB-1 de YES

La figura 2.6 muestra el instrumento que va a medir la radiación correspondiente a la franja del ultravioleta B y del ultravioleta A (280 - 400 nm). También es un piranómetro (UVB-1 de Yankee Environmental Systems). Con los datos que se obtienen de este aparato es posible obtener la radiación eritemática (UVER).

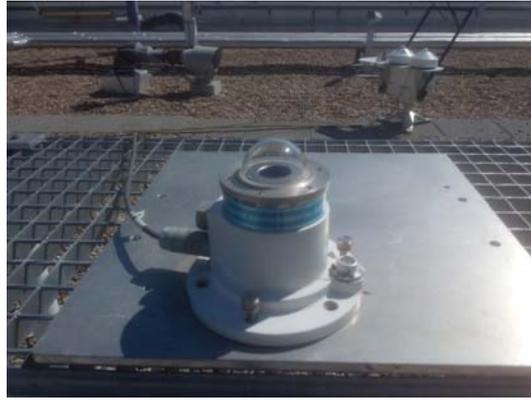


Figura 2.6: UVB-1 de Yankee Environmental Systems.

Para obtener los datos correspondientes a la UVER, no basta sólo con multiplicar la señal obtenida por su coeficiente de calibración, sino que hay que tratar los datos siguiendo las especificaciones del *Laboratorio de Calibraciones Radiométricas*, expuestas en el apéndice A, el cual fue el responsable de la calibración del aparato. Esta hoja de calibración indica cuál es la función de conversión que se ha de tener en cuenta:

$$E_{CIE} = (U - U_{offset}) \cdot C \cdot f_n(SZA, TO_3) \cdot \varepsilon(T) \cdot C_{oscor}(SZA) \quad (2.1)$$

Donde

- E_{CIE} es la irradiancia eritemática efectiva.
- U es la medida de la señal eléctrica del radiómetro.
- U_{offset} es el cero de la señal eléctrica para condiciones de oscuridad, en este trabajo supondremos que es cero.
- C es el coeficiente de calibración. Un valor constante determinado para unas condiciones específicas. Se da en unidades de $(Wm^{-2}V^{-1})$.
- $f_n(SZA, TO_3)$ es la función del ángulo cenital solar (SZA) y de la columna total de ozono (TO_3).
- $\varepsilon(T)$ es la función para corregir la temperatura cuando ésta no es constante. Si no se mantiene constante, entonces debe aplicarse la corrección en temperatura (suele ser compleja y no siempre con éxito). Para hacer la corrección supondremos temperatura constante, por lo que no tendremos en cuenta esta función de corrección de la temperatura.
- $C_{oscor}(SZA)$ es la función corrección coseno.

Por lo que, la fórmula 2.1, con las especificaciones que se han mencionado en los puntos anteriores quedaría:

$$E_{CIE} = U \cdot C \cdot f_n(SZA, TO_3) \cdot C_{oscor}(SZA) \quad (2.2)$$

La hoja de calibración muestra que el valor de C es $0,114Wm^{-2}V^{-1}$. Esta hoja también proporciona dos tablas de valores correspondientes a las funciones de corrección $f_n(SZA, TO_3)$ y $C_{oscor}(SZA)$, para obtener el valor de éstas es necesario interpolar sus datos con las variables

de entrada (SZA y O_3).

Un ejemplo de la radiación eritemática se observa en la figura 2.7. Esta gráfica, como la del apartado anterior, se corresponde con el 23 de julio del año 2017.

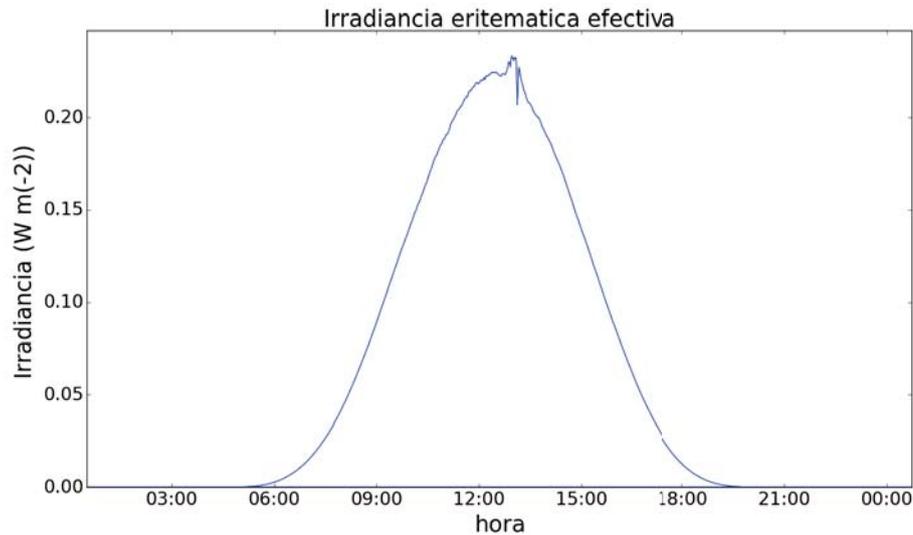


Figura 2.7: Ejemplo de los datos sacados del radiómetro UVB-1 de YES.

2.2.3. PAR (Photosintetic Active Radiation)

El aparato que mide la radiación fotosintéticamente activa es el PAR-Lite de Kipp & Zonen. Como ya se dijo en el capítulo introductorio, la radiación fotosintéticamente activa es la radiación que usan los organismos para hacer la fotosíntesis. El rango espectral que recoge va desde los 400 hasta los 700nm, coincidiendo con el visible. Como los demás radiómetros, devuelven la radiación en W/m^2 una vez que se haya multiplicado el resultado por su coeficiente de calibración. Se pueden ver en la figura 2.8 los 3 radiómetros de par que dispone la estación de medida.



Figura 2.8: Radiómetros PAR.

La figura 2.9 muestra un ejemplo de los datos recogidos por estos tres radiómetros PAR el día 28 de enero de 2018.

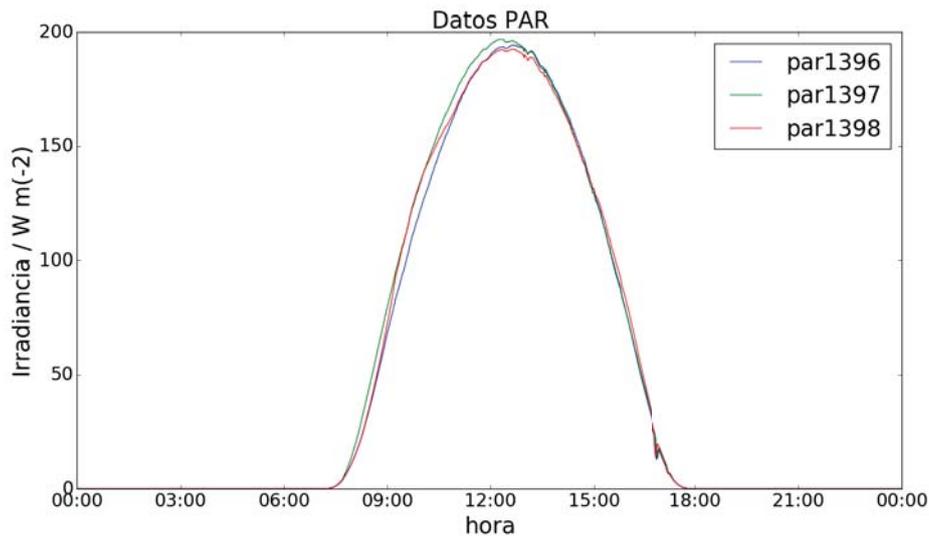


Figura 2.9: Ejemplo de los datos sacados de los radiómetros PAR.

2.3. Datalogger CR23X_FS

El datalogger es un dispositivo que se encarga de registrar y almacenar los datos medidos por los radiómetros. La figura 2.10 muestra el modelo utilizado, el CR23X_FS. Este instrumento hace que los radiómetros tomen una medida cada segundo, y promedia los datos para devolver medidas minutales. Además de la media, el datalogger es capaz de proporcionar la desviación estándar, los máximos y los mínimos de las medidas obtenidas cada minuto.

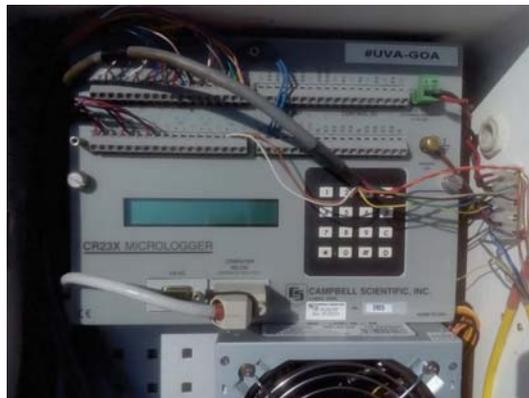


Figura 2.10: Fotografía del datalogger CR23X_FS.

2.4. Otros instrumentos de medida

Además de los radiómetros y el Cimel, en este trabajo se utilizarán otros aparatos que ayudarán a estudiar determinados días de alta turbiedad, es decir, algunos días en los que haya mucho aerosol, ya sea por episodios de polvo desértico o por algún incendio que haya tenido lugar en las proximidades de la estación de medida. Estos instrumentos facilitarán el análisis de esos determinados días y por tanto la comprensión de los efectos radiativos que generan estos episodios.

Ceilómetro

La estación de medida de la Universidad de Valladolid dispone de un ceilómetro CHM 15K. Un celiómetro es un aparato que permite visualizar las partículas en suspensión de la atmósfera. Mediante la tecnología LIDAR (Light Detection And Ranging), este instrumento transmite a la atmósfera pulsos láser de baja potencia con alta frecuencia de muestreo y detecta la radiación retro-dispersada por las nubes y aerosoles que están encima del instrumento.

El celiómetro utilizado se muestra en la figura 2.11, mientras que en la 2.12 se puede ver el resultado de la medida del mismo. Esta imagen muestra una intrusión de arena desértica durante los días 12, 13 y 14 de mayo de 2015. En la figura se pueden distinguir la cantidad de partículas a partir de la escala de color de la imagen. Las zonas amarillas y rojas indican una gran presencia de aerosoles, mientras que las blancas corresponden a nubes. Con el celiómetro, además de poder diferenciar las distintas nubes y aerosoles, es posible distinguir la altura a la que están.



Figura 2.11: Ceilómetro CHM 15K.

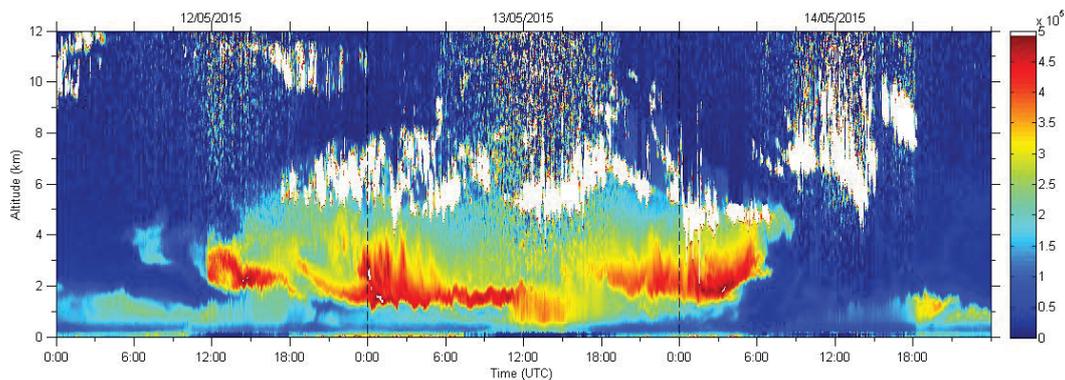


Figura 2.12: Datos obtenidos del ceilómetro durante un episodio de aerosol desértico en la ciudad de Valladolid.

MODIS

Además del ceilómetro, para el análisis de días de alta turbiedad se tomarán imágenes obtenidas por el MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) [36]. Un ejemplo de las imágenes que se obtienen desde este sensor a bordo de satélite se muestra en la siguiente figura. Se trata de una imagen capturada el 31 de octubre de 2015 en el mar Árabe, durante un cuclon tropical.

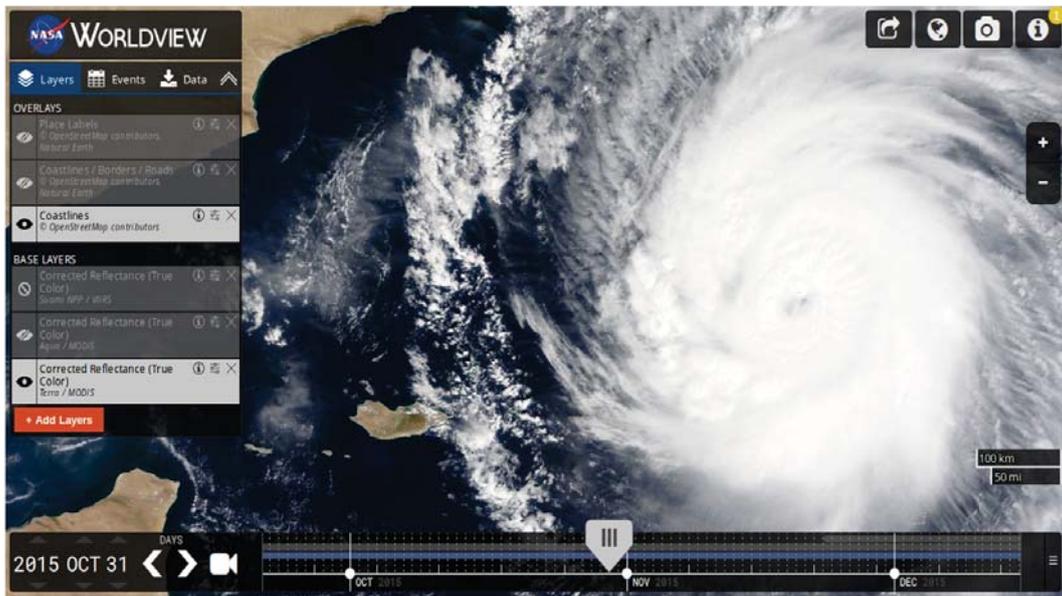


Figura 2.13: Ciclón tropical Crapala en el mar Arábigo el 31 de octubre de 2015.

2.5. Tabla de variables de entrada

En esta sección se muestra una tabla donde aparecen todos los datos que han sido tratados para el estudio del efecto radiativo que causan los aerosoles y las nubes en la ciudad de Valladolid. Todos estos datos aparecen con su variable y con el aparato con el que ha sido medido.

| Variable | Aparato de medida | Nº total de datos | Nº de datos diarios |
|--------------------|---------------------|-------------------|---------------------|
| SW_{EXP} | Kipp & Zonen CMP 21 | 228960 | 159 |
| SW_{SLA} | Modelo UVa-GOA | 260640 | 181 |
| SW_{SCA} | Modelo UVa-GOA | 260640 | 181 |
| $UVER_{EXP}$ | UVB-1 de YES | 228960 | 159 |
| $UVER_{SLA}$ | Modelo UVa-GOA | 260640 | 181 |
| $UVER_{SCA}$ | Modelo UVa-GOA | 260640 | 181 |
| PAR_{EXP} | PAR LICOR | 99360 | 69 |
| PAR_{SLA} | Modelo UVa-GOA | 260640 | 181 |
| PAR_{SCA} | Modelo UVa-GOA | 260640 | 181 |
| AOD* | CIMEL-318 | 181 | 181 |
| PWC | CIMEL-318 | 181 | 181 |
| Exponente α | CIMEL-318 | 181 | 181 |
| g^* | CIMEL-318 | 181 | 181 |
| SSA* | CIMEL-318 | 181 | 181 |
| Ozono | Satélite OMI (NOAA) | 181 | 181 |

Cuadro 2.1: Variables que se han tenido en cuenta para el desarrollo del trabajo.

* Para distintas longitudes de onda.

Capítulo 3

Metodología

En este apartado se explicará cómo se han obtenido las simulaciones; tanto con aerosoles como sin ellos y cómo se ha determinado la irradiancia a partir de los datos medidos por los radiómetros. Como ya se ha dicho, con una comparación de estas tres medidas se puede obtener el CARE, ARE y CRE.

Para poder leer, graficar y analizar toda esta cantidad de datos es necesario utilizar algún lenguaje de programación. El alumno ha escrito diferentes programas en Python para el desarrollo del trabajo, uno de ellos se muestra en el apéndice B. En las siguientes secciones se describe cómo se ha trabajado con estos datos con el fin de obtener los resultados que se desean analizar.

3.1. Obtención de los datos para simulación de transferencia radiativa

El programa de simulación UVa-GOA para calcular la irradiancia que llega a la superficie de la tierra necesita una serie de variables de entrada tanto geométricas como atmosféricas. En esta sección se explica cómo se ha trabajado para obtener cada uno de los datos que necesita el programa.

3.1.1. Variables de entrada geométricas

Latitud y longitud

Estas dos magnitudes permanecerán fijas durante todo el estudio, ya que la estación ha permanecido en la azotea de la facultad de ciencias de la Universidad de Valladolid durante todo el estudio (41.664° N, -4.701° W). Para obtenerlas se ha utilizado Google Maps [37].

SZA

Esta variable va cambiando continuamente a lo largo del día. Como se tomará una medida de la irradiancia cada minuto, también se tendrá que tener medidas minutas del ángulo cenital. Para ello se ha utilizado una librería de Python llamada PySolar, la cual sabiendo el día, la hora y las coordenadas del lugar bajo estudio es capaz de devolver el SZA. Todos los cálculos para hallar el ángulo cenital que usa esta librería se pueden consultar en la bibliografía [20].

Día

La última de las variables geométricas que necesita el programa es el llamado día juliano; es el día del año sin dividirlo por meses, es decir, el 1 de enero corresponderá al día juliano 1 mientras el 31 de diciembre corresponderá al 365 (si es año no bisiesto).

3.1.2. Variables de entrada atmosféricas

Presión

Los valores de la presión atmosférica han sido obtenidos por el proyecto "Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)", dentro de la red de la NASA [35]. Para ello se hizo una media de los meses de estudio y se observó que en este periodo la presión permanecía prácticamente constante en torno a los 925hPa, por lo que esta variable de entrada se considerará fija y tendrá un valor de 925hPa para todo el estudio. La figura 3.2 muestra una grafica de los datos obtenidos por el satélite los meses de estudio.

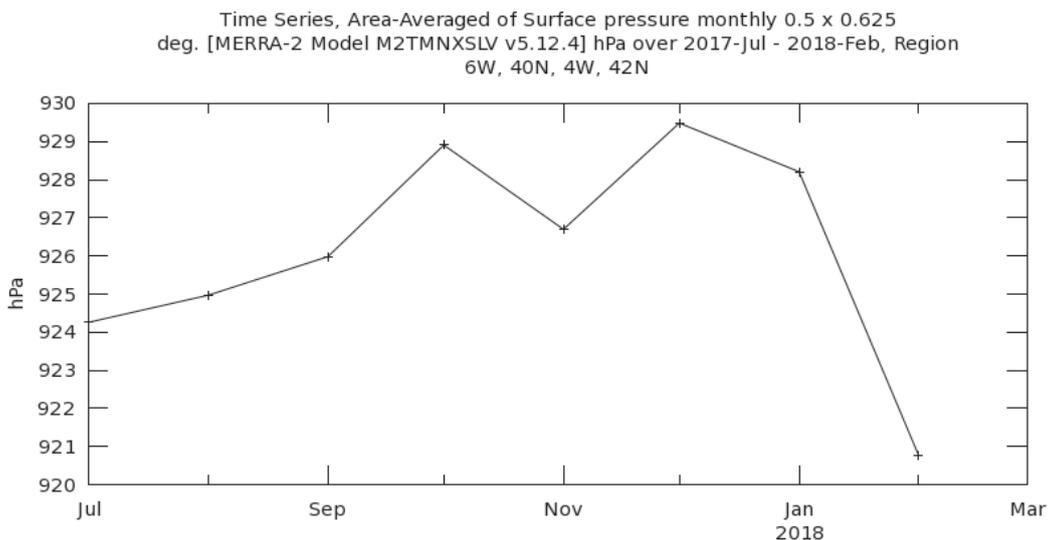


Figura 3.1: Valores mensuales de la presión atmosférica durante el tiempo de estudio.

Ozono

Las medidas de ozono se han podido obtener en este caso del satélite Ozone Monitoring Instrument (OMI), este satélite se encuentra dentro de la red del NOAA [29]. Se utilizará el valor diario de la columna de ozono para conseguir una mejor caracterización del estado atmosférico. Hecho de vital importancia a la hora de trabajar con el intervalo del UV. Si no hay valores para alguno de los días que se desean estudiar, se hará una estimación interpolando los valores más cercanos.

PWC

Los valores de la columna de agua precipitable se pueden obtener a partir de los datos obtenidos por el CIMEL-138, que fue descrito en el capítulo 2. Se pondrá un valor diario para el desarrollo del trabajo.

Exponente de Ångström α

El CIMEL-138 también es capaz de medir esta variable. Tiene valores distintos en función de las franjas de longitudes de onda que se desean estudiar. Para este trabajo se ha tenido en cuenta la que va desde los 440 hasta los 870nm, que son los valores que se corresponden mejor con las bandas de radiación que se van a estudiar. En este caso se pondrá un valor diario.

Turbiedad de Ångström β

Esta variable, como la anterior, se obtiene a partir del CIMEL. Este aparato no es capaz de medirlo directamente, sino que lo que va a medir es el AOD correspondiente a diferentes longitudes de onda. Recordando la ecuación de Ångström 1.6 $AOD = \beta\lambda^{-\alpha}$ y sabiendo que la longitud en la ecuación está dada en μm , la variable de turbiedad β de Ångström se puede aproximar al AOD de 1020nm ($AOD_{1020nm} \simeq \beta$). Este dato sí que lo mide el fotómetro. También se pondrá un valor de β para cada día.

Albedo de dispersión simple SSA

Los valores del SSA también se han obtenido gracias a las medidas aportadas por el CIMEL-138. En este caso también se tomarán datos diarios. Lo que le diferencia de las variables anteriores es que a la franja de la radiación eritemática le corresponderá un valor distinto que a las otras dos; para la radiación eritemática se utilizará el SSA correspondiente a los 440nm mientras que para las radiación PAR y global se tendrá en cuenta el de 675nm.

Para el SSA faltan algunos días. Esto se va a solucionar poniendo en esos días los valores estándar de la ciudad de Valladolid, que es para las tres franjas de longitudes de onda $\omega_0 = 0,95$.

Coefficiente de asimetría g

La metodología para obtener el parámetro de asimetría es igual que la de el albedo de dispersión simple. Se obtienen del fotómetro CIMEL los datos correspondientes a los 440nm (UVER) y a los 675nm (PAR y global). También aquí se tendrá un valor diario, siendo el valor estándar que se pone para los días en los que no se tienen medidas $g = 0,7$.

Albedo

Los valores del albedo no cambian mucho, esto se puede ver a partir del satélite MERRA-2, como se ha hecho con la presión atmosférica. Al igual que en ese apartado, se han graficado los datos mensuales, como muestra la siguiente imagen:

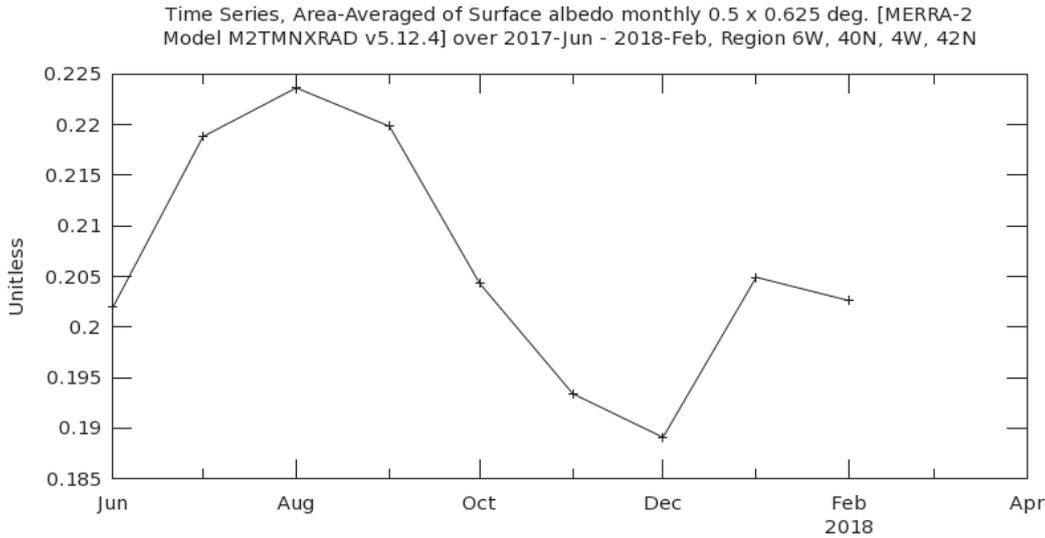


Figura 3.2: Valores mensuales de la presión atmosférica durante el tiempo de estudio

Gracias a esta gráfica podemos suponer un valor fijo de albedo con un valor de 0.2 para la radiación de onda corta y para la fotosintéticamente activa.

La radiación eritemática necesita un valor del albedo más bajo. En este trabajo se ha elegido un valor de 0.05. La razón ha sido demostrada en estudios anteriores [24].

3.2. Datos de radiación experimentales y simulados

Los datos experimentales se recuperan del datalogger, el cual tiene una resolución minutal. Para analizar todos los días de estudio, en vez de hacerlo con todas estas medidas, lo que se va a hacer es calcular el promedio diario, para ello se ha tenido en cuenta la siguiente ecuación:

$$I_{diaria} = \sum \frac{I_{minutal}}{1440} \quad (3.1)$$

siendo I la irradiancia y 1440 los minutos que tiene un día.

Se va a programar la simulación UVa-GOA para que calcule valores de la irradiancia minutales, y así coincidir con las medidas experimentales. A partir de aquí se va a trabajar del mismo modo que con los datos del datalogger, es decir, se hará la media utilizando la ecuación 3.1 y así poder trabajar con datos diarios.

Para proceder al estudio se va a simular una atmósfera libre de aerosoles (SLA) que tiene un α y β nulos. Para simular una atmósfera con aerosoles (SCA) se utilizan los datos del fotómetro CIMEL para los valores de α y β así como para g y SSA .

Es necesario recordar que tanto para sacar los datos del radiómetro como de las simulaciones correspondientes al UVER se procedía de diferente manera que para sacar la irradiancia correspondientes a las otras dos longitudes de onda. Éstas han sido explicadas en capítulos anteriores.

3.3. Obtención del CARE, ARE y CRE

Una vez se han obtenido los datos experimentales y los simulados (tanto para una atmósfera libre de aerosoles como para una atmósfera con aerosoles) para las tres franjas de longitudes de onda se está en condiciones de determinar el efecto radiativo que causan los aerosoles y las nubes.

Las tres franjas tienen el mismo proceso de operación una vez que se han obtenido los datos. Si una vez hecho esto se quiere obtener el efecto radiativo de los aerosoles, el de las nubes, y el efecto total de los aerosoles y las nubes se va a tener en cuenta las siguientes ecuaciones (X puede ser SW, PAR o UVER) [18]:

$$\mathbf{CARE}_X = (1 - alb)(X_{EXP} - X_{SLA}) \quad (3.2)$$

$$\mathbf{ARE}_X = (1 - alb)(X_{SCA} - X_{SLA}) \quad (3.3)$$

$$\mathbf{CRE}_X = \mathbf{CARE}_X - \mathbf{ARE}_X = (1 - alb)(X_{EXP} - X_{SCA}) \quad (3.4)$$

Para estudiar todos estos efectos radiativos para las tres franjas de longitudes de onda se graficará la evolución temporal del ARE, CARE y CRE. Además se hará un histograma para contabilizar cuántos días tienen una determinada cantidad del efecto y también se determinará la eficiencia del forzamiento radiativo [5].

Una vez se han obtenido todos estos datos, se analizarán determinados días en los que la atmósfera tenga una alta turbiedad, ya sea por incendios en las proximidades de la estación, por episodios desérticos o por mezcla de nubes.

Capítulo 4

Análisis de la evolución del CARE, ARE y CRE en la ciudad de Valladolid

4.1. Evolución temporal del ARE

Como muestra la ecuación 3.3, el efecto radiativo de los aerosoles se obtiene restando los datos de SLA con los datos que se obtienen de SCA y luego multiplicando ese resultado por $(1-\text{alb})$. Es necesario recordar que el valor del albedo para SW y PAR era de 0.2 mientras que el de UVER era 0.05. En esta sección se analizará el efecto radiativo de los aerosoles para la radiación global de onda corta, la PAR y la UVER.

Las figuras 4.1, 4.2 y 4.3 muestran las evoluciones temporales del ARE correspondientes a la radiación de onda corta, a la fotosintéticamente activa y a la eritemática. Cada una de ellas se calcula con sus correspondientes datos simulados mediante el modelo UVa-GOA de una atmósfera libre de aerosoles (SLA) y una atmósfera con aerosoles (SCA) usando el β que se obtiene a partir de las medidas del CIMEL. Hay que destacar que el ARE no tiene la misma escala que las simulaciones, por lo que hay que tener cuidado a la hora de analizar las gráficas.

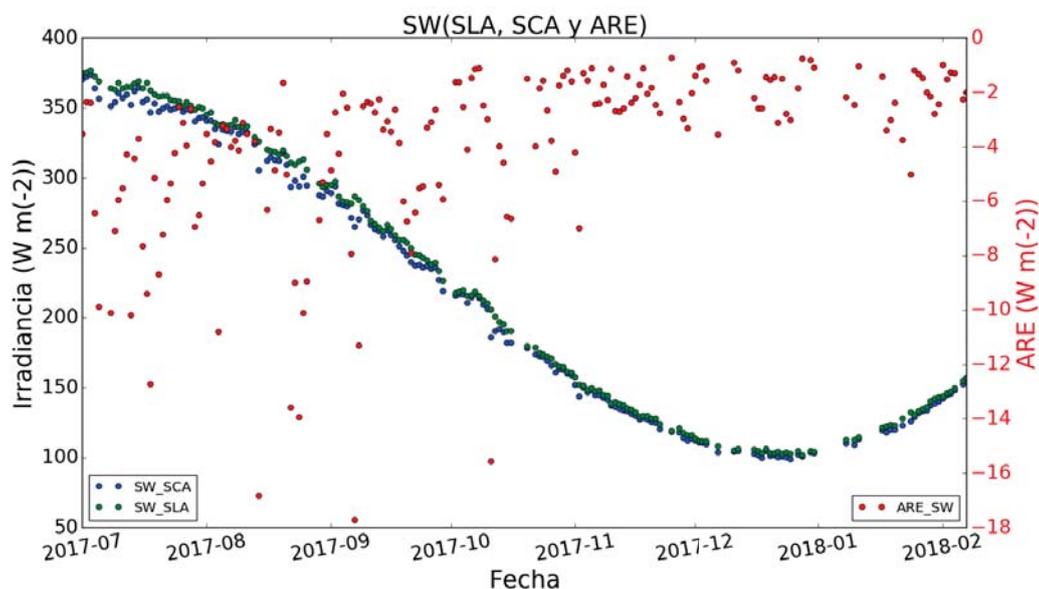


Figura 4.1: Análisis de la evolución temporal del ARE correspondiente con la radiación de onda corta junto con las simulaciones SLA y SCA.

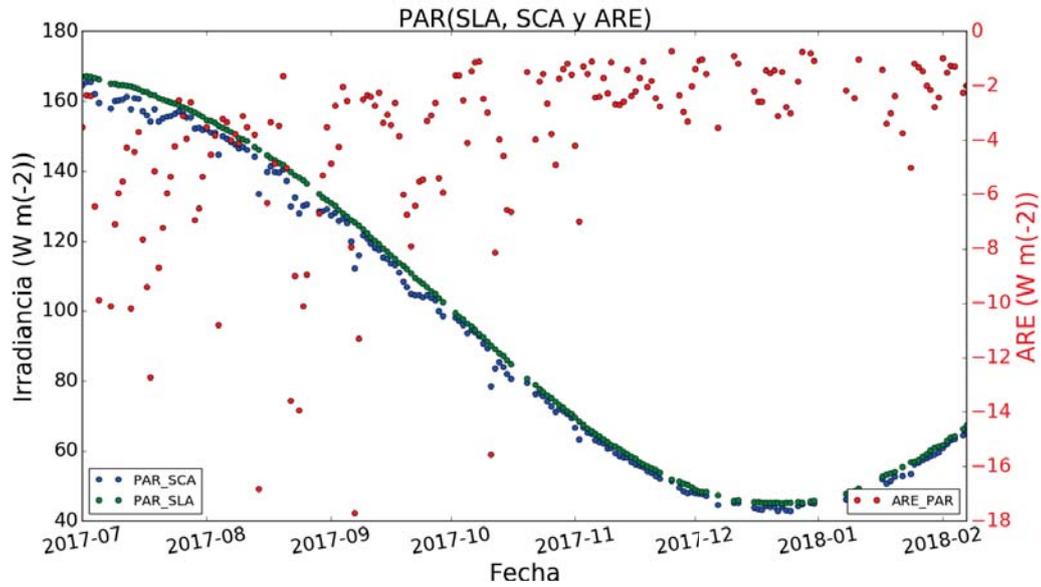


Figura 4.2: Análisis de la evolución temporal del ARE correspondiente con la radiación fotosintéticamente activa junto con las simulaciones SLA y SCA.

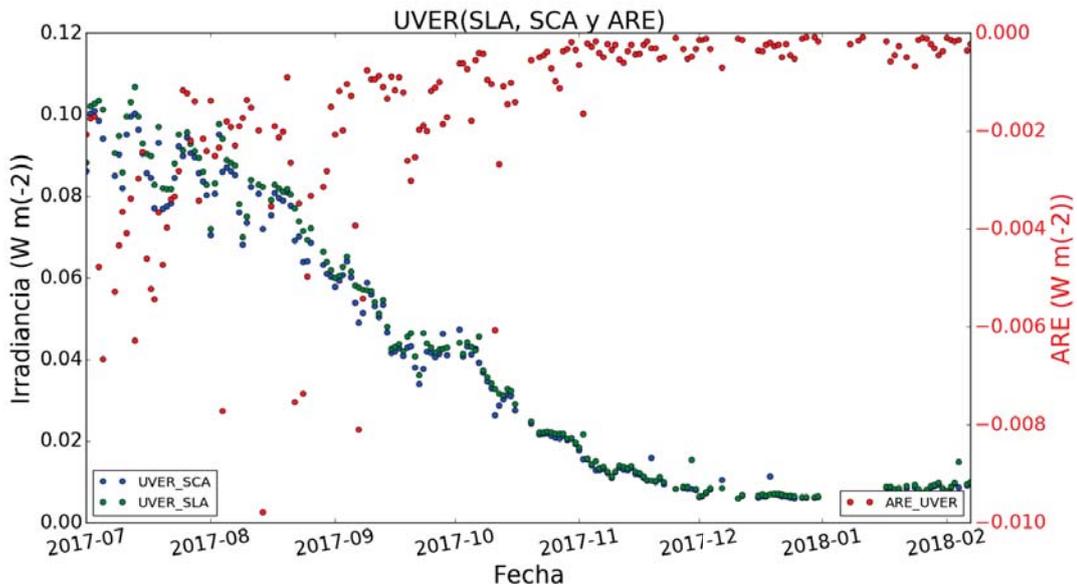


Figura 4.3: Análisis de la evolución temporal del ARE correspondiente con la radiación eritemática junto las simulaciones SLA y SCA.

En estas figuras se puede observar que hay ciertos días en los que el ARE decrece mucho, esto se da porque en esos días la atmósfera tenía mucha cantidad de aerosoles y por tanto se nota más su efecto en la radiación. Por el contrario, aquellos días que presentan un ARE cercano a 0 indican una baja concentración de aerosoles en la atmósfera.

Además de estas gráficas, para analizar cuántos días tienen una cantidad de aerosoles determinados, se muestran en las siguientes figuras tres histogramas, del SW, PAR y UVER en los que se representa el número de cuentas frente a los datos de ARE. Como puede observarse, la mayor concentración de valores ocurre en los intervalos próximos al 0, indicando una mayoría de días con un contenido bajo de aerosoles. También se puede ver que en las evoluciones temporales

y en los histogramas, el ARE toma siempre valores negativos, indicando que el efecto radiativo de los aerosoles al nivel de la superficie terrestre es el de enfriamiento.

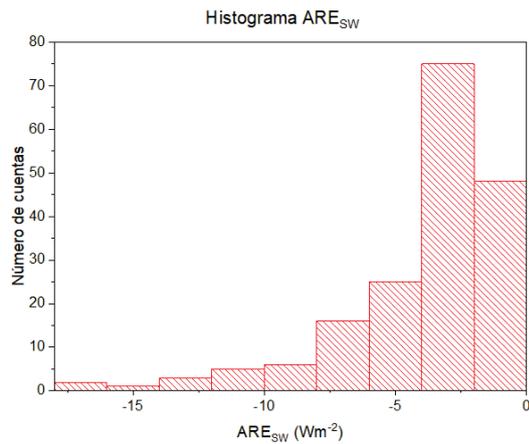


Figura 4.4: Histograma del ARE correspondiente al SW.

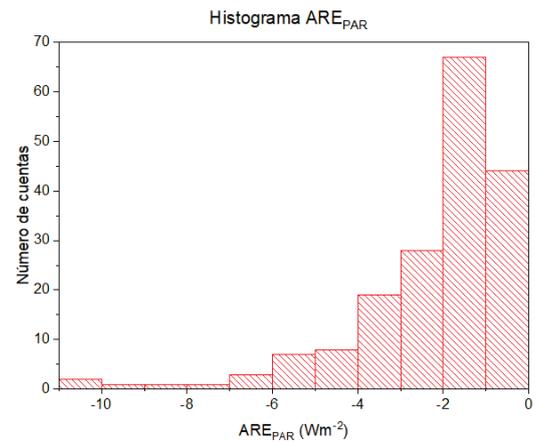


Figura 4.5: Histograma del ARE correspondiente al PAR.

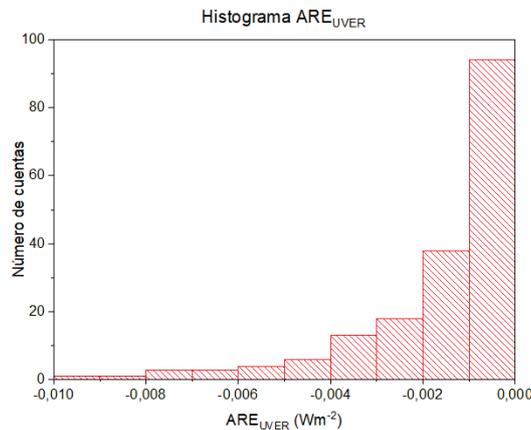


Figura 4.6: Histograma del ARE correspondiente al UVER.

4.2. Evolución temporal del CARE

Para analizar el efecto radiativo de los aerosoles y las nubes se va a proceder de la misma manera que en el apartado anterior, lo que diferencia a ambos apartados es que en este se va a utilizar la ecuación 3.2. Las figuras 4.7, 4.8 y 4.9 muestran la evolución temporal del CARE para las tres franjas de longitudes de onda, mientras que en las figuras 4.10, 4.11 y 4.12 se pueden observar sus correspondientes histogramas.

Hay que tener en cuenta que faltan datos del PAR, puesto que se instalaron en el mes de noviembre de 2017 y no hay medidas experimentales anteriores a ese mes.

En las figuras se observa que el $CARE_{SW}$ presenta la mayor parte de sus valores entre 0 y $-20Wm^{-2}$. En algunos días se han llegado a registrar hasta $100Wm^{-2}$ menos en la superficie por el sistema nubes y aerosoles. Lo mismo ocurre en los valores obtenidos del PAR y UVER; para el PAR los valores típicos están entre 0 y $-10Wm^{-2}$, pero hay días en que los que pueden alcanzar los $-40Wm^{-2}$ si la atmósfera presenta gran cantidad de aerosoles y nubes. El $CARE_{UVER}$ no pasa esto, ya que toma valores entre 0,005 y $-0,04Wm^{-2}$ variando bastante dependiendo del

día. Se encuentran valores del $CARE_{UVER}$ positivos, esto es debido a la incertidumbre que tienen el radiómetro y la simulación.

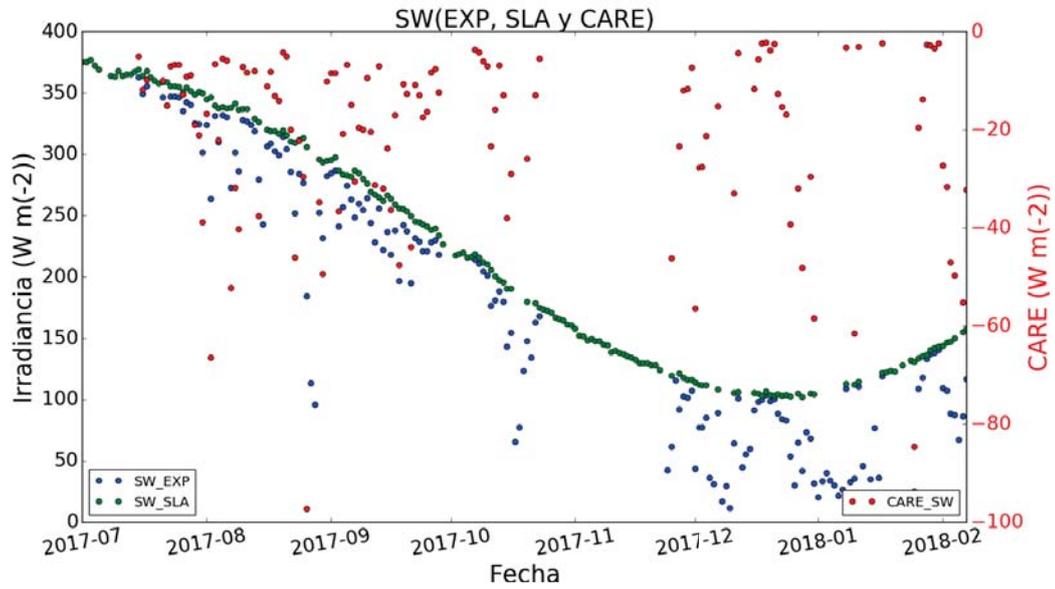


Figura 4.7: Análisis de la evolución temporal del CARE correspondiente con la radiación de onda corta junto con su valor EXP y la simulación SLA.

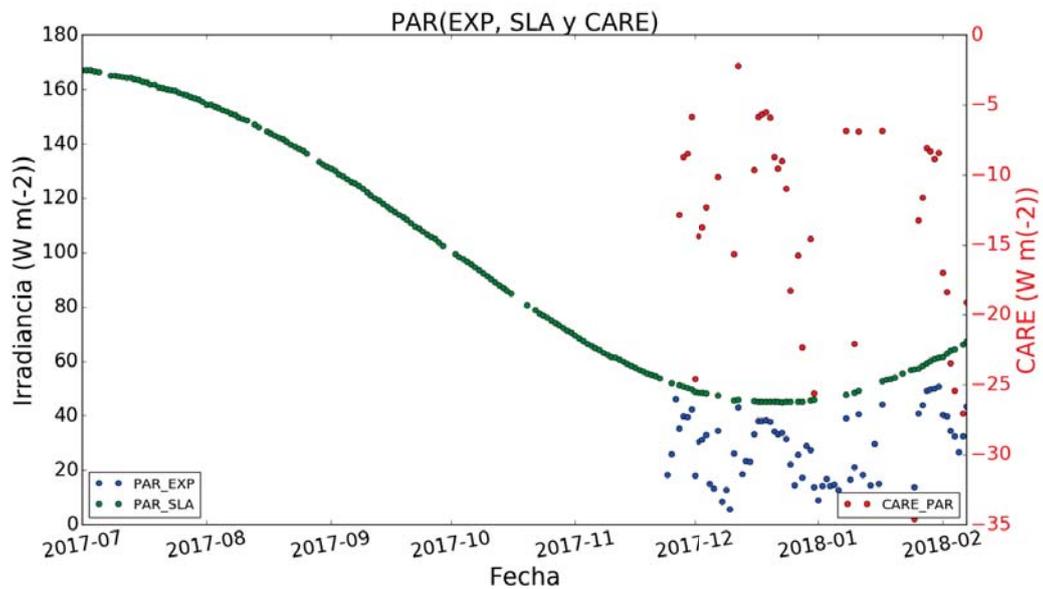


Figura 4.8: Análisis de la evolución temporal del CARE correspondiente con la radiación fotosintéticamente activa junto con su valor EXP y la simulación SLA.

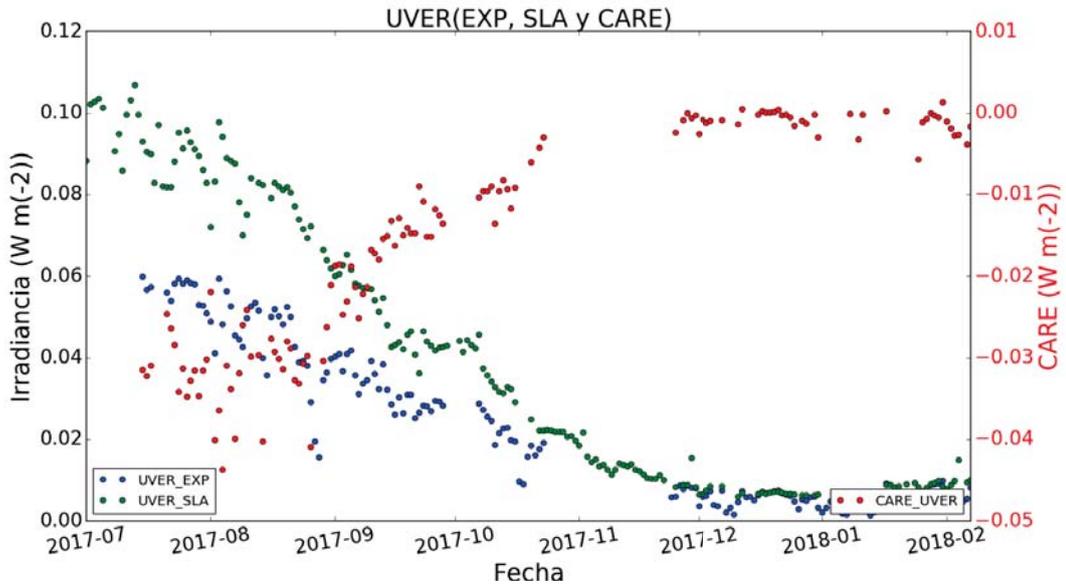


Figura 4.9: Análisis de la evolución temporal del CARE correspondiente con la radiación eritemática junto su valor EXP y la simulación SLA.

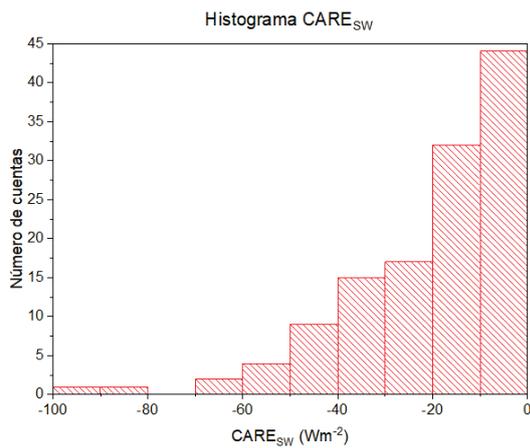


Figura 4.10: Histograma del CARE correspondiente al SW.

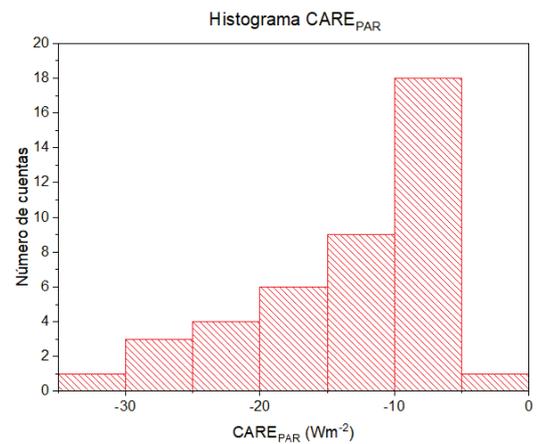


Figura 4.11: Histograma del CARE correspondiente al PAR.

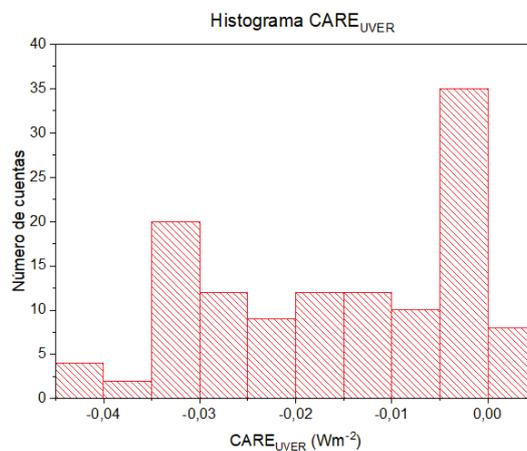


Figura 4.12: Histograma del CARE correspondiente al UVER.

4.3. Evolución temporal del CRE

Por último, la evolución del CRE lo muestran las figuras 4.13, 4.14 y 4.15. Sus correspondientes histogramas se muestran en las figuras 4.16, 4.17 y 4.18.

Aquí ocurre lo mismo que en las secciones anteriores. Los valores del CRE_{SW} suelen estar entre 0 y $-20Wm^{-2}$, pudiendo llegar a los $-90Wm^{-2}$ en días de gran nubosidad. Los valores del CRE_{PAR} varían en torno a $-10Wm^{-2}$, pero hay días que llega hasta $-30Wm^{-2}$. Con el CRE_{UVER} no pasa esto, ya que se encuentra que van desde los 0,005 hasta los $-0,035Wm^{-2}$ siendo los días bastante variados. También en este apartado se encuentran valores positivos del CRE_{UVER} que son debidos a las incertidumbres del radiómetro y de la simulación.

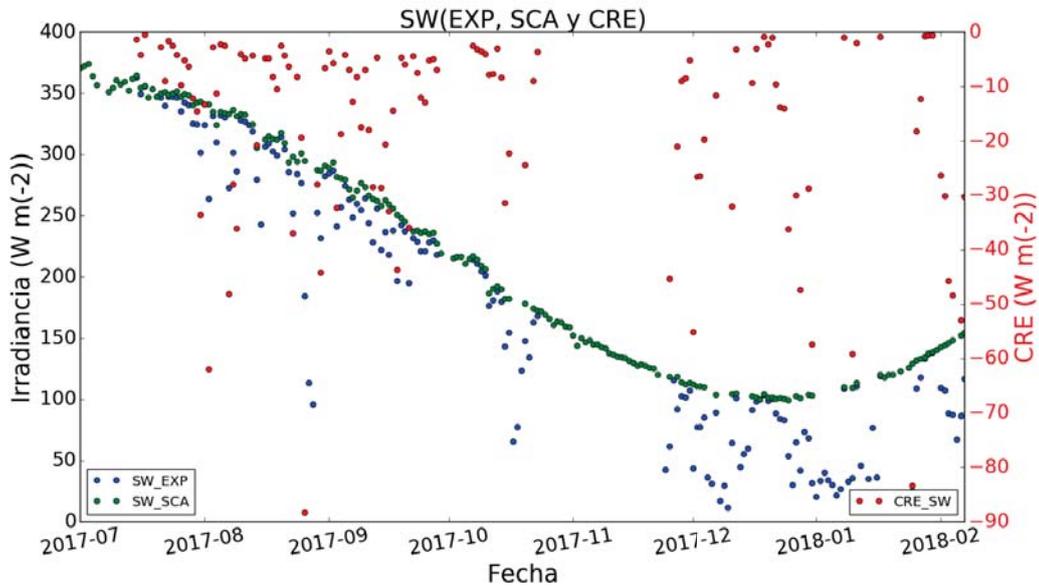


Figura 4.13: Análisis de la evolución temporal del CRE correspondiente con la radiación de onda corta junto con su valor EXP y la simulación SCA.

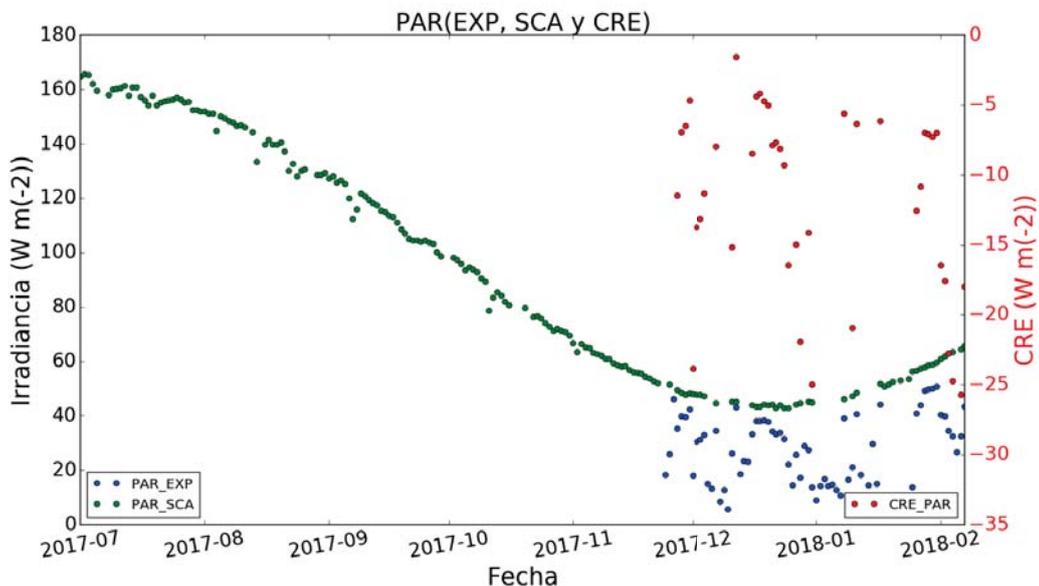


Figura 4.14: Análisis de la evolución temporal del CRE correspondiente con la radiación fotosintéticamente activa junto con su valor EXP y la simulación SCA.

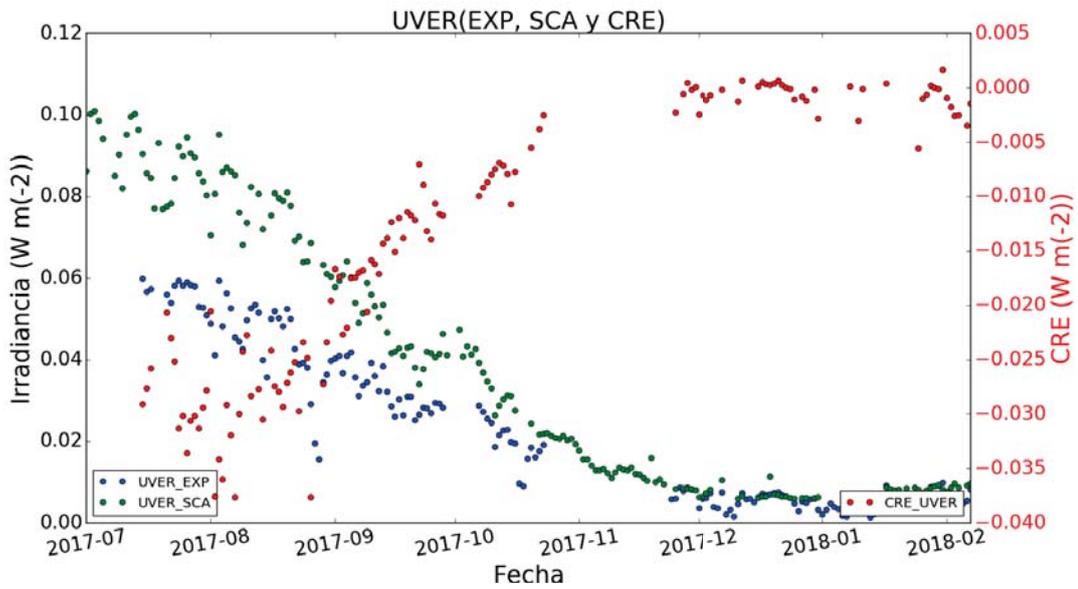


Figura 4.15: Análisis de la evolución temporal del CRE correspondiente con la radiación eritemática junto su valor EXP y la simulación SCA.

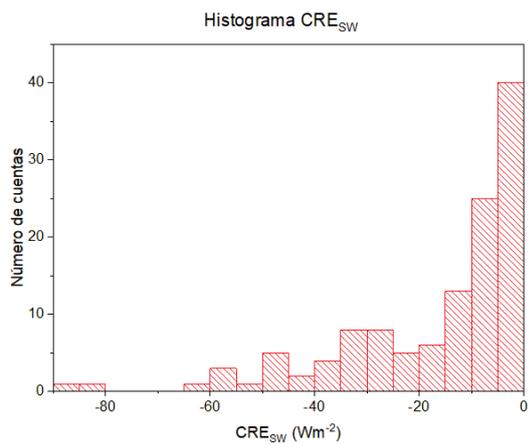


Figura 4.16: Histograma del CRE correspondiente al SW.

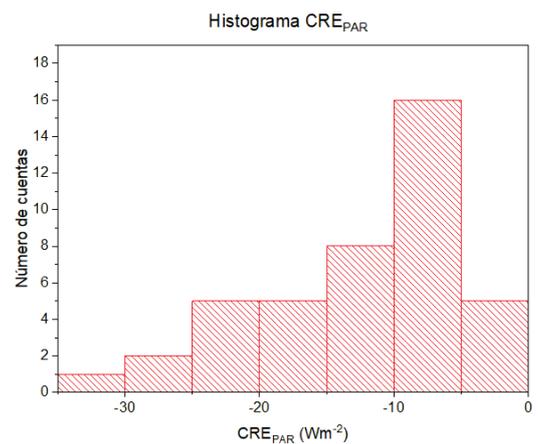


Figura 4.17: Histograma del CRE correspondiente al PAR.

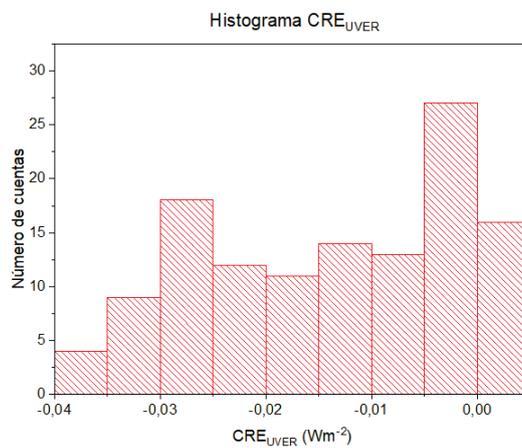


Figura 4.18: Histograma del CRE correspondiente al UVER.

Empezando el análisis para la radiación de onda corta aplicada durante todo el periodo de medidas, se ha obtenido un valor promedio del CARE de $-20,9 \pm 17,8 Wm^{-2}$. La ventaja del método utilizado en este trabajo es que se puede estimar en qué porcentaje han contribuido los aerosoles y las nubes a la hora de realizar la atenuación de la radiación solar que finalmente llega a la superficie terrestre. El valor medio del ARE es de $-3,9 \pm 3,1 Wm^{-2}$ y el del CRE de $-17,0 \pm 17,8 Wm^{-2}$, por lo que se puede concluir que durante todo el periodo de estudio la presencia del aerosol atmosférico ha causado el 19% de la pérdida total de la radiación, mientras que la nubosidad ha sido responsable del 81%.

Estos porcentajes también han sido evaluados para los otros intervalos espectrales, manteniendo las nubes el papel dominante. Los valores para el UVER son los siguientes: El valor del CARE es $-0,015 \pm 0,013 Wm^{-2}$, el del ARE $-0,0016 \pm 0,0018 Wm^{-2}$ y el del CRE $-0,013 \pm 0,019 Wm^{-2}$, por lo que para este intervalo de longitudes de onda las nubes son responsables del 90% de la atenuación mientras que los aerosoles lo son del 10%. Los valores para el PAR del CARE, ARE y CRE son $-13,5 \pm 7,3 Wm^{-2}$, $-1,1 \pm 0,5 Wm^{-2}$ y $-12,3 \pm 7,5 Wm^{-2}$ respectivamente, lo que permite saber que el efecto de las nubes es del 91% del total, mientras que el de los aerosoles el otro 9%.

4.4. Cálculo de la eficiencia radiativa del aerosol

La eficiencia radiativa del aerosol se define como la cantidad de radiación que cambia desde antes de atravesar la atmósfera hasta que llega a la superficie terrestre por unidad de AOD, sus unidades son $Wm^{-2}\tau^{-1}$. Por convenio se utiliza el AOD a 500nm, así que se puede tomar del fotómetro CIMEL, ya que es uno de los valores de espesor óptico que puede medir.

En las siguientes figuras se hace una regresión lineal de los datos diarios del ARE frente a los valores de AOD a 500 nm. La pendiente resultante de este ajuste determinará el valor de la eficiencia radiativa del aerosol. Este estudio se ha hecho a partir del ARE obtenido para las tres zonas de longitudes de onda que se han estudiado, siendo la figura 4.19 correspondiente a la radiación de onda corta, la 4.20 a la fotosintéticamente activa y la 4.21 a la eritemática.

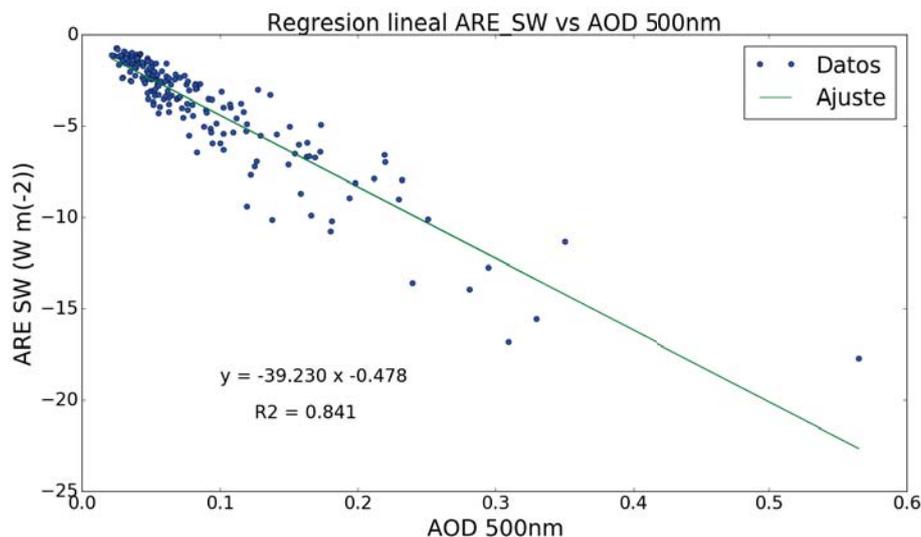


Figura 4.19: Eficiencia radiativa correspondiente a la radiación de onda corta.

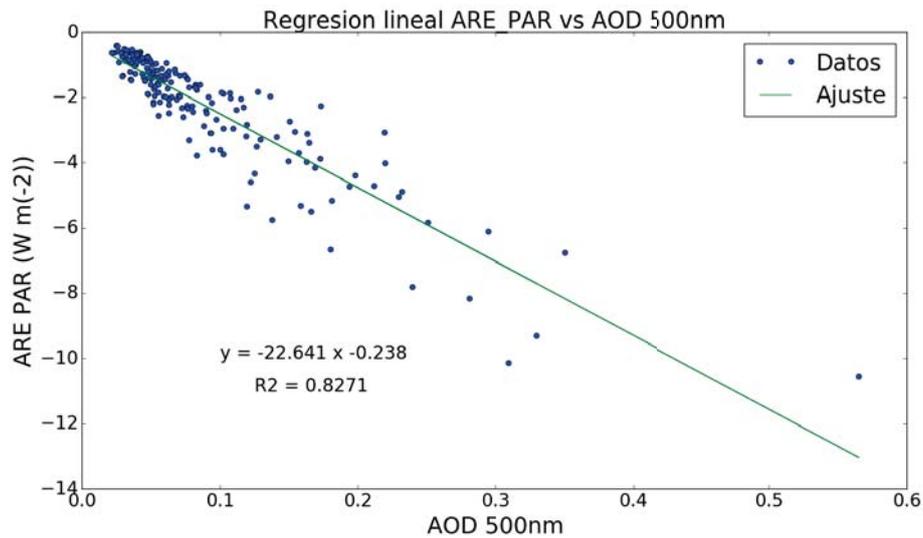


Figura 4.20: Eficiencia radiativa correspondiente a la radiación fotosintéticamente activa.

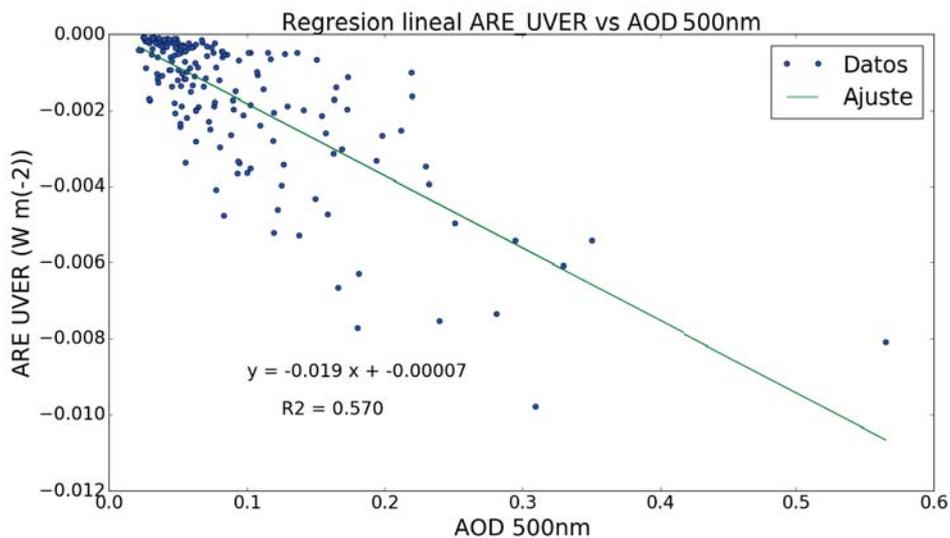


Figura 4.21: Eficiencia radiativa correspondiente a la radiación eritemática.

Gracias a dicho ajuste lineal se puede hallar la eficiencia radiativa de los aerosoles, siendo para la SW $-39,2 \pm 1,3 W m^{-2} \tau^{-1}$, para la PAR $-22,6 \pm 0,8 W m^{-2} \tau^{-1}$ y para la UVER $-0,0189 \pm 0,0012 W m^{-2} \tau^{-1}$. Para comparar se toman algunos valores bibliográficos recogidos en la siguiente tabla:

| Referencia | Tipo de aerosol | $Eficiencia_{SW} (W m^{-2} \tau^{-1})$ | Región |
|-----------------------------|--------------------|--|-------------------|
| Di Biagio et al. (2010) [6] | Desértico | -67.2 | Mar Mediterráneo |
| | Biomasa industrial | -59.0 | |
| García et al. (2014) [9] | _____ | -59 | Islas Canarias |
| Mateos et al. (2014) [17] | _____ | -59 | Península Ibérica |

Cuadro 4.1: Valores bibliográficos de la eficiencia radiativa de los aerosoles

Estos cuatro resultados de la bibliografía corresponden a la radiación de onda corta, por lo que se deberán comparar con los $-39,2Wm^{-2}\tau^{-1}$ obtenidos en este trabajo. El valor hallado es algo más bajo que el bibliográfico, aunque está dentro del orden de magnitud. Esto es debido a que los valores con los que han sido comparados en su mayoría se han obtenido con más influencia de determinados tipos de aerosol, ya sea porque lo que se ha estudiado eran eventos con mucho aerosol [6] o por la influencia de aerosoles de la zona [9] por estar cerca del desierto.

4.5. Caso de estudio: Gran incendio en Portugal

Estudiando los datos de los efectos radiativos que se han ido obteniendo en las secciones anteriores, hay tres días que llaman la atención que pueden servir para un estudio más detallado. Se trata de los días 24, 25 y 26 de agosto de 2017. Buscando en la prensa se encontró que el 24 de agosto se originaron dos grandes incendios en Portugal [38]. Se trata de dos incendios localizados en los municipios de Guarda y Oleiros, la figura 4.22 muestra una imagen del fuego vista desde Castelo Branco, donde se tuvo que evacuar a 150 personas. Para la extinción del incendio se movilizó a casi un millar de bomberos portugueses y efectivos de la UME.



Figura 4.22: Incendio en el distrito de Castelo Branco, en Portugal el 24 de agosto de 2017.

El estudio de estos días se analizará graficando para la SW y para la UVER sus correspondientes simulaciones y datos recogidos por sus correspondientes radiómetros. Se presentará también la evolución temporal del AOD obtenido para diferentes longitudes de onda. A parte de eso se usará el ceiómetro para conocer más en detalle las características verticales de la atmósfera y se analizarán las imágenes obtenidas por el MODIS.

Las dos siguientes figuras muestran la evolución del SLA, SCA y SW para la SW y UVER. No se ha podido representar la correspondiente grafica del PAR puesto que todavía no se había instalado el radiómetro que mide esa franja de radiación.

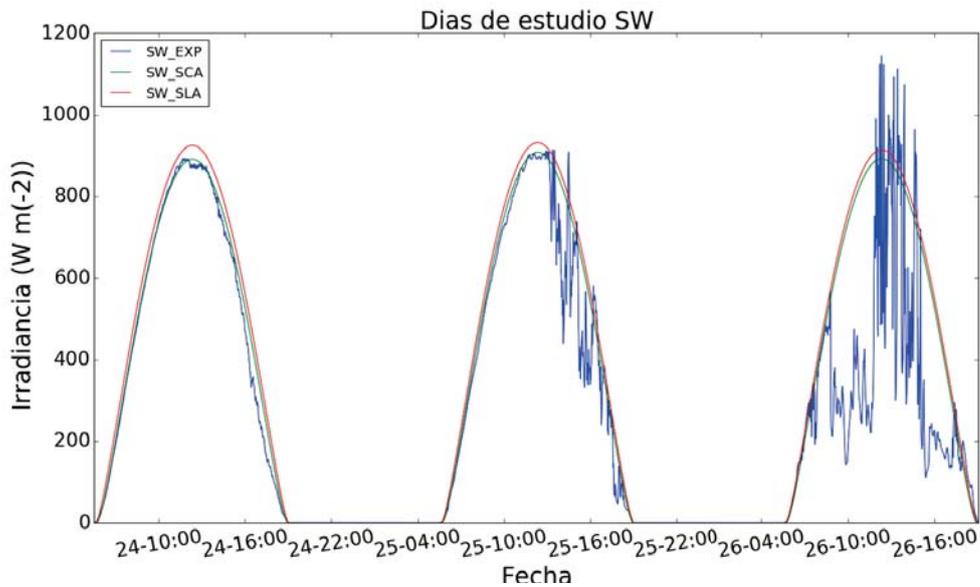


Figura 4.23: Evolución de la SW durante los tres días de estudio.

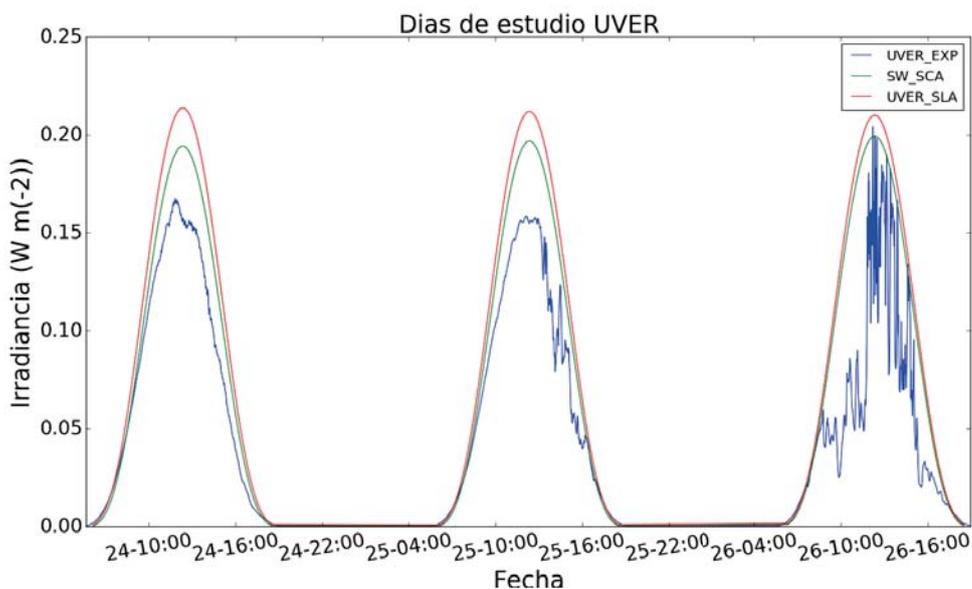


Figura 4.24: Evolución de UVER durante los tres días de estudio.

En estas dos gráficas se puede ver cómo fluctúa la radiación medida por los radiómetros el día 26 de agosto. Esto es debido a que se corresponde con un día muy nublado y como consecuencia el CRE crece, en cambio casi no hay fluctuaciones en los dos anteriores días. También hay que destacar que la simulación de la radiación con aerosoles en onda corta se parece más a la experimental que la de la radiación eritemática. Para analizar este hecho se va a recurrir a estudiar la evolución del AOD para distintos tipos de longitudes de onda. Estos datos se van a obtener del CIMEL y son representados en la figura 4.25. En ella se muestra la evolución del AOD para distintas longitudes de onda en el nivel 1.0 (incluye algunas medidas afectadas por nubosidad) y en el 2.0 (medidas libres de nubes y con calidad asegurada por la red AERONET).

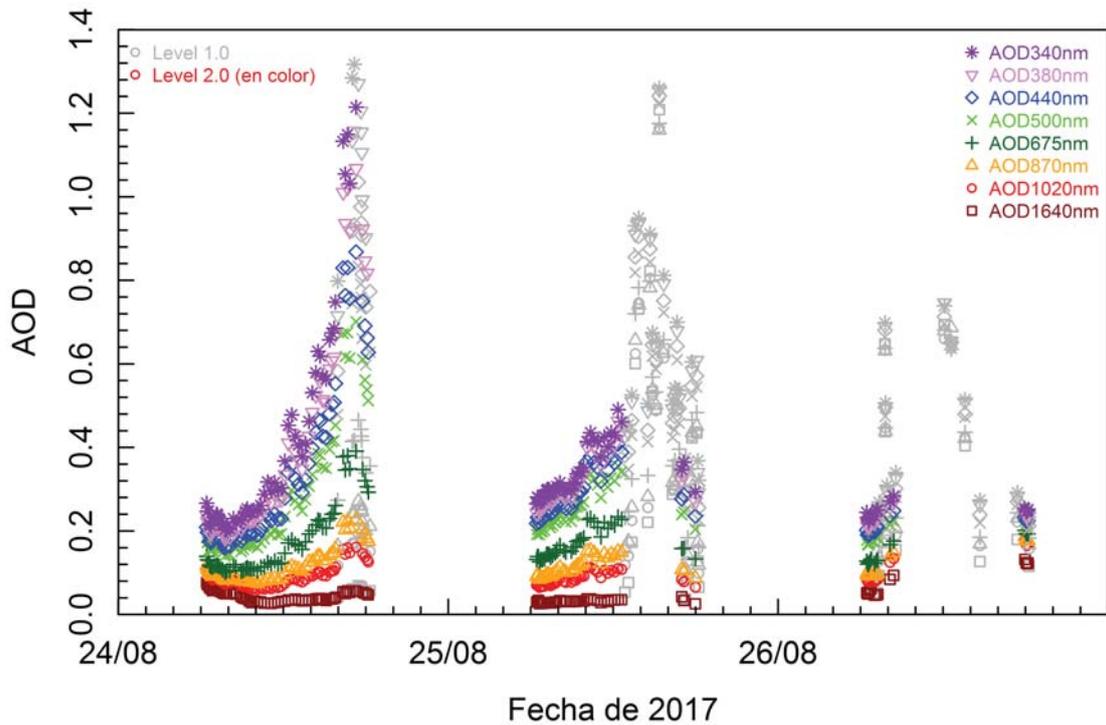


Figura 4.25: Evolución del AOD en nivel 1.0 y 2.0 para distintas longitudes de onda los días bajo estudio.

La razón de la diferencia de la radiación eritemática con su SCA es que para la simulación se ha supuesto un valor medio diario de AOD y no un valor minutil. Si se hubiese trabajado con valores minutilales las gráficas serían más exactas, como por ejemplo, en el día 26 que la parte central día estuvo dominada por condiciones nubosas.

Las imágenes del ceilómetro correspondientes a estos días ayudarán a conocer el desarrollo vertical que tienen las sustancias de la atmósfera.

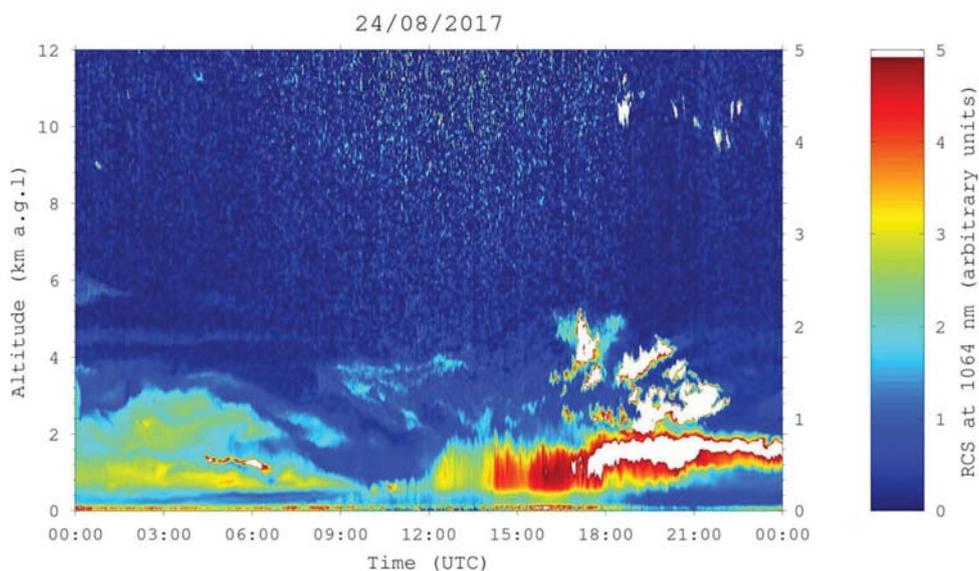


Figura 4.26: Datos ceilómetro día 24 de agosto de 2017.

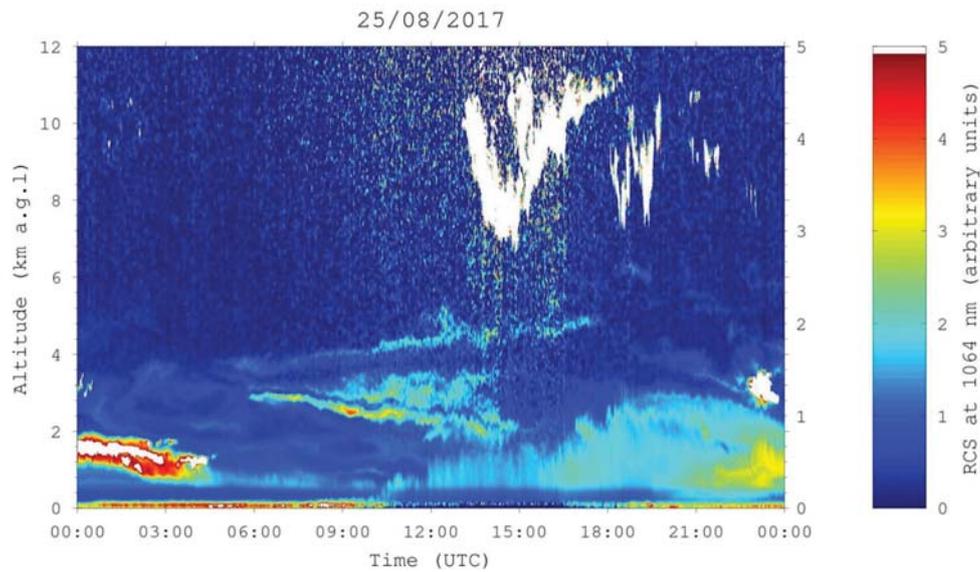


Figura 4.27: Datos ceilómetro día 25 de agosto de 2017.

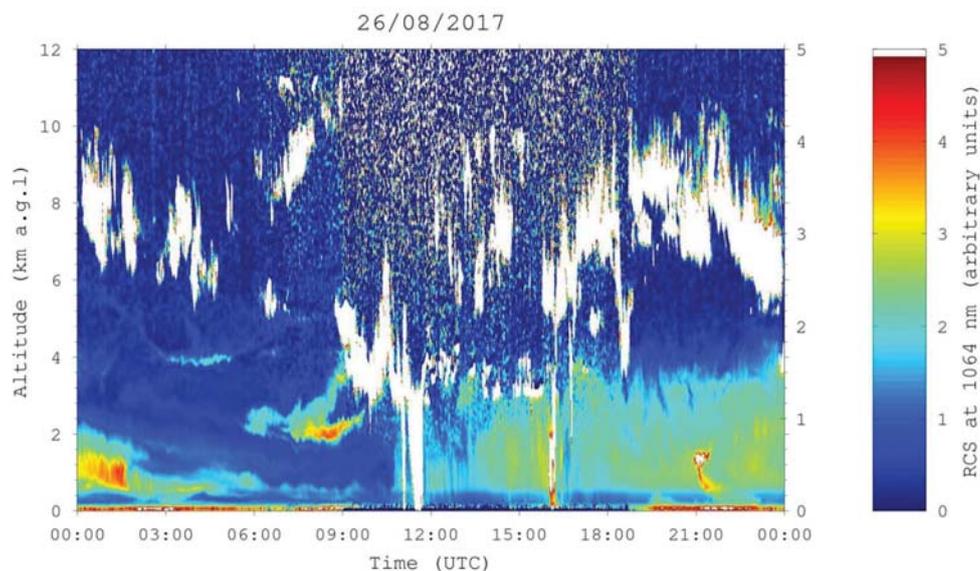


Figura 4.28: Datos ceilómetro día 26 de agosto de 2017.

Juntando todas las figuras de este último apartado, se puede observar que a partir del mediodía del 24 de agosto llegó a la ciudad de Valladolid una gran intrusión de aerosoles provocados por las cenizas de estos incendios. El día 25 por la tarde se originaron algunas nubes y el día 26 la nubosidad fue mucho más abundante. Para finalizar este estudio las figuras 4.29, 4.30 y 4.31 muestran imágenes de satélite de la Península Ibérica en estos tres días. Viendo estas imágenes se puede observar la evolución de la pluma de aerosol debida a la combustión de biomasa. Se incluyen en las figuras como puntos rojos las fuentes de anomalías térmicas durante esos días, claramente relacionadas con los incendios que ocurrieron en Portugal de esos días.



Figura 4.29: Imágen satélite 24 de agosto.

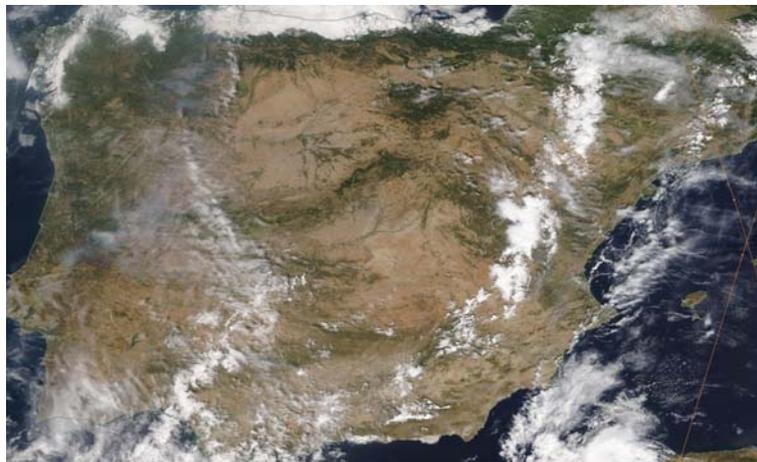


Figura 4.30: Imágen satélite 25 de agosto.



Figura 4.31: Imágen satélite 26 de agosto.

Con estas tres últimas imágenes del satélite MODIS es más fácil analizar a nivel regional la evolución de los aerosoles y las nubes de los días que se quieren estudiar. Observándolas se ve que lo que se había analizado a partir de la SLA, SCA y EXP es coherente con las imágenes satelitales.

Capítulo 5

Conclusiones

Antes de cualquier conclusión es necesario destacar que el alumno se ha familiarizado con los aparatos de medida, al haber participado en la renovación y posterior instalación de los mismos. También ha tenido que aprender a programar en Python, puesto que el programa de simulación UVa-GOA está escrito en este lenguaje y ha tenido que desarrollar unos programas para poder analizar la enorme cantidad de datos que se disponen para este estudio (4.1).

La primera conclusión de este trabajo es que se pueden estimar los correspondientes efectos radiativos (ARE, CARE y CRE) de forma automática casi instantánea, puesto que los datos se registran automáticamente en el datalogger según son medidos. Un trabajo futuro podría consistir en desarrollar un programa que cuando los aparatos tomen las medidas éste devuelva directamente los valores del CARE, ARE y CRE.

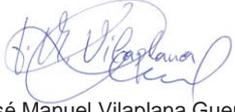
También es necesario mencionar la importancia que tiene el estudio de los aerosoles y las nubes, ya que se sabe que según sus propiedades físicas, producen un aumento o una disminución de la radiación proveniente del sol y por tanto tienen un efecto en la temperatura terrestre. La variabilidad espacial y temporal de nubes y aerosoles obliga a la realización de medidas continuas en estaciones en tierra, como las de la red AERONET, para vigilar a largo plazo estos componentes atmosféricos en un contexto de cambio climático.

La conclusión más importante del trabajo es que durante el periodo de estudio en la ciudad de Valladolid para la longitud de onda corta (que es la radiación que llega del sol) los valores típicos del forzamiento radiativo de los aerosoles y las nubes han sido $-3,9Wm^{-2}$ y $-17,0Wm^{-2}$ respectivamente. En ambos casos los forzamientos son negativos, indicando que estos componentes provocan un enfriamiento a nivel de la superficie terrestre. Con estos datos es posible saber que el 81 % de la atenuación total que se origina en la atmósfera es debida a las nubes mientras que el otro 19 % a los aerosoles. También se ha demostrado que para longitudes de onda más cortas, como son la fotosintéticamente activa y la eritemática, las nubes juegan un papel más importante que el que hacían en toda la radiación de onda corta, de tal manera que el efecto de éstas está en torno al 90 % del total.

El estudio de un evento de alta concentración de aerosoles nos ha mostrado que la correcta representación de la radiación mediante un modelo requiere introducir los parámetros de entrada con alta resolución temporal, en particular los relacionados con los aerosoles. Así mismo, se ha podido comprobar la conveniencia de disponer de distintos instrumentos y de otra instrumentación complementaria para un correcto análisis e interpretación de los datos.

Apéndice A

Hoja de calibración del UVER

| | | | |
|--|-------------------------|---|--|
|  MINISTERIO DE DEFENSA | | SECRETARIA DE ESTADO DE DEFENSA  INTA INSTITUTO NACIONAL DE TECNICA AEROSPAICIAL | Laboratorio de Calibraciones Radiométricas (ESAt) |
| | | | Inf. Nº.: LCR/RPT/4723/02/INTA-16 |
| Preparado y revisado: | | Fecha: 15/11/2016 | |
|  José Manuel Vilaplana Guerrero Responsable del Grupo de Radiación | | | |
| Solicitante: UNIVERSIDAD DEL VALLADOLID | | | |
| Fabricante: YANKEE | | Modelo: YES_UV.B-1 | S/N: 090503 |
| Dirección Solicitante: UNIVERSIDAD DE VALLADOLID FACULTAD DE CIENCIAS DEPARTAMENTO DE FÍSICA TEÓRICA, ATÓMICA Y ÓPTICA PLAZA DE SANTA CRUZ, 8. - 47002 VALLADOLID | | | |
| Fecha de Calibración: 15/11/2016 | | Instrumento de Referencia: Brewer#150 | |
| Latitud: 37.10 N | Longitud: 6.73 W | Altura: 50 s.l.a. | |
| 1 Procedimiento de Calibración: El instrumento a calibrar fue instalado en la terraza de la Estación de Sondeos Atmosféricos "El Arenosillo" junto al espectrorradiómetro de referencia Brewer#150. Los datos medidos se registraron mediante el sistema de adquisición de datos Agilent 34970-A. La caracterización en laboratorio se realizó siguiendo los protocolos: - CC/PRO/4723/002/INTA - CC/PRO/4723/004/INTA - CC/PRO/4723/008/INTA - CC/PLN/4723/002/INTA La incertidumbre expandida de medida se ha obtenido multiplicando la incertidumbre típica de medición por el factor de cobertura $K = 2$ que, para distribución normal, corresponde a una probabilidad de cobertura de aproximadamente el 95%. La incertidumbre típica media se ha determinado conforma al documento EA-4/02 de la <i>European co-operation for Accreditation</i> . | | | |



MINISTERIO
DE DEFENSA

SECRETARIA DE ESTADO DE DEFENSA



INSTITUTO NACIONAL DE
TECNICA AEROSPAIAL

Laboratorio de Calibraciones Radiométricas
(ESAt)

Inf. Nº.: LCR/RPT/4723/02/INTA-16

2 Condiciones de medida para la calibración en respuesta espectral:

Temperatura del laboratorio: 22 ± 3 °C
Señal de oscuridad: $0.0010 \pm 2.96e-06$ V

3 Condiciones de medida para la calibración respuesta angular:

Temperatura del laboratorio: 22 ± 3 °C
Señal de oscuridad: $0.0010 \pm 2.96e-06$ V

4 Condiciones de medida para la calibración absoluta:

SZA mínimo: 50° SZA máximo: 65°
UVI máximo: 4 UVI mínimo: 1
Valor medio Columna total de Ozono: 293.8 DU
Nº de medidas simultaneas: 494

5 Función de conversión:

$$E_{CIE} = (U - U_{offset}) * C * f_n(SZA, TO_3) * \varepsilon(T) * Coscor(SZA)$$

Donde:

- E_{CIE} es la irradiancia eritemática efectiva.
- U es la medida de la señal eléctrica del radiómetro.
- U_{offset} es el cero de la señal eléctrica para condiciones de oscuridad.
- C es el coeficiente de calibración: es un valor constante determinado para condiciones específicas [SZA a 40° y columna total de ozono de 300DU]. Éste se da en unidades de ($Wm^{-2}V^{-1}$).
- $f_n(SZA, TO_3)$ es una función del ángulo cenital solar (SZA) y de la columna total de ozono (TO_3). La función puede expresarse como una matriz de calibración (o una tabla) y provenir como parte de un procedimiento de calibración. Esta función se normaliza a un SZA de 40° y una columna total de ozono de 300 DU. Para ángulos cenitales solares menores de 40° $f_n(SZA, TO_3)$ es, con frecuencia, próximo a la unidad.
- $\varepsilon(T)$ es la función para corregir la temperatura. Se recomienda que el instrumento esté a temperatura estable. Si no se mantiene constante, entonces debe aplicarse la corrección en temperatura (ésta suele ser compleja y no siempre con éxito).
- $Coscor(SZA)$ es la función corrección coseno.



MINISTERIO
DE DEFENSA

SECRETARIA DE ESTADO DE DEFENSA



INSTITUTO NACIONAL DE
TECNICA AEROSPAZIAL

Laboratorio de Calibraciones
Radiométricas (ESAt)

Inf. Nº.: LCR/RPT/4723/02/INTA-16

6 Resultados de la calibración en respuesta espectral relativa:

Archivo de calibración: RSE_YES_010922_2016.dat

| λ (nm) | RSE (λ) |
|----------------|-------------------|----------------|-------------------|----------------|-------------------|----------------|-------------------|
| 280 | 0.698295856 | 311 | 0.289804637 | 342 | 0.000139125 | 373 | 0.000131888 |
| 281 | 0.724868427 | 312 | 0.242766829 | 343 | 0.000138885 | 374 | 0.000131661 |
| 282 | 0.752037252 | 313 | 0.200377762 | 344 | 0.000138646 | 375 | 0.000131434 |
| 283 | 0.777211864 | 314 | 0.164136477 | 345 | 0.000138407 | 376 | 0.000131208 |
| 284 | 0.802958941 | 315 | 0.133075176 | 346 | 0.000138169 | 377 | 0.000130982 |
| 285 | 0.827935163 | 316 | 0.10863933 | 347 | 0.000137931 | 378 | 0.000130757 |
| 286 | 0.853159772 | 317 | 0.08671494 | 348 | 0.000137694 | 379 | 0.000130531 |
| 287 | 0.881991173 | 318 | 0.06828638 | 349 | 0.000137457 | 380 | 0.000130307 |
| 288 | 0.906815415 | 319 | 0.054565414 | 350 | 0.00013722 | 381 | 0.000130082 |
| 289 | 0.923432669 | 320 | 0.044261011 | 351 | 0.000136984 | 382 | 0.000129858 |
| 290 | 0.949103476 | 321 | 0.034739253 | 352 | 0.000136748 | 383 | 0.000129635 |
| 291 | 0.966959816 | 322 | 0.027350209 | 353 | 0.000136512 | 384 | 0.000129412 |
| 292 | 0.979637746 | 323 | 0.02157363 | 354 | 0.000136277 | 385 | 0.000129189 |
| 293 | 0.981972312 | 324 | 0.017138063 | 355 | 0.000136043 | 386 | 0.000128966 |
| 294 | 0.991088252 | 325 | 0.012895112 | 356 | 0.000135809 | 387 | 0.000128744 |
| 295 | 0.995767605 | 326 | 0.010172039 | 357 | 0.000135575 | 388 | 0.000128523 |
| 296 | 1 | 327 | 0.007762426 | 358 | 0.000135341 | 389 | 0.000128301 |
| 297 | 0.993737389 | 328 | 0.005850776 | 359 | 0.000135108 | 390 | 0.000128081 |
| 298 | 0.979871899 | 329 | 0.004120592 | 360 | 0.000134876 | 391 | 0.00012786 |
| 299 | 0.959198579 | 330 | 0.003065729 | 361 | 0.000134644 | 392 | 0.00012764 |
| 300 | 0.925643591 | 331 | 0.001981365 | 362 | 0.000134412 | 393 | 0.00012742 |
| 301 | 0.887545659 | 332 | 0.00122619 | 363 | 0.00013418 | 394 | 0.000127201 |
| 302 | 0.840981984 | 333 | 0.000657796 | 364 | 0.000133949 | 395 | 0.000126982 |
| 303 | 0.784953634 | 334 | 0.000141056 | 365 | 0.000133719 | 396 | 0.000126763 |
| 304 | 0.729063109 | 335 | 0.000140813 | 366 | 0.000133488 | 397 | 0.000126545 |
| 305 | 0.664829004 | 336 | 0.00014057 | 367 | 0.000133259 | 398 | 0.000126327 |
| 306 | 0.598981303 | 337 | 0.000140328 | 368 | 0.000133029 | 399 | 0.00012611 |
| 307 | 0.530742603 | 338 | 0.000140087 | 369 | 0.0001328 | 400 | 0.000125893 |
| 308 | 0.46641154 | 339 | 0.000139846 | 370 | 0.000132572 | | |
| 309 | 0.404181023 | 340 | 0.000139605 | 371 | 0.000132343 | | |
| 310 | 0.3424099 | 341 | 0.000139365 | 372 | 0.000132115 | | |

Incertidumbre relativa expandida de la RSE(λ): RSE $\geq 5 \cdot 10^{-4}$ **10%** ; RSE $< 5 \cdot 10^{-4}$ **30%**
Incertidumbre en longitud de onda: ± 0.03 nm



Laboratorio de Calibraciones Radiométricas (ESAt)

Inf. Nº.: LCR/RPT/4723/02/INTA-16

7 Resultados de la calibración absoluta:

Constante de Calibración absoluta normalizada a 300 DU y 40°SZA:

C = 0.114 Wm⁻²V⁻¹ U = 3.77e-03 Wm⁻²V⁻¹

Matriz de calibración: CalTab_YES_090503_2016.dat

| SZA(°)/O3(DU) | 200 | 220 | 240 | 260 | 280 | 300 | 320 | 340 | 360 | 380 | 400 | 420 | 440 | 460 | 480 | 500 |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0 | 1.18 | 1.144 | 1.114 | 1.088 | 1.067 | 1.049 | 1.034 | 1.021 | 1.01 | 1.002 | 0.995 | 0.989 | 0.985 | 0.981 | 0.979 | 0.978 |
| 5 | 1.178 | 1.143 | 1.112 | 1.087 | 1.066 | 1.048 | 1.033 | 1.02 | 1.01 | 1.001 | 0.994 | 0.989 | 0.984 | 0.981 | 0.979 | 0.978 |
| 10 | 1.174 | 1.138 | 1.109 | 1.084 | 1.063 | 1.045 | 1.03 | 1.018 | 1.008 | 1 | 0.993 | 0.988 | 0.984 | 0.981 | 0.979 | 0.978 |
| 15 | 1.166 | 1.131 | 1.102 | 1.078 | 1.058 | 1.041 | 1.026 | 1.015 | 1.005 | 0.997 | 0.991 | 0.986 | 0.982 | 0.98 | 0.979 | 0.978 |
| 20 | 1.156 | 1.122 | 1.094 | 1.07 | 1.051 | 1.034 | 1.021 | 1.01 | 1.001 | 0.994 | 0.988 | 0.984 | 0.981 | 0.979 | 0.978 | 0.979 |
| 25 | 1.142 | 1.11 | 1.083 | 1.06 | 1.042 | 1.027 | 1.014 | 1.004 | 0.996 | 0.99 | 0.985 | 0.982 | 0.98 | 0.979 | 0.979 | 0.98 |
| 30 | 1.127 | 1.095 | 1.07 | 1.049 | 1.032 | 1.018 | 1.007 | 0.998 | 0.992 | 0.986 | 0.983 | 0.981 | 0.98 | 0.98 | 0.981 | 0.983 |
| 35 | 1.108 | 1.079 | 1.056 | 1.037 | 1.021 | 1.009 | 1 | 0.992 | 0.987 | 0.983 | 0.981 | 0.98 | 0.981 | 0.982 | 0.985 | 0.988 |
| 40 | 1.088 | 1.061 | 1.04 | 1.023 | 1.01 | 1 | 0.992 | 0.987 | 0.984 | 0.982 | 0.981 | 0.982 | 0.984 | 0.987 | 0.991 | 0.996 |
| 45 | 1.066 | 1.043 | 1.024 | 1.01 | 1 | 0.992 | 0.987 | 0.984 | 0.983 | 0.983 | 0.985 | 0.988 | 0.992 | 0.997 | 1.003 | 1.01 |
| 50 | 1.044 | 1.024 | 1.009 | 0.999 | 0.991 | 0.987 | 0.984 | 0.984 | 0.986 | 0.989 | 0.994 | 0.999 | 1.006 | 1.014 | 1.022 | 1.032 |
| 55 | 1.023 | 1.008 | 0.997 | 0.99 | 0.987 | 0.986 | 0.988 | 0.991 | 0.996 | 1.003 | 1.011 | 1.02 | 1.03 | 1.041 | 1.053 | 1.066 |
| 60 | 1.005 | 0.995 | 0.99 | 0.988 | 0.99 | 0.993 | 1 | 1.008 | 1.017 | 1.028 | 1.041 | 1.054 | 1.069 | 1.084 | 1.1 | 1.117 |
| 65 | 0.994 | 0.991 | 0.993 | 0.997 | 1.005 | 1.015 | 1.027 | 1.041 | 1.057 | 1.074 | 1.092 | 1.111 | 1.132 | 1.153 | 1.175 | 1.198 |
| 70 | 0.996 | 1.002 | 1.011 | 1.024 | 1.04 | 1.058 | 1.079 | 1.101 | 1.124 | 1.149 | 1.175 | 1.203 | 1.231 | 1.26 | 1.29 | 1.321 |
| 75 | 1.022 | 1.039 | 1.061 | 1.085 | 1.113 | 1.142 | 1.174 | 1.207 | 1.242 | 1.278 | 1.316 | 1.354 | 1.394 | 1.434 | 1.475 | 1.517 |
| 80 | 1.091 | 1.125 | 1.162 | 1.203 | 1.246 | 1.292 | 1.339 | 1.388 | 1.439 | 1.491 | 1.544 | 1.598 | 1.653 | 1.709 | 1.766 | 1.823 |
| 85 | 1.249 | 1.305 | 1.363 | 1.425 | 1.489 | 1.556 | 1.624 | 1.694 | 1.766 | 1.839 | 1.913 | 1.988 | 2.064 | 2.14 | 2.218 | 2.295 |
| 90 | 1.412 | 1.472 | 1.537 | 1.604 | 1.674 | 1.747 | 1.822 | 1.898 | 1.977 | 2.056 | 2.137 | 2.219 | 2.302 | 2.385 | 2.47 | 2.554 |

Corrección Coseno: coscor_YES_090503_2016.dat

| SZA (°) | Coscor(°) |
|---------|-----------|---------|-----------|---------|-----------|---------|-----------|
| 0 | 1.057 | 26 | 1.071 | 52 | 1.122 | 78 | 1.147 |
| 2 | 1.057 | 28 | 1.074 | 54 | 1.128 | 80 | 1.142 |
| 4 | 1.057 | 30 | 1.076 | 56 | 1.134 | 82 | 1.138 |
| 6 | 1.057 | 32 | 1.079 | 58 | 1.138 | 84 | 1.135 |
| 8 | 1.058 | 34 | 1.082 | 60 | 1.145 | 86 | 1.134 |
| 10 | 1.059 | 36 | 1.086 | 62 | 1.149 | 88 | 1.134 |
| 12 | 1.06 | 38 | 1.089 | 64 | 1.154 | 90 | 1.134 |
| 14 | 1.061 | 40 | 1.093 | 66 | 1.156 | | |
| 16 | 1.062 | 42 | 1.097 | 68 | 1.159 | | |
| 18 | 1.063 | 44 | 1.102 | 70 | 1.159 | | |
| 20 | 1.065 | 46 | 1.106 | 72 | 1.159 | | |
| 22 | 1.067 | 48 | 1.112 | 74 | 1.156 | | |
| 24 | 1.069 | 50 | 1.116 | 76 | 1.152 | | |

Apéndice B

Programa ejemplo de Python

En este apéndice se expone un ejemplo en python de cómo se ha trabajado con los datos con los que se van a estudiar. Corresponde con la simulación de la irradiancia eritemática, correspondiente con las longitudes de onda que van desde los 280 hasta los 700nm. Esta franja de longitudes de onda es interesante exponerla pues, como se ha mencionado en la memoria de trabajo, para obtener la irradiancia eritemática es necesario tratar los datos de salida del UVa-GOA.

#Compara los datos del UVER con los del programa de UVa-GOA usando Pysolar

```
import numpy as np
import csv
```

```
import matplotlib.pyplot as plt
import datetime
import matplotlib.dates as mdates
import math
```

```
from solo.api import Geometry
from solo.api import Atmosphere
from solo import radtran
from solo import funciones_rad as fun
```

```
from Pysolar.solar import *
import Pysolar as solar
```

```
def read_dat():
    with open('/home/santiago/Escritorio/Santi/solo/test/hora.dat') as csvfile:
        reader = csv.reader(csvfile)
        fecha_completa1 = []
        area=[]
        Irr=[]
```

```
    for row in reader:
        sza = np.array(float(90) - solar.GetAltitude(41.6636, -4.70583,
fun.convert_date(2018, 28, int(row[0]))))
```

```
        fecha_completa1.append(fun.convert_date(2018, 28, int(row[0])))
```

```
        geo2 = Geometry(lat= +41.6636, lon=-4.70583, sza=sza, day=28)
```

```
        atm2 = Atmosphere(p=1013, o3=347.995, h2o=0.884336, a=0.001,
b=0.001,w0 =0.930889,g=0.679609)
```

```
        alb2 = 0.05
```

```
        irr2 = radtran(geo2, atm2, alb2, coupling=True)
```

```
        I = np.array(irr2[0])
```

```
        """for i in range(len(I)):
            if I[i]>0 and I[i]<3000:
```

```
                Irr.append(I[i])
```

```
        else:
            Irr.append(0.0)"""
```

```
    long_onda = np.arange(280, 401)
```

```
    S = []
```

```
    resultado= []
```

```
    for ii in range(len(long_onda)):
```

```
        var_onda = long_onda[ii]
```

```

if var_onda < 298:
    S.append(1.0)
elif var_onda >= 298 and var_onda < 328:
    var_inter = np.power(10, 0.094 * (298 - var_onda))
    S.append(var_inter)
elif var_onda >= 328 and var_onda < 400:
    var_inter = np.power(10, 0.015 * (139 - var_onda))
    S.append(var_inter)
else:
    S.append(0.0)

m = [a * b for a, b in zip(S, l)]

area.append(np.trapz(m, x=long_onda))
# area = np.trapz(m, x=long_onda)
#print area

for i in range(len(area)):
    if area[i] > 0 and area[i] < 0.1:

        Irr.append(area[i])
    else:
        Irr.append(0.0)

globa = np.array(Irr)

for ii in range(len(globa)):
    var_onda = globa[ii]
    if math.isnan(var_onda):
        resultado.append(0)
    else:
        resultado.append(var_onda)

resultado_final = sum(resultado) / 1440
print resultado_final

with open('/home/santiago/Escritorio/data_GOA_terraza_28.dat') as csvfile:
    reader = csv.DictReader(csvfile)
    fecha_completa = []
    UVER = []

    for row in reader:

        if ((str(row['UVER'])) != 'NA'):
            fecha_completa.append(datetime.datetime.strptime(row['Fecha'], '%Y-
%m-%d %H:%M:%S'))
            UVER.append(row['UVER'])
            fecha = np.array(str(row['Fecha']))

plt.figure(1)

x = fecha_completa1
x1 = fecha_completa
y = Irr

```

```
y1 = UVER
```

```
plt.xticks(rotation=25)  
ax = plt.gca()  
# de la forma '%Y-%m-%d %H:%M':  
xfmt = mdates.DateFormatter('%H:%M')  
ax.xaxis.set_major_formatter(xfmt)
```

```
plt.plot(x, y, label='UVER_modelo')  
plt.plot(x1, y1, label='UVER_datos')
```

```
plt.xlabel('date')  
plt.ylabel('w m(-2)')  
plt.title('UVER')  
plt.legend()  
plt.show()
```

```
read_dat()
```


Índice de figuras

| | | |
|-------|---|----|
| 1.1. | Balance de radiación neta. | 1 |
| 1.2. | Comparación FR años 2005-1750 (IPCC, 2007). | 2 |
| 1.3. | a) Espectro de acción eritemático, S_{er} ; b) Su aplicación al espectro solar extraterrestre. | 4 |
| 1.4. | Respuesta del PAR en el espectro solar. | 5 |
| 1.5. | Comparación del espectro extraterrestre con el espectro superficial | 6 |
| 1.6. | Ángulo solar cenital (SZA). | 8 |
| | | |
| 2.1. | Imagen del fotómetro Cimel-318. | 14 |
| 2.2. | Estación de los Cimel-318. | 14 |
| 2.3. | Kipp & Zonen CMP 21. | 15 |
| 2.4. | Seguidor SOLYS2 de Kipp & Zonen. | 15 |
| 2.5. | Ejemplo de los datos de los radiómetros del seguidor solar SOL45-2 de Kipp & Zonen. | 15 |
| 2.6. | UVB-1 de Yankee Environmental Systems. | 16 |
| 2.7. | Ejemplo de los datos sacados del radiómetro UVB-1 de YES. | 17 |
| 2.8. | Radiómetros PAR. | 17 |
| 2.9. | Ejemplo de los datos sacados de los radiómetros PAR. | 18 |
| 2.10. | Fotografía del datalogger CR23X_FS. | 18 |
| 2.11. | Ceilómetro CHM 15K. | 19 |
| 2.12. | Datos obtenidos del ceilómetro durante un episodio de aerosol desértico en la ciudad de Valladolid. | 19 |
| 2.13. | Ciclón tropical Crapala en el mar Arábigo el 31 de octubre de 2015. | 20 |
| | | |
| 3.1. | Valores mensuales de la presión atmosférica durante el tiempo de estudio. | 22 |
| 3.2. | Valores mensuales de la presión atmosférica durante el tiempo de estudio | 24 |
| | | |
| 4.1. | Análisis de la evolución temporal del ARE correspondiente con la radiación de onda corta junto con las simulaciones SLA y SCA. | 27 |
| 4.2. | Análisis de la evolución temporal del ARE correspondiente con la radiación fotosintéticamente activa junto con las simulaciones SLA y SCA. | 28 |
| 4.3. | Análisis de la evolución temporal del ARE correspondiente con la radiación eritemática junto las simulaciones SLA y SCA. | 28 |
| 4.4. | Histograma del ARE correspondiente al SW. | 29 |
| 4.5. | Histograma del ARE correspondiente al PAR. | 29 |
| 4.6. | Histograma del ARE correspondiente al UVER. | 29 |
| 4.7. | Análisis de la evolución temporal del CARE correspondiente con la radiación de onda corta junto con su valor EXP y la simulación SLA. | 30 |
| 4.8. | Análisis de la evolución temporal del CARE correspondiente con la radiación fotosintéticamente activa junto con su valor EXP y la simulación SLA. | 30 |

| | |
|--|----|
| 4.9. Análisis de la evolución temporal del CARE correspondiente con la radiación eritemática junto su valor EXP y la simulación SLA. | 31 |
| 4.10. Histograma del CARE correspondiente al SW. | 31 |
| 4.11. Histograma del CARE correspondiente al PAR. | 31 |
| 4.12. Histograma del CARE correspondiente al UVER. | 31 |
| 4.13. Análisis de la evolución temporal del CRE correspondiente con la radiación de onda corta junto con su valor EXP y la simulación SCA. | 32 |
| 4.14. Análisis de la evolución temporal del CRE correspondiente con la radiación fotosintéticamente activa junto con su valor EXP y la simulación SCA. | 32 |
| 4.15. Análisis de la evolución temporal del CRE correspondiente con la radiación eritemática junto su valor EXP y la simulación SCA. | 33 |
| 4.16. Histograma del CRE correspondiente al SW. | 33 |
| 4.17. Histograma del CRE correspondiente al PAR. | 33 |
| 4.18. Histograma del CRE correspondiente al UVER. | 33 |
| 4.19. Eficiencia radiativa correspondiente a la radiación de onda corta. | 34 |
| 4.20. Eficiencia radiativa correspondiente a la radiación fotosintéticamente activa. | 35 |
| 4.21. Eficiencia radiativa correspondiente a la radiación eritemática. | 35 |
| 4.22. Incendio en el distrito de Castelo Branco, en Portugal el 24 de agosto de 2017. | 36 |
| 4.23. Evolución de la SW durante los tres días de estudio. | 37 |
| 4.24. Evolución de UVER durante los tres días de estudio. | 37 |
| 4.25. Evolución del AOD en nivel 1.0 y 2.0 para distintas longitudes de onda los días bajo estudio. | 38 |
| 4.26. Datos ceilómetro día 24 de agosto de 2017. | 38 |
| 4.27. Datos ceilómetro día 25 de agosto de 2017. | 39 |
| 4.28. Datos ceilómetro día 26 de agosto de 2017. | 39 |
| 4.29. Imágen satélite 24 de agosto. | 40 |
| 4.30. Imágen satélite 25 de agosto. | 40 |
| 4.31. Imágen satélite 26 de agosto. | 40 |

Bibliografía

- [1] Ångström, A. K.,(1994). n the atmospheric transmission of sun radiation and on the dust in the air, *Geogr. ANN.*, 12, 130-159.
- [2] Bates D. R. (1984). Rayleigh Scattering by air. *Planet. Space Sci.*, 32 6, 785-790.
- [3] Bordewijk J.A., Slaper H., Reinen H.A.J.M. and Schlamann E. NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)(1995). Total solar radiation and the influence of clouds and aerosols on the biologically effective UV. *Geophysical research letters*, 22(16), 2151-2154.
- [4] Burgos, M. A., *Estudio de las propiedades en columna y superficie del aerosol atmosférico en la zona centro-norte de la Península Ibérica: énfasis en aerosol desértico*. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid, 2016.
- [5] Bush, B. C. and Valero, F. P. J. (2003).Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign1. *J. Geophys. Res.*, 108(D23),8660,doi:10.1029/2002JD003233.
- [6] Di Biagio, C., di Sarra, A., Meloni, D., Monteleone, F., Piacentino, S., and Sferlazzo, D. (2009). Measurements of mediterranean aerosol radiative forcing and influence of the single scattering albedo *J. Geophys. Res.*, 114 D06211, doi:10.1029/2008JD011037.
- [7] E. Vermote, D. Tanre, J. L. Deuze, M. Herman, J. J. Morcrette, (1985) Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S), Laboratoire d'Optique Atmosphérique LOA, Université de Lille, France.
- [8] García, C., R., D. (2009). Análisis de la capacidad de los modelos de transferencia radiativa para la calibración de los radiómetros: Aplicación al radiómetro NILU-UV. *Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, Nota técnica número 4*
- [9] García, R. D., García, O. E., Cuevas, E., Cachorro, V. E., Romero-Campos, P. M., Ramos, R., and de Frutos, A. M. (2014). Solar radiation measurements compared to simulations at the BSRN Izaña station: mineral dust radiative forcing and efficiency study *J. Geophys. Res.*, 119, 179-194, D06211, doi:10.1002/2013JD020301.
- [10] García R. D., Cachorro V. E., Cuevas E., Redondas A., de Frutos A. M. and Berjón A. (2012).Comparison of measured and modeled UV spectral irradiance at the Izaña station based on LibRadtran and UVA-GOA models. *Opt. Pura Apl.*, 45 (1), 11-15.
- [11] Herreras, M., *Obtención de parámetros atmosféricos mediante un ceilómetro*. Trabajo de Fin de Grado de la Universidad de Valladolid.
- [12] IPCC, 2007: Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo de redacción principal: Pachauri, R.K. y Reisinger, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 104 págs.

- [13] Kurutz, R.L. (1992), Synthetic infrared spectra, in *Infrared Solar Physics. IAU Symp. 154*.
- [14] Liou, K. N., (2002), *An Introduction to Atmospheric Radiation*, Los Angeles, California, USA, Elsevier Science.
- [15] Marchetti, F., Esteve, A.R., Siani, A.M., Martínez-Lozano, J.A., Utrillas, M.P. (2016). Validación de los datos de radiación solar UV del Ozone Monitoring Instrument (OMI) a partir de medidas con base en tierra en la costa mediterránea. *Revista de teledetección*, 47, 13-22. <https://doi.org/10.4995/raet.2016.5679>.
- [16] Mateos, D., *Solar Irradiance and Actinic Flux in the UV Range: Advances in the Characterization of the Cloudy Scenario*. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid, 2012.
- [17] Mateos, D., Antón, M., Toledano, C., Cachorro, V. E., Alados-Arboledas, L., Sorribas, M., Costa, M. J., and Baldasano, J. M. (2014). Aerosol radiative effects in the ultraviolet, visible, and near-infrared spectral ranges using long-term aerosol data series over the Iberian Peninsula. *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 13497-13514, doi:10.5194/acp-14-13497-2014.
- [18] Mateos, D., Sanchez-Lorenzo, A., Antón, M., Cachorro, V. E., Calbó, J., Costa, M. J., Torres, B., and Wild, M. (2014). Quantifying the respective roles of aerosols and clouds in the strong brightening since the early 2000s over the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 10,382-10,393, doi:10.1002/2014JD022076.
- [19] McKinlay A.F., Diffey B.L., (1987). A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. Human exposure to UV radiation: risk and regulations. Elsevier Science.
- [20] Reda I. and Andreas A., (2004). Solar Position Algorithm for Solar Radiation Applications, *National Renewable Energy Laboratory, NREL*, 76, 577-589.
- [21] Romero P. M., Marrero C. L., Alonso S., Alfonso S., Ortiz J. P. (2011). Una Climatología del Agua Precipitable en la Región Subtropical sobre la Isla de Tenerife basada en Datos de Radiosondeos AEMET. NIPO: 281-12-007-5
- [22] S. Zeng, C. Cornet, F. Parol, J. Riedi, and F. Thieuleux (2012). A better understanding of cloud optical thickness derived from the passive sensors MODIS/AQUA and POLDER/PARASOL in the A-Train constellation *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 11245-11259, doi:10.5194/acp-12-11245-2012
- [23] Sobolev (1963), *A treatise on Radiative Transfer*. D Van Nostrand Company, Inc.
- [24] Staiger H., den Outer P. N., Bais A. F., Feister U., Johnsen B., and Vuilleumier L., (2008). Hourly resolved cloud modification factors in the ultraviolet, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 2493-2508.
- [25] Toledano, C., *Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación 'El Arenosillo' de la red AERONET*. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid, 2005.
- [26] Toledano, C.(2008), Los aerosoles atmosféricos y su influencia en la Península Ibérica *Autores científico-técnicos y académicos*, 048.
- [27] Willeke and Baron (1993), *Aerosol Measurement. Principles. Techniques and Applications*. John Wiley and Sons.

- [28] Instituto de tecnologías educativas. <https://fjferrer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/index.html>, última consulta 5 de junio de 2018.
- [29] Página del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/grad/neubrew/SatO3DataTimeSeries.jsp>, última consulta (poner).
- [30] Solar Zenith Angle (SZA) <http://sacs.aeronomie.be/info/sza.php>, última consulta 5 de junio de 2018.
- [31] Información técnica del radiómetro PAR https://www.bodc.ac.uk/data/documents/nodb/pdf/kipp_zonen_par_lite_13apr2011.pdf, última consulta 7 de junio de 2018.
- [32] Página de AERONET <https://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, última consulta 10 de julio de 2018.
- [33] Gráfica de la región del espectro fotosintéticamente activa <https://www.ledsmagazine.com/horticulture/articles/understand-energy-efficiency-of-led-horticultural-lighting-systems.html>, última consulta 3 de julio de 2018.
- [34] Radiación eritemática http://meteo.navarra.es/definiciones/radiacion_ultravioleta.cfm, última consulta 3 de julio de 2018.
- [35] Página de datos de la NASA <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>, última consulta 2 de julio de 2018.
- [36] Página del MODIS <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>, última consulta 10 de julio de 2018.
- [37] Página de Google maps <https://maps.google.es/>. Última consulta 24 de julio de 2017.
- [38] Nota de prensa del incendio de Portugal <https://www.20minutos.es/noticia/3098707/0/1200-bomberos-incendios-portugal/>. Última consulta 11 de julio de 2018