

Evaluación del impacto de los aerosoles y las
nubes sobre la radiación fotosintéticamente
activa (PAR) en la ciudad de Granada



Ismael López Lozano

Tesis Doctoral

Programa de Doctorado en Física y Ciencias del Espacio

Octubre 2021

Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: Ismael López Lozano
ISBN: 978-84-1117-090-1
URI: <http://hdl.handle.net/10481/71402>



Facultad de
Ciencias

Universidad de
Granada



Grupo de Física
de la atmósfera



UNIVERSIDAD
DE GRANADA

Departamento de
Física Aplicada



IISTA

Evaluación del impacto de los aerosoles y las nubes sobre la radiación fotosintéticamente activa (PAR) en la ciudad de Granada

Dirigida por los Doctores:

Memoria de Tesis Doctoral presenta-
da por el Graduado Ismael López Lo-
zano para optar al grado de “Doctor
por la Universidad de Granada”.

Dra. Inmaculada Foyo Moreno

Dra. Guadalupe Sánchez
Hernández

Ismael López Lozano
Octubre 2021

El presente trabajo se ha desarrollado en el Departamento de Física Aplicada en la Facultad de Ciencias y en el Instituto Interuniversitario de investigación del Sistema Tierra en Andalucía (IISTA-CEAMA) de la Universidad de Granada. La investigación realizada ha sido financiada por el Ministerio de Ciencia, Innovación y Universidades por el programa de ayudas para formación de profesorado universitario (FPU15/05436). Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Economía y Competitividad a través de los proyectos CGL2016-81092-R, CGL2017-90884-REDT y RTI2018.101154.A.I00, por la Junta de Andalucía, la Universidad de Granada y los Fondos Feder a través de los proyectos B-RNM-496-UGR18 y P18-RT-3820. Además del apoyo de por el proyecto de infraestructura de investigación ACTRIS por parte del programa de investigación e innovación Horizonte 2020 de la Unión Europea a través del proyecto ACTRIS-2 (subvención núm. 654109) y ACTRIS-IMP (subvención núm. 871115)

Agradecimientos

Las palabras que más escuché, y creo que no solo yo, al inicio de mi Tesis Doctoral fueron: “Una Tesis Doctoral no es un esprint es más como una maratón”, estas palabras no sé hasta qué punto pueden ser acertadas, y más, teniendo en cuenta que normalmente las pronuncian personas que nunca han corrido una maratón. Aunque es cierto que la analogía la hacen en base al esfuerzo, a la economía del esfuerzo, que hay que hacer para aguantar el camino que queda por delante y a no desgastarse demasiado en las primeras etapas para poder lograr la meta.

Tengo que confesar, que a mí no me gusta especialmente la analogía, aunque la entiendo, y no me gusta, porque correr una maratón es fácil. Aguantar 20, 30, 40 o más kilómetros corriendo no es lo que requiere especial esfuerzo. El verdadero esfuerzo radica en atarse las zapatillas, en levantarse de la cama el día de la carrera y atarse las zapatillas, ese acto simbólico es el que decide si ese día correrás la maratón o si por el contrario sería mejor volver a la cama.

Además, correr una maratón puedes hacerlo en autosuficiencia, sin necesitar que nadie externo interactúe contigo, ni te aporten agua o ánimos. De hecho, los entrenamientos largos son así, llevas tu propia agua, en los momentos en los que flaqueas, o sientes una molestia no necesitas más que abstraerte a tu propio mundo interior y cuando vuelves a mirar al exterior la meta está justo delante de ti. Con esto no quiero decir que los avituallamientos en una competición sean innecesarios o que cuando notas que un músculo se empieza a contracturar, oír una voz a un lado del camino que te aliente a continuar, no te ayuden. Sin embargo, correr se puede hacer a pesar de no tener esas ayudas. ¿Qué ocurre con un doctorado? Contestar esta pregunta no requiere mucho esfuerzo, un doctorado no se parece mucho a una maratón, necesitas ayuda y apoyos o ni siquiera llegarás a empezar.

He utilizado este símil para arrancar mis agradecimientos porque,

aunque todas las tesis requieren esfuerzo, en la mía he encontrado obstáculos que espero que no mucha gente tenga que vencer. En este aspecto hay cuatro personas de las que me he acordado recurrentemente durante todo el tiempo que he estado en el CEAMA, en primer lugar, Gustavo Ortiz Ferrón, Encarnación Rodríguez Parra, y especialmente a Antonio Ángel Ruíz Rodríguez, Defensor Universitario de la Universidad de Granada y a Rachid Chahboun Karimi. Gracias a ellos pude atarme las zapatillas y, en lugar de abandonar la investigación reorientar mi carrera. Penélope Serrano Ortiz fue la alcahueta y sin ella no estaría en estas líneas agradeciendo también a María Inmaculada Foyo Moreno por haberme “adoptado” y haberme guiado durante este proceso.

Como corredor de fondo (de montaña), no puedo olvidarme mencionar en estas líneas al personal del Estadio de la Juventud de Granada, con los que tantas horas de esfuerzo he pasado en mis entrenamientos, los que se convirtieron en un pilar para mantenerme centrado. Tampoco puedo olvidarme de los desayunos en la cafetería “Green Coffee” y de Eva, con los que recargué pilas después de entrenar. Y desde luego, mi gran amigo Javier Carretero Rodríguez, Agente Medioambiental del Parque Nacional (¡el arroz pendiente no se me olvida!).

Por otro lado, hubiera sido muy difícil recorrer el camino sin el aliento de un buen equipo, y en este sentido el grupo GFAT así lo ha sido. En especial quiero mencionar a Pablo Ortiz Amezcua y a Juan Luis Guerrero Rascado de quienes siempre he recibido cariño, tampoco puedo olvidarme de Alberto, Fernando, Gloria, Guadalupe, Juan Antonio y Sonia, que en los avituallamientos me ayudaron a llenar algo más que el estómago y no puedo olvidarme de otros compañeros como Andy, Enrique, Hassan, Juan Andrés, María José y los Sergios. Hay más gente en el GFAT y todos se merecerían unas líneas, pero en algún punto hay que dejarlo y simplemente agradecer a todo el equipo por haber estado ahí y por los ratos que hemos pasado juntos tanto en los seminarios como en otras ocasiones.

Por último, y aunque ya la he mencionado, tengo que agradecerle especialmente a Inmaculada Foyo, no sólo el haber aceptado dirigir mi tesis en el que fue un momento delicado, sino además haber sabido arroparme, apoyarme y tratarme para que pudiera adaptarme al cambio que supuso para mí dejar la Limnología y empezar este nuevo camino. Y aunque parezca que me olvido, debo agradecer especialmente todo el apoyo y cariño durante esta etapa a mis padres.

Dedicado a María, Pedro (mis padres) y Amy

*The world is full of obvious things
which nobody by chance ever observes*

Jacob & Wilhem Grimm

Índice general

Resumen	1
1. Introducción y Objetivos	5
2. Fundamentos teóricos	11
2.1. Radiación solar	12
2.1.1. Factores geométricos: geometría Tierra-Sol y posición solar	12
2.1.2. Radiación solar extraterrestre	15
2.1.3. Radiación solar en la superficie terrestre	17
2.1.4. Procesos de atenuación: absorción y dispersión	18
2.2. Partículas de aerosol y nubes	21
2.2.1. Partículas de aerosol	21
2.2.2. Nubes	25
2.3. Efecto radiativo de las partículas de aerosol y las nubes	28
3. Sitio experimental, instrumentación y datos	33
3.1. Sitio experimental	33
3.2. Instrumentación	35
3.2.1. Sensor Quantum PAR SKP 215	35
3.2.2. LICOR LI-190SA quantum sensors	36
3.2.3. Piranómetro CM11	37
3.2.4. Fotómetro Cimel	38
3.3. Adquisición de datos	41
3.4. Datos de nubes	42
3.5. Calibración	44

4. Modelización de la radiación PAR difusa en Granada: Estudio comparativo de varios modelos	47
4.1. Metodología	48
4.2. Descripción de los modelos analizados	50
4.3. Evaluación de los ajustes	54
4.4. Validación de los modelos	56
4.5. Conclusiones	60
5. Efecto de las nubes sobre la radiación fotosintéticamente activa global y difusa en Granada	63
5.1. Metodología	65
5.2. Evolución anual de la radiación PAR global y PAR difusa	67
5.3. Efectos radiativos de las nubes sobre la PAR global y la PAR difusa	73
5.4. Efecto de las condiciones atmosféricas sobre la ratio PAR/Total y la fracción difusa	74
5.4.1. Razón Par/Total	74
5.4.2. Fracción difusa PAR	77
5.5. Conclusiones	80
6. Efectos radiativos de las partículas de aerosol sobre la radiación fotosintéticamente activa y la radiación solar Total en Granada	83
6.1. Metodología	84
6.1.1. Análisis de datos y selección de escenarios de cielo despejado	84
6.1.2. Cálculo de la eficiencia del forzamiento y forzamiento radiativo de las partículas de aerosoles: AFE y ARF	85
6.1.3. Análisis de tendencias	87
6.2. Caracterización del espesor óptico del aerosol (AOD) . .	87
6.3. Análisis del AFE y del ARF	92
6.4. Análisis de tendencias en el AFE y el ARF	100
6.5. Conclusiones	103

7. Conclusiones	105
A. Apendice I	109
Bibliografía	113

Índice de figuras

2.1. Esfera celeste y coordenadas solares relativas a un observador en la superficie terrestre en el punto O	16
2.2. Radiación solar directa y difusa	18
2.3. Patrones de dispersión debidos a: a) Rayleigh y, b) Mie	20
2.4. Esquema de la variación de la radiancia observada cuando un haz de flujo radiante atraviesa una distancia (ds) en un medio	23
3.1. Localización IISTA-CEAMA	34
3.2. Respuesta espectral Quantum sensor SKP 215	37
3.3. Respuesta espectral Quantum sensor LICOR LI-190SA	39
3.4. Respuesta espectral del piranómetro CM11	40
4.1. Relación entre k_{PAR} y $k_{t,PAR}$ para las medidas experimentales en Granada	50
4.2. k_{PAR} modelizada y experimental representada frente a $k_{t,PAR}$	57
4.3. Radiación fotosintéticamente activa (PAR) modelada, para los modelos M2, M4 y M5, representada frente a la PAR experimental	59
5.1. Serie temporal de los valores medios mensuales de PAR_{Global} y PAR_{Difusa}	68
5.2. Diagrama de cajas de la evolución mensual de PAR_{Global} y PAR_{Difusa}	69

5.3.	Descripción de la nubosidad en el período 2008-2018 . . .	71
5.4.	Estadística anual del CRE	75
5.5.	Relación entre la razón PAR/Total y las condiciones de cielo	76
5.6.	Diagrama de cajas de la evolución mensual de la relación PAR/Total	77
5.7.	Relación entre k_{PAR} y las condiciones de cielo	78
5.8.	Diagrama de cajas de la evolución mensual de k_{PAR}	80
6.1.	Series temporales de radiación solar y AOD	88
6.2.	Diagrama de cajas mensual para AOD_{500}	90
6.3.	Diagrama de cajas anual para AOD_{500}	93
6.4.	Evolución de los flujos netos de PAR frente AOD_{500}	94
6.5.	Evolución del forzamiento radiativo y de la eficiencia de forzamiento de las partículas de aerosol en superficie para la PAR	101
6.6.	Evolución del forzamiento radiativo y la eficiencia del forzamiento de las partículas de aerosol en superficie para la irradiancia Total	102

Índice de tablas

3.1. Especificaciones del fabricante para el sensor SKP 215	36
3.2. Especificaciones del fabricante para el sensor LICOR LI-190SA	38
3.3. Especificaciones del fabricante para el piranómetro CM11	40
3.4. Especificaciones del fabricante del fotómetro Sun/Sky CE-318	41
4.1. Coeficientes de ajuste obtenidos para los distintos modelos analizados, los asteriscos indican que se trata de la evaluación por partes del modelo	55
4.2. Estadísticos descriptivos para la evaluación de los modelos	56
4.3. Estadísticos descriptivos para la validación de los modelos	58
5.1. Coeficientes de ajuste para la función logística de la relación entre k_{PAR} y k_t	78
6.1. Estadística descriptiva mensual del AOD ₅₀₀	91
6.2. Eficiencia del forzamiento de las partículas de aerosol en superficie para la radiación PAR y Total	95
6.3. Forzamiento radiativo superficial de las partículas de aerosol para la radiación PAR y Total	97
A.1. Estadística mensual para todas las condiciones de cielo (all-sky) y cielo despejado (clear-sky) de la radiación PAR_{Global} para el periodo 2008-2018	110
A.2. Estadística mensual para todas las condiciones de cielo (all-sky) y cielo despejado (clear-sky) de la radiación PAR_{Difusa} para el periodo 2008-2018	111

Abreviaturas y símbolos

Ac: Altocúmulos (Tipo de nube)

ACTRIS: Aerosol, Clouds and Trace Gases Research Infrastructure

AEMET : Agencia Estatal de Meteorología

AFE : Eficiencia del forzamiento radiativo de las partículas de aerosol

AGORA : Andalusian Global ObservatoRy of the Atmosphere

AOD : Espesor óptico del aerosol

ARF : Forzamiento radiativo debido a las partículas de aerosol

As : Altoestratos (Tipo de nube)

AST : Tiempo solar aparente

α : Elevación solar

α : Parámetro de Armstrong. No confundir con la elevación solar

β : Coeficiente de turbiedad de Angstrom

Cb : Cumulonimbos (Tipo de nube)

Cc : Cirrocúmulos (Tipo de nube)

CF : Forzamiento radiativo debido a las nubes

Ci : Cirros (Tipo de nube)

CRE : Efecto radiativo de las nubes

Cs : Cirroestratos (Tipo de nube)

Cu : Cúmulos (Tipo de nube)

dL_λ : Radiación solar atenuada

d_n : día juliano

δ : Declinación solar: ángulo que une los centros del Sol y de la Tierra con el plano ecuatorial terrestre

ECMWF : Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos de Rango Medio

E_t : Ecuación del tiempo

E_0 : Factor de corrección de la excentricidad de la órbita terrestre, equivale al cuadrado de la razón entre r y r_0 .

ε : Oblicuidad de la eclíptica: Inclinación entre el eje de rotación de la Tierra y la normal del plano de rotación de la Tierra alrededor del sol

F_{net} : Flujo neto de la radiación solar en presencia de partículas de aerosol

$F_{net,0}$: Flujo neto de la radiación en ausencia de partículas de aerosol
GEI : Gases de efecto invernadero
GFAT : Grupo de investigación de Física de la Atmósfera
GMT : Tiempo local medio utilizando como referencia Greenwich
 Γ : ángulo diario
HCC : Cobertura total de nubes para nubes altas
I : Irradiancia
 I_a : Irradiancia en ausencia de partículas de aerosol
 I_D : Componente difusa de la radiación solar Total
 G : Irradiancia Global: combinación de las componentes directa y difusa de la radiación solar superficial
 I_N : Componente directa de la radiación solar en incidencia normal
IISTA-CEAMA : Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra de Andalucía
IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change
IR : Radiación solar en el espectro infrarrojo
 I_{SC} : Constante solar para el espectro solar completo: 1367 Wm^{-2}
 $I_{SC,PAR}$: Constante solar para el rango espectral de la PAR: 634.40 Wm^{-2}
 I_0 : Irradiancia solar extraterrestre
 $I_{0,PAR}$: Irradiancia solar extraterrestre en el rango espectral de la PAR
 $I_{0,Total}$: Irradiancia solar extraterrestre para el espectro solar completo
k : Fracción difusa
 k_{PAR} : Fracción difusa de la radiación solar en el rango espectral PAR (400-700nm)
 k_t : Índice de claridad
 $K_{t,PAR}$: Índice de claridad atmosférica para el rango espectral PAR.
 $K'_{t,PAR}$: Índice de claridad diario para el rango espectral PAR
Kur : Coeficiente de curtosis
L : Contenido de agua líquida atmosférica precipitable, en la dirección vertical.
LAT : Tiempo local aparente

LCC : Cobertura total de nubes para nubes bajas

L_e : Longitud geográfica local

LMT : Tiempo local medio

L_s : Longitud geográfica estándar

LUE : Eficiencia de uso de la luz. Relación entre la biomasa generada y la radiación fotosintética interceptada.

LW : Radiación térmica de onda larga

$L_{0,\lambda}$: Radiación solar incidente

L_λ : Radiación saliente al atravesar un medio

λ : longitud de onda incidente

MBE : Error de desviación media

MCC : Cobertura total de nubes para nubes medias

Md : Valor de la mediana

M.s.n.m. : Metros sobre el nivel del mar

Ns : Nimboestratos (Tipo de nube)

Q_{ext} : Factor de extinción total (suma de los factores de absorción y dispersión)

O_2 : Oxígeno

O_3 : Ozono

φ : Latitud geográfica

Ψ_{PAR} : Índice de persistencia en el rango espectral PAR

ω_0 : Albedo de dispersión simple. No confundir con el ángulo horario

PAR : Radiación fotosintéticamente activa (400 – 700 nm)

r : Distancia entre la Tierra y el Sol

RF : Forzamiento radiativo

RMSE : Error cuadrático medio

rRMSE : Error cuadrático medio relativo

RTM : Modelo de transferencia radiativa

r_0 : Distancia media entre la Tierra y el sol, en su ciclo orbital.

r^2 : Coeficiente de determinación

ρ_i : Densidad del hielo

ρ_w : Densidad del agua

SBDART : Santa Barbara Disort Atmospheric Radiative Transfer model

Sc : Estratocúmulos (Tipo de nube)

SD : Desviación estándar

SIMA : Sistema de Información Multiterritorial de Andalucía

Ske : Coeficiente de asimetría de Pearson

St : Estratos (Tipo de nube)

SW : Radiación solar en la región del espectro de onda corta

σ_{ext} : Coeficiente de extinción total: Suma de los coeficientes de absorción y de dispersión

TCC : Cobertura total de nubes

TCIW : Contenido total de hielo de la columna de nube

TCLW : Contenido total de agua líquida de la columna de nube

TOA : Tope de la Atmósfera

Total : Radiación solar en el rango espectral total (280 – 4000 nm)

TST : Tiempo solar verdadero

τ : Profundidad óptica

$\tau_{a,\lambda}$: Espesor óptico normal obtenido por medio de la expresión de turbiedad de Angstrom

θ_z : Ángulo cenital solar

UA : Unidad astronómica. Una unidad astronómica equivale a 1.496x10⁸ Km, o r_0

UT : Tiempo universal

VC : Coeficiente de variación (fracción de la media y la desviación estándar) en porcentaje

W : Flujo radiativo, en Wm^{-2}

WMO : Organización meteorológica mundial

Resumen

Esta Tesis Doctoral tiene como objetivo principal evaluar el efecto de las partículas de aerosol y las nubes sobre la *radiación fotosintéticamente activa* (PAR). Para ello, este trabajo analiza una serie de 11 años (2008-2018) de datos experimentales de radiación PAR registrados en la sede del Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra de Andalucía (IISTA-CEAMA) en la ciudad de Granada. Dada su localización y su característica orografía, Granada se ve afectada por una gran diversidad de partículas de aerosol y nubosidad muy variable, haciendo de ella la localización óptima para este estudio.

La radiación PAR juega un papel vital sobre los ecosistemas, además de ejercer un papel fundamental sobre procesos ecológicos y biogeoquímicos. En particular, su componente difusa adquiere gran importancia en la *eficiencia de uso de la luz* (LUE) por parte de las plantas en el proceso de fotosíntesis, siendo las situaciones con altas cargas de partículas de aerosol y/o nubosidad las más favorables para el desarrollo de la componente difusa.

Sin embargo, a pesar de su importancia, existen muy pocos estudios que aborden el estudio de la interacción radiación-aerosol y radiación-nubes en el rango PAR del espectro solar. Uno de los principales motivos para ello es la escasez de estaciones para la medida de radiación PAR y, en especial, para su componente difusa. Es por ello que la base de datos generada a lo largo de esta Tesis Doctoral supone una de sus principales contribuciones. Así, además de la serie de 11 años de medidas de

radiación PAR global, este estudio ha contado con el mismo periodo de medidas experimentales de radiación global Total y espesor óptico de aerosoles, AOD a 500 nm, así como con datos del reanálisis ERA5 para la caracterización de la nubosidad. Además, esta Tesis Doctoral ha generado/reconstruido una serie simultánea de 11 años de radiación PAR difusa.

Para la obtención de la radiación PAR difusa, se han evaluado y analizado cinco modelos para la relación entre la fracción difusa en el rango PAR (k_{PAR}) y el índice de claridad para dicho rango ($k_{t,PAR}$). Para este estudio se ha utilizado una base de datos adicional compuesta de dos años (1994-1995) de medidas simultáneas de radiación global y difusa PAR y radiación difusa Total. El modelo con mejores resultados ha sido la adaptación del modelo propuesto por (Foyo-Moreno *et al.*, 2018), el cuál requiere de medidas de radiación difusa Total. En ausencia de estas medidas, esta Tesis Doctoral propone la aplicación de dos modelos, un nuevo modelo originalmente propuesto en esta Tesis Doctoral y una adaptación del modelo de Ridley *et al.* (2010) al intervalo espectral PAR. Estos modelos sólo requieren de valores de radiación PAR global y factores de geometría solar estimados a partir de la fecha y hora de la medida. En esta Tesis se ha usado el modelo de Ridley *et al.* (2010) para la estimación de la componente difusa de la radiación PAR.

En la caracterización de la radiación PAR y en su componente difusa, se ha encontrado que la variabilidad de ambas es mayor en condiciones de cielo despejado que en las de todo tipo de cielo, en concreto, para PAR fue de menos del 6 % para todo tipo de cielos y de hasta el 20 % para cielos despejados, mientras que para la componente difusa fue de hasta el 13 % en todo tipo de cielos y hasta un 20 % en cielos despejados. Esta mayor variabilidad en las medidas de PAR para cielos despejados se ha asociado a la gran cantidad de intrusiones de polvo sahariano sobre la Península Ibérica.

Se ha encontrado una clara dependencia de k_{PAR} con k_t y con la

cobertura total de nubes (TCC). La relación logística encontrada entre k_{PAR} y k_t es similar a la existente entre k_{PAR} y $k_{t,PAR}$ y la relación hallada entre k_{PAR} y TCC fue de tipo lineal con una pendiente de 0.47 ± 0.03 con un r^2 de 0.95 y un p-valor <0.001 .

Respecto al efecto radiativo de las nubes sobre la radiación PAR, se obtuvo un valor promedio para todo el período de estudio de $-36 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ y para la componente difusa el valor fue de $+7 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$ encontrándose un patrón estacional para la radiación PAR con dos máximos en primavera y otoño y valores mínimos en verano e invierno.

Respecto al efecto de las partículas de aerosol sobre la radiación, se ha obtenido para la eficiencia del forzamiento (AFE) para la PAR, valores entre $-12 \pm 9 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y $-198 \pm 18 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y para la Total entre $-9 \pm 24 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y $-450 \pm 50 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$. Los valores de forzamiento radiativo (ARF) para la PAR oscilaron entre $-1 \pm 1 \text{ Wm}^{-2}$ y $-23 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ y para la Total entre $-1 \pm 2 \text{ Wm}^{-2}$ y $-40 \pm 30 \text{ Wm}^{-2}$. También se ha evidenciado una tendencia decreciente para el AFE sobre la radiación PAR, con una pendiente de $2.7 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}\text{año}^{-1}$ significativa ($p < 0.05$), lo que evidencia una reducción del efecto de enfriamiento de las partículas de aerosol. Sin embargo, para el caso de la radiación Total, no ha sido hallada una tendencia significativa, lo que evidencia, que la radiación PAR es más sensible que la Total a los efectos de las partículas de aerosol.

1. Introducción y Objetivos

La radiación solar es el motor principal que impulsa el clima en el planeta Tierra, así como la mayor parte de las formas de vida (Stocker *et al.*, 2013; Trenberth *et al.*, 2009). Aproximadamente la mitad de la energía solar que llega al planeta lo hace en el rango espectral llamado **radiación fotosintéticamente activa** (PAR, por sus siglas en inglés; Yu *et al.*, 2015), comúnmente definida como la radiación electromagnética comprendida entre 400 y 700 nm (McCree, 1972). Esta definición está asociada al papel crucial que juega la radiación PAR en la fotosíntesis de las plantas y las reacciones bioquímicas involucradas en dicho proceso, como son las reacciones que conducen a la producción de biomasa o a la emisión de gases de efecto invernadero por los cultivos (Keane *et al.*, 2017; Manevski *et al.*, 2017; Roebroek *et al.*, 2020; Tan *et al.*, 2018; Caya *et al.*, 2018; Wu *et al.*, 2019). Además de su influencia en el crecimiento y productividad de las plantas, la radiación PAR también es un factor clave en procesos ecológicos como los ciclos hidrológicos y del carbono terrestre (Jonard *et al.*, 2020; Potter *et al.*, 2007, 2008).

La radiación solar, que incluye a la radiación PAR, al atravesar la atmósfera es modificada y atenuada por los componentes atmosféricos mediante procesos de dispersión y absorción. Así pues, se define la radiación solar directa como aquella que llega a la superficie terrestre en la dirección del Sol sin que su trayectoria se vea alterada, mientras que la radiación difusa es la que llega a la superficie desde el resto de direcciones. Esta división de la radiación PAR en sus componentes directa y difusa es de gran interés, debido a su influencia sobre la

fotosíntesis del dosel arbóreo. Varios autores han señalado un aumento de la *eficiencia de uso de la luz* (LUE, por sus siglas en inglés), definida como la razón entre los gramos de biomasa generada por la planta y la radiación PAR interceptada, bajo la presencia de nubes y partículas de aerosol (Gu *et al.*, 2002; Kanniah *et al.*, 2012). Ambos componentes atmosféricos, favorecen los procesos de dispersión provocando el aumento de la componente difusa en una proporción que dependerá de las características de la capa de las partículas de aerosol y/o nubosa.

En ausencia de nubes, es decir, para cielos despejados, las partículas de aerosol son el principal factor modulador de la cantidad y distribución de la radiación solar que llega a la superficie terrestre. La atenuación de la radiación debida a los mismos presenta una fuerte dependencia espectral (McCartney y Unsworth, 1978; Badarinath *et al.*, 2007b; Lorente *et al.*, 1994). Así, mientras que la absorción espectral disminuye con la longitud de onda, la eficiencia de los fenómenos de dispersión dependen en gran medida de la composición de dichas partículas de aerosol, aumentando con la longitud de onda, en el caso del polvo mineral y disminuyendo en caso de las partículas propias de la contaminación urbana (Bergstrom *et al.*, 2007). Debido a esta dependencia espectral, los efectos de las partículas de aerosol sobre longitudes de onda más cortas, como en el caso de la radiación PAR, adquieren una especial relevancia (Xu *et al.*, 2003).

Por otro lado, cuando consideramos todo tipo de cielos, las nubes son el principal factor que determina la cantidad de PAR que llega a superficie y su distribución en las componentes directa y difusa y, por tanto, el estudio del efecto de las nubes supone un especial interés para la producción primaria (p. ej., Gu *et al.*, 2002; Mercado *et al.*, 2009). Varios autores han observado que cambios importantes en las características de las nubes afectan a la tendencia en la radiación solar sobre diferentes regiones durante los siglos pasado y presente (Hatzianastassiou *et al.*, 2020; Wild, 2009, 2016). Por ejemplo, en

el Mediterráneo oriental, varios autores han detectado tendencias positivas de hasta $+0.82 \text{ Wm}^{-2}\text{decada}^{-2}$ en la radiación solar total (Hatzianastassiou *et al.*, 2020; Kambezidis *et al.*, 2016; Sanchez-Lorenzo *et al.*, 2017).

Sin embargo, existen muy pocos trabajos que aborden el estudio de los efectos de nubes y las partículas de aerosol sobre la radiación PAR (Alados *et al.*, 2000; Jacovides *et al.*, 2007), y en particular de la radiación PAR difusa, y esto adquiere mayor importancia en regiones sensibles al cambio climático como la región mediterránea. En esta región, sujeta a altas cargas de partículas de aerosol durante primavera y verano (Nabat *et al.*, 2015), se ha detectado durante las últimas décadas un aumento de la temperatura más rápido que el promedio global (Lionello *et al.*, 2014). Las proyecciones climáticas predicen para esta región un aumento de eventos climáticos extremos, como olas de calor y sequías (Garcia-Herrera *et al.*, 2014; Lionello *et al.*, 2014). En particular, en lo relativo al estudio del efecto de la nubosidad sobre la radiación PAR, en el transcurso de esta Tesis Doctoral sólo se ha encontrado un estudio que aborde esta cuestión en la región mediterránea. Se trata del estudio realizado por Trisolino *et al.* (2018) en el que se analiza una serie de 14 años de valores modelizados de radiación global y difusa PAR en Lampedusa, Italia. Es por ello que, el estudio de los efectos de nubes y las partículas de aerosol sobre la radiación PAR en la región mediterránea es de fundamental interés.

Varios autores han señalado la escasez de medidas experimentales de radiación PAR en superficie, y especialmente de la componente difusa, como una de las principales razones que explican el reducido número de estudios sobre radiación PAR (Ferrera-Cobos *et al.*, 2020a; Niu *et al.*, 2019; Wang *et al.*, 2016). Estas limitaciones en las medidas experimentales, son mucho más acentuadas si nos centramos en el área mediterránea y en la obtención de medidas simultáneas de radiación PAR y características de las partículas de aerosol y/o la nubosidad (Di Biagio *et al.*, 2009).

Así pues, considerando la escasez de medidas de radiación PAR, se han propuesto diferentes modelos para su estimación. Los modelos más comunes son los que estiman la radiación global PAR a partir de la irradiancia solar Total (Alados *et al.*, 1996; Alados y Alados Arboledas, 1999; Foyo-Moreno *et al.*, 2017; Mizoguchi *et al.*, 2014; Peng *et al.*, 2015; Wang *et al.*, 2013). Además, se han propuesto otros modelos para la radiación global PAR o bien a partir de medidas espectrales de radiación (Trisolino *et al.*, 2016), o con modelos paramétricos (Alados *et al.*, 2002; Alados-Arboledas *et al.*, 2000), o a partir de datos de satélite (Hao *et al.*, 2019; Harmel y Chami, 2016; Vindel *et al.*, 2018). Por otro lado, también es habitual estimar la radiación PAR como una fracción constante de la irradiancia solar Total (Britton y Dodd, 1976; Janjai *et al.*, 2015; Yu *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2000), asumiendo de manera común el valor de ratio PAR/Total en 0.41 (Jacovides *et al.*, 2004). Sin embargo, toda esta diversidad de modelos para obtener valores de PAR, no tienen correspondencia para evaluar la componente difusa de la PAR, para la que se han propuesto específicamente un número mucho más limitado de modelos (p. ej., Foyo-Moreno *et al.*, 2018; Jacovides *et al.*, 2010).

Objetivos

En este contexto, el **objetivo general** de esta Tesis Doctoral es profundizar en el conocimiento del efecto que las partículas de aerosol y las nubes ejercen sobre la radiación PAR global y PAR difusa. Para llevar a cabo este estudio, se ha analizado una serie de once años (2008-2018) de medidas en superficie de radiación PAR en la ciudad de Granada. Este objetivo general contempla los siguiente **objetivos específicos**:

1. Describir y analizar los valores de radiación PAR para la ciudad de Granada para su caracterización.

-
2. Modelizar la radiación PAR difusa para posteriormente analizar y caracterizar la serie temporal correspondiente.
 3. Evaluar y analizar la eficiencia del forzamiento radiativo de las partículas de aerosol (AFE), así como el forzamiento radiativo (ARF) para los rangos de PAR y Total en situaciones de cielo despejado.
 4. Caracterizar la cobertura nubosa sobre Granada durante el periodo comprendido en la serie de datos.
 5. Evaluar y analizar el efecto de las nubes sobre la radiación PAR global y difusa.

La memoria de esta Tesis Doctoral se ha estructurado en 7 capítulos. El primer capítulo es la introducción. El segundo capítulo se centra en los fundamentos teóricos tomados como base para el desarrollo de esta Tesis Doctoral. El tercer capítulo contiene una descripción detallada de la estación experimental, la instrumentación utilizada y la adquisición de datos. En el cuarto capítulo se lleva a cabo un análisis comparativo de un conjunto de modelos para la estimación de la componente difusa de la radiación PAR a partir de datos experimentales de Granada, en el que se establecen las ventajas y carencias de los mismos. En el quinto capítulo se realiza un estudio sobre la influencia de la nubosidad sobre la radiación PAR global y difusa y sobre el cociente PAR/Total. Por último el sexto capítulo aborda el estudio del efecto radiativo de las partículas de aerosol mediante el análisis del ARF y AFE sobre la PAR y la radiación solar Total. La memoria concluye con un capítulo séptimo donde se presentan las conclusiones generales de forma global, dado que cada capítulo de resultados finaliza con las conclusiones pertinentes.

2. Fundamentos teóricos

En este capítulo se definen y describen los factores fundamentales que determinan la cantidad de radiación solar desde su generación hasta su llegada a la superficie. Distinguiremos entre factores geométricos, los cuales determinan la cantidad de radiación solar que llega al tope de la atmósfera, y el efecto de los componentes atmosféricos, responsables de los procesos de absorción y dispersión que sufre la radiación hasta llegar a la superficie terrestre. Ambos factores serán los responsables tanto de la cantidad como de la distribución espacial de la radiación que finalmente llega a la superficie. Se presentarán los conceptos desde el punto de vista del espectro solar total y se destacarán aquellos aspectos más relevantes en el intervalo de radiación PAR.

2.1. Radiación solar

El Sol es nuestra principal fuente de energía, dado que es la estrella más próxima a la Tierra, está 300000 veces más cerca que la siguiente estrella más cercana. Llamamos radiación solar a la energía procedente del Sol que es emitida en forma de ondas electromagnéticas y que viaja a través del espacio hasta llegar a nosotros atravesando la capa que envuelve nuestro planeta que es la atmósfera. El Sol describe una órbita elíptica alrededor de la Tierra con él situado en uno de sus focos, siguiendo las leyes de Kepler, por lo que la cantidad de radiación solar que nos llega va a depender de la posición entre la Tierra y el Sol.

2.1.1. Factores geométricos: geometría Tierra-Sol y posición solar

La cantidad de radiación solar que llega a la Tierra depende de la distancia Tierra-Sol (r). La distancia media Tierra-Sol (r_o) es aproximadamente 1.496×10^8 Km, distancia que corresponde a la definición de la unidad astronómica (1UA). Esta distancia (r) alcanza un valor máximo de 1.017 UA en el afelio de su órbita, aproximadamente el 3 de enero, mientras que su punto más cercano, o perihelio lo alcanza aproximadamente el 4 de julio con un valor de 0.983 UA. La distancia promedio se alcanza aproximadamente entre el 4 de abril y el 5 de octubre. Las diferencias entre la distancia Tierra-Sol a lo largo de su movimiento orbital producen una oscilación en la radiación que recibe la Tierra de aproximadamente el 3%. En los estudios de radiación interesa conocer la distancia Tierra-Sol en cualquier día del año, por este motivo se utiliza el **factor de corrección de la excentricidad** de la órbita terrestre (E_0). La expresión que se emplea en esta Tesis para su cálculo es la desarrollada por Spencer que introduce un error máximo de 0.0001 (Spencer, 1971):

2.1. RADIACIÓN SOLAR

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1.000110 + 0.034221\cos\Gamma + 0.001280\sen\Gamma + 0.000719\cos 2\Gamma + 0.000077\sen 2\Gamma \quad (2.1)$$

en esta ecuación Γ es el ángulo diario en radianes calculado como:

$$\Gamma = \frac{2\pi(d_n - 1)}{365} \quad (2.2)$$

donde d_n es el día del año, que varía entre 1 para el día 1 de enero hasta 365 ó 366 el 31 de diciembre, dependiendo de si el año es bisiesto o no. La Tierra además del movimiento orbital, o de traslación alrededor del Sol, describe un movimiento rotacional. El eje de rotación de la Tierra presenta una inclinación, de aproximadamente $23^\circ 27'$, sobre la normal del plano que contiene la órbita de traslación del Sol alrededor de la Tierra o plano eclíptico. Esta inclinación, denominada **oblicuidad de la eclíptica** (ε), se mantiene prácticamente invariable y es la responsable de las estaciones del año y de la desigualdad en la duración de los días y las noches.

El ángulo que une los centros del Sol y de la Tierra con el plano ecuatorial terrestre, se conoce como **declinación solar** (δ) y toma el valor de cero en los equinoccios de primavera y otoño, $+23.5^\circ$ en el solsticio de verano y -23.5° en el solsticio de invierno. La declinación solar puede calcularse mediante la expresión propuesta por Spencer (Spencer, 1971), obtenida en grados y con un error máximo de 3':

$$\delta = (0.006918 - 0.399912\cos\Gamma + 0.070257\sen\Gamma - 0.006758\cos 2\Gamma + 0.000907\sen 2\Gamma - 0.002697\cos 3\Gamma + 0.00148\sen 3\Gamma)(180\pi^{-1}) \quad (2.3)$$

Basado en la rotación de la Tierra con respecto a su eje polar y en su revolución alrededor del Sol se puede definir el **tiempo solar**,

siendo un día solar el intervalo de tiempo en el que para un observador sobre la superficie terrestre, el Sol completa un ciclo estacionario. La longitud del día solar no tiene una duración uniforme a lo largo del año, debido a que, aunque el movimiento de rotación terrestre se puede considerar uniforme durante todos los días, el movimiento del orbital terrestre no lo es debido a la excentricidad de la órbita. Dada la necesidad de homogeneizar la medida del tiempo, las medidas de radiación se referencian con respecto al tiempo local aparente (LAT), también conocido como tiempo solar verdadero (TST), que es definido por el paso real del sol referenciado a un punto local, y este se expresa referenciando al tiempo universal (UT), que equivale al tiempo local medio (LMT), siendo el tiempo local medio de referencia el de Greenwich (GMT). La expresión del TST viene dada por:

$$TST = GMT + 4(L_s - L_e) + E_t \quad (2.4)$$

donde L_s y L_e son la longitud estándar y la longitud local respectivamente y E_t es la **ecuación del tiempo**. Como cada rotación de 360° de la Tierra equivale a 24 horas, el tiempo local medio aumenta 15° cada hora de desplazamiento hacia el Este. Existe una diferencia entre el TST y el LMT, con un valor máximo de $15'$, y a esa diferencia se la conoce como la ecuación del tiempo (E_t) y puede obtenerse por medio de la expresión de Spencer (Spencer, 1971):

$$E_t = 229.18(0.000075 + 0.001868\cos\Gamma - 0.032077\sen\Gamma - 0.014615\cos2\Gamma - 0.040849\sen2\Gamma) \quad (2.5)$$

donde 229.18 es el factor de conversión de radianes a minutos. Con esta expresión se obtiene un error máximo de 0.0025 rad, que equivale a 35 segundos.

Por último, para poder calcular la radiación solar, además de conocer la geometría de la distancia Tierra-Sol y poder usar un tiempo

2.1. RADIACIÓN SOLAR

de referencia que sea equivalente en todas las estaciones de medida a lo largo del planeta, es necesario conocer la relación trigonométrica entre la posición solar en el cielo y las coordenadas en la superficie de la Tierra. Como se observa en la Figura 2.1, a un observador sobre la superficie de la Tierra le corresponde una posición en la esfera celestrial. A cualquier hora dada, esta posición es lo que se conoce como cenit local y corresponde con el punto de intersección en la esfera celeste con la normal de la superficie terrestre en el punto dónde se encuentra el observador. Respecto a este punto podemos definir la posición solar, siendo θ_z el ángulo que forman el cenit local y la línea que podemos dibujar entre el Sol y el observador. Este ángulo se denomina **ángulo cenital solar** y varía entre 0 y 90°. La elevación solar (α) es el ángulo complementario del θ_z . La expresión para el coseno de θ_z es:

$$\cos\theta_z = \sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\cos\omega = \sin\alpha \quad (2.6)$$

siendo ϕ la latitud geográfica y ω el ángulo horario, definido como el ángulo que forman con respecto al Norte celeste, el meridiano local y el meridiano solar.

2.1.2. Radiación solar extraterrestre

Prácticamente la única fuente de energía radiante que influye en los movimientos atmosféricos y el clima terrestre es el Sol, por lo que es importante conocer la radiación solar en el tope de la atmósfera o **irradiancia solar extraterrestre** (I_0), para conocer después la radiación solar que llega a la superficie terrestre. Io nos da el valor máximo de energía disponible, y se determina para un plano horizontal a partir de la **constante solar** (I_{SC}) (Iqbal, 1983), que se define como la cantidad de energía procedente del Sol por unidad de tiempo recibida por unidad de superficie perpendicular a la distancia media Tierra-Sol. La constante solar no es una constante real, por lo que Iqbal sugería

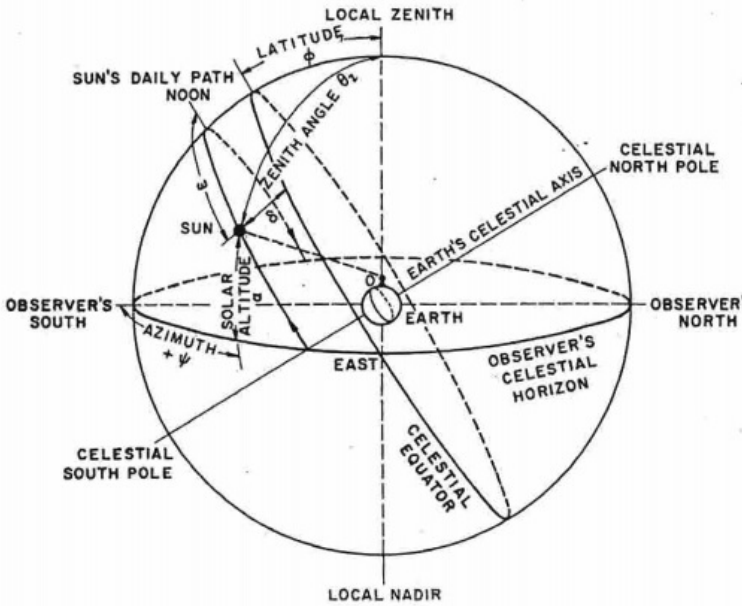


Figura 2.1: Esfera celeste y coordenadas solares relativas a un observador en la superficie terrestre en el punto O (Iqbal, 1983)

llamarlo en su lugar “factor solar”, dado que suele sufrir oscilaciones de muy pequeña amplitud durante los 11 años del ciclo solar. Existen diferentes valores empleados para la constante solar en la literatura, en esta Tesis Doctoral se ha empleado el valor de 1367 Wm^{-2} . Así pues, I_0 se obtiene mediante la expresión:

$$I_0 = I_{SC} E_0 \cos \theta_z \quad (2.7)$$

Esta definición es aplicable tanto de forma espectral como en bandas o para el espectro solar completo. En esta Tesis Doctoral será necesario definirla tanto para el espectro solar Total (280-3000 nm) como para el rango PAR (400-700 nm). Así, a partir de la ecuación 2.7 se define la radiación solar extraterrestre en ambos rangos espectrales:

$$I_{0,PAR} = I_{SC,PAR} E_0 \cos \theta_z \quad (2.8)$$

2.1. RADIACIÓN SOLAR

$$I_{0,Total} = I_{SC} E_0 \cos \theta_z \quad (2.9)$$

siendo la constante solar en el rango PAR de 634.40 Wm^{-2} ($I_{SC,PAR}$) (Iqbal, 1983), lo que implica un 46.4% del valor de la constante solar para el espectro solar Total.

2.1.3. Radiación solar en la superficie terrestre

La radiación solar antes de llegar a la superficie terrestre tiene que atravesar la atmósfera, encontrándose con los distintos componentes: gases, partículas de aerosol y nubes, por lo que en su interacción con ellos sufre procesos de atenuación: dispersión y absorción. Como resultado de estos procesos se diferencian dos componentes de la radiación solar recibida en superficie: la radiación directa (*irradiancia directa*) y la radiación difusa (*irradiancia difusa*) (Figura 2.2). La radiación que llega en la dirección del haz solar es la radiación directa y la que viene del resto de direcciones es la difusa. La suma de ambas componentes es la radiación global o irradiancia global:

$$I_G = I_N \cos \theta_z + I_D \quad (2.10)$$

donde I_G es la irradiancia solar global, I_N es la irradiancia directa en incidencia normal e I_D es la irradiancia difusa. El término irradiancia corresponde al flujo radiativo (W) recibido en una superficie por unidad de área (Wm^{-2}).

Para cuantificar la cantidad de radiación que llega a la superficie terrestre con respecto a la disponible antes de atravesar la atmósfera se introduce el índice de claridad (k_t), que se define como el cociente entre la radiación global recibida en superficie y la radiación global extraterrestre, ambas en superficie horizontal. El índice de claridad es una medida de la transparencia de la atmósfera y toma valores entre 0

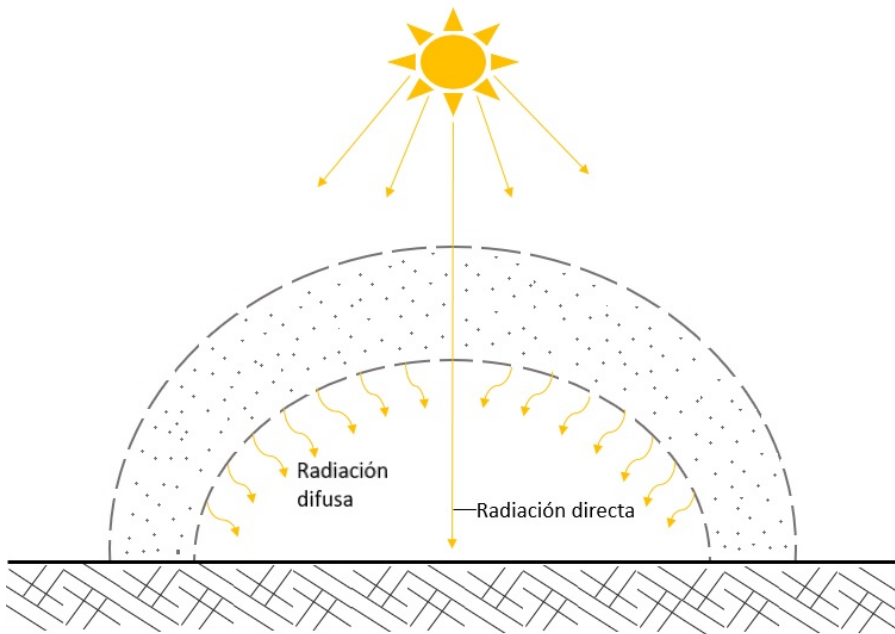


Figura 2.2: Radiación solar directa y difusa

y 1. Cuanto más se acerque a 1 más transparente es la atmósfera. Otro parámetro que será ampliamente analizado en esta Tesis es la fracción difusa (k), que se define como el cociente entre la radiación difusa y la global. Toma valores también entre 0 y 1, indicando un valor próximo a 1 que predominan los procesos de dispersión por lo que la componente mayoritaria en la radiación global es la difusa, como ocurre en el caso de cielos muy nubosos o durante el orto y el ocaso.

2.1.4. Procesos de atenuación: absorción y dispersión

Como se ha dicho en el apartado anterior, en su paso a través de la atmósfera, la radiación solar es atenuada mediante los procesos de absorción y dispersión al interactuar con los distintos componentes atmosféricos.

La absorción es un proceso en el que la energía radiante incidente es asimilada como energía interna del componente con el que interacciona.

2.1. RADIACIÓN SOLAR

Para los gases, este proceso depende del estado de energía de la molécula a la vez que de su energía rotacional, vibracional o electrónica. Para los gases, el proceso de absorción es selectivo porque ocurre sólo en longitudes de onda discretas o muy próximas entre sí, lo que se conoce como bandas de absorción (Iqbal, 1983). Los cambios de energía en los niveles rotacionales se encuentran en la región del infrarrojo lejano y microondas, mientras que los asociados a las transiciones vibracionales se encuentran entre los dos anteriores. Por otro lado, los cambios asociados a las transiciones electrónicas se corresponden con longitudes de onda pertenecientes al rango PAR y ultravioleta del espectro, por lo tanto son éstas las interacciones que nos interesan. Los principales absorbentes en el rango espectral PAR son el oxígeno (O_2) y el ozono (O_3). El O_2 presenta dos bandas de absorción en el espectro PAR centradas en 630 nm y 690 nm, mientras que el O_3 absorbe levemente entre las longitudes de onda de 450 a 770 nm. A diferencia de los gases, la absorción por las partículas de aerosol no varía bruscamente con la longitud de onda (Dubovik *et al.*, 2002), por lo que en general la absorción produce un incremento de su energía interna y por tanto de su temperatura.

La dispersión es el proceso por el que la dirección de la radiación solar es modificada al interactuar con los componentes atmosféricos. Se trata de un proceso altamente dependiente de la relación entre la longitud de onda de la radiación incidente y el tamaño de la partícula con la que interactúa. Para ello se define el parámetro de tamaño, $x = 2\pi r/\lambda$, donde r es el radio del componente atmosférico con el que interactúa y λ la longitud de onda incidente. En función de los valores que toma el parámetro de tamaño se definen tres regímenes: 1) si $x \ll 1$, tenemos dispersión de Rayleigh, 2) si $x \sim 1$, se produce dispersión de Mie, y 3) para $x > 50$, nos movemos en el rango de la óptica geométrica en el que la reflexión origina fenómenos como la formación de halos o el arcoiris.

En el caso de las partículas de pequeño tamaño o moléculas de gas,

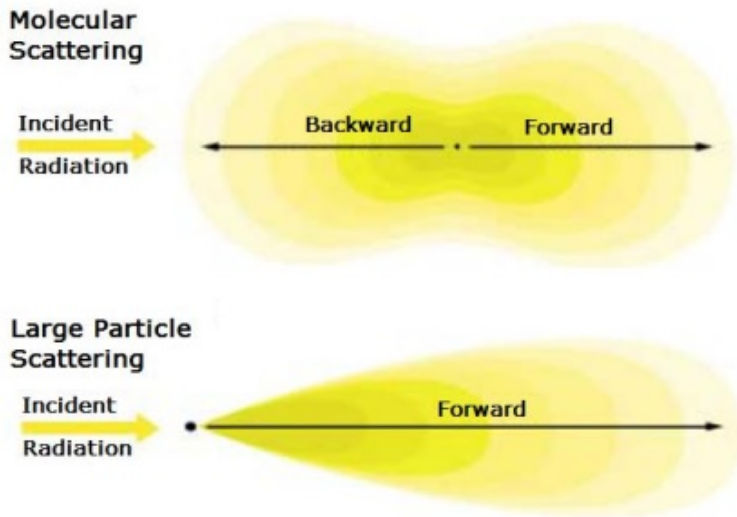


Figura 2.3: Patrones de dispersión debidos a: a) Rayleigh y, b) Mie (Malm, 2017)

la dispersión es de tipo Rayleigh, siendo la dispersión inversamente proporcional a la cuarta potencia de λ . En el caso de un tamaño mayor, es decir, para gotas de agua, cristales de hielo y algunos tipos de partículas de aerosol, la dispersión es explicada por la teoría de Mie, que presenta una débil dependencia con λ (Figura 2.3).

En una atmósfera sin nubes, los procesos que más afectan a la radiación PAR que llega a la superficie son la dispersión por partículas de aerosol y la molecular, influyendo también pero en menor cuantía la absorción por oxígeno y ozono. Por su parte, las nubes alteran la distribución espectral de la radiación que llega a la superficie terrestre. Para longitudes de onda larga, las nubes atenúan la radiación tanto por dispersión como por absorción, sin embargo, en el rango de radiación PAR los procesos de dispersión son los predominantes. Por este motivo, la presencia de nubes puede incrementar la proporción de radiación PAR dentro del espectro solar total (DeVault y Katsaros, 1983).

2.2. Partículas de aerosol y nubes

2.2.1. Partículas de aerosol

El aerosol atmosférico se define como la suspensión de partículas en estado sólido y/o líquido en la atmósfera (Horvath, 1998), y presenta una alta variabilidad espacial y temporal. Las partículas que forman los aerosoles comprenden tamaños desde unos pocos nanómetros hasta decenas o centenas de micrómetros, y pueden llegar a la atmósfera a partir de fuentes *naturales* (resuspensión de polvo por acción del viento, spray marino, volcanes, humo de fuego, polen, esporas fúngicas y otros materiales de origen biológico) o de fuentes *antropogénicas* (principalmente combustión de hidrocarburos o quema de biomasa en la agricultura).

Atendiendo a la formación de estas partículas de aerosol, una clasificación simple es: 1) *primarias*, si son emitidas directamente a la atmósfera, como las provenientes de erupciones volcánicas, sales de origen marino o polen, 2) *secundarias*, provenientes de precursores (gases o compuestos) que han sufrido procesos de transformación gas-partícula en la atmósfera. Las primarias se encuentran generalmente dentro de la fracción de tamaño grueso, en la que se incluyen partículas con diámetro mayor a 1 μm , mientras que las secundarias se encuentran en la fracción fina (Raes *et al.*, 2000). El tiempo de residencia de estas partículas en la atmósfera varía desde unos pocos días a unas pocas semanas, exceptuando las partículas de aerosol estratosféricas como las procedentes de erupciones volcánicas que pueden permanecer en la atmósfera por años (p. ej., Brasseur y Granier, 1992), siendo su tiempo de residencia proporcional a la distancia a la que pueden ser transportados desde su lugar de origen, pudiendo llegar a miles de kilómetros de distancia (p. ej., Ortiz-Amezcuca *et al.*, 2017; Barkley *et al.*, 2021; Prospero *et al.*, 2020; Velasco-Merino *et al.*, 2018). Por otro lado, las partículas de aerosol son retiradas de la atmósfera mediante

dos mecanismos: la deposición seca sobre la superficie terrestre y la deposición húmeda por su incorporación en la precipitación.

El papel de las partículas de aerosol sobre la atenuación de la radiación solar se describe mediante las denominadas propiedades ópticas, entre las que destacan: el espesor óptico de aerosoles (AOD), que caracteriza la carga de partículas de aerosol presente en la columna atmosférica y el parámetro de Angström (α) que da idea del tamaño, así como el albedo de dispersión simple (ω_0) que cuantifica el proceso de dispersión frente a la atenuación.

Resolviendo la ecuación de transferencia radiativa para un medio no emisor, se obtiene la radiancia saliente (L_λ) al atravesar un medio de un espesor ds en una dirección cualquiera (Figura 2.4), siendo dL_λ la cantidad de radiancia atenuada y $L_{0,\lambda}$ la radiancia incidente:

$$L_\lambda = L_{0,\lambda} e^{-\int_0^R \sigma_{ext}(s,\lambda) ds} \quad (2.11)$$

La radiancia se define como la potencia radiante que abandona una unidad de área en una dirección particular contenida en un ángulo sólido determinado, y se mide en $Wm^{-2}sr^{-1}$. En el exponente de la Ecuación 2.11 aparece σ_{ext} que es el coeficiente de extinción total (suma del coeficiente de dispersión y absorción). La integral del coeficiente de extinción total sobre la vertical (dz) se denomina profundidad óptica:

$$\tau_\lambda = \int_{surface}^{toa} \sigma_{ext}(z) dz \quad (2.12)$$

La profundidad óptica total puede descomponerse en suma de todos los componentes:

$$\tau_\lambda = \tau_g + \tau_c + \tau_a \quad (2.13)$$

donde τ_g es la profundidad óptica debida a la absorción y dispersión de los gases, τ_c representa la profundidad óptica debida a la absorción

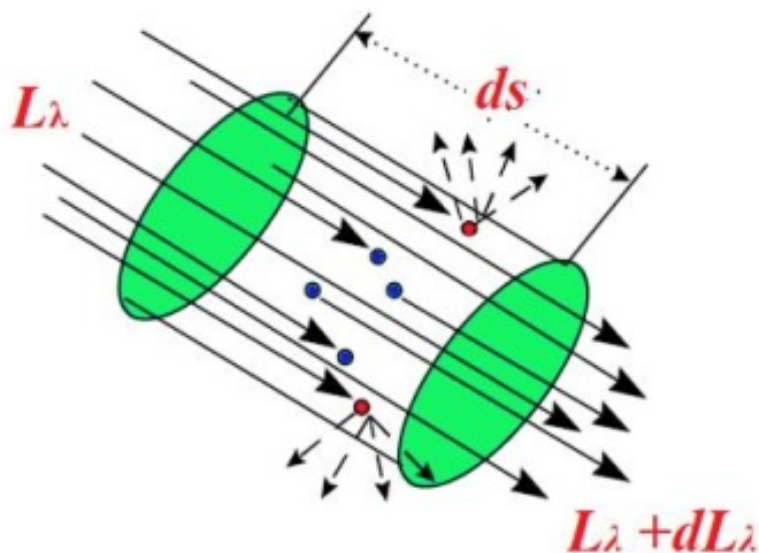


Figura 2.4: Esquema de la variación de la radiancia observada cuando un haz de flujo radiante atraviesa una distancia (ds) en un medio (Benavent-Oltra, 2019)

y dispersión por las nubes, este parámetro puede ser ignorado para el caso particular de cielos despejados y τ_a es la profundidad óptica correspondiente a las partículas de aerosol (AOD: Aerosol Optical Depth).

Las propiedades ópticas de las partículas de aerosol dependen del tamaño y la distribución de las mismas así como de la longitud de onda de la radiación incidente (λ). En el caso particular del AOD, esta dependencia con λ fue descrita por Ångström (1929) quién estableció la denominada fórmula de turbiedad de Angström:

$$\tau_{a,\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (2.14)$$

donde β es el coeficiente de turbiedad, α es el exponente de Angström y

$\tau_{a,\lambda}$ es el AOD para un determinado λ . β se relaciona con la cantidad de partículas de aerosol atmosférico presentes en la dirección vertical, sus valores oscilan entre 0.0 y 0.5. Por otro lado, α puede tomar valores entre 0 y 4. Este exponente nos da una idea de la distribución de tamaños de las partículas de aerosol, por lo que valores bajos nos indican que predominan los tamaños grandes, y se acerca a 4 para tamaños de partículas del orden del tamaño de las moléculas de aire. Generalmente su valor varía entre 0 y 2.5, y se utiliza de manera común el valor 1.3 como una buena aproximación de una atmósfera natural ($\alpha = 1.3 \pm 0.5$). En este sentido Dubovik *et al.* (2002) mencionan que valores cercanos a 2 indican la prevalencia de partículas finas, mientras que valores cercanos a 0 están relacionados con la presencia de partículas gruesas.

Otro parámetro importante a considerar en la caracterización de las partículas de aerosol es el albedo de dispersión simple (ω_0), definido como el cociente entre el coeficiente de dispersión y el coeficiente de atenuación, suma del de dispersión y absorción, por lo que es un indicador de la capacidad absorbente de las partículas de aerosol y depende de su composición química, forma y tamaño. Por lo tanto, ω_0 , cuantifica qué proceso es dominante en el proceso de atenuación, tomando un valor de 1 si sólo existe dispersión y un valor de 0 si sólo existe absorción. En el caso de las partículas de aerosol fuertemente absorbentes ω_0 toma valores cercanos a 0.2 y favorecen el calentamiento de la atmósfera y partículas fuertemente dispersantes contribuyen al enfriamiento.

La composición química de las partículas de aerosol también influyen de forma directa en el albedo planetario (cociente entre la radiación solar reflejada en el sistema Tierra-Atmósfera y la radiación solar incidente), a través de sus propiedades de absorción y/o dispersión que vienen dadas por ω_0 . En concreto, los de tipo mineral y el polvo son poco absorbentes y por tanto aumentarán el albedo, sin embargo, los de tipo orgánicos y el Black Carbon son más absorbentes por lo que el

2.2. PARTÍCULAS DE AEROSOL Y NUBES

albedo disminuirá. Así pues, el calentamiento/enfriamiento de nuestro planeta, tiene una componente regional importante, por lo que varía de un lugar a otro. Estas propiedades dependen del rango espectral considerado, dado que ω_0 es dependiente de λ .

2.2.2. Nubes

Una nube es un hidrometeoro consistente en partículas de agua líquida o hielo, o de una combinación de ambas, suspendidas en la atmósfera. La clasificación de las nubes se realiza atendiendo a su posición, forma y aspecto en el cielo. La Organización Meteorológica Mundial (WMO) utiliza un sistema general de clasificación basado en el sistema de clasificación de Linneo utilizando géneros y especies para agrupar cada tipo de nube, considerando diez grupos principales o géneros. La clasificación por alturas es: nubes altas, las que su base está por encima de 7 km (Cirros (Ci), Cirroestratos (Cs) y Cirrocúmulos (Cc)), nubes medias, cuya base se encuentra entre 2 y 7 km (Altoestratos (As) y Altoestratos (As)) y las nubes bajas cuya base se encuentra por debajo de 2 km (Estratos (St), Estratocúmulos (Sc) y Nimboestratos (Ns)). Algunas nubes se extienden por varios niveles, por lo que son nubes de desarrollo vertical (Cúmulos (Cu) y Cumulonimbos (Cb)) (Seinfeld *et al.*, 1998).

Para cuantificar la cantidad de cielo cubierto por nubes, se define la fracción de cielo cubierto por las mismas, en unidades de octas (el cielo se divide en 8 partes), o décimas (el cielo dividido en 10 partes). Estas medidas se proporcionan por un observador en tierra, o bien mediante análisis de imágenes obtenidas por una cámara de nubes o por medio de satélites meteorológicos.

Las nubes cubren aproximadamente dos tercios del globo terráqueo, con grandes variaciones regionales que pueden explicarse por la circulación atmosférica global. Las latitudes medias oceánicas y los cinturones

tropicales son particularmente nubosos mientras que las zonas desérticas continentales y las subtropicales, debido a la subsidencia de masas de aire, son relativamente despejadas. Aunque la cobertura nubosa es relativamente invariable a escala global, a escalas espaciales menores depende fuertemente de las condiciones meteorológicas. A temperaturas superiores a $0^{\circ}C$ las nubes están compuestas de agua líquida, mientras que a temperaturas alrededor de $-35^{\circ}C$ están compuestas de hielo y entre ambas temperaturas el agua se encuentra en una combinación de ambas fases.

Al igual que para las partículas de aerosol, las propiedades ópticas de las nubes dependen del tamaño y la distribución de las gotas y cristales de hielo que la forman. La profundidad óptica de la nube aumenta con el incremento de la concentración de gotas, y asumiendo una nube horizontal podemos definirlo como:

$$\tau_{Cloud}(\lambda) = \int_{Z_b}^{Z_t} \int \pi r^2 Q_{ext}(r, \lambda) \pi(r, z) dr dz \quad (2.15)$$

donde z_b y z_t son las altitudes de la base y del tope de la nube, Q_{ext} es el factor de eficiencia de extinción (suma de los factores de eficiencia de absorción y dispersión), y $n(r, z)$ es la distribución de tamaños de las gotitas de nube a la altitud z . En el caso de la radiación solar en el rango de la PAR, el factor de extinción de las gotas de nubes es aproximadamente igual a 2 (Liou y Ou, 1989a), debido al gran tamaño de las gotas y cristales de hielo que hacen que el parámetro de tamaño corresponda a la aproximación de la óptica geométrica. Para una capa de nube no demasiado gruesa en la que se puede asumir que $n(r)$ es constante sobre la vertical, la ecuación anterior puede ser simplificada como:

$$\tau_{Cloud} = 2\pi r^2 N_c \Delta_z \quad (2.16)$$

donde N_c es la concentración del número de gotas de nube, y Δ_z el espesor geométrico de la nube. El contenido de agua precipitable (L)

2.2. PARTÍCULAS DE AEROSOL Y NUBES

integrado sobre la vertical y asumiendo nuevamente que la distribución de gotas de nube es constante sobre la vertical, se expresa en unidades de kgm^{-2} como:

$$L = \int_{Z_b}^{Z_t} \int \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_w n(r) dr dz = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_w N_c \Delta z \quad (2.17)$$

donde ρ_w es la densidad del agua. A partir de las dos ecuaciones anteriores podemos relacionar el espesor óptico de la nube y el contenido de agua precipitable por medio de la siguiente relación:

$$\tau_{Cloud} = \frac{3L}{2\rho_w r_e} \cong \frac{3L}{2r_e} \quad (2.18)$$

siendo r_e el radio efectivo de la distribución de tamaños de gota de nube. Debido a que las nubes no absorben mucho en el espectro de onda corta ($\lambda < 4\mu m$), un aumento en su profundidad óptica conlleva automáticamente un incremento en su reflectividad o albedo (cociente entre la radiación reflejada y la incidente). Hansen *et al.* (1998) encontraron la siguiente aproximación experimental para el albedo de la nube:

$$A \cong \frac{\tau_{Cloud}}{7.7 + \tau_{Cloud}} \quad (2.19)$$

Nimboestratos (Ns) y Cumulonimbos (Cb) son las nubes que presentan mayores reflectancias como consecuencia de sus mayores espesores ópticos, pudiendo llegar a reflejar en total entre el 80 % y 90 % de la radiación incidente, con su valor máximo cuando el Sol alcanza el horizonte, con una absorción en torno al 20 % si éste se sitúa en el cenit. Para los Cúmulos (Cu), aunque poseen un espesor efectivo menor, de unos 0.5 km, se obtienen valores de reflectancia en torno al 60-85 %, y aproximadamente el 9 % de la radiación incidente es absorbida por el Sol en el cenit. Para los Estratos (St), con un espesor geométrico de 0.1 km, se obtienen valores de reflexión entre 45-75 % y entre el 1-6 %

de absorción. Los valores de reflexión y absorción para los Altoestratos (As) son de en torno al 57-77 % y 8-15 %, respectivamente (Liou y Ou, 1989b; Slingo *et al.*, 1989; Stephens, 1978).

2.3. Efecto radiativo de las partículas de aerosol y las nubes

El clima en la Tierra es el resultado de las interacciones entre los distintos componentes del sistema climático, entre los que destaca el papel de la atmósfera y los procesos de atenuación que sufre la radiación solar en su paso a través de ella. Cambios en los procesos de atenuación alteran el equilibrio radiativo del sistema. Así, por ejemplo, el albedo planetario (proporción de radiación solar reflejada hacia el espacio exterior) toma un valor promedio de 0.3, dónde 20 % de la radiación es reflejada por las nubes, el 6 % por gases atmosféricos y partículas de aerosol y en torno al 4 % por la superficie terrestre. Un aumento del albedo planetario implica una disminución de la radiación dentro del sistema, lo que conlleva un enfriamiento de nuestro planeta, mientras que una disminución del albedo planetario supondría un calentamiento del mismo.

A estos cambios en el balance radiativo terrestre se le denomina *forzamiento radiativo* y puede ser inducido por cambios en la composición atmosférica, como la emisión de gases de efecto invernadero (GEI) y/o en las partículas de aerosol y cambios en la nubosidad. En general, se define el *forzamiento radiativo* (RF) como el cambio del flujo radiativo neto (descendente menos ascendente) en la cima de la atmósfera (Tropopausa). Si RF es positivo significa que recibe más energía de la que pierde, por lo que habrá un calentamiento de nuestro planeta y si es negativo un enfriamiento. En su definición más general este concepto involucra las variaciones en el flujo radiativo tanto en el intervalo de la radiación solar o radiación de onda corta (SW ; $200 < \lambda < 4000 \text{ nm}$),

2.3. EFECTO RADIATIVO DE LAS PARTÍCULAS DE AEROSOL Y LAS NUBES

como en el rango de emisión terrestre o radiación de onda larga (LW ; $\lambda > 4000 \text{ nm}$).

Como se mencionó en la Sección 2.2, los distintos componentes atmosféricos poseen diferentes propiedades de dispersión y absorción según sus características físicas y químicas y el rango espectral considerado. Así, las nubes reflejan parte de la radiación solar que les llega a su cima, aumentando el albedo planetario, y, al mismo tiempo, absorben la radiación de onda larga emitida por la atmósfera. Esta radiación LW que llega a la base de las nubes se suma a su propia emisión de radiación LW contribuyendo al efecto invernadero natural. La intensidad de estos efectos dependerá de las características microfísicas de la nube así como de la altura de su base y su espesor geométrico. En el balance total, el efecto de todos los tipos de nubes es de $+0.6$ (-0.2 a $+2.0$) $Wm^{-2}C^{-1}$ (IPCC 2013; Stocker *et al.*, 2013).

Por su parte, las partículas de aerosol minerales, como la sal marina y el polvo no son absorbentes en la región de onda corta, mientras que el hollín (*Black Carbon*) y las partículas de aerosol de origen orgánico, en general, son muy absorbentes en este rango espectral. En la región de radiación LW , las partículas de tipo mineral absorben parcialmente mientras que partículas como el hollín absorben por completo la radiación. Por tanto, en un cómputo global, los aerosoles minerales producirán un forzamiento radiativo negativo (enfriamiento) mientras que los de origen orgánico, como el hollín, producirán un forzamiento radiativo positivo (calentamiento) (Satheesh y moorthy, 2005). Esta alteración en los procesos de dispersión y absorción es denominado como efecto directo de las partículas de aerosol. El forzamiento radiativo neto total estimado para las partículas de aerosol es -0.9 (-1.9 a -0.1) Wm^{-2} (a un nivel de confianza medio), que resulta de un forzamiento negativo de la mayoría de los aerosoles y a una contribución positiva del Black Carbon (IPCC 2013; Stocker *et al.*, 2013).

Sin embargo, a pesar de los avances en el conocimiento de las propiedades de nubes y partículas de aerosol y sus efectos sobre

la radiación, la incertidumbre en el balance radiativo sigue siendo muy elevada (IPCC 2013; Stocker *et al.*, 2013). Entre las fuentes de incertidumbre más importantes destaca el papel de algunos tipos de partículas de aerosol como núcleos de condensación, principalmente sales marinas, productos de combustión (compuestos de azufre, óxido de carbono, metano, etc.) o partículas de polvo resuspendidas. Estas partículas de aerosol modifican las propiedades físicas y radiativas de las nubes, es lo que se conoce como efectos indirectos de las partículas de aerosol. Por un lado, una mayor cantidad de aerosoles dará lugar a una mayor concentración de gotitas nubosas más pequeñas y una mayor profundidad óptica de la nube, aumentando el albedo de las nubes (*efecto Twomey*). Al mismo tiempo, el menor tamaño de las gotas implica una pérdida de la efectividad de la precipitación y un mayor tiempo de vida de la nube (*efecto Albrecht*), que es el segundo efecto.

Con el objeto de cuantificar las variaciones en el balance radiativo en superficie debidas a cambios en las partículas del aerosol, se definen los conceptos de forzamiento radiativo aplicados a las partículas de aerosol (ARF) y la eficiencia de ese forzamiento (AFE). Así pues, el ARF es el cambio en el flujo neto debido a las variaciones en las propiedades de las partículas de aerosol con respecto a una atmósfera libre de partículas de aerosol:

$$ARF = F_{net} - F_{net,0} \quad (2.20)$$

donde F_{net} es el flujo neto que llega a la superficie en presencia de las partículas de aerosol y $F_{net,0}$ en ausencia de las mismas. Aunque resulte un buen parámetro para la medida general del efecto radiativo de las partículas de aerosol, el ARF presenta algunas limitaciones, como su dependencia con la carga de partículas de aerosol (García *et al.*, 2009). Por ello, para evaluar el forzamiento radiativo considerando el tipo de partículas de aerosol se define la eficiencia de forzamiento del aerosol

2.3. EFECTO RADIATIVO DE LAS PARTÍCULAS DE AEROSOL Y LAS NUBES

atmosférico (AFE), la cual se obtiene como el cambio del ARF por unidad de AOD para una cierta longitud de onda (Bush y Valero, 2003):

$$AFE = \frac{dARF}{dAOD} \quad (2.21)$$

De forma equivalente a lo definido como ARF para las partículas de aerosol, se puede definir el RF para cualquier componente atmosférico, inclusive las nubes. Considerando el balance neto (tanto en onda corta como en onda larga), se define el forzamiento radiativo de las nubes (CF) a dicho balance para una atmósfera con nubes y una atmósfera sin la presencia de nubes. El significado del signo es lo mismo que para RF en general, un signo positivo indica que las nubes calientan nuestro planeta y al contrario. Un método fácil de estimación del efecto radiativo de las nubes (CRE) es el utilizado por Trisolino *et al.* (2018), calculado como la diferencia entre la radiación solar en superficie para todas las situaciones de cielo y en cielos despejados. En el caso del rango solar total, la expresión resultante es:

$$CRE = G_{All} - G_{Clear} \quad (2.22)$$

donde G_{All} y G_{clear} son la radiación global para todo tipo de cielos y para cielos despejados, respectivamente.

3. Sitio experimental, instrumentación y datos

3.1. Sitio experimental

Los datos utilizados en esta Tesis Doctoral han sido tomados en la estación radiométrica instalada en la sede del Instituto Interuniversitario de Investigación del Sistema Tierra de Andalucía (IISTA-CEAMA) en Granada (37.16°N 3.61°W , 680 m.s.n.m.; Figura 3.1). La instrumentación se encuentra en la terraza de dicho edificio y es gestionada por el Grupo de investigación de Física de la Atmósfera (GFAT) de la Universidad de Granada. La estación es parte del observatorio AGORA (Andalusian Global ObservatoRy of the Atmosphere) en el marco de trabajo del proyecto europeo ACTRIS (Aerosol, Clouds and Trace Gases Research Infrastructure).

Granada es una ciudad no industrializada situada en el sureste de España, en la región Oeste del Mediterráneo, con una población de aproximadamente 234.000 habitantes (SIMA; Sistema de Información Multiterritorial de Andalucía). La ciudad se encuentra localizada dentro de una cuenca sedimentaria natural rodeada por montañas con rangos de altura hasta los 3479 metros (Pico del Mulhacén, Sierra Nevada), y situada aproximadamente a 50 Km de la costa Mediterránea y cerca de 200 Km del continente africano. El clima en Granada es Mediterráneo Continental, caracterizado por grandes diferencias estacionales de temperatura, con veranos secos y calurosos e inviernos fríos. El promedio de las temperatura máxima diaria en superficie fue de



Figura 3.1: Vista aérea de la localización del edificio del IISTA-CEAMA, en la ciudad de Granada (Adaptado de Google Maps)

32 ± 3 °C durante el periodo de 1981-2010 mientras que el promedio de la temperatura mínima fue de 14.6 ± 2.4 °C (AEMET; Agencia Estatal de Meteorología).

Debido a su topografía, en Granada predominan las inversiones térmicas y los vientos de velocidad muy baja (Lyamani *et al.*, 2012), lo que favorece la acumulación de aerosoles sobre la ciudad (Lyamani *et al.*, 2010). Las principales fuentes locales de aerosol son, en la estación seca el tráfico rodado y la resuspensión de polvo mineral, en invierno la calefacción doméstica y la quema de residuos agrícolas (Lyamani *et al.*, 2010; Titos *et al.*, 2012, 2017). Además, otra fuente importante de aerosol local son los de origen biológico (bioaerosoles; Cariñanos *et al.*, 2021; Sabariego *et al.*, 2000). También son frecuentes las intrusiones provenientes de distintas fuentes de aerosoles alóctonos,

como el polvo mineral del desierto del Sahara en el Norte de África y los aerosoles continentales de Europa (Fernández *et al.*, 2019; Guerrero-Rascado *et al.*, 2008, 2009; Lyamani *et al.*, 2006a,b), así como humo procedente del Norte de América, Norte de África y de Europa (Alados-Arboledas *et al.*, 2011; Baars *et al.*, 2019; Ortiz-Amezcuca *et al.*, 2014; Ortiz-Amezcuca, 2019; Titos *et al.*, 2017). También aunque de manera extraordinaria, existen eventos de aerosoles por erupciones volcánicas (Navas-Guzmán *et al.*, 2013; Sicard *et al.*, 2012), y aerosoles oceánicos provenientes de los océanos Ártico y Atlántico o marítimos del Mar Mediterráneo (Pérez-Ramírez *et al.*, 2016). Esta variedad de fuentes y tipos de aerosoles conlleva una amplia variabilidad y complejidad en la atmósfera sobre Granada, y por tanto, la hacen atractiva para el estudio de la interacción entre la radiación solar y las partículas de aerosol.

3.2. Instrumentación

En esta Tesis se han utilizado datos experimentales de diferentes instrumentos. En concreto, se utilizaron tres sensores Quantum para el estudio de la radiación PAR: un sensor SKP 215 PAR para las series de datos de 2008 a 2018 y 2020, y dos sensores LI-190SA para las series de datos de 1994 a 1995. Para la radiación solar se usó un piranómetro CM11, y para las medidas del AOD se usó un fotómetro solar CIMEL CE318. Más detalles de las medidas se dan en el Apartado 3.3.

3.2.1. Sensor Quantum PAR SKP 215

La estación IISTA-CEAMA está equipada con un sensor Quantum fabricado por Skye Instruments (SKP 215 PAR Quantum Sensor, #287515). Este instrumento mide la radiación solar en el rango de 400 a 700 nm utilizando un detector plano de silicio realzado azul con una sensibilidad de $0.015 \mu A / \mu mol m^{-2} s^{-1}$. El sensor tiene un error relativo máximo $< 5\%$ en relación con los valores medidos. Las especificaciones

del fabricante están recogidas en la Tabla 3.1. Este instrumento tiene una respuesta homogénea y estable cercana al 100 % de la señal para todo el rango espectral (400-700 nm; Figura 3.2).

Tabla 3.1: Especificaciones del fabricante para el sensor SKP 215

SKP215 Manufacturer Specification	
Detector	Fotocélula de silicio realizada azul
Filtros	Vidrio óptico
Sensibilidad en voltaje	1 mV/100 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$
Sensibilidad	2 μA / 100 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$
Error de linealidad	<0.2 %
Error absoluto de calibración	<3 %, 5 % máximo
Error de coseno	3 %
Estabilidad a largo plazo	± 2 %
Condiciones de operación	-35 hasta +75 °C; 0-100 % HR
Tiempo de respuesta	10 ns
Coefficiente de temperatura	± 1 % por °C

En esta Tesis Doctoral, las medidas de radiación solar en el rango PAR se han expresado en unidades de energía (Wm^{-2}). Sin embargo, también es común expresarla como densidad de flujo de fotones incidentes por unidad de superficie y tiempo ($\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$). La relación existente entre ambas unidades es de 4.57 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$ por cada Wm^{-2} (McCree, 1972).

3.2.2. LICOR LI-190SA quantum sensors

El sensor Quantum LICOR LI-190SA (Lincoln, NE, USA) mide radiación solar en el rango espectral de 400 a 700 nm de longitud de onda. Este sensor consta de un difusor, un filtro de interferencia de paso de banda visible y un fotodiodo de silicio. Los sensores LICOR-190SA tienen un error relativo de menos del 5 % con un error espectral sistemático por debajo del 1 % (Ross y Sulev, 2000) y una respuesta angular con una desviación máxima de la respuesta del coseno ideal del 7 % para un ángulo cenital solar de 80° (LI-COR,

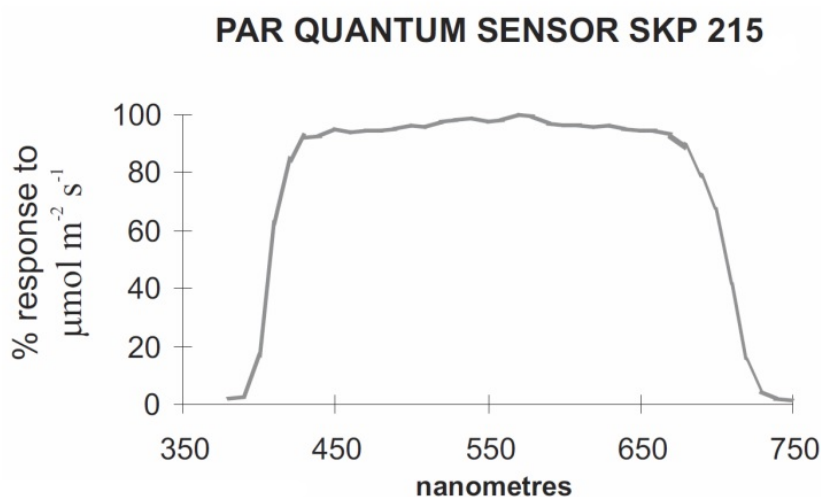


Figura 3.2: Respuesta espectral del sensor de PAR Quantum SKP 215 (%) frente a la longitud de onda (nm) (Fuente: http://www.ictinternational.com/pdf/?product_id=6091, consultado: 28/05/2021).

1992). Las especificaciones del fabricante del instrumento se muestran resumidas en la Tabla 3.2, y la Figura 3.3 muestra la buena precisión de respuesta espectral del instrumento en porcentaje, además de la respuesta instrumental comparada con la respuesta ideal para el sensor.

3.2.3. Piranómetro CM11

Un piranómetro CM11 (#861452) fabricado por Kipp&Zonnen se ha usado para medir la irradiancia solar total. El sensor CM11 está basado en la termopila Moll-Gorczyński y contiene un disco de cerámica pintado de negro como difusor. Está provisto de dos cúpulas hemisféricas de vidrio que son esencialmente transparentes a la radiación solar dentro del intervalo 280-2800 nm y opacas a longitudes de onda mayores. El piranómetro CM11 cumple con los criterios de la Organización Internacional de Normalización (ISO) 9060 para un

Tabla 3.2: Especificaciones del fabricante para el sensor LICOR LI-190SA

LICOR LI-190SA – Especificaciones del fabricante	
Detector	Detector fotovoltaico de silicio azul de alta estabilidad
Filtros	Caja de aluminio anodizado resistente a la intemperie con difusor acrílico y herrajes de acero inoxidable
Sensibilidad en voltaje	1 mV/100 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$
Sensibilidad	5 μA / 1000 $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$
Error absoluto de calibración	$\pm 5\%$
Error de coseno	Coseno corregido hasta 80°
Estabilidad a largo plazo	$<\pm 2\%$ por año
Condiciones de operación	-40 hasta +75 °C; 0-100 % HR
Tiempo de respuesta	10 μs
Coefficiente de temperatura	0..15 % máximo por °C

piranómetro estándar secundario. Está clasificado como de alta calidad según la nomenclatura de la WMO (WMO, 2008), y presenta un error direccional inferior a 10 Wm^{-2} para ángulos cenitales de hasta 80° (Kipp y Zonen, 2000). Más detalles del instrumento se muestran en las especificaciones del fabricante, en la Tabla 3.3. La respuesta del instrumento es homogénea y estable, cercana al 100% de respuesta de la señal, entre 280-2800 nm como se muestra en la Figura 3.4.

3.2.4. Fotómetro Cimel

El fotómetro CIMEL Sun/Sky photometer (CE-318-4) realiza medidas de la radiación solar directa con un campo de visión completo de 1.2° a 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 y 1020 nm, así como de la radiancia del cielo en la geometría del plano principal y almucantar a 440, 675, 870 y 1020 nm. Este instrumento está integrado en la red AERONET y, de hecho, todas las medidas se procesan siguiendo el protocolo AERONET descrito por Holben *et al.* (1998), obteniendo propiedades del aerosol en columna a diferentes niveles de calidad (1.0, 1.5, 2.0).

3.2. INSTRUMENTACIÓN

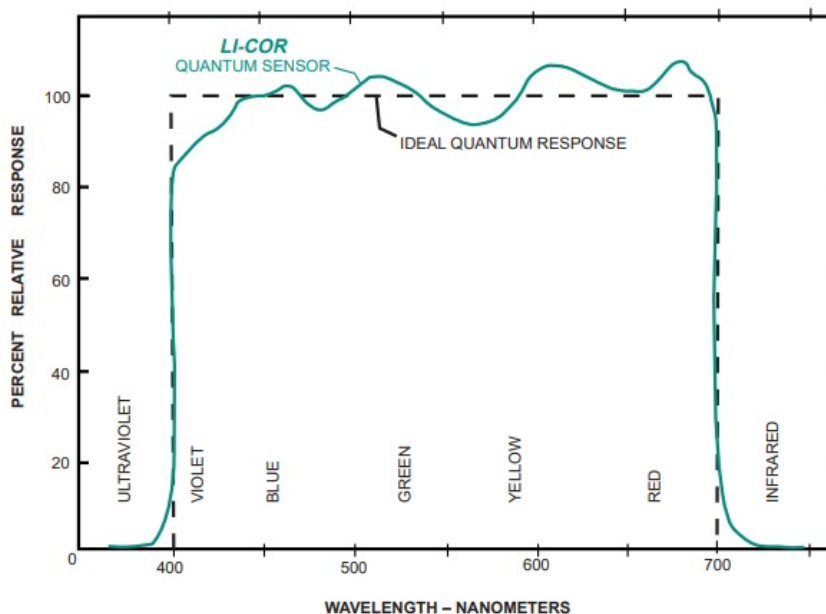


Figura 3.3: Respuesta espectral del sensor Quantum LICOR LI-190SA (%) por longitud de onda (nm), además de la respuesta de un sensor ideal (Fuente <https://www.licor.com/env/pdf/light/190.pdf> consultado: 28/05/2021).

En esta Tesis Doctoral se han utilizado los datos correspondientes a la versión 3 de AOD en el nivel 2.0 (Giles *et al.*, 2019), dado que son los datos de AERONET de más alta calidad, excepto para 2014, año para el que solo está disponible la versión 2 en el nivel 2.0 de AOD. Los datos de AOD tienen una incertidumbre total de 0.01 para longitudes de onda ≥ 440 nm y 0.02 para longitudes de onda más cortas (Holben *et al.*, 1998). El fotómetro solar también ha proporcionado medidas de albedo superficial a 440, 675, 870 y 1020 nm con una incertidumbre total de 0.02 (Foyo-Moreno *et al.*, 2014). La tabla 3.4 resume las especificaciones del fabricante del instrumento.

Tabla 3.3: Especificaciones del fabricante para el piranómetro CM11

Kipp & Zonen piranómetro CM11 – especificaciones del fabricante	
Rango espectral	280 - 2800 nm
Sensibilidad en voltaje	7 a 14 $\mu V/Wm^{-2}$
Tiempo de respuesta	<5 s
Cero Offset debido a FIR	de <7 Wm^{-2} a 200 Wm^{-2} de radiación térmica neta
Cero Offset debido a cambios en temperatura	<2 Wm^{-2} K/h de cambio de temperatura
Error de coseno	Coseno corregido hasta 80° (ángulo de incidencia)
Estabilidad a largo plazo	< \pm 2 % por año
Condiciones de operación	-40 hasta +80 °C; 0-100 % HR
Dependencia de la temperatura	<1 % (-10 °C a + 40 °C)
Error direccional	<10 Wm^{-2}
Error de inclinación	<0.25 %

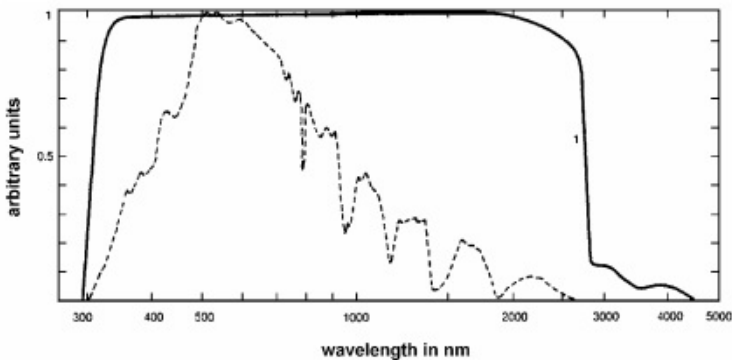


Figura 3.4: Respuesta espectral del piranómetro CM11 Kipp & Zonen (1) por longitud de onda (nm), además de la distribución espectral de la radiación solar a nivel del mar. El sol se encuentra en el cenit para ambas curvas (Fuente: <https://www.kippzonen.es/Product/210/CMP11-Piranometro> Consultada: 28/05/2021).

3.3. ADQUISICIÓN DE DATOS

Tabla 3.4: Especificaciones del fabricante del fotómetro Sun/Sky CE-318

CIMEL Sun/Sky photometer CE-318- especificaciones del fabricante	
Detector	Fotodiodos de In Ga As y Si
Rango espectral	340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020 (con Si) 1020 y 1640 nm (con InGaAs) 280 - 2800 nm
Aplicaciones	Aerosol atmosférico y vapor de agua
Estabilidad a largo plazo	<1 % por año
Condiciones de operación	-20 hasta +50 °C; 0-100 % HR
Precisión de conteo digital	<0.1 %

3.3. Adquisición de datos

En el desarrollo de esta Tesis Doctoral, se ha empleado dos conjuntos de datos de radiación. El primero está compuesto por dos años (1994-1995) de medidas experimentales tomadas cada minuto de radiación PAR global y difusa, registradas con dos sensores Quantum LI-190SA. A uno de estos sensores se le montó una banda de sombra de eje polar para medir la componente difusa. Debido a su estructura, este dispositivo provoca una subestimación en las medidas porque la banda de sombra no sólo tapa el disco solar sino también una parte sustancial del cielo impidiendo que parte de la radiación difusa llegue al sensor. Es por ello que estas medidas deben ser corregidas. En este sentido, el método propuesto por Batlles *et al.* (1995) se ha aplicado para corregir el error de la banda de sombra (Alados y Alados-Arboledas, 1999).

El segundo conjunto de datos cubre un período de 11 años (2008-2011) de medidas experimentales tomadas cada minuto de radiación PAR global y radiación total global. Las medidas de PAR se realizaron utilizando el sensor Quantum SKP215 , mientras que las medidas de total se registraron con un piranómetro CM11. También se han usado datos de espesor óptico de aerosoles (AOD) en las longitudes de onda de 500 y 675 nm, además de albedo superficial medido a 675 nm. Ambas medidas han sido registradas en la estación IISTA-CEAMA empleando

el fotómetro CIMEL Sun/Sky CE-318 durante este mismo periodo, tomando medidas cada 15 minutos en situaciones clasificadas como despejadas.

Para garantizar la calidad de los datos, se ha llevado a cabo un profundo análisis de control para detectar y remover datos anómalos, además de medidas de baja precisión. Por tanto, la restricción con el índice de claridad ($0 < k_t < 1$) se ha aplicado a ambos conjuntos de datos. Además, sólo se han considerado ángulos cenitales menores de 80° para evitar el error en la respuesta del coseno en las medidas de radiación. Después, se ha realizado una inspección visual para detectar valores atípicos, además de mal funcionamiento relacionado con el suministro de energía y la temperatura. De esta manera esta base de datos, de alta calidad, garantiza la representatividad de los datos, incluyendo una gran variedad de escenarios meteorológicos, condiciones estacionales y geometrías solares.

3.4. Datos de nubes

Los datos de nubes empleados en esta Tesis se han obtenido a partir de la base de datos de Reanálisis de Quinta Generación (ERA5) del Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos de Rango Medio (ECMWF). Este nuevo reanálisis se ha realizado mediante un análisis de variaciones de 4 dimensiones (4D-Var) del Sistema de pronóstico integrado (IFS) del ECMWF. El proceso implica una gran cantidad de observaciones históricas, incluidos datos de satélites, aeronaves y de superficie, para obtener series temporales consistentes a nivel mundial de múltiples variables climáticas (C3S, 2017). ERA5 proporciona estimaciones por hora de muchas variables atmosféricas, de la superficie terrestre y del estado del mar, junto con sus incertidumbres a lo largo del período 1950 hasta el presente. Particularmente, las variables atmosféricas están en cuadrículas regulares de latitud-longitud a una resolución de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ en 37 niveles de presión. De esta manera,

3.4. DATOS DE NUBES

ERA5 proporciona datos con una alta resolución temporal para las series de largo plazo analizadas en esta Tesis y con la resolución espacial adecuada para dar cuenta de la compleja orografía de nuestra región (cercana a la costa y en las estribaciones de la montaña más alta de la Península Ibérica), lo que determina en gran medida el desarrollo de diferentes tipos de nubes que afectan a la ciudad de Granada.

Este reanálisis es una base de datos de acceso abierto disponible después del registro en Climate Data Store (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>). En particular, las variables de nubes utilizadas en este estudio son: (1) la cobertura total de nubes (TCC), (2) el contenido total de agua líquida de la columna de nube (TCLW), (3) el contenido total de hielo de la columna de nube (TCIW) y (4) la cobertura total de nubes para nubes bajas (LCC), medias (MCC) y altas (HCC). Las variables de cobertura de nubes se estiman como la proporción de la cuadrícula cubierta por nubes.

La cobertura de nubes baja, media y alta se define como la integración de todas las nubes desde la superficie hasta 800 hPa, 800 hPa a 450 hPa y desde 450 hPa hasta la parte superior de la atmósfera (TOA), respectivamente. La cobertura total de nubes integra todas las nubes desde el nivel de la superficie hasta la parte superior de la atmósfera con supuestos de superposición (Barker, 2008; Jakob y Klein, 2000). El agua líquida total de la columna de nube es la cantidad de agua líquida contenida dentro de las gotas de la nube en una columna que se extiende desde la superficie hasta la parte superior de la atmósfera y promediada para el cuadro de la cuadrícula del modelo. Estas variables de nubes ERA5 se han analizado y comparado en varias regiones con observaciones de nubes de superficie y satelitales con buenos acuerdos en ambas comparaciones (Danso *et al.*, 2019; Lei *et al.*, 2020).

3.5. Calibración

Tanto el fotómetro como los radiómetros utilizados en esta Tesis Doctoral han sido inter-comparados con instrumentos de referencia en varias ocasiones durante los 11 años de medidas que componen la base de datos analizada. La última intercomparación se realizó en mayo de 2020 para el fotómetro CIMEL, en mayo de 2019 para el piranómetro CM11, y agosto de 2020 para el sensor Quantum SKP215. El CIMEL fue calibrado siguiendo los protocolos de AERONET (Holben *et al.*, 1998) en las instalaciones de calibración del RIMA (Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles), en Valladolid. Mientras que los radiómetros han sido inter-comparados con un Kipp&Zonen CMP21 y un LICOR-190SA, respectivamente, siguiendo los procedimientos de la WMO para intercomparaciones (WMO, 2008). La calibración del sensor PAR (sensor Quantum SKP215), ha sido complementada usando comparaciones in situ con cálculos obtenidos por un Modelo de Transferencia Radiativa (RTM), SBDART, para días con niveles de aerosol atmosférico muy bajo (AOD a 500nm <0.07). Los parámetros de entrada del RTM fueron ajustados a partir de medidas experimentales registradas durante la intercomparación más reciente de nuestro instrumento. Una vez el RTM fue puesto a punto, realizamos la comparación entre la salida del RTM y nuestros datos experimentales para distintos días durante todo nuestro periodo de estudio, lo que nos ha permitido ajustar eficientemente nuestros factores de calibración para todo el período. Este tipo de calibraciones complementarias está basado en el método propuesto por Vermote *et al.* (1997) y son realizadas de forma rutinaria por redes de medida como SolRad-Net (Solar Radiation Network), gestionada por AERONET (https://solrad-net.gsfc.nasa.gov/system_info_additional.html#Calibration).

Con el fin de descartar una posible influencia de la calibración en las tendencias analizadas en esta Tesis Doctoral, se ha evaluado la variación de los factores de calibración aplicados en el periodo de 11 años

3.5. CALIBRACIÓN

analizados. Dicho análisis revela un cambio de 0.15 mV/Wm^{-2} para el piranómetro CM11, y 0.4 mV/Wm^{-2} en el sensor SKP25, en todo el periodo estudiado (2008-2018). Esto supone una variación media anual de $0.013 \text{ mV/Wm}^{-2}\text{año}^{-1}$ y $0.027 \text{ mV/Wm}^{-2}\text{año}^{-1}$ para los sensores de irradiancias Total y PAR, respectivamente. Estos valores están significativamente por debajo del cambio máximo por año (estabilidad a largo plazo) detallado por los fabricantes (Tablas 3.1, 3.2, 3.3).

4. Modelización de la radiación PAR difusa en Granada: Estudio comparativo de varios modelos

La radiación PAR y en especial su componente difusa (PAR_{Difusa}), son cruciales para la realización de la fotosíntesis y por tanto para los ecosistemas. Esto contrasta con la carencia de medidas experimentales de dicha componente. Como alternativa, para obtener valores de PAR_{Difusa} , en la literatura científica se proponen varios modelos que, en general, estiman la fracción difusa (k_{PAR}) a partir de valores del índice de claridad ($k_{t,PAR}$).

En este capítulo de la Tesis Doctoral, se analiza en profundidad un conjunto de modelos para la estimación de valores de la fracción difusa (k_{PAR}) con $k_{t,PAR}$, los modelos aquí analizados incorporan otras variables con el fin de reproducir la variabilidad de la componente difusa en presencia de nubes y/o partículas de aerosol.

4.1. Metodología

La relación existente entre la irradiancia difusa y la global ha sido ampliamente estudiada en el espectro solar total (280-4000 nm). Esta relación se suele cuantificar utilizando fracciones de irradiancia debido a que presentan menor incertidumbre con respecto a los valores absolutos (Badarinath *et al.*, 2007a; Meloni *et al.*, 2006). Por lo que es habitual encontrar en la literatura científica modelos empíricos para estimar la fracción difusa (k), definida como la razón entre la irradiancia difusa y global, a partir del índice de claridad (k_t), definido como la razón entre la irradiancia global medida en tierra y la irradiancia extraterrestre (en ambos casos para una superficie horizontal) (Kuo *et al.*, 2014; Ridley *et al.*, 2010; Torres *et al.*, 2010). Esta relación se ha empleado también en otros intervalos espectrales como el ultravioleta (p. ej., Sanchez *et al.*, 2017) y PAR (p. ej., Foyo-Moreno *et al.*, 2018; Jacovides *et al.*, 2010; Tsubo y Walker, 2005). De manera similar que para el espectro de radiación solar Total, se definen la fracción difusa y el índice de claridad para el rango PAR:

$$k_{PAR} = \frac{PAR_{Difusa}}{PAR_{Global}} \quad (4.1)$$

$$k_{t,PAR} = \frac{PAR_{Global}}{I_{0,PAR}} \quad (4.2)$$

donde $I_{0,PAR}$ es la irradiancia PAR en el tope de la atmósfera, calculada según la expresión 2.8.

En esta Tesis Doctoral se han aplicado varios modelos para el cálculo de la fracción difusa en nuestra ubicación, utilizando para ello la base de datos de dos años (1994-1995) descrita en el Capítulo 3.3. Este conjunto de datos ha sido promediado por hora y dividido aleatoriamente en dos subconjuntos: (1) un subconjunto de ajuste que contiene el 75% de los datos, para el ajuste de los modelos y la obtención de los

coeficientes empíricos, y (2) un subconjunto compuesto por el 25 % de datos restantes para la validación y comparación de los modelos.

Con el objeto de analizar y comparar los distintos modelos se han calculado el error de la desviación media (MBE), el error cuadrático medio (RMSE), el coeficiente de determinación (r^2) y el error cuadrático medio relativo (rRMSE). El RMSE nos permite realizar una comparación término a término entre los valores experimentales y estimados de la fracción difusa, mientras que el MBE nos proporciona información acerca de si nuestro modelo sobreestima (valores positivos) o subestima (valores negativos) con respecto a los valores experimentales. Cuanto menor es el valor tanto para RMSE como para MBE mejor es el desempeño de nuestro modelo (Iqbal, 1983). El r^2 es una estimación de la varianza total explicada por el modelo, mientras que el rRMSE cuantifica las diferencias entre los valores estimados y experimentales. Estos estadísticos se pueden obtener por medio de las siguientes expresiones:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (k_i - k_{model,i})^2} \quad (4.3)$$

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (k_i - k_{model,i}) \quad (4.4)$$

$$r^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (k_i - k_{model,i})^2}{\sum_{i=1}^N (k_i - \bar{k}_i)^2} \quad (4.5)$$

$$rRMSE = \frac{100}{\bar{k}_i} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (k_i - k_{model,i})^2} \quad (4.6)$$

donde k_i corresponde en cada caso a la fracción difusa experimental y $k_{model,i}$ a la fracción difusa estimada.

4.2. Descripción de los modelos analizados

La Figura 4.1 muestra la dependencia que existe entre los valores experimentales de k_{PAR} y $k_{t,PAR}$ que será analizada en este estudio. La mayoría de los modelos analizados en esta Tesis Doctoral están basados en modelos propuestos en la literatura para estimar la componente difusa de la radiación Total. Todos ellos presentan formas funcionales fáciles de ajustar a la hora de obtener sus coeficientes empíricos. Además, la mayoría de ellos involucran variables independientes que solo requieren datos de PAR_{Global} y factores de geometría solar, calculados a partir de la fecha y hora en que se registra cada medida, lo que permite su aplicación para generar series temporales a largo plazo.

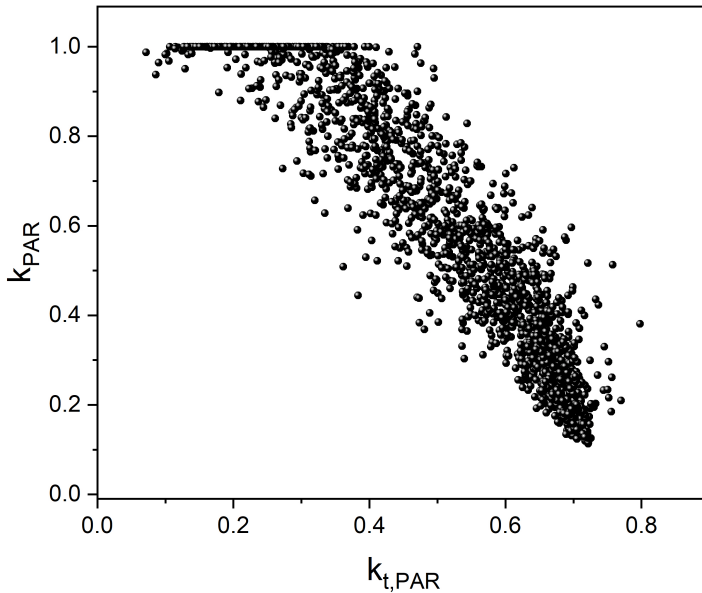


Figura 4.1: Relación entre k_{PAR} y $k_{t,PAR}$ para las medidas experimentales en Granada

El primer modelo (**M1**) analizado en este trabajo fue propuesto por Reindl *et al.* (1990). Según este modelo la fracción difusa se obtiene

4.2. DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS ANALIZADOS

por medio de una relación multilinear cuyas variables de entrada son el índice de claridad (k_t) y el coseno del ángulo cenital solar (θ_z), y cuya expresión en el intervalo de radiación PAR es la siguiente:

$$k_{PAR} = a_1 + a_2 k_t + a_3 \cos \theta_z \quad (4.7)$$

donde a_i son los parámetros del ajuste lineal. Reindl *et al.* (1990) observaron que k_t es el predictor más importante de la fracción difusa en sus valores medios y bajos, mientras que para sus valores altos la importancia de k_t disminuye drásticamente. Para mejorar la predicción se añade θ_z debido a que para valores de k_t elevados, justo aquellos en los que k_t es un predictor menos influyente, la posición solar es la variable predictora dominante (Reindl *et al.*, 1990).

El segundo modelo (**M2**) es una adaptación al rango PAR del modelo propuesto por Ridley *et al.* (2010). Se trata de una función logística que trata de reproducir con una función continua las diferencias en el comportamiento de k_{PAR} para distintos intervalos de $k_{t,PAR}$. Varios estudios anteriores desarrollados por Jacovides *et al.* (2010) y Kathilankal *et al.* (2014) han analizado distintas versiones de este modelo logístico en el rango espectral PAR incluyendo distintas variables independientes. En particular, en este trabajo se analizará la versión original y más completa del modelo, cuya expresión viene dada por:

$$k_{PAR} = \frac{1}{1 + e^{(b_1 + b_2 k_{t,PAR} + b_3 \alpha + b_4 AST + b_5 k'_{t,PAR} + b_6 \psi_{PAR})}} \quad (4.8)$$

donde b_i son los parámetros del ajuste, AST es el tiempo solar aparente, α la elevación solar en grados, $K'_{t,PAR}$ el índice de claridad diario y ψ_{PAR} es denominado índice de persistencia. Todas estas variables son introducidas con el fin de reproducir la variabilidad de la fracción difusa. Así, por ejemplo, α da cuenta del aumento en la dispersión de Rayleigh a medida que α disminuye, mientras que AST considera las diferencias

en la atmósfera entre la mañana y la tarde. $K'_{t,PAR}$ es una medida de la variabilidad diaria para la PAR asociado principalmente con las nubes. Por último, ψ_{PAR} es una medida de la variabilidad de la radiación bajo cielos despejados (poco variable) o cubiertos (muy variable) evaluado respecto a los instantes anterior y posterior. Estas dos últimas variables están directamente relacionadas con las características de la nube y se definen en el rango PAR como:

$$K'_{t,PAR} = \frac{\sum_{i=1}^{24} PAR_{Global}}{\sum_{i=1}^{24} I_{0,PAR}} \quad (4.9)$$

$$\psi_{PAR} = \frac{k_{t-1} + k_{t+1}}{2} \quad (4.10)$$

El tercer modelo (**M3**) es la adaptación al intervalo espectral PAR del modelo propuesto por Kuo *et al.* (2014), que utiliza las mismas variables que en el modelo logístico M2, pero en este caso por medio de una función lineal multivariante y cuya expresión viene dada por:

$$k_{PAR} = c_1 + c_2 k_{t,PAR} + c_3 \alpha + c_4 AST + c_5 k'_{t,PAR} + c_6 \psi_{PAR} \quad (4.11)$$

donde c_i son los parámetros del ajuste lineal. El cuarto modelo (**M4**) está basado en el propuesto por de Miguel *et al.* (2001), quienes proponen usar una relación polinómica de tercer orden con k_t como variable independiente. Como resultado de este modelo se obtiene una curva que reproduce el comportamiento de k_{PAR} en todo el rango de $k_{t,PAR}$. Sin embargo, un modelo cuya única variable independiente es $k_{t,PAR}$ no es capaz de reproducir la variabilidad de la fracción difusa. Por este motivo, y como novedad, proponemos añadir dos variables que nos proporcionen esa variabilidad como son: la posición solar, por medio del coseno del ángulo cenital solar, y el índice de persistencia definido en la Eq. 4.10. La expresión resultante es:

4.2. DESCRIPCIÓN DE LOS MODELOS ANALIZADOS

$$k_{PAR} = d_1 + d_2 k_{t,PAR} + d_3 k_{t,PAR}^2 + d_4 k_{t,PAR}^3 + d_5 \cos\theta_z + d_6 \psi_{PAR} \quad (4.12)$$

donde d_i son los parámetros del ajuste. En último lugar, como modelo número 5 (**M5**) se ha analizado el propuesto por (Foyo-Moreno *et al.*, 2018). Este modelo, a diferencia de los anteriores, no modeliza k_{PAR} , sino directamente la irradiancia difusa PAR (PAR_{Difusa}), basándose en la descomposición de la irradiancia global Total en sus componentes directa y difusa, a partir de la siguiente expresión:

$$PAR_{Difusa} = e_1 \frac{Total_{Difusa}}{I_{0,Total}} \cos\theta_z \quad (4.13)$$

donde e_1 es el coeficiente de ajuste, $Total_{Difusa}$ es la componente difusa de la radiación Total y $I_{0,Total}$ es la irradiancia solar extraterrestre (definida en el Capítulo 2.1.2). Este modelo empírico se basa en uno previo (Foyo-Moreno *et al.*, 2017) desarrollado con medidas experimentales de Granada. Para poder compararlo con los modelos anteriores, se ha calculado el valor de k_{PAR} estimado a partir de la radiación PAR_{Difusa} modelada dividiendo por el correspondiente valor de PAR_{Global} .

En la literatura, es habitual que los modelos lineales, como M1, se definan por intervalos del índice de claridad (por ejemplo, Erbs *et al.*, 1982; Liu y Jordan, 1960; Orgill y Hollands, 1977; Reindl *et al.*, 1990), de esta manera los modelos reproducen mejor el comportamiento de la relación k_{PAR} - $k_{t,PAR}$ adaptando los coeficientes de los ajustes para cada intervalo. Es por ello que, los modelos M1 y M3 se han analizado considerando todo el rango de $k_{t,PAR}$ y dividiendo dicho rango en tres subintervalos para el ajuste por partes. Estas versiones de los modelos M1 y M3 definidas a trozos se denotarán como M1* y M3*. Los subintervalos de $k_{t,PAR}$ considerados serán: $k_{t,PAR} \leq 0.34$, $0.34 < k_{t,PAR} \leq 0.6$ y $k_{t,PAR} > 0.6$, que se han seleccionado específicamente para

Granada, inspeccionando la relación entre la PAR_{Difusa} y el $k_{t,PAR}$; aquellos puntos en los que se observa un cambio de comportamiento entre ambas variables se han establecido como los límites de los rangos para los modelos.

4.3. Evaluación de los ajustes

La Tabla 4.1 muestra los coeficientes de ajuste obtenidos para los modelos analizados. Se ha obtenido el p-valor de todos los coeficientes con el fin de determinar si son significativos (p-valor < 0.01). Los coeficientes no significativos han sido destacados en **marrón**. Para el **modelo M1** todos los coeficientes son significativos, mientras que para $M1^*$ a_3 no es significativo para $k_{t,PAR} > 0.6$, por lo que el $\cos \theta_z$ podría no considerarse en el ajuste para este rango. Este resultado difiere del obtenido por Reindl *et al.* (1990) para la fracción difusa Total, para la que se observa que la posición solar es una variable mucho más determinante que k_t para valores altos de esta variable. Para el **modelo M2**, el coeficiente b_3 no es significativo, por lo que esta función logística podría simplificarse eliminando la variable AST. Una ventaja de este modelo es que propone una curva continua, en lugar de un conjunto de ajustes lineales por partes. A pesar de su aparente complejidad, la expresión de este modelo es fácil de linealizar y ajustar.

El **modelo M3** también ha sido evaluado en el rango completo de k_t y por partes. Para el rango completo, los coeficientes c_3 (AST), c_4 (α) y c_5 ($K'_{t,PAR}$) no son significativos. En el análisis del modelo a trozos, para $k_{t,PAR} \leq 0.34$ los coeficientes c_3 (AST), c_5 ($K'_{t,PAR}$) y c_6 (ψ_{PAR}) no son significativos, mientras que para el rango intermedio $0.34 < k_{t,PAR} \leq 0.6$ no son significativos c_3 y c_5 , y por último para $k_{t,PAR} > 0.6$ sólo c_3 es no significativo. Resultados que ponen de manifiesto que en este modelo AST no parece ser relevante, lo que coincide con los resultados encontrados en el modelo logístico (M2). Al contrario de lo que cabría esperar teniendo en cuenta que el coeficiente asociado a la

4.3. EVALUACIÓN DE LOS AJUSTES

Tabla 4.1: Coeficientes de ajuste obtenidos para los distintos modelos analizados, los asteriscos indican que se trata de la evaluación por partes del modelo

M1	M1*		
	$k_t \leq 0.34$	$0.34 < k_t \leq 0.6$	$k_t > 0.6$
$a_1 = 1.391 \pm 0.008$	$a_1 = 1.035 \pm 0.011$	$a_1 = 1.47 \pm 0.03$	$a_1 = 1.68 \pm 0.06$
$a_2 = -1.569 \pm 0.015$	$a_2 = -0.34 \pm 0.04$	$a_2 = -1.76 \pm 0.05$	$a_2 = -2.1 \pm 0.1$
$a_3 = -0.018 \pm 0.011$	$a_3 = 0.038 \pm 0.012$	$a_3 = 0.084 \pm 0.017$	$a_3 = 0.019 \pm 0.023$
M2	M3	M3*	
		$k_t \leq 0.34$	$0.34 < k_t \leq 0.6$
$b_1 = -5.98 \pm 0.09$	$c_1 = 1.432 \pm 0.013$	$c_1 = 1.041 \pm 0.015$	$c_1 = 1.50 \pm 0.03$
$b_2 = 7.89 \pm 0.23$	$c_2 = -1.393 \pm 0.022$	$c_2 = -0.33 \pm 0.04$	$c_2 = -1.62 \pm 0.05$
$b_3 = 0.004 \pm 0.005$	$c_3 = 0.0009 \pm 0.0007$	$c_3 = -0.0002 \pm 0.0008$	$c_3 = 0.0019 \pm 0.0012$
$b_4 = 0.006 \pm 0.001$	$c_4 = -0.00020 \pm 0.00014$	$c_4 = 0.00051 \pm 0.00016$	$c_4 = 0.00107 \pm 0.00023$
$b_5 = 0.98 \pm 0.21$	$c_5 = -0.04 \pm 0.03$	$c_5 = 0.028 \pm 0.023$	$c_5 = -0.02 \pm 0.05$
$b_6 = 2.1 \pm 0.3$	$c_6 = -0.24 \pm 0.03$	$c_6 = -0.040 \pm 0.024$	$c_6 = -0.21 \pm 0.04$
(M3* cont.)	M4	M5	
$k_t > 0.6$			
$c_1 = 1.89 \pm 0.06$	$d_1 = 0.82 \pm 0.03$	$e_1 = 586.7 \pm 0.4$	
$c_2 = -1.80 \pm 0.09$	$d_2 = 2.45 \pm 0.24$		
$c_3 = -0.0006 \pm 0.0008$	$d_3 = -7.3 \pm 0.6$		
$c_4 = 0.00107 \pm 0.00023$	$d_4 = 4.0 \pm 0.4$		
$c_5 = -0.29 \pm 0.04$	$d_5 = 0.054 \pm 0.010$		
$c_6 = -0.4 \pm 0.04$	$d_6 = -0.242 \pm 0.020$		

posición solar en los modelos M1*, M2, M3 y M3* no es significativo, éste término sí es significativo para el **modelo M4**. Este resultado pone de manifiesto la influencia de la forma funcional a la hora de seleccionar las variables a introducir en un modelo empírico.

La Tabla 4.2 muestra los valores de los estadísticos ya definidos en el apartado 4.1 para todos los modelos analizados, excepto el MBE dado que sus valores son muy próximos a 0, lo que indica la ausencia de sobrestimación o subestimación de estos modelos. En general, todos funcionan notablemente bien, siendo el modelo M1 el que presenta un menor r^2 (0.85) y el modelo M5 el de mayor r^2 (0.95). El resto de modelos alcanza un r^2 de al menos 0.88, lo que supone un alto porcentaje de varianza explicada, teniendo en cuenta la complejidad de los procesos atmosféricos de dispersión que dan lugar a la radiación solar difusa. Los valores de RMSE varían para el ajuste entre 0.06 para

Tabla 4.2: Estadísticos descriptivos para los diferentes modelos, correspondiente al ajuste entre la fracción difusa experimental estimada, los asteriscos indican que se trata de la evaluación por partes del modelo

Modelo	RMSE	r^2	rRMSE (%)
M1	0.11	0.85	19.3
M1*	0.10	0.88	17.0
M2	0.10	0.89	16.7
M3	0.11	0.86	18.8
M3*	0.09	0.89	16.2
M4	0.10	0.89	16.6
M5	0.06	0.95	10.6

el modelo M5 y 0.11 para los modelos M1 y M3.

De entre los modelos lineales (M1 y M3), el ajuste es ligeramente mejor cuanto más complejo es el modelo. Además, los modelos lineales funcionan ligeramente mejor en su versión por partes. Así, en el caso de M1 y M1*, el rRMSE se reduce aproximadamente un 2% y r^2 pasa de 0.85 a 0.88, mientras que para M3 y M3* el rRMSE disminuye un 2,6% y r^2 pasa de 0.86 a 0.89. Por su parte, los estadísticos de los modelos M2 (logístico) y M3* (lineal multivariante a trozos), que comparten las mismas variables de entrada, son muy similares, con un r^2 de 0.89 ambos y un valor de rRMSE de 16.7% y 16.2%, respectivamente. Por último, el modelo polinómico M4 (propuesto en este trabajo), funciona mejor que los modelos lineales M1 y M3, con estadísticos muy similares a M2 y M3*.

4.4. Validación de los modelos

La Tabla 4.3 es equivalente a la Tabla 4.2, donde se muestran los estadísticos ahora para el conjunto de validación. Se observan unos valores muy similares a los presentados en la Tabla 4.2, lo que confirma

4.4. VALIDACIÓN DE LOS MODELOS

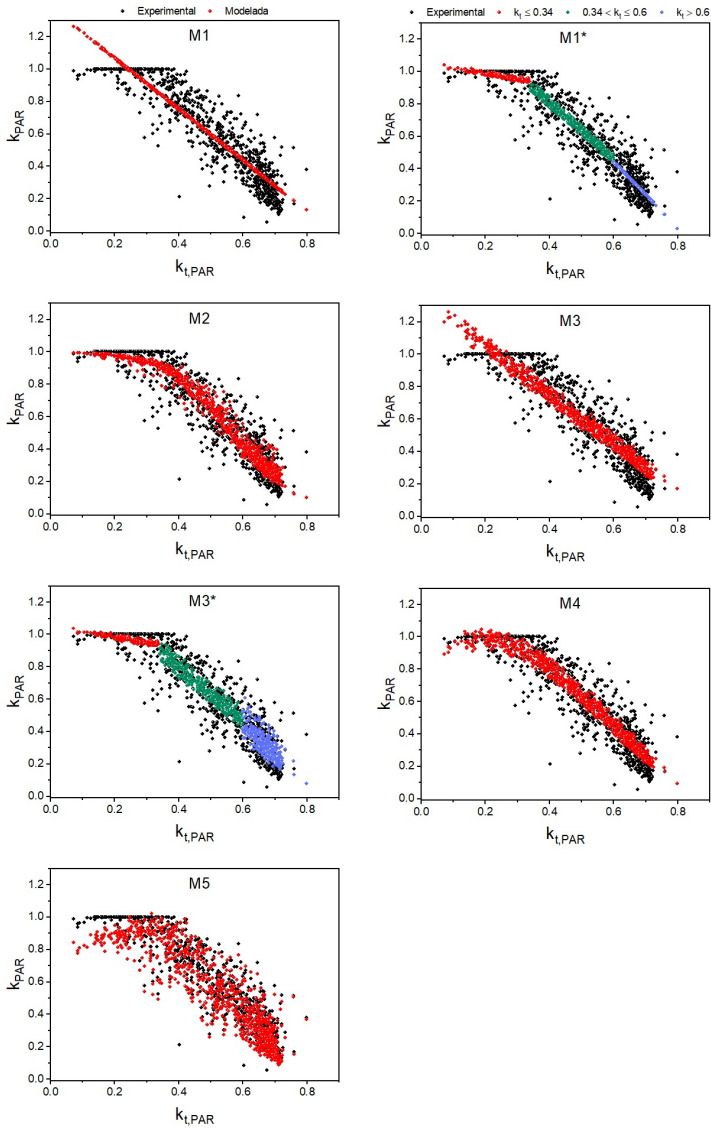


Figura 4.2: Fracción de difusa PAR horaria (k_{PAR}) modelizada (rojo) y experimental (negro) frente al índice de claridad horaria ($k_{t,PAR}$) para los modelos evaluados y el subconjunto de datos de validación durante el período 1994-1995 en Granada

Tabla 4.3: Estadísticos descriptivos para los diferentes modelos, correspondientes al conjunto de datos de validación. Los asteriscos indican que se trata de la versión por partes del modelo

Modelo	RMSE	r^2	rRMSE (%)
M1	0.11	0.85	19.1
M1*	0.10	0.87	17.3
M2	0.10	0.87	17.8
M3	0.11	0.85	19.0
M3*	0.10	0.87	17.3
M4	0.10	0.88	17.0
M5	0.01	0.95	10.5

los buenos resultados de los modelos observado en el análisis hecho para el ajuste de los modelos.

La Figura 4.2 muestra los valores de k_{PAR} frente a $k_{t,PAR}$ para todos los modelos evaluados. Como era de esperar, los dos modelos lineales M1 y M3 para valores bajos de $k_{t,PAR}$ llegan a estimar valores de k_{PAR} mayores a 1. Este resultado carece de sentido físico, ya que implica que la componente difusa es superior a la radiación global. También se observa que los modelos a trozos M1* y M3* mejoran respecto a M1 y M3. En particular, k_{PAR} no presenta nunca valores superiores a 1 y además mejora la variabilidad explicada en torno a un 2%. El modelo logístico, M2 y M3* de nuevo presentan comportamientos muy similares con un r^2 de 0.87 y rRMSE en torno a 17.5%. Sin embargo, como se mencionó en el apartado anterior, M2 tiene la ventaja de ser una función continua en lugar de una función definida a trozos. La gráfica del modelo polinómico, M4 que también propone una función continua, es muy similar a la del modelo logístico M2. Aunque en torno a los valores de $k_{t,PAR}$ de 0.2 algunos valores de k_{PAR} superan ligeramente el valor de 1. Por último, el modelo que mejor se ajusta a las medidas experimentales es M5 con el valor de r^2 más alto (0.95), sin gran influencia de la ligera subestimación que se observa para valores bajos de $k_{t,PAR}$, menores

4.4. VALIDACIÓN DE LOS MODELOS

de 0.2. Este modelo presenta además el valor más bajo del rRMSE (10.5%).

A partir del análisis, tanto en los ajustes como en la validación de los modelos, se ha determinado que el modelo que muestra el mejor comportamiento es M5, seguido por M2 y M4. Para estos modelos, se ha representado en la Figura 4.3 los valores de irradiancia PAR difusa modelada frente a las medidas experimentales. En esta figura se ha añadido además como referencia la recta 1:1. El modelo M5 muestra unos valores de PAR_{Difusa} con muy poca dispersión respecto de los valores experimentales, con un r^2 de 0.996. Además, este modelo reproduce muy bien la variabilidad de k_{PAR} como se observa en la Figura 4.2. Esto es así, dado que su principal variable de entrada es la radiación difusa en el rango espectral Total, la cual se ve afectada fundamentalmente por los mismos procesos de dispersión que el intervalo PAR. Este resultado pone de manifiesto la posibilidad de obtener valores muy precisos de PAR_{Difusa} a partir de los valores de dicha componente en el espectro Total, de forma similar a como se obtiene la radiación PAR_{Global} (Alados y Alados-Arboledas, 1999; Foyo-Moreno *et al.*, 2017). Cuando no se dispone de medidas de radiación Total difusa, los modelos M2 y M4 permiten la estimación de PAR_{Difusa} con un r^2 de 0.949 y 0.955, respectivamente.

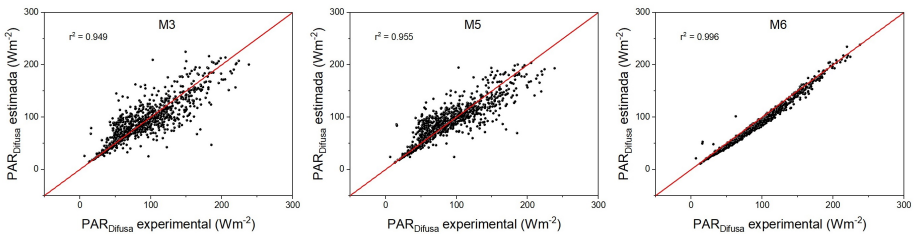


Figura 4.3: Radiación fotosintéticamente activa (PAR) modelada, para los modelos M2, M4 y M5, representada frente a la PAR experimental

4.5. Conclusiones

En este capítulo se han analizado un conjunto de modelos empíricos a partir de los que estimar k_{PAR} y PAR_{Difusa} . De este estudio se derivan las siguientes conclusiones:

1. Los modelos lineales multivariantes consiguen un mejor resultado si se dividen en varios rangos de $k_{t,PAR}$ y se obtienen coeficientes de ajuste diferentes para cada uno de estos rangos. De esta manera no sólo se obtiene una mejora en los modelos, con un ligero incremento de 0.03 o 0.04 en r^2 , sino que además se consigue reproducir la variabilidad de $k_{t,PAR}$ de manera más notable.
2. De los modelos lineales multivariantes, el modelo M3*, es el que mejor ha cubierto la variabilidad en $k_{t,PAR}$, obteniendo el segundo valor más bajo de rRMSE (16.2 %) y un valor de r^2 de 0.89.
3. El modelo que mejor funciona es M5, propuesto por Foyo-Moreno *et al.* (2018), con un r^2 para el ajuste del modelo de 0.95 para la variable k_{PAR} y de 0.996 para la componente difusa de la PAR. El buen comportamiento de este modelo se debe a que, como era de esperar, la componente difusa en el rango espectral Total reproduce con gran fiabilidad la atenuación que sufre la radiación solar en el rango espectral. De esta manera se consigue reproducir la variabilidad de los datos experimentales. Por otra parte, limitaciones en las medidas de la componente difusa de la radiación Total, como ha sido el caso de nuestra estación, dificultan la implementación de este modelo.
4. En ausencia de datos de la componente difusa Total, los modelos M2 y M4 (propuesto por primera vez en este trabajo), son los que mejor comportamiento muestran. La similitud de la relación entre k_{PAR} y $k_{t,PAR}$ con una función logística hacen de M2 una buena opción a priori. Además los r^2 para el ajuste de los modelos son

4.5. CONCLUSIONES

bastante altos, con un valor de 0.89 en ambos. Mientras que el r^2 para la PAR difusa modelada y experimental es de 0.949 para M2 y de 0.955 para M4.

5. La mejor alternativa al modelo M5, cuando no se dispone de medidas de la componente difusa de la radiación global, es el modelo M4, dado que todos los coeficientes de ajuste de M4 son significativos y que en la relación PAR difusa estimada frente a experimental la nube de puntos está más centrada en la línea 1:1 para valores bajos y, en general, la dispersión de los puntos es menor.

5. Efecto de las nubes sobre la radiación fotosintéticamente activa global y difusa en Granada

Este capítulo está adaptado del artículo: “Long-term cloud radiative effects on global and diffuse photosynthetically active radiation at a Mediterranean site”, desarrollado por Ismael López Lozano, Guadalupe Sánchez Hernández, Juan Luis Guerrero Rasgado, Inmaculada Alados Arboledas e Inmaculada Foyo Moreno, y que se encuentra bajo revisión en la revista Atmospheric Research.

Las nubes son el principal factor modulador que controla tanto la cantidad de radiación solar que llega a superficie como su distribución en las componentes directa y difusa. Por otro lado, las condiciones atmosféricas determinan la razón entre la radiación PAR y la radiación Total (PAR/Total) (Alados *et al.*, 1996; González y Calbó, 2002; Su *et al.*, 2007). Para situaciones de cielo despejado, se ha encontrado una clara dependencia de la relación PAR/Total con la masa óptica de aire en distintas localizaciones (González y Calbó, 2002; Yu *et al.*, 2015; Zhang *et al.*, 2000), entre ellas Granada (Alados-Arboledas *et al.*, 2000). Sin embargo, existen muy pocos estudios que analicen los valores de la relación PAR/Total en cielos con nubes. El principal objetivo

de este capítulo es analizar los efectos de la nubosidad sobre los valores de radiación PAR global y difusa. En particular, se evaluará el Efecto Radiativo de las Nubes (CRE) sobre la radiación PAR global y difusa y se analizarán las variaciones la razón PAR/Total y la fracción difusa k_{PAR} en presencia de nubes.

5.1. Metodología

El primer paso para realizar este estudio, ha sido construir la serie temporal de valores de radiación difusa PAR (PAR_{Difusa}). Para ello se ha empleado el modelo M2 (Ridley *et al.*, 2010) analizado en el Capítulo 4. Este modelo mostró los mejores resultados para la estimación de la fracción difusa (k_{PAR}), a partir de los valores de radiación global PAR (PAR_{Global}), junto con parámetros de geometría solar. Una vez construida la serie temporal de k_{PAR} , los valores de irradiancia PAR difusa (PAR_{Difusa}), para el periodo de estudio (2008-2018) se obtuvieron a partir de la Ecuación 4.1.

Con el objetivo de diferenciar entre (1) situaciones de cielos despejados y (2) todas las condiciones atmosféricas, se aplicaron los test #1 y #3 propuestos por el método de Long y Ackerman (2000). Estas dos pruebas identifican condiciones de cielo despejado utilizando valores locales de irradiancia solar total normalizada y analizando la variabilidad de la irradiancia solar total en la superficie con respecto a su variación en la parte superior de la atmósfera, respectivamente. Debido a la falta de medidas de irradiancia Total difusa en nuestro período de estudio, no se pudieron aplicar los test #2 y #4 de esta misma metodología. En cambio, para completar y garantizar la correcta clasificación de las distintas situaciones, se realizó una exhaustiva inspección visual de todo el conjunto de datos. En dicha inspección se revisó el comportamiento de los valores, medidos cada minuto, de radiación solar total y su clasificación según los criterios #1 y #3 de Long y Ackerman (2000) para cada día del periodo analizado, lo que permitió detectar casos clasificados de forma incorrecta.

Posteriormente, se obtuvieron los valores horarios de radiación PAR_{Global} y PAR_{Difusa} y a partir de éstos sus promedios mensuales y su evolución anual. Se ha realizado, también, un estudio detallado del comportamiento mensual, a partir de los siguientes estadísticos: la media aritmética (Ave), la desviación estándar (SD), la mediana (Md),

el mínimo (Min) y el máximo (Max), además de los percentiles 5, 25, 75 y 95 (P5, P25, P75 y P95, respectivamente). Esta estadística mensual se ha completado obteniendo además el coeficiente de asimetría de Pearson (Ske), la curtosis (Kur) y el coeficiente de variación (VC), estimado como el porcentaje de la razón entre la desviación estándar y la media. Todos estos estadísticos se han analizado tanto para escenarios de cielo despejado como para todos los tipos de cielo. Los resultados de los estadísticos más relevantes se analizan durante el presente capítulo de la Tesis, para más detalles se han presentado en dos tablas, una para PAR_{Global} y otra para PAR_{Difusa} , que pueden ser consultadas en el Apéndice A.

La influencia de las nubes en la radiación PAR_{Global} y PAR_{Difusa} se ha evaluado mediante el análisis del denominado Efecto Radiativo de Nubes (CRE). Esta variable se define como la diferencia entre la radiación que llega a la superficie considerando todo tipo de situaciones nubosas y la que llega considerando solo situaciones despejadas (Harrison *et al.*, 1990; Ramanathan *et al.*, 1989). En el rango PAR se calcula de la siguiente manera:

$$CRE_{PAR} = PAR_{All} - PAR_{Clear} \quad (5.1)$$

Por último, se han evaluado los efectos de las nubes sobre la relación PAR/Total y sobre k_{PAR} . Para ello se ha analizado la evolución anual de ambas variables, tanto para todo tipo de situaciones como para cielos despejados y su dependencia con diferentes condiciones atmosféricas. El estado de la atmósfera se ha caracterizado mediante: (1) el índice de claridad, k_t y la cobertura total de nubes, TCC. El primer parámetro considera la transparencia de la atmósfera, sus valores bajos indican la presencia de nubes y partículas de aerosol y los altos una baja presencia de ellos, y el segundo parámetro caracteriza la presencia de nubes. Este estudio se ha realizado para el conjunto de datos compuesto por los casos coincidentes en la base de datos de radiación solar de once años,

5.2. EVOLUCIÓN ANUAL DE LA RADIACIÓN PAR GLOBAL Y PAR DIFUSA

con la base de datos de ERA5. Para más detalles consultar el Capítulo 3.3 y 3.4 de esta Tesis.

5.2. Evolución anual de la radiación PAR global y PAR difusa

La Figura 5.1 muestra la evolución anual de los valores medios mensuales de PAR_{Global} y PAR_{Difusa} para dos tipos de escenarios: a) todas las condiciones de cielo y, b) sólo cielo despejado. En ella se observa el ciclo anual típico, en el que los valores más altos se dan durante los meses cálidos y los mínimos durante los más fríos debido a las diferencias en el curso del ángulo cenital solar a lo largo del año. Este comportamiento se da tanto para los escenarios de todas las condiciones de cielo como para los cielos despejados. Por lo tanto, el valor máximo para PAR_{Global} para todas las condiciones de cielo es de $279 \pm 15 Wm^{-2}$ obtenido en julio de 2014, mientras que en mayo de 2013 se alcanzó el valor máximo en cielos despejados de $320 \pm 40 Wm^{-2}$. En el caso de la PAR_{Difusa} , los valores máximos fueron de $74 \pm 13 Wm^{-2}$ en abril de 2011 y de $76 \pm 22 Wm^{-2}$ en marzo de 2018 para todas las condiciones de cielo y cielos despejados, respectivamente. Además, se observó una marcada variabilidad interanual con diferencias entre el valor medio anual máximo y mínimo estimada en $20 Wm^{-2}$ y $16 Wm^{-2}$ para PAR_{Global} en todas las condiciones de cielo y cielo despejado respectivamente, y de alrededor de $5 Wm^{-2}$ para PAR_{Difusa} en todos los tipos de cielo, mientras que fue de $9 Wm^{-2}$ para los escenarios de cielo despejado.

Como era de esperar, en las situaciones de cielo despejado, PAR_{Global} alcanza valores más altos que en situaciones de todo tipo de cielo debido a la atenuación de la radiación producida por las nubes. El comportamiento opuesto se observó para PAR_{Difusa} , puesto que la radiación difusa aumenta en presencia de nubes, dado el incremento

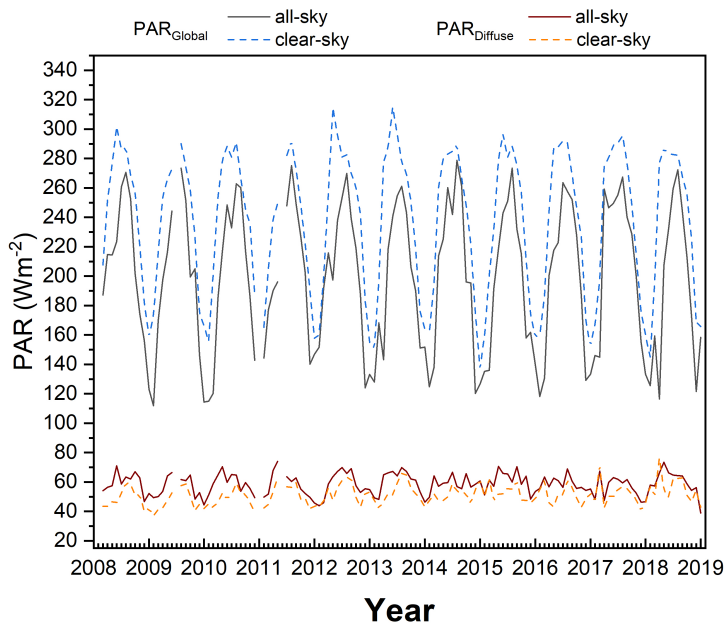


Figura 5.1: Series temporales de los valores medios mensuales de PAR_{Global} y PAR_{Difusa} para todos los tipos de cielo (líneas continuas) y cielos despejados (líneas discontinuas) para todo el periodo analizado (2008 – 2018) en Granada

de los procesos de dispersión. Los valores medios de PAR_{Global} para todo el período de 2008 a 2018 se han estimado en $200 \pm 50 Wm^{-2}$ y $240 \pm 50 Wm^{-2}$ para todas las condiciones de cielo y cielo despejado, respectivamente. Estos valores son similares a los encontrados por otros estudios en la región mediterránea. Así, por ejemplo, Alados *et al.* (2000) y López *et al.* (2001) estimaron valores de PAR_{Global} para diferentes períodos en Granada y Almería que oscilan entre 205 y 234 Wm^{-2} para condiciones de todo tipo de cielo, y entre 205 y 276 Wm^{-2} para escenarios de cielo despejado, mientras que Zempila *et al.* (2016) obtuvieron un valor promedio para PAR_{Global} de 223 Wm^{-2} en 2005 para Grecia, para todo tipo de cielo. Por otro lado, para la PAR_{Difusa} promedio encontramos valores de $59 \pm 6 Wm^{-2}$ y $51 \pm 5 Wm^{-2}$ para

5.2. EVOLUCIÓN ANUAL DE LA RADIACIÓN PAR GLOBAL Y PAR DIFUSA

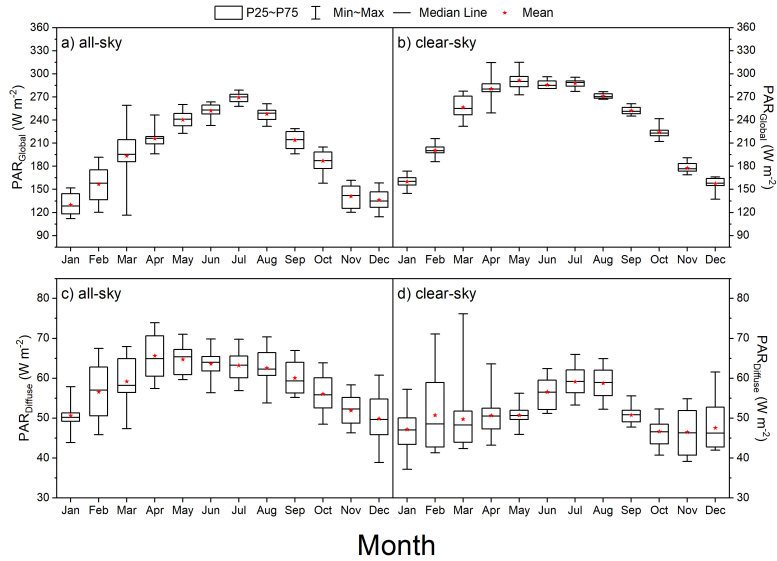


Figura 5.2: Estadística mensual para PAR_{Global} en a) todo tipo de cielos, b) cielos despejados. Y para PAR_{Difusa} en c) todo tipo de cielos y d) cielos despejados, durante el periodo 2008-2018 en Granada. En cada caja, la línea central es la mediana, mientras que los límites superior e inferior son el percentil 75th y 25th respectivamente. Los límites del segmento son el valor medio mensual máximo y mínimo del periodo y las estrellas rojas son el valor medio.

escenarios de todo tipo de cielo y de cielo despejado, respectivamente. Estos valores son claramente superiores a los obtenidos por Trisolino *et al.* (2018), quienes estimaron valores medios de PAR_{Difusa} de $26 Wm^{-2}$ y $35 Wm^{-2}$ para escenarios de cielo despejado y todo tipo de cielo, respectivamente, para el período 2002-2016 en Lampedusa, en el Mediterráneo central. Estas grandes diferencias para PAR_{Difusa} se pueden atribuir a diferencias en la altitud, en el albedo superficial, en las partículas de aerosol y en las nubes, factores que influyen en la componente difusa.

La Figura 5.2 muestra el diagrama de cajas con la evolución anual de los promedios mensuales para PAR_{Global} (primera fila) y PAR_{Difusa}

(segunda fila) en escenarios de todo tipo de cielo (primera columna) y para cielos despejados (segunda columna) para todo el conjunto de datos. En la distribución estacional de PAR_{Global} , se observa un ciclo evidente con un valor mediano máximo de 271 Wm^{-2} , en julio para situaciones de todo tipo de cielo, y de 289 Wm^{-2} , en mayo y julio en situaciones de cielo despejado. Los valores mínimos de la mediana se encontraron en invierno donde la PAR_{Global} registró 127 Wm^{-2} en enero para los escenarios de todo tipo de cielo y de 159 Wm^{-2} en diciembre para cielos despejados. Como se mencionó anteriormente, en las situaciones de cielo despejado, el patrón anual se debe principalmente al curso anual del ángulo cenital solar, mientras que, para todo tipo de cielos, el comportamiento se ve reforzado, además, por la evolución anual de la cobertura nubosa sobre Granada, que muestra el mismo patrón tanto en la frecuencia de nubes (Figura 5.3a) como en la cobertura total de nubes (TCC; Figura 5.3c). Por otro lado, como era de esperar, PAR_{Global} en situaciones sin nubes presenta baja variabilidad, por debajo del 6% observado en marzo y para situaciones de todo tipo de cielo se ha observado una mayor variabilidad que oscila entre el 2% en julio y el 20% en marzo, siendo el invierno y la primavera las estaciones que muestran la mayor variabilidad. Esta mayor variabilidad detectada durante estas estaciones es explicada por la mayor frecuencia de nubes y un rango más amplio en los valores de TCC, TCLW y TCIW (cobertura total de nubes, contenido total de agua líquida de la columna de nube, contenido total de hielo de la columna de nube, respectivamente) durante estas estaciones.

El patrón estacional observado en las Figuras 5.2c y 5.2d para PAR_{Difusa} es notablemente menos marcado que el descrito para PAR_{Global} , principalmente debido a la alta complejidad de los procesos involucrados en la generación de la componente difusa. Si bien los valores de las medianas para PAR_{Difusa} muestran una evolución anual similar a los observados para PAR_{Global} , los valores máximo y mínimo, así como su variabilidad, muestran un patrón más complejo.

5.2. EVOLUCIÓN ANUAL DE LA RADIACIÓN PAR GLOBAL Y PAR DIFUSA

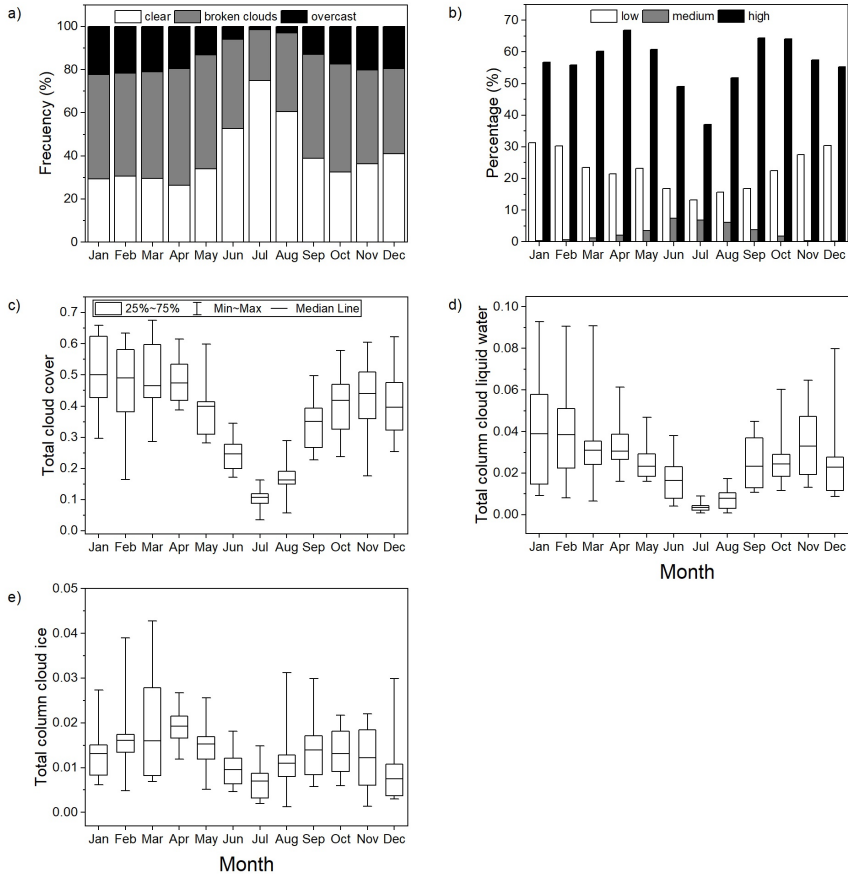


Figura 5.3: Descripción de la nubosidad en el período 2008-2018: a) Frecuencia de eventos de cielo despejado (barras blancas), nubes discontinuas (barras grises) y nublado (barras negras), b) porcentaje de nubes bajas, medias y altas, c) nubosidad total (TCC), d) contenido total de agua líquida en la columna de nube (TCLW) y e) contenido total de hielo de la columna de nube (TCIW). En los diagramas de caja los límites de los segmentos corresponden a los valores mínimo y máximo, los límites de caja son los percentiles P25 y P75 y la línea media es la mediana.

Por lo tanto, los valores de la mediana máximos en la PAR_{Difusa} se han observado en mayo para situaciones de todos los tipos de cielo, alcanzando el valor de 66 Wm^{-2} , mientras que para cielos despejados se ha detectado en julio y agosto, con un valor de 59 Wm^{-2} . Por el contrario, los valores mínimos de la mediana para la PAR_{Difusa} se obtuvieron en diciembre alcanzando valores muy similares, 49 Wm^{-2} y 45 Wm^{-2} , para escenarios de todos los tipos de cielo y de cielo despejado, respectivamente.

La variabilidad de PAR_{Difusa} también muestra diferencias menos notables entre condiciones de todo tipo de cielo y de cielo despejado y para los escenarios de todo tipo de cielo varían desde el 6% al 13% con su valor máximo en febrero y diciembre. En situaciones sin nubes, la variabilidad de PAR_{Difusa} va del 4% al 20% con su valor máximo en febrero y marzo. Estas diferencias menores entre situaciones de todo tipo de cielo y las condiciones de cielo despejado en PAR_{Difusa} , son debidas, probablemente, a la mayor sensibilidad de la componente difusa con respecto a las características geométricas y microfísicas de las nubes y las partículas de aerosol, siendo estas últimas responsables, en gran medida, de los procesos de dispersión bajo condiciones de cielo despejado. Además, debido a su proximidad con el desierto del Sahara, Granada se ve frecuentemente afectada por grandes cargas de polvo que favorecen el aumento de PAR_{Difusa} durante los escenarios de cielo despejado, incluso durante el invierno (por ejemplo, Foyo-Moreno *et al.*, 2014). En particular, los valores máximos observados para cielos despejados en febrero y marzo están relacionados con eventos extremos de polvo invernal sobre Granada (Cazorla *et al.*, 2017; Fernández *et al.*, 2019). En el caso de las situaciones correspondiente a todos los tipos de cielo, su variabilidad parece estar asociada con las características de las nubes de manera similar a la variabilidad de PAR_{Global} en estas mismas condiciones.

5.3. EFECTOS RADIATIVOS DE LAS NUBES SOBRE LA PAR GLOBAL Y LA PAR DIFUSA

5.3. Efectos radiativos de las nubes sobre la PAR global y la PAR difusa

En la Figura 5.3 se muestra una caracterización detallada de la nubosidad para el período 2008-2018 en Granada. Durante el invierno y la primavera, la frecuencia de los cielos nublados (nublados y nubes rotas/discontinuas) es alrededor del 70 %, mientras que en verano la frecuencia de las situaciones de cobertura nubosa y de nubes rotas desciende hasta el 0 % y el 24 %, respectivamente (Figura 5.3a). La presencia de nubes altas es de al menos el 50 % del total, a excepción de julio cuando se ha observado su porcentaje mínimo (37 %; Figura 5.3b). De acuerdo con la frecuencia de los escenarios de cielo, el TCC disminuye de enero a julio y luego aumenta, de manera similar a lo observado con el TCLW (Figura 5.3c y 5.3d). Sin embargo, el TCIW no sigue el mismo patrón y alcanza sus valores máximos en primavera (0.029 kgm^{-2}) y otoño (Figura 5.3e), lo que concuerda con los valores máximos observados para la frecuencia de nubes altas.

Las Figuras 5.4a y 5.4b presentan el diagrama de cajas de los valores mensuales de CRE_{Global} y CRE_{Difusa} estimados a partir de la ecuación 5.1. El signo negativo en el CRE_{Global} indica una disminución de la PAR en la superficie terrestre debido a los efectos de las nubes mientras que el signo positivo del CRE_{Difusa} corresponde al efecto contrario, es decir, un aumento de la componente difusa de la PAR. El valor medio del período completo de estudio es de aproximadamente $-36 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ para CRE_{Global} y $+7 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$ para CRE_{Difusa} . Este último valor es similar al obtenido por Trisolino *et al.* (2018) en el caso del CRE_{Difusa} , $+8.1 \text{ Wm}^{-2}$, sin embargo es notablemente superior al valor de -14.7 Wm^{-2} que ellos obtuvieron para el CRE_{Global} . Por otro lado, tanto el CRE_{Global} como el CRE_{Difusa} muestran un claro patrón estacional con dos máximos, en valores absolutos, en primavera (más intenso) y otoño, y valores mínimos en verano e invierno. En particular, el CRE_{Global} alcanza su valor máximo, en términos absolutos, de -61.8

Wm^{-2} en abril y su valor mínimo de $-16.7 Wm^{-2}$ en julio. Asimismo, se ha detectado el valor máximo de CRE_{Difusa} en abril con un valor de $+16.9 Wm^{-2}$ y el mínimo de $+1.2 Wm^{-2}$ en enero. Para el CRE_{Difusa} , este comportamiento particular parece estar relacionado con el patrón anual observado en la frecuencia de nubes altas y los valores de TCIW, como se puede observar en la Figura 5.3b y 5.3e. Las nubes altas están compuestas principalmente de cristales de hielo no esféricos con un radio efectivo en el rango de 20-140 micras (Liou *et al.*, 2008). Estas características son responsables de un aumento de los procesos de dispersión favoreciendo de manera clara el patrón observado en el CRE_{Difusa} . En el caso de CRE_{Global} este patrón es el resultado de una combinación más compleja de las diferentes características de las nubes que conlleva una mayor opacidad de las nubes en otoño, pero principalmente en primavera cuando se observan los valores absolutos máximos de CRE_{Global} . Este patrón estacional con valores máximos (en términos absolutos) en abril para el CRE_{Global} y CRE_{Difusa} también fue encontrado por Trisolino *et al.* (2018) para radiación PAR y por Pyrina *et al.* (2015) para radiación total, en la cuenca mediterránea, quienes asociaron este patrón a valores elevados del espesor óptico de las nubes en este mes.

5.4. Efecto de las condiciones atmosféricas sobre la ratio PAR/Total y la fracción difusa

5.4.1. Razón Par/Total

La Figura 5.5 muestra la relación para la fracción PAR/Total frente al índice de claridad (k_t) y la cobertura total de nubes (TCC), respectivamente, para los datos por minuto de todo el período de estudio. En color rojo se ha representado el valor promedio de la fracción PAR/Total por categorías de k_t , y TCC (desde 0.1 hasta 1), respectivamente. No se ha observado una dependencia significativa para

5.4. EFECTO DE LAS CONDICIONES ATMOSFÉRICAS SOBRE LA RATIO PAR/TOTAL Y LA FRACCIÓN DIFUSA

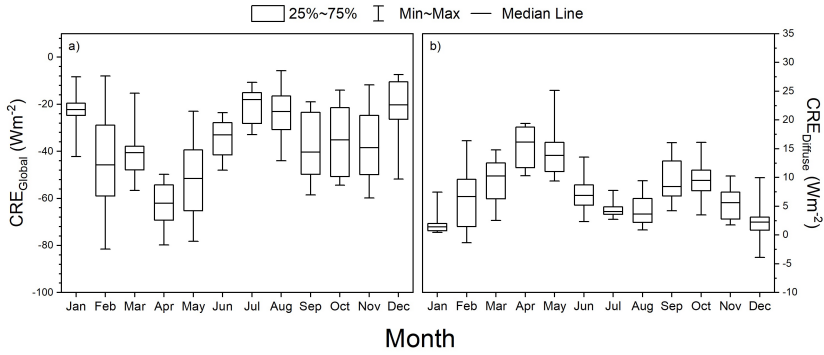


Figura 5.4: Estadística anual del CRE para el periodo 2008-2018 de: a) global y b) componente difusa. Los límites de los segmentos representan el valor mínimo y máximo, los límites de la caja son los percentiles P25 y P75 y la línea media es la mediana

la razón PAR/Total con k_t ni con TCC, para los valores promediados por clases, que varía desde 0.43 ± 0.03 a 0.46 ± 0.05 . Sin embargo, se puede apreciar una gran dispersión de puntos para todo el rango tanto del k_t como del TCC. Este comportamiento es más acentuado para valores de k_t bajos o valores de TCC altos, en los que la relación PAR/Total puede variar entre 0.25 y 0.55.

Otros autores como Ferrera-Cobos *et al.* (2020b), han observado recientemente una reducción en los valores promedio de la relación de la razón PAR/Total cuando k_t aumenta, utilizando datos de tres estaciones ubicadas en España peninsular, disminución que en este trabajo no se observa. Algunos estudios con series de larga duración como Niu *et al.* (2019) encontraron valores ligeramente más bajos en China (periodo de 1961 a 2016), con variaciones en la relación PAR/Total desde 0.39 en invierno hasta 0.42 en verano. Mientras que, Peng *et al.* (2015) observaron valores desde 0.38 en invierno a 0.43 en verano para la meseta tibetana en el periodo 2006-2012. También Yu *et al.* (2015) recopilaron valores de varios estudios en los que la media anual de la fracción PAR/Total variaba de 0.42 a 0.52. Por su parte,

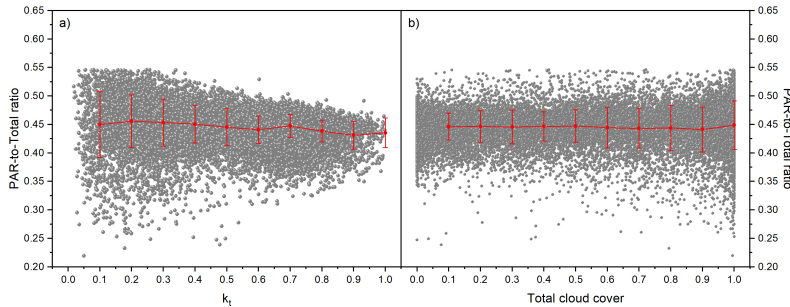


Figura 5.5: Relación entre la razón PAR/Total y las condiciones de cielo para valores instantáneos en Granada durante todo el periodo de 2008 a 2018 para: a) PAR/Total frente al índice de claridad (k_t); b) PAR/Total frente a la cobertura de nubes (TCC). La curva roja representa los valores promedio, en categorías, junto con su desviación estándar

Jacovides *et al.* (2004) reportaron valores de 0.44 ± 0.02 para cielos nublados, mientras que para cielos despejados el valor encontrado fue de 0.41 ± 0.01 . Que el valor para cielos nublados sea mayor que para cielos despejados es indicativo de que las nubes reducen la irradiancia total más que la PAR.

Centrándonos en la estadística mensual de la razón PAR/Total, la Figura 5.6 muestra el diagramas de cajas para situaciones de todo tipo de cielo y de cielo despejado. Se observa un comportamiento muy similar para la relación PAR/Total en ambos tipos de situaciones. Los valores más altos de la fracción PAR/Total se han encontrado en verano, mientras que los valores más bajos se producen en los meses de invierno. Este comportamiento en cielos despejados se explica porque la concentración de vapor de agua, generalmente mayor en verano (Ortiz de Galisteo *et al.*, 2014), absorbe la radiación en el rango infrarrojo del espectro solar total pero apenas afecta al rango PAR. Además, se observa un notable aumento en la variabilidad de la razón PAR/Total durante el invierno al considerar todo tipo de situaciones atmosféricas, relacionada con la mayor frecuencia de nubes y el amplio

5.4. EFECTO DE LAS CONDICIONES ATMOSFÉRICAS SOBRE LA RATIO PAR/TOTAL Y LA FRACCIÓN DIFUSA

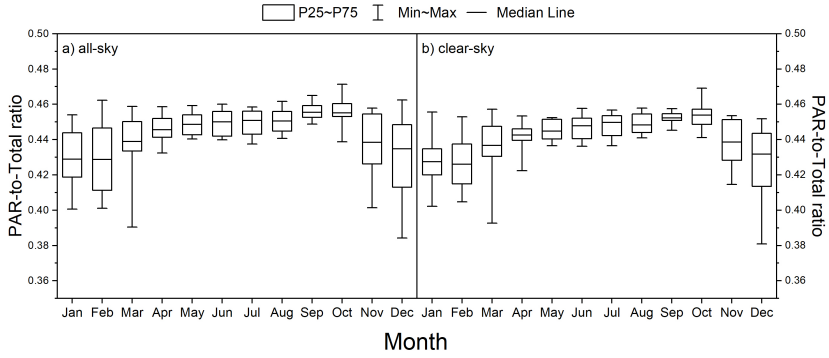


Figura 5.6: Estadística anual para a) todo tipo de cielo y b) cielos despejados para la razón PAR/Total, correspondiente al periodo 2008-2018. Los límites de los segmentos corresponden con el valor mínimo y el máximo. Los límites de las cajas son los percentiles P25 y P75 y la línea media es la mediana

rango de valores de TCC en esta estación. En presencia de nubes, tanto la irradiancia total como la PAR disminuyen, sin embargo el porcentaje de atenuación en cada rango espectral dependerá de las características específicas de la cubierta nubosa.

5.4.2. Fracción difusa PAR

La Figura 5.7a y 5.7b muestra la relación de k_{PAR} , con k_t y TCC, respectivamente, para todo el período de estudio. A diferencia de lo observado con la relación PAR/Total, existe una clara dependencia de k_{PAR} con ambas variables. La forma funcional que describe la relación k_{PAR} frente a k_t es una función logística similar a la observada entre k_{PAR} y $k_{t,PAR}$ dada en el Capítulo 4. Esta es una consecuencia directa del comportamiento mayoritariamente constante observado anteriormente para la relación PAR/Total y sugiere un potencial modelo para obtener k_{PAR} a partir de datos de irradiancia Total global.

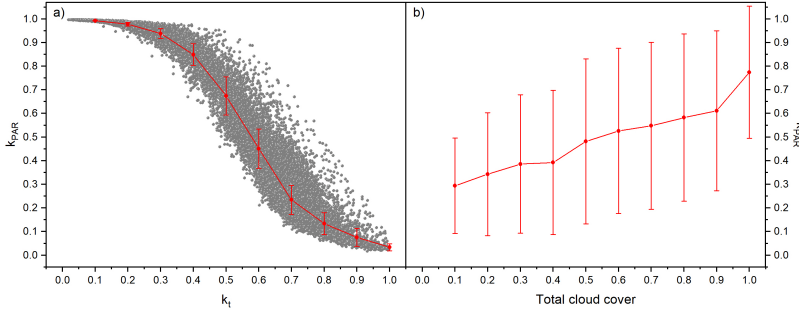


Figura 5.7: Relación entre la fracción difusa (k_{PAR}) y las condiciones del cielo para valores instantáneos en Granada durante todo el período de estudio 2008-2018 para: a) k_{PAR} frente al índice de claridad (k_t); b) k_{PAR} frente a la cobertura total de nubes (TCC). La curva roja representa los valores promedio, en categorías, junto con su desviación estándar

Por este motivo, se ha realizado un ajuste entre k_{PAR} y k_t , utilizando la misma base de datos que en el Capítulo 4. Para este ajuste se ha obtenido un RMSE de 0.74 y un r^2 de 0.77. Los correspondientes coeficientes de ajuste se resumen en la Tabla 5.1. En este nuevo ajuste, el coeficiente asociado a los valores diarios del índice de claridad total, K'_t , toma un valor no significativo, por lo que para este nuevo modelo este término podría ser eliminado.

Tabla 5.1: Coeficientes de ajuste para la función logística de la relación entre k_{PAR} y k_t

	Coeficientes de ajuste	Desviación estándar
a_1	-5.58	0.10
a_2	8.20	0.16
a_3	0.007	0.005
a_4	0.004	0.001
a_5	0.00	0.21
a_6	1.32	0.17

5.4. EFECTO DE LAS CONDICIONES ATMOSFÉRICAS SOBRE LA RATIO PAR/TOTAL Y LA FRACCIÓN DIFUSA

Como se esperaba, k_{PAR} aumenta a medida que TCC aumenta, aunque en todas las categorías analizadas muestra un amplio rango de variación. Se ha determinado una pendiente significativa de 0.47 ± 0.03 con un r^2 de 0.95 y un p-valor <0.001 , para el ajuste de los valores promedio de k_{PAR} por categorías de TCC. La dispersión de k_{PAR} es mayor para valores de TCC entre 0.5 y 0.8 con una desviación estándar de 0.35. Los valores promedio varían entre 0.29 ± 0.20 para TCC de 0.1 y 0.8 ± 0.3 para TCC de 1. Estos resultados señalan el papel relevante del TCC, pero también la relevancia de otras características de las nubes en los procesos de dispersión aumentando la contribución de la componente difusa.

En la comparativa entre situaciones despejadas y todo tipo de condiciones nubosas, se han obtenido valores medios de k_{PAR} de 0.28 y 0.45, respectivamente. Esta gran diferencia resalta el importante papel de las nubes sobre el aumento de la componente difusa. Con el objetivo de detectar patrones estacionales, la Figura 5.8 presenta el análisis estadístico de los valores mensuales de k_{PAR} para ambas condiciones de cielo. Al considerar todo tipo de cielo se ha observado un claro comportamiento anual, con valores más altos de k_{PAR} en los meses más fríos (0.55 en enero) y valores mínimos en los meses más cálidos (0.32 en julio). De nuevo, este comportamiento se relaciona con la mayor cantidad y frecuencia de nubes en invierno y la situación opuesta en verano. Estos resultados son similares a los encontrados por Trisolino *et al.* (2018), quienes estimaron un valor medio de k_{PAR} de 0.39 ± 0.08 , con una marcada tendencia estacional, con máximos alrededor de 0.50 en invierno y mínimos alrededor de 0.25-0.3 en verano.

Por otro lado, los valores máximos de k_{PAR} para cielo despejado también se encontraron en los meses de invierno, debido a los menores ángulos de elevación solar en esta estación, lo que implica una trayectoria mayor de la radiación solar al atravesar la atmósfera, favoreciendo así la probabilidad de interacción con gases y partículas de aerosol con la consecuente atenuación de PAR_{Global} y el aumento de PAR_{Difusa} .

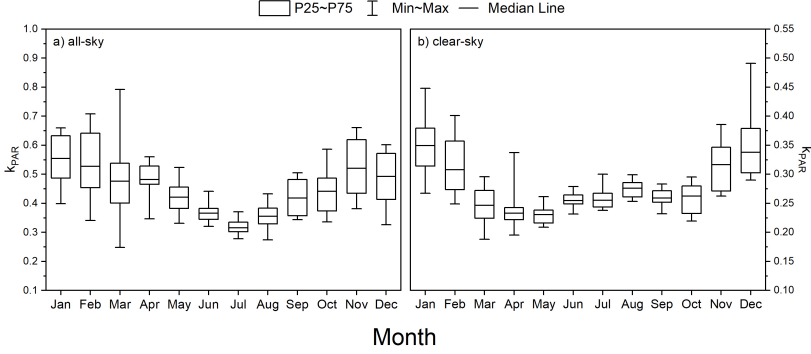


Figura 5.8: Estadística anual en a) Todo tipo de cielo y b) cielos despejados para k_{PAR} , en el periodo 2008 -2018. Los límites de los segmentos corresponden con el valor mínimo y el máximo. Los límites de las cajas son los percentiles P25 y P75 y la línea media es la mediana

Sin embargo, a diferencia de lo observado para k_{PAR} en todo tipo de cielo, se ha detectado un máximo secundario, después de una tendencia creciente, de primavera a verano, en agosto. Este aumento de k_{PAR} en los meses más cálidos coincide con la alta ocurrencia de eventos de intrusiones de polvo provenientes del Sahara sobre Granada (Salvador *et al.*, 2014). Por lo tanto, el patrón estacional claro que se ha encontrado para las condiciones de todo tipo de cielo es menos notable para cielos despejados. Para estos cielos, Trisolino *et al.* (2018) encontraron un valor medio de 0.24 ± 0.04 , un valor muy próximo al nuestro, y observaron también una variación estacional menor.

5.5. Conclusiones

Se han analizado los efectos de las nubes sobre la radiación fotosintéticamente activa (PAR, 400-700 nm) para una serie larga de datos (2008-2018) en Granada. Estos efectos han sido evaluados tanto para global (PAR_{Global}) como para su componente difusa (PAR_{Difusa})

5.5. CONCLUSIONES

en escenarios de todo tipo de cielo y en cielos despejados. PAR_{Difusa} se ha obtenido a través de una adaptación del modelo BRL de Ridley *et al.* (2010), que permite reproducir la variabilidad de la componente difusa. Las conclusiones más relevantes de este estudio son:

1. Bajo condiciones de cielo despejado, PAR_{Global} alcanzó valores mayores ($240 \pm 50 \text{ Wm}^{-2}$) que en los escenarios de todo tipo de cielo ($200 \pm 50 \text{ Wm}^{-2}$), sin embargo, para PAR_{Difusa} se observó el comportamiento opuesto (51 ± 5 y $59 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente), observándose una mayor variabilidad para PAR_{Global} en las situaciones de todo tipo de cielo (2-20%) y para PAR_{Difusa} en condiciones libres de nubes (4-20%). También se detectó un patrón estacional claro para PAR_{Global} y PAR_{Difusa} , aunque menos pronunciado para este último, con máximos en verano y mínimos en invierno para todo tipo de cielos y cielos despejados, con valores de 271 y 289 Wm^{-2} para PAR_{Global} , respectivamente, y de 66 y 59 Wm^{-2} para PAR_{Difusa} .
2. El CRE se obtuvo a partir de las diferencias entre todo tipo de cielo y cielo despejado, con un valor medio de $-36 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ para PAR_{Global} y $+7 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$ para PAR_{Difusa} . Se encontró un patrón estacional para CRE_{Global} y CRE_{Difusa} con dos máximos (en términos absolutos) en primavera y otoño (el primero más intenso) y valores mínimos en verano e invierno. El patrón de CRE_{Difusa} parece estar relacionado con el patrón anual observado para la frecuencia de nubes altas y el contenido total de hielo en las nubes, mientras que el patrón de CRE_{Global} está causado por una combinación más compleja de características de las nubes, dominada por la opacidad de las nubes.
3. La razón PAR/Total se evaluó para diferentes condiciones del cielo, sin mostrar dependencia con el índice de claridad (k_t) ni con la cobertura total de nubes (TCC). Se obtuvieron valores

promedio de 0.43 ± 0.03 a 0.46 ± 0.05 , respectivamente. Los valores más altos se encontraron en verano tanto para todo tipo de cielo como para escenarios de cielo despejado debido a la mayor concentración de vapor de agua en la atmósfera durante esta estación, lo que implica una mayor absorción en la región infrarroja y, en consecuencia, una mayor reducción de la irradiancia total.

4. A diferencia de lo observado con la ratio PAR/total, existe una clara dependencia de k_{PAR} tanto con k_t como con TCC, para la que k_{PAR} disminuye con k_t y aumenta con TCC. Los valores medios de k_{PAR} fueron 0.45 y 0.28 para todo tipo de cielo y para escenarios de cielo despejado, respectivamente. Se encontró un patrón estacional claro para condiciones de todo tipo de cielo con valores máximos durante los meses más fríos asociados a la presencia de nubes altas, mientras que los valores máximos encontrados en invierno en escenarios de cielo despejado fueron causados por los ángulos de elevación solar más bajos, es decir, un recorrido atmosférico mayor para la radiación solar, favoreciendo la atenuación de la PAR_{Global} y el incremento de la PAR_{Difusa} . Destaca el máximo secundario de k_{PAR} encontrado en verano para escenarios de cielo despejado, probablemente asociado a eventos de polvo sahariano durante esta estación.
5. Se encontró una relación logística bien definida entre k_{PAR} y k_t , lo que llevó a estimar k_{PAR} a partir de medidas de irradiancia solar Total y, a partir de k_{PAR} obtener PAR_{Difusa} , como alternativa a la propuesta en el Capítulo 4.

6. Efectos radiativos de las partículas de aerosol sobre la radiación fotosintéticamente activa y la radiación solar Total en Granada

Este capítulo está adaptado del artículo: “Aerosol radiative effects in photosynthetically active radiation and total irradiance at a Mediterranean site from an 11-years database” desarrollado por Ismael López Lozano, Guadalupe Sánchez Hernández, Juan Luis Guerrero Rascado, Inmaculada Alados Arboledas e Inmaculada Foyo Moreno, publicado en la revista Atmospheric Research, Volumen 255, con fecha 15 de junio de 2021.

El objetivo principal de este capítulo es cuantificar y analizar los efectos radiativos de las partículas de aerosol sobre la radiación PAR y la radiación solar Total mediante la estimación del forzamiento radiativo de las partículas de aerosol (ARF) y la eficiencia del forzamiento de las partículas aerosol (AFE), mostrando su relevancia en el rango de la PAR.

6.1. Metodología

6.1.1. Análisis de datos y selección de escenarios de cielo despejado

Se ha construido una base de datos de 11 años (2008-2018) con medidas simultáneas de radiación solar (en los rangos PAR y Total) y profundidad óptica del aerosol (AOD). Esta extensa base de datos cubre gran variedad de escenarios atmosféricos incluyendo diferentes estaciones, geometrías solares y condiciones meteorológicas, garantizando su representatividad. Se ha aplicado el control de calidad detallado en el Capítulo 3.3 de esta Tesis y se ha realizado una estadística descriptiva que incluye la media aritmética (Ave), desviación standard (SD), mediana (Md), mínimo (Min), máximo (Max), percentiles 5, 25, 75 y 95 (P5, P25, P75 y P95, respectivamente), coeficiente de asimetría de Pearson (Ske), curtosis (Kur) y el coeficiente de variación (VC) definido como la razón entre SD y la media aritmética.

Para poder evaluar únicamente los efectos de las partículas de aerosol sobre la radiación, se ha llevado a cabo una selección de situaciones de cielo despejado, aplicando el criterio propuesto por Alados-Arboledas *et al.* (2000), que considera la dependencia del índice de claridad (k_t) con la posición solar mediante el ángulo cenital (θ_z). Son consideradas situaciones libres de nubes aquellas que cumplen:

$$k_t > 0.53 + 0.31\cos\theta_z - 0.15\cos^2\theta_z \quad (6.1)$$

Este criterio empírico, basado en coeficientes derivados de un ajuste de una función polinómica, se ha desarrollado explícitamente para Granada, y sólo requiere medidas de irradiancia Total global, que se encuentran disponibles en la mayoría de las estaciones radiométricas.

6.1.2. Cálculo de la eficiencia del forzamiento y forzamiento radiativo de las partículas de aerosoles: AFE y ARF

El forzamiento radiativo de las partículas de aerosol (ARF) se define como la diferencia entre el valor de irradiancia neta (F_{net}) y la misma magnitud medida para una atmósfera libre de partículas de aerosol ($F_{net,a}$):

$$ARF = F_{net} - F_{net,a} \quad (6.2)$$

donde F_{net} es la diferencia entre la irradiancia que llega a la superficie y la irradiancia reflejada por la superficie en presencia de partículas de aerosol, y $F_{net,a}$ es la misma magnitud en ausencia de partículas de aerosol. Ambas expresiones las podemos escribir como:

$$F_{net} = (1 - A)I \quad (6.3)$$

$$F_{net,a} = (1 - A)I_a \quad (6.4)$$

donde I es la irradiancia que llega a la superficie en presencia de partículas de aerosol, I_a es la irradiancia que llega a la superficie en ausencia de partículas de aerosol y A es el albedo superficial. La eficiencia de forzamiento del aerosol atmosférico (AFE) se define como el cambio del ARF por unidad de AOD para una cierta longitud de onda (Bush y Valero, 2003):

$$AFE = \frac{dARF}{dAOD} \quad (6.5)$$

Por tanto, el AFE en superficie se puede calcular a partir de la pendiente del ajuste de la regresión lineal entre el ARF y el AOD para una posición del sol fijo (θ_z fijo) (Antón *et al.*, 2011; Díaz *et al.*, 2007; García *et al.*, 2006).

Diferentes métodos se han propuesto para el cálculo del ARF. En la literatura está muy extendido utilizar métodos que implican el uso de modelos de transferencia radiativa para estimar los flujos de irradiancia neta (Eswaran *et al.*, 2019; Mateos *et al.*, 2014; Sivan y Manoj, 2019). Sin embargo, estos procedimientos implican hacer importantes asunciones como pueden ser la composición atmosférica y la descripción de la capa de aerosol, lo que puede conllevar importantes errores. Para el desarrollo de este capítulo de la Tesis Doctoral, se ha empleado el denominado método directo, propuesto por (Satheesh y Ramanathan, 2000). En este método, una vez se han seleccionado las situaciones de cielo despejado, el AFE se calcula como la pendiente del ajuste lineal entre los valores experimentales de F_{net} y AOD para un θ_z fijo:

$$AFE = \frac{dF_{net}}{dAOD} \quad (6.6)$$

De esta manera, una vez estimado el AFE, el ARF se obtiene a partir del producto de AFE y el promedio anual de AOD para la posición solar correspondiente (Di Biagio *et al.*, 2010; Foyo-Moreno *et al.*, 2014). La ventaja de este método radica en que el AFE, y por tanto el ARF, se calcula directamente a partir de los datos experimentales sin necesidad de hacer hipótesis sobre los flujos de radiación en condiciones libres de partículas de aerosol. Este método demuestra una dependencia importante con el ángulo cenital solar y, por tanto, su aplicación y análisis se limita a intervalos cenitales solares específicos.

En particular, se han utilizado valores de AOD a 500 nm para analizar los efectos de las partículas de aerosol sobre la radiación PAR por ser aproximadamente la longitud de onda central en ese rango espectral. Por otro lado, se ha elegido el AOD a 675 nm para estimar AFE y ARF para la irradiancia solar en el rango espectral Total teniendo en cuenta que la longitud de onda central del espectro solar es aproximadamente 680 nm (Di Biagio *et al.*, 2010). Esta decisión está

6.2. CARACTERIZACIÓN DEL ESPESOR ÓPTICO DEL AEROSOL (AOD)

respaldada por trabajos anteriores (por ejemplo, Foyo-Moreno *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2020; Romano *et al.*, 2016).

Con el fin de cubrir la mayoría de las posiciones solares, se han considerado cinco categorías de θ_z (15° , 30° , 45° , 60° , $75^\circ(\pm 1^\circ)$). Para el valor de A se ha empleado los valores proporcionados por AERONET para nuestra estación a 675 nm, siendo el valor promedio anual obtenido de 0.14 para todos los años, a excepción de los años 2009 y 2013 en los que alcanzó el valor de 0.15. El albedo superficial introduce una incertidumbre en el flujo neto con una sobreestimación máxima del 0.3% (Di Biagio *et al.*, 2010).

6.1.3. Análisis de tendencias

Se ha empleado la prueba no paramétrica de Mann-Kendall (Mann, 1945) para detectar tendencias significativas en las series temporales del AOD, ARF y AFE. Además, como complemento a la prueba de Mann-Kendall, se ha realizado la estimación de ‘Sen’ de la pendiente de la tendencia (Sen, 1968). El uso del método propuesto por Sen es apropiado para evaluar la tendencia en series temporales ya que no se ve afectado por valores atípicos, extremos ni lagunas en los datos, lo que lo convierte en un método ampliamente utilizado en la literatura (por ejemplo, Buffoni *et al.*, 1999; Da Silva *et al.*, 2010; Dadashi-Roudbari y Ahmadi, 2020; Kodera *et al.*, 2008; Kuo *et al.*, 2020; Olmo y Alados-Arboledas, 1995; Zou *et al.*, 2016). Para realizar estos cálculos se utilizó el software kbttau.m desarrollado por Burkey (2020).

6.2. Caracterización del espesor óptico del aerosol (AOD)

La Figura 6.1 muestra para todo el período analizado, los valores promedio mensuales de la radiación solar en los rangos espectrales

PAR y Total y AOD en 500 nm. Las dos series temporales de datos de irradiancia solar muestran el ciclo anual típico de variabilidad, con valores máximos en verano (por ejemplo, $730 \pm 60 \text{ Wm}^{-2}$ para Total y $340 \pm 30 \text{ Wm}^{-2}$ para PAR en julio de 2016) y mínimos en invierno, como consecuencia del curso anual del ángulo cenital solar.

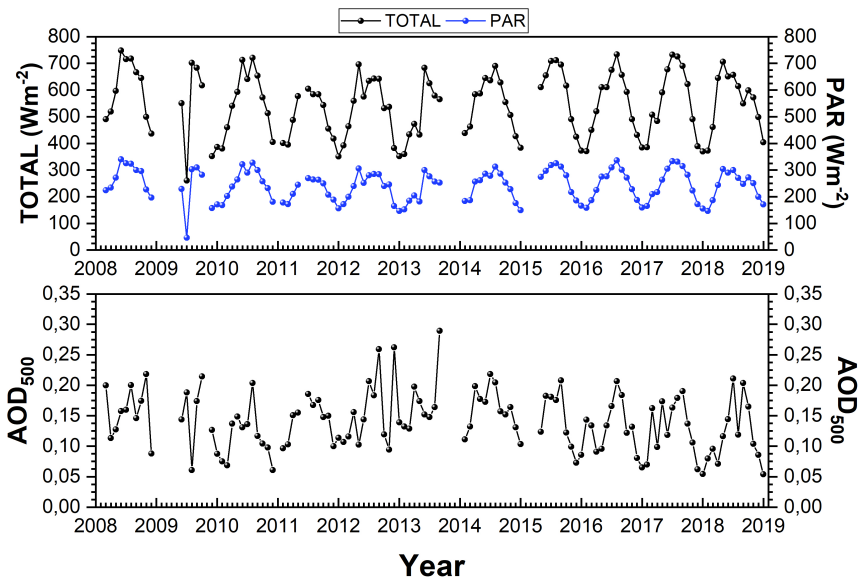


Figura 6.1: Series temporales de la media mensual de la radiación en el rango PAR (línea azul), Total (línea negra) y del AOD a 500 nm (AOD_{500}) para el periodo 2008-2018

Centrándonos en el AOD, el análisis que se presenta aquí se centra en los 500 nm de longitud de onda (Tabla 6.1 y Figura 6.2). La media mensual más alta para el AOD_{500} se encontró en verano (0.16 en julio y agosto) mientras que los valores más bajos fueron hallados en invierno (0.08 en noviembre y diciembre). Estos valores máximo y mínimo se producen, respectivamente, en verano debido a la mayor frecuencia en la región mediterránea de eventos polvo provenientes del Sahara (Salvador *et al.*, 2014), y en invierno debido a la baja probabilidad de estos eventos (Gkikas *et al.*, 2013, 2018; Querol *et al.*, 2019), acorde con

6.2. CARACTERIZACIÓN DEL ESPESOR ÓPTICO DEL AEROSOL (AOD)

estudios previos. Mateos *et al.* (2014) encontraron valores de AOD_{440} mínimo y máximo en noviembre y julio, respectivamente, también sobre la ciudad de Granada, para el período 2004-2012. Antón *et al.* (2011) reportaron un valor mínimo para el AOD_{380} de 0.14 ± 0.05 y para el AOD_{400} de 0.12 ± 0.05 en noviembre y diciembre, estos valores coinciden temporalmente con los meses de nuestros valores mínimos, sin embargo, difieren respecto a los meses en los que encontramos los valores máximos, que en su caso fue en mayo con un valor de 0.26 ± 0.12 para AOD_{380} y de 0.24 ± 0.12 para el AOD_{440} . Estas diferencias pueden deberse al corto período que utilizaron (2006-2008), que con probabilidad limitó su representatividad. En un trabajo posterior, Mateos *et al.* (2015) estudiaron la carga de partículas de aerosol sobre la Península Ibérica en cinco sectores geográficos y encontraron valores de AOD_{440} que variaban entre 0.15 y 0.20. Este mismo ciclo anual también lo encontraron Bennouna *et al.* (2016) para registros de medidas de largo plazo (2003-2014) obtenidos para dos ubicaciones de España en la región Centro Norte, en las que reportaron valores para el AOD_{440} de 0.16 ± 0.09 en junio y de 0.08 ± 0.06 en diciembre. Segura *et al.* (2017) encontraron un valor medio de 0.15 ± 0.11 para el AOD_{550} con el mismo patrón estacional para una zona ubicada en la costa mediterránea española durante el período de años de 2007 a 2016. Sicard *et al.* (2016) también encontraron para el AOD_{440} un ciclo anual claro (máximos de 0.22 en Ersa y 0.27 en Palma observados en julio) durante un período de 5 años para diferentes ubicaciones en la Cuenca del Mediterráneo Occidental.

El análisis de los percentiles P5 y P95 muestra una tendencia similar a la de los valores promedios. Sin embargo, los valores de las medianas del AOD son menores que los promedios, lo que es una característica común en las regiones ibéricas (Mateos *et al.*, 2015). La diferencia absoluta entre la mediana y el tercer cuartil también es mayor que la diferencia absoluta entre la mediana y el primer cuartil, excepto para los meses de abril y mayo. Este último resultado también concuerda

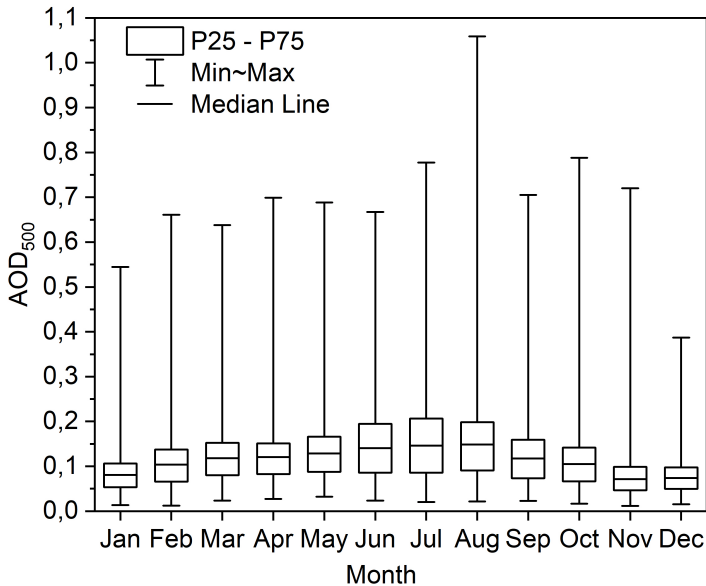


Figura 6.2: Estadística mensual del AOD a 500 nm (AOD_{500}) para el periodo 2008-2018. Las barras corresponden al valor mínimo y máximo, los límites de las cajas son los percentiles P25 y P75 y la línea media es la mediana

con los encontrados por Mateos *et al.* (2015). Los datos de curtosis y asimetría para el AOD evidencian que la distribución para todos los meses es leptocúrtica y asimétrica positiva, obteniendo los valores más altos de asimetría para noviembre, mientras que los valores más bajos se encuentran en julio.

El diagrama de cajas representado en la Figura 6.2 muestra una clara estacionalidad (también observado en la Tabla 6.1), con los valores de AOD más altos en los meses centrales, aunque presentan una alta desviación estándar, especialmente en agosto, debido a las intrusiones de polvo africano, además de por los procesos de resuspensión de partículas de aerosol mineral local como consecuencia de la aridez del suelo. De esta manera, los valores de AOD máximos se encontraron

6.2. CARACTERIZACIÓN DEL ESPESOR ÓPTICO DEL AEROSOL (AOD)

Tabla 6.1: Valores de los estadísticos mensuales para el AOD a 500nm (AOD_{500} en el periodo 2008 - 2018: Número de medidas (N), Media (Ave), Desviación estandar (SD), Mediana (Md), Percentiles (P5, P25, P75, P95), Asimetría (Ske), Curtosis (Kur) y Coeficiente de variación (CV)

Mes	N	Ave(\pm SD)	Md	P5	P25	P75	P95	Ske	Kur	CV (%)
Enero	3603	0.09 \pm 0.06	0.08	0.03	0.06	0.11	0.20	2.19	10.92	62
Febrero	3840	0.11 \pm 0.06	0.10	0.04	0.07	0.14	0.21	1.73	9.51	54
Marzo	4641	0.13 \pm 0.07	0.11	0.05	0.08	0.16	0.26	1.89	9.20	54
Abril	5158	0.13 \pm 0.07	0.12	0.05	0.08	0.16	0.25	2.20	11.36	54
Mayo	6986	0.13 \pm 0.07	0.13	0.06	0.09	0.17	0.25	2.17	12.12	51
Junio	10344	0.15 \pm 0.09	0.14	0.05	0.09	0.21	0.34	1.50	5.65	60
Julio	13132	0.16 \pm 0.09	0.15	0.05	0.09	0.22	0.34	1.20	4.61	58
Agosto	10763	0.16 \pm 0.09	0.15	0.05	0.10	0.22	0.34	1.39	6.73	58
Septiembre	8447	0.13 \pm 0.07	0.12	0.05	0.08	0.17	0.26	1.35	5.43	55
Octubre	6529	0.11 \pm 0.06	0.10	0.04	0.07	0.15	0.24	1.51	7.57	56
Noviembre	4771	0.08 \pm 0.05	0.07	0.03	0.05	0.10	0.16	2.90	20.63	63
Diciembre	3436	0.08 \pm 0.04	0.07	0.03	0.05	0.10	0.16	1.68	7.67	53

en verano y los valores mínimos en invierno. Este mismo evidente patrón anual para el AOD coincide con el encontrado también para siete localidades de la Península Ibérica, que cubren diferentes tipos de aerosoles y condiciones ambientales, durante tres años (2010-2012) incluidos en nuestra serie temporal (Foyo-Moreno *et al.*, 2019). El rango intercuartílico P75-P25 también es mayor en verano. Por otro lado, cabe destacar los valores relativamente altos de los máximos de AOD_{500} (0.66) y su P95 (0.21) en febrero. Esto parece ser debido a que a pesar de la baja frecuencia de eventos de polvo sahariano sobre la región mediterránea en invierno (Gkikas *et al.*, 2013, 2018; Querol *et al.*, 2009), hubo intensos eventos de polvo sahariano en febrero de 2016 y 2017 (Cazorla *et al.*, 2017; Fernández *et al.*, 2019), añadido al aumento de las emisiones locales antropogénicas que ocurren en invierno y a las condiciones orográficas y meteorológicas de Granada que favorecen el estancamiento de partículas (Lyamani *et al.*, 2012).

Para estudiar la variabilidad interanual, en la Figura 6.3 se muestra el diagrama de cajas para el AOD_{500} anual, en Granada para los años 2008-2018. El rango interanual de AOD_{500} varía desde 0.11 ± 0.08 en

2018 hasta $0.16 \pm 0,14$ en 2014. Se observa una tendencia decreciente en el subperíodo 2008-2010, creciente para el subperíodo 2010-2014, y finalmente decreciente a partir de 2014. Sin embargo, considerando el periodo completo en el test de Mann Kendall se obtuvo una pendiente de -0.001 con un p-valor de 0.53, por lo que no existe tendencia significativa para el AOD_{500} . Los años con mayor rango de variabilidad son 2012, 2015 y 2016, siendo 2012 el año en el que se encontró la mayor diferencia entre el valor máximo y mínimo. Este resultado contrasta con la disminución de la carga de partículas de aerosol sobre la Península Ibérica desde la década de 2000 detectada en estudios anteriores. En particular, Mateos *et al.* (2015) señalaron la existencia de una disminución de -0.07 por década en el AOD_{400} para el sector geográfico sureste de la península. Li *et al.* (2014) encontraron una tendencia decreciente para un gran número de estaciones en todo el mundo (incluida Granada). Las mayores disminuciones las encontraron en Europa occidental, alcanzando -0.1 por década, y particularmente en Granada encontraron una pendiente de -0.03 por década para el AOD_{400} .

6.3. Análisis del AFE y del ARF

En la Figura 6.4 se observa la relación entre el flujo neto en superficie de radiación PAR y el AOD_{500} para todo el período estudiado y para diferentes categorías de θ_z : 15° , 30° , 45° , 60° y 75° ($\pm 1^\circ$). Para cada año se observan cinco nubes de puntos bien diferenciadas, correspondiendo cada una de ellas a una de las cinco posiciones solares analizadas. Como era de esperar, el $F_{net,PAR}$ es más alto para θ_z más pequeños debido a la menor trayectoria de la radiación solar a través de la atmósfera en esta posición solar, lo que favorece el aumento de la irradiancia solar que llega a la superficie. También se observa una mayor dispersión en la nube de puntos para los valores bajos de AOD, como consecuencia de la incertidumbre en la medida de los valores bajos de AOD. Además,

6.3. ANÁLISIS DEL AFE Y DEL ARF

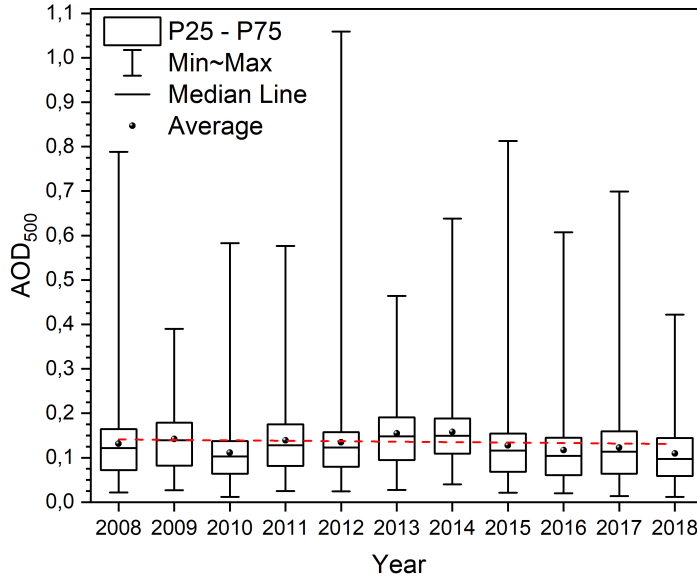


Figura 6.3: Estadística anual del AOD a 500 nm (AOD_{500}) para el periodo 2008-2018. Las barras corresponden al valor mínimo y máximo, los límites de las cajas son los percentiles P25 y P75, la línea media es la mediana y la esfera es el valor medio. La línea roja discontinua muestra la tendencia evaluada con el método Sen

aunque no se ha representado aquí, este mismo comportamiento se ha observado para el AFE_{total} . Una explicación adicional para la gran dispersión de las nubes de puntos puede ser la existencia de numerosas fuentes de partículas de aerosol, lo que le confiere a esta región una alta variabilidad y complejidad (Benavent-Oltra *et al.*, 2017; Bravo-Aranda *et al.*, 2015; Cazorla *et al.*, 2017; Córdoba-Jabonero *et al.*, 2011; Pérez-Ramírez *et al.*, 2016).

Como se describió en el Capítulo 6.1.2, la pendiente del ajuste lineal para cada categoría de ángulo cenital observada en la Figura 6.4 representa el AFE. Tanto para AFE_{PAR} como para AFE_{total} se obtienen valores negativos (Tabla 6.2), lo que supone un efecto de

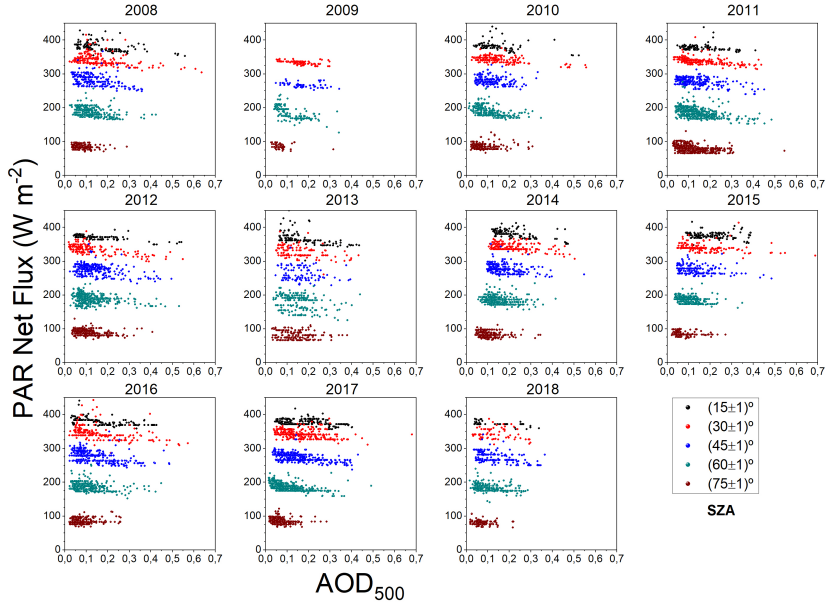


Figura 6.4: Evolución de los flujos netos de PAR frente al AOD a 500 nm (AOD_{500}) para el periodo 2008-2018

enfriamiento por parte de las partículas de aerosol sobre Granada (Granados-Muñoz *et al.*, 2019). El AFE_{PAR} varía entre -12 y $-198 Wm^{-2}\tau^{-1}$ mientras que el AFE_{total} varía entre -9 y $-450 Wm^{-2}\tau^{-1}$, por lo que en estos últimos se ha encontrado una mayor variabilidad que para el rango PAR. Estos resultados concuerdan con estudios previos, por ejemplo, Di Biagio *et al.* (2010) encontró un valor de AFE_{total} de $-309 \pm 16 Wm^{-2}\tau^{-1}$ para ángulos cenitales solares entre 15° y 25° , para aerosoles mixtos en Lampedusa (Italia). Valores más bajos de AFE se han estimado para otros tipos de partículas de aerosol como por ejemplo el polvo mineral del desierto, las partículas de aerosol urbanas/industriales y las de combustión de biomasa (Di Biagio *et al.*, 2010). En este estudio, el AFE_{PAR} implica entre el 20 y el 60% del AFE_{total} con un valor promedio del 30% para todo el conjunto de datos,

6.3. ANÁLISIS DEL AFE Y DEL ARF

lo que evidencia la relevancia del efecto de las partículas de aerosol sobre la PAR y su influencia en este rango espectral.

Tabla 6.2: Eficiencia del forzamiento de las partículas de aerosol en superficie ($Wm^{-2}\tau^{-1}$) para la radiación PAR y Total (AFE_{PAR} y AFE_{Total} , respectivamente), por años, para distintas categorías de ángulo cenital solar (θ_z), con su variabilidad a un nivel de desviación estándar

$AFE_{PAR} (Wm^{-2}\tau^{-1})$					
θ_z	$(15 \pm 1)^\circ$	$(30 \pm 1)^\circ$	$(45 \pm 1)^\circ$	$(60 \pm 1)^\circ$	$(75 \pm 1)^\circ$
2008	-65 ± 12	-71 ± 10	-103 ± 14	-83 ± 11	-28 ± 11
2009		-47 ± 8	-37 ± 13	-198 ± 18	-35 ± 23
2010	-49 ± 15	-52 ± 5	-52 ± 15	-117 ± 12	1 ± 11
2011	-27 ± 13	-55 ± 6	-75 ± 8	-101 ± 7	-49 ± 6
2012	-43 ± 4	-76 ± 7	-80 ± 10	-51 ± 8	-36 ± 8
2013	-92 ± 15	-76 ± 17	-50 ± 30	-90 ± 20	-27 ± 13
2014	-78 ± 10	-49 ± 7	-69 ± 12	-40 ± 10	-17 ± 9
2015	-18 ± 9	-33 ± 8	-53 ± 11	-85 ± 10	-12 ± 9
2016	-64 ± 8	-82 ± 11	-94 ± 9	-34 ± 8	32 ± 8
2017	-27 ± 5	-40 ± 6	-74 ± 5	-96 ± 5	-40 ± 8
2018	-42 ± 1	-40 ± 30	-83 ± 13	-56 ± 10	-24 ± 14
$AFE_{total} (Wm^{-2}\tau^{-1})$					
θ_z	$(15 \pm 1)^\circ$	$(30 \pm 1)^\circ$	$(45 \pm 1)^\circ$	$(60 \pm 1)^\circ$	$(75 \pm 1)^\circ$
2008	-170 ± 30	-183 ± 23	-300 ± 30	-220 ± 30	-30 ± 40
2009		-220 ± 30	-155 ± 4	-450 ± 50	-90 ± 60
2010	-150 ± 37	-144 ± 17	-210 ± 40	-330 ± 40	-70 ± 30
2011	-192 ± 34	-168 ± 18	-199 ± 22	-281 ± 19	-116 ± 16
2012	-114 ± 13	-163 ± 18	-180 ± 30	-123 ± 19	-70 ± 20
2013	-270 ± 50	-200 ± 50	-120 ± 70	-220 ± 60	-60 ± 40
2014	-128 ± 22	-126 ± 23	-210 ± 40	-210 ± 30	-9 ± 24
2015	-84 ± 23	-92 ± 18	-150 ± 30	-310 ± 30	-50 ± 30
2016	-203 ± 21	-200 ± 30	-240 ± 21	-205 ± 23	59 ± 21
2017	-149 ± 13	-156 ± 15	-219 ± 12	-374 ± 15	-170 ± 30
2018	-170 ± 19	-190 ± 70	-310 ± 40	-400 ± 40	-120 ± 60

Con respecto a la dependencia del AFE con el ángulo cenital solar, tanto el AFE_{PAR} como el AFE_{total} mostraron una tendencia a aumentar su valor (en términos absolutos) hasta aproximadamente un valor intermedio de 45° o 60° . Otros autores han observado un patrón

para esta dependencia diferente al que hemos encontrado nosotros. Observando una tendencia relativamente constante u opuesta, al que hemos encontrado, para los valores más bajos de θ_z y la misma tendencia decreciente (en valor absoluto), que la obtenida en este trabajo, para valores más altos de θ_z . Así, Di Biagio *et al.* (2009) señalaron que esta tendencia depende del tipo de partículas de aerosol y parece invertirse para las partículas de aerosol urbano/industrial de combustión de biomasa. Además, varios autores han sugerido que el punto de inflexión en esta tendencia depende de las propiedades de las partículas de aerosol (Di Biagio *et al.*, 2009, 2010; Formenti *et al.*, 2002). Esta dependencia del AFE con θ_z puede explicarse por la combinación de diferentes factores. A medida que aumenta la trayectoria de la radiación solar en su recorrido atravesando la atmósfera, la atenuación y la fracción difusa aumentan, especialmente en longitudes de onda más cortas. Por otro lado, para un θ_z alto, la atmósfera es ópticamente más gruesa y el AFE tiende a disminuir. En consecuencia, el AFE muestra una dependencia de θ_z , lo que confirma la necesidad de estimar la eficiencia de forzamiento en una posición solar fija aplicando el método directo empleado en este estudio (Di Biagio *et al.*, 2009, 2010; Formenti *et al.*, 2002; Meloni *et al.*, 2005; Nemesure *et al.*, 1995).

Para el ARF hemos realizado el mismo análisis. En la Tabla 6.3 se muestran los valores de ARF durante el período completo, que van desde -1 a -23 Wm^{-2} y de -1 a -40 Wm^{-2} para AFE_{PAR} y AFE_{total} , respectivamente. Estos valores son similares a los observados por otros autores, Meloni *et al.* (2005) observaron valores de AFE_{PAR} que varían entre -10 y -20 Wm^{-2} , en Lampedusa. En nuestro trabajo hemos observado una ratio en porcentaje AFE_{PAR}/AFE_{total} del 50 % en promedio, que es un valor superior al encontrado para el caso del AFE (30 %). Este valor promedio de la ratio para el ARF es superior al valor promedio obtenido en Granada para la razón PAR/Total (43 %) con valores que varían entre el 33 % y 52 % (Foyo-Moreno *et al.*, 2017). Este resultado evidencia el importante papel que juegan las partículas

6.3. ANÁLISIS DEL AFE Y DEL ARF

de aerosol sobre la PAR, siendo su efecto superior para este rango que el que ejercen sobre el rango Total de la radiación solar. De hecho, Ma *et al.* (2007), encontraron valores de la razón PAR/Total, para varios lugares del mundo variando entre 35 % y 58 %.

Tabla 6.3: Forzamiento radiativo superficial de las partículas de aerosol (Wm^{-2}) para la radiación PAR y Total (ARF_{PAR} y ARF_{total} , respectivamente), por años y para diferentes categorías de ángulo cenital solar (θ_z), con su variabilidad a un nivel de desviación estándar

θ_z	$ARF_{PAR} (Wm^{-2})$				
	$(15 \pm 1)^\circ$	$(30 \pm 1)^\circ$	$(45 \pm 1)^\circ$	$(60 \pm 1)^\circ$	$(75 \pm 1)^\circ$
2008	-11 ± 9	-12 ± 9	-15 ± 10	-10 ± 7	-2 ± 2
2009		-8 ± 4	-6 ± 5	-23 ± 14	-3 ± 3
2010	-7 ± 7	-8 ± 6	-6 ± 5	-13 ± 8	0 ± 1
2011	-5 ± 4	-9 ± 6	-10 ± 7	-13 ± 9	-6 ± 4
2012	-6 ± 5	-12 ± 10	-11 ± 8	-6 ± 5	-4 ± 3
2013	-15 ± 11	-12 ± 9	-9 ± 8	-13 ± 9	-4 ± 4
2014	-17 ± 8	-10 ± 5	-12 ± 6	-6 ± 4	-2 ± 2
2015	-4 ± 3	-6 ± 5	-7 ± 6	-9 ± 5	-1 ± 1
2016	-11 ± 8	-14 ± 11	-12 ± 9	-3 ± 3	3 ± 2
2017	-4 ± 3	-7 ± 4	-11 ± 7	-10 ± 7	-3 ± 2
2018	-6 ± 4	-5 ± 6	-11 ± 8	-6 ± 4	-2 ± 2
θ_z	$ARF_{total} (Wm^{-2})$				
	$(15 \pm 1)^\circ$	$(30 \pm 1)^\circ$	$(45 \pm 1)^\circ$	$(60 \pm 1)^\circ$	$(75 \pm 1)^\circ$
2008	-21 ± 19	-23 ± 20	-31 ± 25	-19 ± 14	-2 ± 3
2009		-26 ± 13	-20 ± 9	-40 ± 30	-4 ± 5
2010	-15 ± 17	-15 ± 15	-18 ± 14	-25 ± 18	-4 ± 4
2011	-24 ± 20	-21 ± 17	-20 ± 17	-26 ± 20	-9 ± 7
2012	-14 ± 14	-22 ± 21	-19 ± 17	-11 ± 10	-5 ± 5
2013	-30 ± 30	-25 ± 22	-15 ± 17	-24 ± 20	-6 ± 7
2014	-21 ± 13	-20 ± 13	-27 ± 16	-23 ± 13	-1 ± 2
2015	-12 ± 10	-12 ± 13	-14 ± 13	-21 ± 14	-2 ± 3
2016	-28 ± 24	-30 ± 30	-24 ± 22	-15 ± 13	3 ± 4
2017	-18 ± 13	-20 ± 14	-24 ± 17	-27 ± 22	-7 ± 5
2018	-16 ± 14	-18 ± 19	-30 ± 24	-30 ± 30	-5 ± 6

En cuanto a la dependencia del ARF con la posición solar, se ha observado un patrón similar al encontrado para el AFE. Los valores

absolutos de ARF aumentan al aumentar θ_z hasta $45^\circ - 60^\circ$, según el año considerado, y luego disminuyen. Sin embargo, esta dependencia es menos pronunciada que para el AFE, con valores relativamente constantes para θ_z por debajo de un valor intermedio. El valor de θ_z para el cambio siempre coincide con los valores obtenidos para AFE y también coincide para PAR e Irradiancia Total excepto para 2018. Esta tendencia es similar a la obtenida por Meloni *et al.* (2005), aunque cabe destacar que esta tendencia se invierte para el caso de las partículas de aerosol más absorbentes. Este hecho puede explicar que el comportamiento sea diferente por debajo y por encima de un valor de θ_z dado. Nuestro trabajo cubre un período largo que incluye una amplia variedad de partículas de aerosol y, por lo tanto, esta mezcla generalmente muestra grandes valores del albedo de dispersión simple (ω_0). De hecho, los valores máximos de ω_0 registrados en Granada durante los años 2010-2012 son cercanos a 1, lo que indica que en Granada se registraron eventos de partículas de aerosol no absorbentes (Foyo-Moreno *et al.*, 2019).

Comparando nuestros resultados con estudios previos, encontramos valores similares de AFE y ARF tanto para PAR como para irradiancia Total. Antón *et al.* (2012) realizaron cálculos de ARF y AFE, durante un evento de polvo africano en Granada, en septiembre de 2007, para la irradiancia Total con otro método y encontraron valores de ARF entre -100 y -200 Wm^{-2} y de AFE entre $-115 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ para una longitud de onda de 675 nm . Durante un período más largo de tiempo (2005-2010), Valenzuela *et al.* (2012) calcularon valores de ARF y AFE con el modelo de transferencia radiativa SBDART, durante eventos de polvo procedentes de África, y encontrando valores de ARF de -13 a -34 Wm^{-2} y AFE de -65 a $-74 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ a 440 nm , dependiendo de las fuentes minerales. Foyo-Moreno *et al.* (2014), utilizando el mismo método que en este estudio (el método directo) calcularon los efectos radiativos en el rango de la radiación solar Total, y encontraron un ARF de -28 Wm^{-2} y un AFE de $-73,4 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ para un θ_z de 15° durante

6.3. ANÁLISIS DEL AFE Y DEL ARF

el período 2006-2007. Para la radiación PAR, Lyamani *et al.* (2006b) encontraron valores de ARF de $-20,4 \text{ W m}^{-2}$ durante un evento de polvo africano en 2003 y $-16,1 \text{ W m}^{-2}$ durante intrusiones desde la región de Europa Central, con valores de AFE de $-73,4$ y $-78,2 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$ a 670 nm. Por tanto, todos estos trabajos realizados en la misma área de estudio, encontraron valores que se encuentran dentro de los rangos de los obtenidos aquí. Cabe destacar que la mayoría de estos estudios están enfocados a casos de eventos de polvo y el análisis desarrollado en esta Tesis Doctoral es el primero en evaluar el ARF y AFE en una serie larga de datos simultáneos de partículas de aerosol y radiación en la ciudad de Granada contemplando todo tipo de partículas de aerosol.

Otros autores centraron sus estudios en otras regiones de la cuenca mediterránea. Meloni *et al.* (2005), utilizando un modelo de transferencia radiativa para las longitudes de onda de 400 a 700 nm, encontraron valores medios diarios de ARF de $-12,9$ y $-19,5 \text{ W m}^{-2}$ en julio y AFE a 500 nm que oscilan entre $-28,4$ y $-30,1 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$ y entre $-42,9$ y $-45,6 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$ durante varios días en Lampedusa. Sicard *et al.* (2016) para valores de θ_z variando entre 50° y 60° encontraron valores de ARF_{total} de $-23 \pm 13 \text{ W m}^{-2}$ y $-136 \pm 41 \text{ W m}^{-2} \tau^{-1}$ para ARF_{total} para el verano en Palma de Mallorca. Todos estos valores, también, se encuentran en el rango de variación de los que se han encontrado en esta Tesis.

Sin embargo, es preciso enfatizar que los autores citados utilizan diferentes metodologías para el cálculo del ARF. Muchos de ellos derivan el ARF a partir de un RTM y obtienen a partir de ellos valores promedio diarios, necesitando tener información de las partículas de aerosol que es desconocida a priori. Muy pocos estudios han realizado medidas directas instantáneas de los flujos netos de radiación para calcular el ARF y, por último, es importante destacar que apenas hay trabajos que estudien el efecto de las partículas de aerosol sobre el rango PAR.

6.4. Análisis de tendencias en el AFE y el ARF

Las Figuras 6.5b y 6.6b muestran el patrón seguido tanto para el AFE como para el ARF con respecto a θ_z . Se observa un punto de inflexión a 60° tanto para la irradiancia PAR como para la Total, este patrón es similar al descrito en el Capítulo 6.3. La similitud de estos patrones se explica por el mayor recorrido de la radiación para θ_z alto, que conlleva una fuerte atenuación de la componente directa de la radiación pero también más dispersión múltiple y, por lo tanto, aumento de la componente difusa (Lyamani *et al.*, 2006b). La dependencia con θ_z es más pronunciada para el ARF que para el AFE y, a pesar de la existencia de este patrón de crecimiento, los valores de AFE y ARF están cerca de ser constantes para θ_z menores a 45° , tanto para la radiación solar Total como para la PAR. Este resultado está de acuerdo con estudios previos para el AFE en superficie, estimados por simulaciones con modelos de transferencia radiativa (Formenti *et al.*, 2002; Meloni *et al.*, 2005). Por otro lado, analizando los valores de ARF_{PAR} y AFE_{PAR} por años, en términos absolutos, se han encontrado valores máximos en 2008 y 2009 de -10 Wm^{-2} y $-79 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$, y valores mínimos de -5.3 Wm^{-2} y $-41.79 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ para el ARF y AFE respectivamente. Para la radiación Total se obtienen valores máximos en 2009 y 2018 de -22 Wm^{-2} y $-239 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$, mientras que los valores mínimos se encontraron en 2015, y fueron -12 Wm^{-2} y $-136 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ para ARF y AFE, respectivamente (Figuras 6.5a y 6.6a).

Los análisis de tendencias en las series de datos, revelaron para ARF_{PAR} y AFE_{PAR} (en términos absolutos) una tendencia de disminución para el período 2008-2018 con una pendiente de $0.38 \text{ Wm}^{-2}\text{año}^{-1}$ y $2.66 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}\text{año}^{-1}$, respectivamente, siendo significativa para AFE con un p-valor <0.05 y muy cercano a ser significativo para ARF (p-valor = 0.062) (Figura 6.5a). Aunque la pendiente es positiva, teniendo en cuenta que los valores de ARF y AFE son negativos, el valor de la

6.4. ANÁLISIS DE TENDENCIAS EN EL AFE Y EL ARF

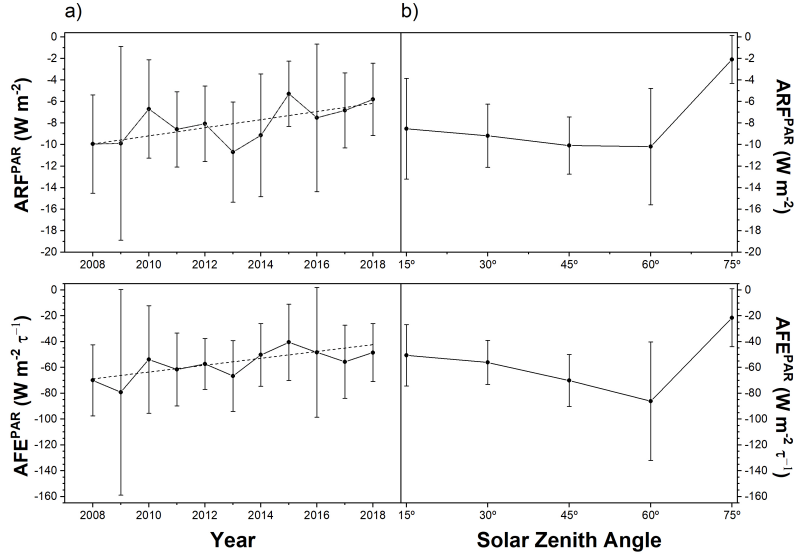


Figura 6.5: Evolución del forzamiento radiativo de las partículas de aerosol en superficie para la PAR (ARF_{PAR}) y de su eficiencia de forzamiento en superficie para la PAR (AFE_{PAR}) con su variabilidad a un nivel de desviación estándar, por años y ángulo cenital solar (θ_z). Las líneas discontinuas muestran la tendencia lineal evaluada por el método de Sen

pendiente implica que el efecto radiativo de enfriamiento de las partículas de aerosol está disminuyendo. Se ha comprobado que los cambios en el factor de calibración de los instrumentos no afecta a esta tendencia, en base a la estabilidad a largo plazo estimada para el sensor PAR a lo largo del período analizado y descrito en la Sección 3.5. Este resultado es interesante considerando la tendencia decreciente detectada para AOD en los últimos años ya comentada en la Sección 6.2.

Sin embargo, no se ha observado una tendencia significativa, ascendente o descendente, para la evolución anual de ARF_{total} y AFE_{total} (Figura 6.6a). Se ha considerado la posibilidad de un efecto compensador potencial de otros rangos espectrales, por lo que se ha realizado los mismos cálculos (ARF y AFE) para la diferencia entre la

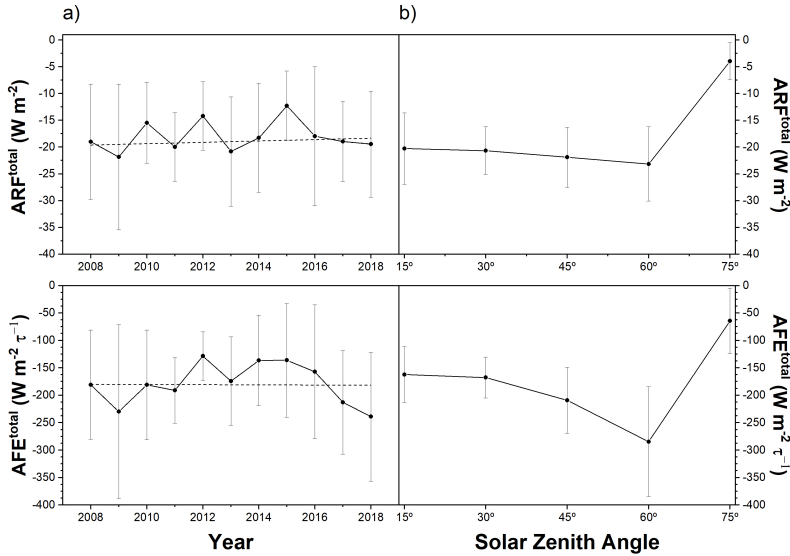


Figura 6.6: Evolución del forzamiento radiativo de las partículas de aerosol en superficie para la irradiancia Total (ARF_{total}) y de su eficiencia de forzamiento en superficie para la irradiancia Total (AFE_{total}) con su variabilidad a un nivel de desviación estándar, por años y ángulo cenital solar (θ_z). Las líneas discontinuas muestran la tendencia lineal evaluada por el método de Sen

radiación solar Total menos la PAR, es decir, la suma de la radiación ultravioleta (A y B) más la irradiancia del infrarrojo cercano. No se ha encontrado una tendencia estadísticamente significativa para ellas, aunque es interesante destacar que la pendiente en este caso es de signo opuesto. Este resultado se puede atribuir a las propiedades de las partículas de aerosol, especialmente a sus características de absorción. De hecho, el AFE muestra una dependencia con ω_0 y la contribución de la radiación solar en el rango PAR es mayor con relación a la Total para partículas de aerosol altamente absorbentes (Mateos *et al.*, 2014). Estos resultados evidencian la importancia del conocimiento de la PAR, porque es más sensible a los efectos de las partículas de aerosol que la Irradiancia Total y, sin embargo, no se ha implementado en la

actualidad en la mayoría de las estaciones radiométricas instrumentos para medir de manera rutinaria la irradiancia PAR, a diferencia de la Irradiancia Total, que es una variable estándar medida en la Red de Radiación de Superficie de Referencia (BSRN) y en muchas otras estaciones radiométricas.

6.5. Conclusiones

En este Capítulo, se ha analizado un conjunto de 11 años de datos en Granada, para determinar los efectos radiativos de las partículas de aerosol sobre la radiación PAR y Total. Estos efectos se han estudiado a partir de la estimación del AFE y ARF, utilizando el método directo, el cuál permite obtener valores de estos parámetros a partir de medidas experimentales de irradiancia solar y AOD. La ventaja de este método a diferencia de otros que utilizan cálculos de modelos de transferencia radiativos, es que no se requiere información adicional de las partículas de aerosol salvo el AOD. Las principales conclusiones son:

1. El AOD_{500} muestra un patrón estacional, con valores máximos en verano (0.16 ± 0.09), correspondiente a la mayor incidencia de eventos de polvo sahariano, y valores mínimos en invierno (0.08 ± 0.04).
2. Los valores de AFE para la PAR variaron entre $-12 \pm 9 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y $-198 \pm 18 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y para la Total entre $-9 \pm 24 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y $-450 \pm 50 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$. Los valores de ARF para la PAR oscilaron entre $-1 \pm 1 \text{ Wm}^{-2}$ y $-23 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ y para la Total entre $-1 \pm 2 \text{ Wm}^{-2}$ y $-40 \pm 30 \text{ Wm}^{-2}$.
3. Se ha encontrado una dependencia del AFE y el ARF con el ángulo cenital solar, con un patrón claro en los que existe un incremento (en términos absolutos) a medida que aumenta θ_z , y un punto de inflexión en el rango de 45° - 60° .

-
4. El porcentaje de ARF_{PAR} con respecto al ARF_{Total} es de un 50 %. Este valor es mayor que el obtenido para el AFE (30 %), lo que evidencia el importante impacto de las partículas de aerosol sobre la radiación en el rango PAR, dado que la razón PAR/Total fue de un 43 %.
 5. Se ha hallado para el AFE en la PAR una tendencia de decrecimiento, con una pendiente significativa de $2.7 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}\text{año}^{-1}$ y con un p-valor <0.05 . Sin embargo, para la Total no se ha encontrado tendencia significativa. Este resultado evidencia la necesidad de aumentar el conocimiento sobre la PAR y su interacción con las partículas de aerosol.
 6. En el análisis de tendencias para el AFE, la contribución de los diferentes rangos espectrales puede estar regida por el tipo de partículas de aerosol, siendo en general el rango visible el más dominante, con una proporción variable en función del tipo de aerosol.

7. Conclusiones

En esta Tesis Doctoral se ha realizado un minucioso análisis de una base de datos de 11 años (2008-2018) de medidas experimentales de radiación solar PAR global registradas en la ciudad de Granada. Este estudio ha sido complementado además con el mismo periodo de medidas de radiación global Total y espesor óptico de aerosoles, AOD a 500 nm, medidos de forma simultánea en la misma estación. Para la caracterización de la nubosidad en este periodo se ha contado con datos del reanálisis ERA5. Paralelamente, se ha usado otra base de datos de dos años (1994-1995) de medidas simultáneas de radiación global y difusa PAR y radiación difusa Total, con el objetivo de poder analizar y evaluar los modelos de estimación de la fracción difusa PAR y de la radiación difusa PAR, que no está disponible en la base de datos de 11 años. A partir de estas bases de datos, se ha abordado los objetivos planteados en el Capítulo 1 llegando a los siguientes resultados y conclusiones:

En lo relativo a la modelización de la radiación PAR difusa:

- Se han adaptado tres modelos originalmente propuestos para la estimación de la fracción difusa Total al rango de radiación PAR (modelos M1, M2 y M3). Estos modelos han sido aplicados y comparados junto con un modelo nuevo propuesto en esta Tesis para la estimación de k_{PAR} (M4) y el modelo propuesto por Foyo-Moreno et al. (2018) para la estimación directa de radiación PAR difusa (M5).
- De este análisis se ha obtenido que el mejor modelo para la estimación de k_{PAR} es el modelo M5, con un rRMSE del 10.6 %

y un r^2 de 0.95. A este modelo le siguen los modelos M2 (Ridley *et al.*, 2010) y M4 propuesto en esta Tesis, ambos con un r^2 en torno a 0.89 y un rRMSE en torno del 17%.

- A partir de este estudio, se ha reconstruido la serie temporal de radiación difusa PAR para el periodo 2008-2018 utilizando el modelo M2, no siendo posible la aplicación del modelo M5 al no disponer de los valores de radiación difusa Total que este modelo requiere.

En lo relativo a la caracterización de los valores de radiación global y difusa PAR:

- Se ha observado un valor promedio de la radiación PAR global de $200 \pm 50 \text{ Wm}^{-2}$ para todo tipo de cielo y de $240 \pm 50 \text{ Wm}^{-2}$ para cielos despejados. Mientras que en la componente difusa su valor para todo tipo de cielo fue de $59 \pm 6 \text{ Wm}^{-2}$ y de $51 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$ para cielos despejados.
- El rango de variabilidad de los datos, contrario de lo que podría esperarse, la variabilidad de PAR_{Difusa} es mayor para los cielos despejados 4-20 % que para todo tipo de cielos 6-13 % debido a que Granada se ve afectada por grandes cargas de polvo sahariano, incluso durante el invierno.

En lo relativo a la caracterización de la nubosidad y el análisis de sus efectos sobre la radiación PAR global y difusa:

- Se ha llevado a cabo una caracterización de la nubosidad en el periodo 2008-2018 en la ciudad de Granada a partir de los datos del reanálisis ERA5. En particular se han analizado los patrones anuales de: a) la frecuencia de cielo despejados, con nubosidad rota y totalmente cubierto; b) porcentaje de nubes bajas, medias

y altas; c) porcentaje de nubosidad total; d) contenido total de agua líquida en la columna de nube y e) contenido total de hielo de la columna de nube.

- Se ha encontrado un valor promedio del CRE de $-36 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ en la radiación PAR global y de $+7 \pm 5 \text{ Wm}^{-2}$ para la componente difusa PAR. El patrón observado en el CRE de la componente difusa está relacionado con el patrón de frecuencia de nubes altas y el contenido total de hielo en las nubes. Por su parte, el patrón detectado en los valores del CRE para la radiación PAR global, es causado por la compleja combinación de las características nubosas y en especial la opacidad de las mismas.
- Del análisis de la razón PAR/Total se ha obtenido un valor medio de 0.43 ± 0.05 , similar a los obtenidos en estudios previos. Sin embargo, se ha observado que este cociente muestra una gran variabilidad ligada principalmente a la nubosidad y pudiendo alcanzar valores entre 0.22 y 0.55.
- Por su parte, k_{PAR} muestra una clara dependencia respecto a TCC y k_t . Mientras que la relación entre k_{PAR} y TCC es lineal con una pendiente de 0.47 ± 0.04 con un r^2 de 0.94, la dependencia con k_t muestra el comportamiento de una función logística, similar a la dependencia respecto a $k_{t,PAR}$ analizada en el modelo M2. El ajuste de la relación k_{PAR} - k_t muestra un r^2 de 0.77 y un RMSE de 0.74, evidenciando la posibilidad de estimar la componente difusa de la PAR a partir de medidas de radiación Total global.

En lo relativo a la evaluación del efecto de las partículas de aerosol para los rangos de PAR y Total.

- Al igual que para la nubosidad, este estudio ha presentado una caracterización de las partículas de aerosol en la ciudad

de Granada para el periodo completo 2008-2018. Como era de esperar, se ha encontrado un patrón estacional para el AOD_{500} con valores mayores (hasta 0.16 ± 0.09) en verano y los más bajos en invierno (hasta 0.08 ± 0.04). No obstante, destacan también los valores relativamente altos de los máximos de AOD_{500} (0.66) y su P95 (0.21) en febrero que coinciden con eventos extremos de polvo sahariano en 2016 y 2017 en este mes.

- En el estudio del forzamiento radiativo de aerosoles, ARF, y su eficiencia, AFE, en la superficie terrestre en el rango espectral PAR presentan valores entre $-1 \pm 1 \text{ Wm}^{-2}$ y $-23 \pm 14 \text{ Wm}^{-2}$ y $-12 \pm 9 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y $-198 \pm 18 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$, respectivamente. Por su parte, para el espectro solar Total el ARF varía entre $-1 \pm 2 \text{ Wm}^{-2}$ y $-40 \pm 30 \text{ Wm}^{-2}$ mientras que el AFE varía entre $-9 \pm 24 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$ y $-450 \pm 50 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}$. Esto supone que el ARF en el rango espectral PAR representa un 50% respecto al ARF en la Total, lo que implica un 7% más que el valor obtenido para el cociente PAR/Total de 0.43.
- Se ha encontrado una dependencia de ARF y AFE con la posición solar. En términos absolutos, su valor aumenta al aumentar el ángulo cenital hasta el valor de $45 - 60^\circ$, valor a partir del cuál disminuye.
- En el análisis de tendencias realizado sobre los valores de ARF y AFE para los 11 años del periodo de estudio, se ha encontrado una tendencia significativa en el AFE_{PAR} de $-2.7 \text{ Wm}^{-2}\tau^{-1}\text{año}^{-1}$, lo que implicaría una disminución en el efecto de enfriamiento de los aerosoles.

A. Apendice I

Tabla A.1: Estadística mensual para todas las condiciones de cielo (all-sky) y cielo despejado (clear-sky) de la radiación PAR_{Global} para el periodo 2008-2018: valor Mínimo y Máximo (min and max), Percentiles (P5, P25, P75, P95), Mediana (Md), Media (Mn), Desviación Estándard (SD), Asimetría (Ske), Curtosis (kur), and Coeficiente de variación (CV)

PAR_{Global}	(Wm^{-2})	min	max	P5	P25	P75	P95	Median	Mean \pm SD	Ske	Kur	CV (%)
all-Sky	Enero	112	152	112	118	144	152	127	130 \pm 14	0.27	1.75	11
	Febrero	120	192	121	136	175	192	159	157 \pm 24	0.01	1.68	15
	Marzo	116	259	118	186	214	257	197	190 \pm 40	-0.52	3.27	20
	Abril	196	246	196	209	219	245	217	216 \pm 14	0.62	3.72	6
	Mayo	223	260	223	233	248	260	242	240 \pm 12	-0.11	2.30	5
	Junio	233	264	233	248	259	264	254	252 \pm 9	-0.82	2.90	4
	Julio	258	279	258	264	273	279	271	269 \pm 6	-0.48	2.19	2
	Agosto	232	261	232	241	253	261	250	248 \pm 9	-0.11	2.16	4
	Septiembre	196	229	196	203	225	229	215	214 \pm 12	-0.11	1.70	5
	Octubre	158	205	159	177	198	205	188	187 \pm 14	-0.66	2.70	8
	Noviembre	120	162	120	125	154	162	143	141 \pm 15	-0.15	1.58	11
	Diciembre	114	158	114	127	147	158	133	136 \pm 13	0.15	2.20	10
clear-sky	Enero	145	174	145	156	165	174	160	160 \pm 8	-0.32	2.68	5
	Febrero	186	216	186	197	205	215	200	201 \pm 8	0.18	3.43	4
	Marzo	232	278	232	247	271	277	254	256 \pm 15	0.08	2.00	6
	Abril	249	315	250	277	287	313	280	281 \pm 16	0.18	4.13	6
	Mayo	273	315	273	283	297	315	289	291 \pm 12	0.50	3.04	4
	Junio	281	296	281	281	291	296	284	286 \pm 5	0.79	2.24	2
	Julio	277	296	277	284	291	295	289	288 \pm 5	-0.73	2.86	2
	Agosto	267	277	267	268	274	277	270	271 \pm 4	0.52	1.87	1
	Septiembre	245	261	245	248	256	261	250	252 \pm 5	0.24	1.65	2
	Octubre	212	242	212	220	227	242	222	224 \pm 9	0.67	2.86	4
	Noviembre	169	191	169	174	183	191	176	178 \pm 7	0.48	2.12	4
	Diciembre	137	166	137	155	164	166	159	158 \pm 8	-1.38	4.53	5

Tabla A.2: Estadística mensual para todas las condiciones de cielo (all-sky) y cielo despejado (clear-sky) de la radiación PAR_{Difusa} para el periodo 2008-2018: valor Mínimo y Máximo (min and max), Percentiles (P5, P25, P75, P95), Mediana (Md), Media (Mn), Desviación Estándard (SD), Asimetría (Ske), Curtosis (kur), and Coeficiente de variación (CV)

PAR_{Difusa}	(Wm^{-2})	min	max	P5	P25	P75	P95	Median	Mean \pm SD	Ske	Kur	CV (%)
all-sky	Enero	44	58	44	49	51	58	50	51 \pm 4	0.37	3.00	8
	Febrero	46	67	46	51	63	67	57	57 \pm 7	-0.03	1.74	13
	Marzo	47	68	48	56	65	68	57	59 \pm 6	-0.21	2.30	10
	Abril	57	74	58	61	71	74	64	66 \pm 6	0.15	1.67	9
	Mayo	60	71	60	61	67	71	66	65 \pm 4	-0.07	1.98	6
	Junio	56	70	56	62	65	70	64	64 \pm 4	-0.47	2.77	6
	Julio	57	70	57	60	66	70	63	63 \pm 4	0.20	2.10	6
	Agosto	54	70	54	61	66	70	62	63 \pm 5	-0.15	2.32	8
	Septiembre	55	67	55	56	64	67	59	60 \pm 4	0.47	1.79	7
	Octubre	48	64	49	53	60	64	56	56 \pm 5	0.31	2.09	9
	Noviembre	46	58	46	49	55	58	53	52 \pm 4	0.07	1.74	8
	Diciembre	39	61	39	46	55	61	49	50 \pm 7	0.00	2.19	13
clear-sky	Enero	37	57	37	43	50	57	47	47 \pm 6	0.18	2.55	12
	Febrero	41	71	41	43	59	71	46	51 \pm 10	0.89	2.47	20
	Marzo	42	76	42	44	52	75	47	50 \pm 10	2.01	6.13	20
	Abril	43	64	43	47	52	63	50	51 \pm 5	1.10	4.12	11
	Mayo	46	56	46	50	52	56	51	51 \pm 3	0.26	3.20	5
	Junio	51	62	51	52	59	62	56	57 \pm 4	-0.06	1.75	7
	Julio	53	66	53	56	62	66	59	59 \pm 4	0.24	2.16	6
	Agosto	52	65	52	56	62	65	59	59 \pm 4	-0.17	1.97	7
	Septiembre	48	56	48	49	52	55	51	51 \pm 2	0.65	3.26	4
	Octubre	41	52	41	44	49	52	47	47 \pm 4	0.03	2.15	8
	Noviembre	39	55	39	41	52	55	46	47 \pm 6	0.19	1.62	13
	Diciembre	42	62	42	43	53	62	45	48 \pm 6	1.10	3.12	13

Bibliografía

- Alados I. y Alados-Arboledas L. (1999) Direct and diffuse photosynthetically active radiation: measurements and modelling. *Agricultural and Forest Meteorology*, **93**:27–38. ISSN 0168-1923.
- Alados I. y Alados Arboledas L. (1999) Validation of an empirical model for photosynthetically active radiation. *International Journal of Climatology*, **19**:1145–1152. ISSN 0899-8418.
- Alados I., Foyo-Moreno I. y Alados-Arboledas L. (1996) Photosynthetically active radiation: measurements and modelling. *Agricultural and Forest Meteorology*, **78**:121–131. ISSN 01681923.
- Alados I., Foyo-Moreno I., Olmo F. y Alados-Arboledas L. (2002) Improved estimation of diffuse photosynthetically active radiation using two spectral models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **111**:1–12. ISSN 01681923.
- Alados I., Olmo F., Foyo-Moreno I. y Alados-Arboledas L. (2000) Estimation of photosynthetically active radiation under cloudy conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, **102**:39–50. ISSN 01681923.
- Alados-Arboledas L., Olmo F., Alados I. y Pérez M. (2000) Parametric models to estimate photosynthetically active radiation in Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, **101**:187–201. ISSN 01681923.
- Alados-Arboledas L., Müller D., Guerrero-Rascado J.L., Navas-Guzmán F., Pérez-Ramírez D. y Olmo F.J. (2011) Optical and microphysical properties of fresh biomass burning aerosol retrieved by Raman lidar, and star-and sun-photometry. *Geophysical Research Letters*, **38**. ISSN 1944-8007.
- Ångström A. (1929) On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air. *Geografiska Annaler*, **11**:156–166.
- Antón M., Gil J.E., Fernández-Gálvez J., Lyamani H., Valenzuela A., Foyo-Moreno I., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (2011) Evaluation of the aerosol forcing efficiency in the UV erythema range at Granada, Spain. *Journal of Geophysical Research*, **116**:D20214. ISSN 0148-0227.
- Antón M., Valenzuela A., Cazorla A., Gil J., Fernández-Gálvez J., Lyamani H., Foyo-Moreno I., Olmo F. y Alados-Arboledas L. (2012) Global and diffuse shortwave irradiance during a strong desert dust episode at Granada (Spain). *Atmospheric Research*, **118**:232–239. ISSN 01698095.
- Baars H., Ansmann A., Ohneiser K., Haarig M., Engelmann R., Althausen D., Hanssen I., Gausa M., Pietruczuk A., Szkop A., Stachlewska I.,

-
- Wang D., Reichardt J., Skupin A., Mattis I., Trickl T., Vogelmann H., Navas-Guzmán F., Haeefele A., Acheson K., Ruth A., Tatarov B., Müller D., Hu Q., Podvin T., Goloub P., Veselovskii I., Pietras C., Haeffelin M., Fréville P., Sicard M., Comerón A., García A., Menéndez F., Córdoba-Jabonero C., Guerrero-Rascado J., Alados-Arboledas L., Bortoli D., Costa M., Dionisi D., Liberti G., Wang X., Sannino A., Papagiannopoulos N., Boselli A., Mona L., D'Amico G., Romano S., Perrone M., Belegante L., Nicolae D., Grigorov I., Gialitaki A., Amiridis V., Soupiona O., Papayannis A., Mamouri R.E., Nisantzi A., Heese B., Hofer J., Schechner Y., Wandinger U. y Pappalardo G. (2019) The unprecedented 2017-2018 stratospheric smoke event: Decay phase and aerosol properties observed with the EARLINET. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**:15183–15198.
- Badarinath K.V.S., Kharol S.K., Kasikaoutis D.G. y Kambezidis H.D. (2007a) Case study of a dust storm over Hyderabad area, India: Its impact on solar radiation using satellite data and ground measurements. *Science of The Total Environment*, **384**:316–332. ISSN 0048-9697.
- Badarinath K.V.S., Kharol S.K., Kasikaoutis D.G. y Kambezidis H.D. (2007b) Influence of atmospheric aerosols on solar spectral irradiance in an urban area. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, **69**:589–599. ISSN 1364-6826.
- Barker H.W. (2008) Representing cloud overlap with an effective decorrelation length: An assessment using CloudSat and CALIPSO data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **113**. ISSN 2156-2202.
- Barkley A.E., Olson N.E., Prospero J.M., Gatineau A., Panechou K., Maynard N.G., Blackwelder P., China S., Ault A.P. y Gaston C.J. (2021) Atmospheric Transport of North African Dust-Bearing Supermicron Freshwater Diatoms to South America: Implications for Iron Transport to the Equatorial North Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, **48**:e2020GL090476. ISSN 1944-8007.
- Batlles F.J., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (1995) On shadowband correction methods for diffuse irradiance measurements. *Solar Energy*, **54**:105–114. ISSN 0038-092X.
- Benavent-Oltra J.A. (2019) *Synergetic use of active and passive remote sensing techniques to retrieve vertical profiles of atmospheric aerosol properties during day- and night-time*. Universidad de Granada. ISBN 978-84-13-06174-0.
- Benavent-Oltra J.A., Román R., Granados-Muñoz M.J., Pérez-Ramírez D., Ortiz-Amezcuca P., Denjean C., Lopatin A., Lyamani H., Torres B., Guerrero-Rascado J.L., Fuertes D., Dubovik O., Chaikovskiy A., Olmo F.J., Mallet M. y Alados-Arboledas L. (2017) Comparative assessment of GRASP algorithm for a dust event over Granada (Spain) during ChArMEx-ADRIMED 2013 campaign. *Atmospheric Measurement Techniques*, **10**:4439–4457. ISSN 1867-1381.
- Bennouna Y.S., Cachorro V.E., Mateos D., Burgos M.A., Toledano C., Torres B. y de Frutos A.M. (2016) Long-term comparative study of columnar and surface mass concentration aerosol properties in a background environment. *Atmospheric Environment*, **140**:261–272.

- Bergstrom R.W., Pilewskie P., Russell P.B., Redemann J., Bond T.C., Quinn P.K. y Sierau B. (2007) Spectral absorption properties of atmospheric aerosols.
- Brasseur G. y Granier C. (1992) Mount Pinatubo Aerosols, Chlorofluorocarbons, and Ozone Depletion. *Science*, **257**:1239–1242. ISSN 0036-8075, 1095-9203.
- Bravo-Aranda J.A., Titos G., Granados-Muñoz M.J., Guerrero-Rascado J.L., Navas-Guzmán F., Valenzuela A., Lyamani H., Olmo F.J., Andrey J. y Alados-Arboledas L. (2015) Study of mineral dust entrainment in the planetary boundary layer by lidar depolarisation technique. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, **67**:26180. ISSN null.
- Britton C.M. y Dodd J.D. (1976) Relationships of photosynthetically active radiation and shortwave irradiance. *Agricultural Meteorology*, **17**:1–7. ISSN 0002-1571.
- Buffoni L., Maugeri M. y Nanni T. (1999) Precipitation in Italy from 1833 to 1996. *Theoretical and Applied Climatology*, **63**:33–40.
- Burkey J. (2020) Mann-kendall tau-b with sen's method (enhanced). matlab central file exchange.
- Bush B.C. y Valero F.P.J. (2003) Surface aerosol radiative forcing at Gosan during the ACE-Asia campaign. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108**. ISSN 2156-2202.
- C3S (2017) Copernicus climate change service (c3 s)(2017): Era5: Fifth generation of ecmwf atmospheric reanalyses of the global climate.
- Cariñanos P., Foyo-Moreno I., Alados I., Guerrero-Rascado J.L., Ruiz-Peñuela S., Titos G., Cazorla A., Alados-Arboledas L. y Díaz de la Guardia C. (2021) Bioaerosols in urban environments: Trends and interactions with pollutants and meteorological variables based on quasi-climatological series. *Journal of Environmental Management*, **282**:111963. ISSN 0301-4797.
- Caya M.V.C., Alcantara J.T., Carlos J.S. y Cereno S.S.B. (2018) Photosynthetically active radiation (PAR) sensor using an array of light sensors with the integration of data logging for agricultural application. In *2018 3rd International Conference on Computer and Communication Systems (ICCCS)*, pp. 377–381. IEEE.
- Cazorla A., Casquero-Vera J.A., Román R., Guerrero-Rascado J.L., Toledano C., Cachorro V.E., Orza J.A.G., Cancillo M.L., Serrano A., Titos G., Pandolfi M., Alastuey A., Hanrieder N. y Alados-Arboledas L. (2017) Near-real-time processing of a ceilometer network assisted with sun-photometer data: monitoring a dust outbreak over the Iberian Peninsula. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**:11861–11876. ISSN 1680-7324.
- Córdoba-Jabonero C., Sorribas M., Guerrero-Rascado J.L., Adame J.A., Hernández Y., Lyamani H., Cachorro V., Gil M., Alados-Arboledas L., Cuevas E. y de la Morena B. (2011) Synergetic monitoring of Saharan dust plumes and potential impact on surface: a case study of dust transport from Canary Islands to Iberian Peninsula. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11**:3067–3091. ISSN 1680-7316.
- Da Silva V.d.P.R., e Silva R.A., Cavalcanti E.P., Braga C.C., de Azeve-

- do P.V., Singh V.P. y Pereira E.R.R. (2010) Trends in solar radiation in NCEP/NCAR database and measurements in northeastern Brazil. *Solar Energy*, **84**:1852–1862.
- Dadashi-Roudbari A. y Ahmadi M. (2020) Evaluating temporal and spatial variability and trend of aerosol optical depth (550 nm) over Iran using data from MODIS on board the Terra and Aqua satellites. *Arabian Journal of Geosciences*, **13**:1–23. ISSN 1866-7538.
- Danso D.K., Anquetin S., Diedhiou A., Lavaysse C., Koba A. y Touré N.E. (2019) Spatio-temporal variability of cloud cover types in West Africa with satellite-based and reanalysis data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **145**:3715–3731. ISSN 1477-870X.
- DeVault J.E. y Katsaros K.B. (1983) Remote Determination of Cloud Liquid Water Path from Bandwidth-Limited Shortwave Measurements. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**:665–685. ISSN 0022-4928, 1520-0469.
- Di Biagio C., di Sarra A. y Meloni D. (2010) Large atmospheric shortwave radiative forcing by Mediterranean aerosols derived from simultaneous ground-based and spaceborne observations and dependence on the aerosol type and single scattering albedo. *Journal of Geophysical Research*, **115**:D10209. ISSN 0148-0227.
- Di Biagio C., di Sarra A., Meloni D., Monteleone F., Piacentino S. y Sferlazzo D. (2009) Measurements of Mediterranean aerosol radiative forcing and influence of the single scattering albedo. *Journal of Geophysical Research*, **114**:D06211. ISSN 0148-0227.
- Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanré D. y Slutsker I. (2002) Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**:590–608. ISSN 0022-4928, 1520-0469.
- Díaz A.M., García O.E., Díaz J.P., Expósito F.J., Utrillas M.P., Martínez-Lozano J.A., Alados-Arboledas L., Olmo F.J., Lorente J., Cachorro V., Horvath H., Labajo A., Sorribas M., Vilaplana J.M., Silva A.M., Elias T., Pujadas M., Rodrigues J.A. y González J.A. (2007) Aerosol radiative forcing efficiency in the UV region over southeastern Mediterranean: VELETA2002 campaign. *Journal of Geophysical Research*, **112**:D06213. ISSN 0148-0227.
- Erbs D.G., Klein S.A. y Duffie J.A. (1982) Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, **28**:293–302. ISSN 0038-092X.
- Eswaran K., Satheesh S.K. y Srinivasan J. (2019) Sensitivity of aerosol radiative forcing to various aerosol parameters over the Bay of Bengal. *Journal of Earth System Science*, **128**:170. ISSN 2347-4327, 0973-774X.
- Fernández A.J., Sicard M., Costa M.J., Guerrero-Rascado J.L., Gómez-Amo J.L., Molero F., Barragán R., Bartsart S., Bortoli D. y Bedoya-Velásquez A.E. (2019) Extreme, wintertime Saharan dust intrusion in the Iberian Peninsula: Lidar monitoring and evaluation of dust forecast models during the February 2017 event. *Atmospheric Research*, **228**:223–241.
- Ferrera-Cobos F., Vindel J., Valenzuela R. y González J. (2020a) Mo-

- dels for estimating daily photosynthetically active radiation in oceanic and mediterranean climates and their improvement by site adaptation techniques. *Advances in Space Research*, **65**:1894–1909. ISSN 02731177.
- Ferrera-Cobos F., Vindel J.M., Valenzuela R.X. y González J.A. (2020b) Analysis of Spatial and Temporal Variability of the PAR/GHI Ratio and PAR Modeling Based on Two Satellite Estimates. *Remote Sensing*, **12**:1262. ISSN 2072-4292.
- Formenti P., Boucher O., Reiner T., Sprung D., Andreae M.O., Wendisch M., Wex H., Kindred D., Tzortziou M., Vasaras A. y Zerefos C. (2002) STAAARTE-MED 1998 summer airborne measurements over the Aegean Sea 2. Aerosol scattering and absorption, and radiative calculations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **107**:AAC 2–1–AAC 2–14. ISSN 2156-2202.
- Foyo-Moreno I., Alados I. y Alados-Arboledas L. (2017) A new conventional regression model to estimate hourly photosynthetic photon flux density under all sky conditions: A NEW CONVENTIONAL REGRESSION MODEL TO ESTIMATE PHOTOSYNTHETIC PHOTON FLUX DENSITY. *International Journal of Climatology*, **37**:1067–1075. ISSN 08998418.
- Foyo-Moreno I., Alados I. y Alados-Arboledas L. (2018) A new empirical model to estimate hourly diffuse photosynthetic photon flux density. *Atmospheric Research*, **203**:189–196. ISSN 01698095.
- Foyo-Moreno I., Alados I., Antón M., Fernández-Gálvez J., Cazorla A. y Alados-Arboledas L. (2014) Estimating aerosol characteristics from solar irradiance measurements at an urban location in southeastern Spain: Aerosol properties from solar irradiance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **119**:1845–1859. ISSN 2169897X.
- Foyo-Moreno I., Alados I., Guerrero-Rascado J.L., Lyamani H., Pérez-Ramírez D., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (2019) Contribution to column-integrated aerosol typing based on Sun-photometry using different criteria. *Atmospheric Research*, **224**:1–17.
- Ortiz de Galisteo J.P., Bennouna Y., Toledano C., Cachorro V., Romero P., Andrés M.I. y Torres B. (2014) Analysis of the annual cycle of the precipitable water vapour over Spain from 10-year homogenized series of GPS data. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **140**:397–406. ISSN 1477-870X.
- García O., Díaz A., Expósito F., Díaz J., Redondas A. y Sasaki T. (2009) Aerosol radiative forcing and forcing efficiency in the uvb for regions affected by saharan and asian mineral dust. *Journal of the atmospheric sciences*, **66**:1033–1040.
- García-Herrera R.F., Lionello P. y Ulbrich U. (2014) Preface: Understanding dynamics and current developments of climate extremes in the Mediterranean region. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, p. 8.
- García O.E., Díaz A.M., Expósito F.J., Díaz J.P., Gröbner J. y Fioletov V.E. (2006) Cloudless aerosol forcing efficiency in the UV region from AERONET and WOUDC databases. *Geophysical Research Letters*, **33**:L23803. ISSN 0094-8276.

-
- Giles D.M., Sinyuk A., Sorokin M.G., Schafer J.S., Smirnov A., Slutsker I., Eck T.F., Holben B.N., Lewis J.R., Campbell J.R., Welton E.J., Korokin S.V. y Lyapustin A.I. (2019) Advancements in the Aerosol Robotic Network (AERONET) Version 3 database – automated near-real-time quality control algorithm with improved cloud screening for Sun photometer aerosol optical depth (AOD) measurements. *Atmospheric Measurement Techniques*, **12**:169–209. ISSN 1867-1381.
- Gkikas A., Hatzianastassiou N., Mihailopoulos N., Katsoulis V., Kazadzis S., Pey J., Querol X. y Torres O. (2013) The regime of intense desert dust episodes in the Mediterranean based on contemporary satellite observations and ground measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **13**:12135–12154. ISSN 1680-7324.
- Gkikas A., Obiso V., Pérez García-Pando C., Jorba O., Hatzianastassiou N., Vendrell L., Basart S., Solomos S., Gassó S. y Baldasano J.M. (2018) Direct radiative effects during intense Mediterranean desert dust outbreaks. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**:8757–8787. ISSN 1680-7324.
- González J.A. y Calbó J. (2002) Modelled and measured ratio of PAR to global radiation under cloudless skies. *Agricultural and Forest Meteorology*, **110**:319–325. ISSN 0168-1923.
- Granados-Muñoz M.J., Sicard M., Román R., Benavent-Oltra J.A., Barraquán R., Brogniez G., Denjean C., Mallet M., Formenti P. y Torres B. (2019) Impact of mineral dust on shortwave and longwave radiation: evaluation of different vertically resolved parameterizations in 1-D radiative transfer computations.
- Gu L., Baldocchi D., Verma S.B., Black T.A., Vesala T., Falge E.M. y Dowty P.R. (2002) Advantages of diffuse radiation for terrestrial ecosystem productivity: ADVANTAGES OF DIFFUSE RADIATION. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **107**:ACL 2–1–ACL 2–23. ISSN 01480227.
- Guerrero-Rascado J.L., Olmo F.J., Avilés-Rodríguez I., Navas-Guzmán F., Pérez-Ramírez D., Lyamani H. y Alados Arboledas L. (2009) Extreme Saharan dust event over the southern Iberian Peninsula in september 2007: active and passive remote sensing from surface and satellite. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9**:8453–8469. ISSN 1680-7316.
- Guerrero-Rascado J.L., Ruiz B. y Alados-Arboledas L. (2008) Multi-spectral Lidar characterization of the vertical structure of Saharan dust aerosol over southern Spain. *Atmospheric Environment*, **42**:2668–2681. ISSN 1352-2310.
- Hansen J.E., Sato M., Lacis A., Ruedy R., Tegen I. y Matthews E. (1998) Climate forcings in the Industrial era. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **95**:12753–12758. ISSN 0027-8424, 1091-6490.
- Hao D., Asrar G.R., Zeng Y., Zhu Q., Wen J., Xiao Q. y Chen M. (2019) Estimating hourly land surface downward shortwave and photosynthetically active radiation from DSCOVR/EPIC observations. *Remote Sensing of Environment*, **232**:111320. ISSN 00344257.
- Harmel T. y Chami M. (2016) Estimation of daily photosynthetically active radiation (PAR) in presence of low to high aerosol loads: Application to

- OLCI-like satellite data. *Optics Express*, **24**:A1390–A1407.
- Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ramanathan V., Cess R.D. y Gibson G.G. (1990) Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **95**:18687–18703. ISSN 2156-2202.
- Hatzianastassiou N., Ioannidis E., Korras-Carraca M.B., Gavrouzou M., Papadimas C.D., Matsoukas C., Benas N., Fotiadi A., Wild M. y Vardavas I. (2020) Global Dimming and Brightening Features during the First Decade of the 21st Century. *Atmosphere*, **11**:308.
- Holben B., Eck T., Slutsker I., Tanré D., Buis J., Setzer A., Vermote E., Reagan J., Kaufman Y., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I. y Smirnov A. (1998) AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization. *Remote Sensing of Environment*, **66**:1–16. ISSN 00344257.
- Horvath H. (1998) Influence of atmospheric aerosols upon the global radiation balance. *Atmospheric particles*, **5**:62–63.
- Iqbal M. (1983) An Introduction to Solar-Radiation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **65**:1113–1113. ISSN 0003-0007.
- Jacovides C.P., Boland J., Asimakopoulos D.N. y Kaltsounides N.A. (2010) Comparing diffuse radiation models with one predictor for partitioning incident PAR radiation into its diffuse component in the eastern Mediterranean basin. *Renewable Energy*, **35**:1820–1827. ISSN 0960-1481.
- Jacovides C.P., Timvios F.S., Papaioannou G., Asimakopoulos D.N. y Theofilou C.M. (2004) Ratio of PAR to broadband solar radiation measured in Cyprus. *Agricultural and Forest Meteorology*, **121**:135–140. ISSN 0168-1923.
- Jacovides C.P., Tymvios F.S., Assimakopoulos V.D. y Kaltsounides N.A. (2007) The dependence of global and diffuse PAR radiation components on sky conditions at Athens, Greece. *Agricultural and Forest Meteorology*, **143**:277–287. ISSN 0168-1923.
- Jakob C. y Klein S.A. (2000) A parametrization of the effects of cloud and precipitation overlap for use in general-circulation models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**:2525–2544. ISSN 1477-870X.
- Janjai S., Wattan R. y Sripradit A. (2015) Modeling the ratio of photosynthetically active radiation to broadband global solar radiation using ground and satellite-based data in the tropics. *Advances in Space Research*, **56**:2356–2364. ISSN 0273-1177.
- Jonard F., De Cannière S., Brüggemann N., Gentine P., Short Gianotti D.J., Lobet G., Miralles D.G., Montzka C., Pagán B.R., Rascher U. y Vereecken H. (2020) Value of sun-induced chlorophyll fluorescence for quantifying hydrological states and fluxes: Current status and challenges. *Agricultural and Forest Meteorology*, **291**:108088. ISSN 0168-1923.
- Kambezidis H.D., Kaskaoutis D.G., Kalliampakos G.K., Rashki A. y Wild M. (2016) The solar dimming/brightening effect over the Mediterranean Basin in the period 1979–2012. *Journal of Atmospheric*

-
- and *Solar-Terrestrial Physics*, **150-151**:31–46. ISSN 1364-6826.
- Kanniah K.D., Beringer J., North P. y Hutley L. (2012) Control of atmospheric particles on diffuse radiation and terrestrial plant productivity: A review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, **36**:209–237. ISSN 0309-1333.
- Kathilankal J.C., O'Halloran T.L., Schmidt A., Hanson C.V. y Law B.E. (2014) Development of a semi-parametric PAR (Photosynthetically Active Radiation) partitioning model for the United States, version 1.0. *Geoscientific Model Development*, **7**:2477–2484. ISSN 1991-959X.
- Keane B.J., Ineson P., Vallack H.W., Blei E., Bentley M., Howarth S., McNamara N.P., Rowe R.L., Williams M. y Toet S. (2017) Greenhouse gas emissions from the energy crop oilseed rape (*Brassica napus*); the role of photosynthetically active radiation in diurnal N₂O flux variation. *GCB Bioenergy*, **10**:306–319. ISSN 1757-1707.
- Kipp Z. y Zonen B.V. (2000) CNR1 net radiometer instruction manual. *Kipp & Zonen, Delft*.
- Kodera K., Hori M.E., Yukimoto S. y Sigmund M. (2008) Solar modulation of the Northern Hemisphere winter trends and its implications with increasing CO₂. *Geophysical research letters*, **35**.
- Kuo C.C., Gan T.Y. y Wang J. (2020) Climate change impact to Mackenzie river Basin projected by a regional climate model. *Climate Dynamics*, **54**:3561–3581. ISSN 1432-0894.
- Kuo C.W., Chang W.C. y Chang K.C. (2014) Modeling the hourly solar diffuse fraction in Taiwan. *Renewable Energy*, **66**:56–61. ISSN 0960-1481.
- Lei Y., Letu H., Shang H. y Shi J. (2020) Cloud cover over the Tibetan Plateau and eastern China: a comparison of ERA5 and ERA-Interim with satellite observations. *Climate Dynamics*, **54**:2941–2957. ISSN 1432-0894.
- Li J., Carlson B.E., Dubovik O. y Lacis A.A. (2014) Recent trends in aerosol optical properties derived from AERONET measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**:12271–12289.
- Li L., Li Z., Chang W., Ou Y., Goloub P., Li C., Li K., Hu Q., Wang J. y Wendisch M. (2020) Aerosol solar radiative forcing near the Taklimakan Desert based on radiative transfer and regional meteorological simulations during the Dust Aerosol Observation-Kashi campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **20**:10845–10864. ISSN 1680-7316.
- LI-COR (1992) LI-COR Terrestrial Radiation Sensors, Type SB. Instruction Manual.
- Lionello P., Abrantes F., Gacic M., Planton S., Trigo R. y Ulbrich U. (2014) The climate of the Mediterranean region: research progress and climate change impacts. *Regional Environmental Change*, **14**:1679–1684. ISSN 1436-378X.
- Liou K.N., Gu Y., Yue Q. y McFarguhar G. (2008) On the correlation between ice water content and ice crystal size and its application to radiative transfer and general circulation models. *Geophysical Research Letters*, **35**. ISSN 1944-8007.
- Liou K.N. y Ou S.C. (1989a) The role of cloud microphysical processes in climate: An assessment from a one-dimensional perspective. *Journal*

- of *Geophysical Research: Atmospheres*, **94**:8599–8607. ISSN 2156-2202.
- Liou K.N. y Ou S.C. (1989b) The role of cloud microphysical processes in climate: An assessment from a one-dimensional perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **94**:8599–8607.
- Liu B.Y.H. y Jordan R.C. (1960) The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, **4**:1–19. ISSN 0038-092X.
- Long C.N. y Ackerman T.P. (2000) Identification of clear skies from broadband pyranometer measurements and calculation of downwelling shortwave cloud effects. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **105**:15609–15626. ISSN 01480227.
- Lorente J., Redaň A. y Cabo X.D. (1994) Influence of Urban Aerosol on Spectral Solar Irradiance. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **33**:406–415. ISSN 1520-0450, 0894-8763.
- Lyamani H., Fernandez-Galvez J., Perez-Ramirez D., Valenzuela A., Anton M., Alados I., Titos G., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (2012) Aerosol properties over two urban sites in South Spain during an extended stagnation episode in winter season. *Atmospheric Environment*, **62**:424–432. ISSN 1352-2310.
- Lyamani H., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (2010) Physical and optical properties of aerosols over an urban location in Spain: seasonal and diurnal variability. *Atmos. Chem. Phys.*, p. 16.
- Lyamani H., Olmo F.J., Alcántara A. y Alados-Arboledas L. (2006a) Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain I: Spectral optical depth. *Atmospheric Environment*, **40**:6453–6464. ISSN 1352-2310.
- Lyamani H., Olmo F.J., Alcántara A. y Alados-Arboledas L. (2006b) Atmospheric aerosols during the 2003 heat wave in southeastern Spain II: Microphysical columnar properties and radiative forcing. *Atmospheric Environment*, **40**:6465–6476. ISSN 1352-2310.
- López G., Rubio M.A., Martínez M. y Batlles F.J. (2001) Estimation of hourly global photosynthetically active radiation using artificial neural network models. *Agricultural and Forest Meteorology*, **107**:279–291. ISSN 0168-1923.
- Ma J.y., Liu J.m., Li S.k., Liang H., Jiang C.Y. y Wang B.Z. (2007) Study on the features of the photosynthetic active radiation (PAR) with experiments and measurements. *Journal of Natural Resources*, **5**.
- Malm W. (2017) *Introduction to Visibility (Classic Reprint)*. Fb&c Limited. ISBN 9781527765887.
- Manevski K., Lærke P.E., Jiao X., Sant-home S. y Jørgensen U. (2017) Biomass productivity and radiation utilisation of innovative cropping systems for biorefinery. *Agricultural and Forest Meteorology*, **233**:250–264. ISSN 0168-1923.
- Mann H.B. (1945) Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, **13**:245–259. ISSN 0012-9682.
- Mateos D., Antón M., Toledano C., Cachorro V.E., Alados-Arboledas L., Sorribas M., Costa M.J. y 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. *Atmospheric Che-*

-
- mistry and Physics*, **14**:13497–13514. ISSN 1680-7324.
- Mateos D., Cachorro V.E., Toledano C., Burgos M.A., Bennouna Y., Torres B., Fuertes D., González R., Guirado C. y Calle A. (2015) Columnar and surface aerosol load over the Iberian Peninsula establishing annual cycles, trends, and relationships in five geographical sectors. *Science of the Total Environment*, **518**:378–392.
- McCartney H.A. y Unsworth M.H. (1978) Spectral distribution of solar radiation. I: Direct radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104**:699–718. ISSN 1477-870X.
- McCree K. (1972) Test of current definitions of photosynthetically active radiation against leaf photosynthesis data. *Agricultural Meteorology*, **10**:443–453. ISSN 00021571.
- Meloni D., di Sarra A., Di Iorio T. y Fiocco G. (2005) Influence of the vertical profile of Saharan dust on the visible direct radiative forcing. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **93**:397–413. ISSN 0022-4073.
- Meloni D., di Sarra A., Pace G. y Monteleone F. (2006) Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 2. Determination of single scattering albedo at two wavelengths for different aerosol types. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **6**:715–727. ISSN 1680-7316.
- Mercado L.M., Bellouin N., Sitch S., Boucher O., Huntingford C., Wild M. y Cox P.M. (2009) Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. *Nature*, **458**:1014–1017. ISSN 0028-0836, 1476-4687.
- de Miguel A., Bilbao J., Aguiar R., Kambezidis H. y Negro E. (2001) Diffuse solar irradiation model evaluation in the North Mediterranean Belt area. *Solar Energy*, **167**:143–153. ISSN 0038-092X.
- Mizoguchi Y., Yasuda Y., Ohtani Y., Watanabe T., Kominami Y. y Yamanoi K. (2014) A practical model to estimate photosynthetically active radiation using general meteorological elements in a temperate humid area and comparison among models. *Theoretical and Applied Climatology*, **115**:583–589. ISSN 1434-4483.
- Nabat P., Somot S., Mallet M., Sevault F., Chiacchio M. y Wild M. (2015) Direct and semi-direct aerosol radiative effect on the Mediterranean climate variability using a coupled regional climate system model. *Climate dynamics*, **44**:1127–1155.
- Navas-Guzmán F., Müller D., Bravo-Aranda J.A., Guerrero-Rascado J.L., Granados-Muñoz M.J., Pérez-Ramírez D., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (2013) Eruption of the Eyjafjallajökull Volcano in spring 2010: Multiwavelength Raman lidar measurements of sulphate particles in the lower troposphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**:1804–1813. ISSN 2169-8996.
- Nemesure S., Wagener R. y Schwartz S. (1995) Direct shortwave forcing of climate by the anthropogenic sulfate aerosol: sensitivity to particle size, composition, and relative humidity. *Journal of Geophysical Research*, **100**:26,105–26,116.
- Niu Z., Wang L., Niu Y., Hu B., Zhang M. y Qin W. (2019) Spatiotemporal variations of photosynthetically active radiation and the influencing factors in China from 1961 to 2016.

- Theoretical and Applied Climatology*, **137**:2049–2067. ISSN 0177-798X, 1434-4483.
- Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (1995) Pinatubo eruption effects on solar radiation at Almeria (36.83 N, 2.41 W). *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, **47**:602–606.
- Orgill J.F. y Hollands K.G.T. (1977) Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar Energy*, **19**:357–359. ISSN 0038-092X.
- Ortiz-Amezcuca P. (2019) *Atmospheric profiling based on aerosol and doppler lidar*. Ph.D. Thesis, Universidad de Granada.
- Ortiz-Amezcuca P., Guerrero-Rascado J.L., Granados-Muñoz M.J., Benavent-Oltra J.A., Böckmann C., Samaras S., Stachlewska I.S., Janicka L., Baars H., Bohlmann S. y Alados-Arboledas L. (2017) Microphysical characterization of long-range transported biomass burning particles from North America at three EARLINET stations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**:5931–5946. ISSN 1680-7316.
- Ortiz-Amezcuca P., Guerrero-Rascado J.L., Granados-Muñoz M.J., Bravo-Aranda J.A. y Alados-Arboledas L. (2014) Characterization of atmospheric aerosols for a long range transport of biomass burning particles from canadian forest fires over the southern iberian peninsula in July 2013. *Optica Pura y Aplicada*, **47**:43–49.
- Peng S., Du Q., Lin A., Hu B., Xiao K. y Xi Y. (2015) Observation and estimation of photosynthetically active radiation in Lhasa (Tibetan Plateau). *Advances in Space Research*, **55**:1604–1612. ISSN 02731177.
- Potter C., Boriah S., Steinbach M., Kumar V. y Klooster S. (2007) Terrestrial vegetation dynamics and global climate controls. *Climate Dynamics*, **31**:67–78.
- Potter C., Boriah S., Steinbach M., Kumar V. y Klooster S. (2008) Terrestrial vegetation dynamics and global climate controls in North America: 2001–05. *Earth Interactions*, **12**:1–12.
- Prospero J.M., Barkley A.E., Gaston C.J., Gatineau A., Sansano A.C.y. y Panechou K. (2020) Characterizing and Quantifying African Dust Transport and Deposition to South America: Implications for the Phosphorus Budget in the Amazon Basin. *Global Biogeochemical Cycles*, **34**:e2020GB006536. ISSN 1944-9224.
- Pyrina M., Hatzianastassiou N., Matsoukas C., Fotiadi A., Papadimas C.D., Pavlakis K.G. y Vardavas I. (2015) Cloud effects on the solar and thermal radiation budgets of the Mediterranean basin. *Atmospheric Research*, **152**:14–28. ISSN 0169-8095.
- Pérez-Ramírez D., Lyamani H., Smirnov A., O'Neill N.T., Veselovskii I., Whiteman D.N., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (2016) Statistical study of day and night hourly patterns of columnar aerosol properties using sun and star photometry. In *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XXI*, vol. 10001, p. 100010K. International Society for Optics and Photonics.
- Querol X., Pey J., Pandolfi M., Alastuey A., Cusack M., Pérez N., Moreno T., Viana M., Mihalopoulos N., Kallos G. y Kleanthous S. (2009) African dust contributions to mean ambient PM10 mass-levels across the Mediterranean Basin. *Atmospheric Environment*, **43**:4266–4277. ISSN 1352-2310.

-
- Querol X., Tobías A., Pérez N., Karanasiou A., Amato F., Stafoggia M., Pérez García-Pando C., Ginoux P., Forastiere F., Gumy S., Mudu P. y Alastuey A. (2019) Monitoring the impact of desert dust outbreaks for air quality for health studies. *Environment International*, **130**:104867. ISSN 0160-4120.
- Raes F., Bates T., McGOVERN F. y Van Liedekerke M. (2000) The 2nd aerosol characterization experiment (ace-2): General overview and main results. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, **52**:111–125.
- Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Ahmad E. y Hartmann D. (1989) Cloud-Radiative Forcing and Climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, **243**:57–63. ISSN 0036-8075, 1095-9203.
- Reindl D.T., Beckman W.A. y Duffie J.A. (1990) Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, **45**:1–7. ISSN 0038-092X.
- Ridley B., Boland J. y Lauret P. (2010) Modelling of diffuse solar fraction with multiple predictors. *Renewable Energy*, **35**:478–483. ISSN 0960-1481.
- Roebroek C.T.J., Melsen L.A., Hoek van Dijke A.J., Fan Y. y Teuling A.J. (2020) Global distribution of hydrologic controls on forest growth. *Hydrology and Earth System Sciences*, **24**:4625–4639. ISSN 1027-5606.
- Romano S., Burlizzi P. y Perrone M.R. (2016) Experimental determination of short- and long-wave dust radiative effects in the Central Mediterranean and comparison with model results. *Atmospheric Research*, **171**:5–20. ISSN 0169-8095.
- Ross J. y Sulev M. (2000) Sources of errors in measurements of PAR. *Agricultural and Forest Meteorology*, **100**:103–125. ISSN 0168-1923.
- Sabariego S., Díaz de la Guardia C. y Alba F. (2000) The effect of meteorological factors on the daily variation of airborne fungal spores in Granada (southern Spain). *International Journal of Biometeorology*, **44**:1–5. ISSN 1432-1254.
- Salvador P., Alonso-Pérez S., Pey J., Artíñano B., de Bustos J.J., Alastuey A. y Querol X. (2014) African dust outbreaks over the western Mediterranean Basin: 11-year characterization of atmospheric circulation patterns and dust source areas. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**:6759–6775. ISSN 1680-7316.
- Sanchez G., Serrano A. y Cancillo M.L. (2017) Modeling the erythema surface diffuse irradiance fraction for Badajoz, Spain. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **17**:12697–12708. ISSN 1680-7316.
- Sanchez-Lorenzo A., Enriquez-Alonso A., Calbó J., González J.A., Wild M., Folini D., Norris J.R. y Vicente-Serrano S.M. (2017) Fewer clouds in the Mediterranean: consistency of observations and climate simulations. *Scientific Reports*, **7**:41475. ISSN 2045-2322.
- Satheesh S. y moorthy K. (2005) Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmospheric Environment*, **39**:2089–2110. ISSN 13522310.
- Satheesh S.K. y Ramanathan V. (2000) Large differences in tropical aerosol forcing at the top of the atmosphere and Earth's surface. *Nature*, **405**:60–63. ISSN 0028-0836, 1476-4687.

- Segura S., Estellés V., Utrillas M. y Martínez-Lozano J. (2017) Long term analysis of the columnar and surface aerosol relationship at an urban european coastal site. *Atmospheric Environment*, **167**:309–322. ISSN 1352-2310.
- Seinfeld J.H., Pandis S.N. y Noone K. (1998) Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. *Physics Today*, **51**:88–90. ISSN 0031-9228.
- Sen P.K. (1968) Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association*, **63**:1379–1389.
- Sicard M., Barragan R., Dulac F., Alados-Arboledas L. y Mallet M. (2016) Aerosol optical, microphysical and radiative properties at regional background insular sites in the western Mediterranean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **16**:12177–12203.
- Sicard M., Guerrero-Rascado J., Navas-Guzmán F., Preißler J., Molero F., Tomás S., Bravo-Aranda J., Comerón A., Rocadenbosch F., Wagner F., Pujadas M. y Alados-Arboledas L. (2012) Monitoring of the Eyjafjallajökull volcanic aerosol plume over the Iberian Peninsula by means of four EARLINET lidar stations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**:3115–3130.
- Sivan C. y Manoj M. (2019) Aerosol and cloud radiative forcing over various hot spot regions in India. *Advances in Space Research*, **64**:1577–1591. ISSN 02731177.
- Slingo A., Wilderspin R. y Smith R. (1989) Effect of improved physical parameterizations on simulations of cloudiness and the earth's radiation budget. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **94**:2281–2301.
- Spencer J.W. (1971) Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, **2**:172.
- Stephens G. (1978) Radiation profiles in extended water clouds. ii: Parameterization schemes. *Journal of Atmospheric Sciences*, **35**:2123–2132.
- Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. y Midgley P.M. (2013) IPCC, 2013. *Climate change*.
- Su W., Charlock T.P., Rose F.G. y Rutan D. (2007) Photosynthetically active radiation from Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) products. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **112**. ISSN 2156-2202.
- Tan C., Wang D., Zhou J., Du Y., Luo M., Zhang Y. y Guo W. (2018) Remotely Assessing Fraction of Photosynthetically Active Radiation (FPAR) for Wheat Canopies Based on Hyperspectral Vegetation Indexes. *Frontiers in Plant Science*, **9**. ISSN 1664-462X.
- Titos G., Del Águila A., Cazorla A., Lyamani H., Casquero-Vera J.A., Colombi C., Cuccia E., Gianelle V., Močnik G., Alastuey A., Olmo F.J. y Alados-Arboledas L. (2017) Spatial and temporal variability of carbonaceous aerosols: Assessing the impact of biomass burning in the urban environment. *The Science of the Total Environment*, **578**:613–625. ISSN 1879-1026.
- Titos G., Foyo-Moreno I., Lyamani H., Querol X., Alastuey A. y Alados-Arboledas L. (2012) Optical properties and chemical composition of aerosol particles at an urban location: An

-
- estimation of the aerosol mass scattering and absorption efficiencies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **117**.
- Torres J.L., De Blas M., García A. y de Francisco A. (2010) Comparative study of various models in estimating hourly diffuse solar irradiance. *Renewable Energy*, **35**:1325–1332. ISSN 0960-1481.
- Trenberth K.E., Fasullo J.T. y Kiehl J. (2009) Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**:311–324.
- Trisolino P., di Sarra A., Anello F., Bommarito C., Di Iorio T., Meloni D., Monteleone F., Pace G., Piacentino S. y Sferlazzo D. (2018) A long-term time series of global and diffuse photosynthetically active radiation in the Mediterranean: interannual variability and cloud effects. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**:7985–8000. ISSN 1680-7324.
- Trisolino P., Sarra A.d., Meloni D. y Pace G. (2016) Determination of global and diffuse photosynthetically active radiation from a multifilter shadowband radiometer. *Applied Optics*, **55**:8280. ISSN 0003-6935, 1539-4522.
- Tsubo M. y Walker S. (2005) Relationships between photosynthetically active radiation and clearness index at Bloemfontein, South Africa. *Theoretical and Applied Climatology*, **80**:17–25. ISSN 1434-4483.
- Valenzuela A., Olmo Reyes F.J., Lyamani H., Antón M., Quirantes Sierra A. y Alados-Arboledas L. (2012) Aerosol radiative forcing during African desert dust events (2005–2010) over Southeastern Spain. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **12**:1011–1022. ISSN 1680-7324.
- Velasco-Merino C., Mateos D., Toladano C., Prospero J.M., Molinie J., Euphrasie-Clotilde L., González R., Cachorro V.E., Calle A. y de Frutos A.M. (2018) Impact of long-range transport over the Atlantic Ocean on Saharan dust optical and microphysical properties based on AERONET data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **18**:9411–9424. ISSN 1680-7316.
- Vermote E.F., Saleous N.E., Justice C.O., Kaufman Y.J., Privette J.L., Remer L., Roger J.C. y Tanré D. (1997) Atmospheric correction of visible to middle-infrared EOS-MODIS data over land surfaces: Background, operational algorithm and validation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **102**:17131–17141. ISSN 2156-2202.
- Vindel J.M., Valenzuela R.X., Navarro A.A., Zarzalejo L.F., Paz-Gallardo A., Souto J.A., Méndez-Gómez R., Cartelle D. y Casares J.J. (2018) Modeling Photosynthetically Active Radiation from Satellite-Derived Estimations over Mainland Spain. *Remote Sensing*, **10**:849.
- Wang L., Gong W., Li C., Lin A., Hu B. y Ma Y. (2013) Measurement and estimation of photosynthetically active radiation from 1961 to 2011 in Central China. *Applied Energy*, **111**:1010–1017. ISSN 0306-2619.
- Wang L., Kisi O., Zounemat-Kermani M., Hu B. y Gong W. (2016) Modeling and comparison of hourly photosynthetically active radiation in different ecosystems. *Renewable and sustainable energy reviews*, **56**:436–453.
- Wild M. (2009) Global dimming and brightening: A review. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **114**:D00D16. ISSN 2169-897X.

- Wild M. (2016) Decadal changes in radiative fluxes at land and ocean surfaces and their relevance for global warming. *Wiley Interdisciplinary Reviews-Climatic Change*, **7**:91–107. ISSN 1757-7780.
- WMO (2008) *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, 7th ed, p716*.
- Wu B.S., Rufyikiri A.S., Orsat V. y Lefsrud M.G. (2019) Re-interpreting the photosynthetically action radiation (PAR) curve in plants. *Plant Science*, **289**:110272. ISSN 01689452.
- Xu J., Bergin M.H., Greenwald R. y Russell P.B. (2003) Direct aerosol radiative forcing in the Yangtze delta region of China: Observation and model estimation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **108**. ISSN 2156-2202.
- Yu X., Wu Z., Jiang W. y Guo X. (2015) Predicting daily photosynthetically active radiation from global solar radiation in the Contiguous United States. *Energy Conversion and Management*, **89**:71–82. ISSN 0196-8904.
- Zempila M.M., Taylor M., Bais A. y Kazadzis S. (2016) Modeling the relationship between photosynthetically active radiation and global horizontal irradiance using singular spectrum analysis. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **182**:240–263. ISSN 00224073.
- Zhang X., Zhang Y. y Zhou Y. (2000) Measuring and modelling photosynthetically active radiation in Tibet Plateau during April–October. *Agricultural and Forest Meteorology*, **102**:207–212. ISSN 0168-1923.
- Zou L., Lin A., Wang L., Xia X., Gong W., Zhu H. y Zhao Z. (2016) Long-term variations of estimated global solar radiation and the influencing factors in Hunan province, China during 1980–2013. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **128**:155–165.