



---

**Universidad de Valladolid**

FACULTAD DE CIENCIAS

DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA

TESIS DOCTORAL:

**Reconstrucción y análisis de la radiación ultravioleta  
eritemática en la Península Ibérica desde 1950**

Presentada por **Roberto Román Díez** para optar al grado de  
doctor por la Universidad de Valladolid

Dirigida por:  
Dra. Julia Bilbao Santos  
Dr. Argimiro de Miguel Castrillo

Valladolid, 2014



Este trabajo de tesis doctoral ha sido realizado en el marco del Proyecto de Investigación CGL2011-25363:

*“Radiación solar Ultravioleta, medida, modelización y reconstrucción de las series”*,

financiado por el Programa Nacional de Proyectos de Investigación Fundamental del VI Plan Nacional de Investigación Científica, Desarrollo e Innovación Tecnológica 2008-2011, del Ministerio de Economía y Competitividad, Secretaria de Estado de Investigación, Desarrollo e Innovación.

El estudio se ha desarrollado en el seno del Laboratorio de Atmósfera y Energía (LAtEn), de la Universidad de Valladolid.



*A mis padres*



## **Agradecimientos**

El trabajo aquí presente jamás podría haber sido desarrollado sin la ayuda de muchas personas e instituciones, es por ello que quiero agradeceré a todas ellas en las siguientes líneas.

En primer lugar me gustaría dar las gracias a la Universidad de Valladolid por la beca predoctoral de Formación del Personal Investigador concedida para poder realizar los estudios de doctorado. También agradezco al Dpto. de Física Aplicada de la Universidad de Valladolid y a sus miembros, por acogerme y proporcionarme la ayuda necesaria para desarrollar este trabajo. Gracias al Ministerio de Economía y Competitividad por el proyecto CGL2011-25363 que ha financiado parte de este trabajo.

He de agradecer en gran medida a los directores de este trabajo, Dra. Julia Bilbao Santos y Dr. Argimiro de Miguel Castrillo, por su ayuda, su transferencia de conocimientos, y sobre todo por la confianza depositada en mí desde el primer día.

En esta tesis han sido de gran utilidad los datos medidos por el personal de varios organismos, es por ello que quiero también mostrar mi agradecimiento al personal de la AEMet por medir y facilitar los datos de radiación y ozono. Por los datos relacionados con los aerosoles y el vapor de agua quiero agradecer al personal y a los investigadores principales de las estaciones de AERONET de Barcelona (José María Baldasano), Burjassot (José Antonio Martínez-Lozano), Cáceres (María Luisa Cancillo), Granada (Lucas Alados-Arboledas), El Arenosillo y Palencia (Victoria Cachorro). Esta tesis ha sido desarrollada también, en parte, gracias a datos obtenidos a través de distintos satélites, es por ello que quiero reconocer la ayuda de la agencia aeroespacial americana (NASA) y de la europea (ESA), así como el trabajo de Michael M. Yan facilitándome gran parte de estos datos en las localidades que le solicité.

Me gustaría dar las gracias a David Mateos, con quien he tenido el placer de trabajar conjuntamente durante más de cuatro años, y cuya ayuda ha sido inestimable, sobre todo en mis comienzos cuando todo esto era nuevo para mí. Carmen, la que ha sido mi otra compañera de despacho, se merece también mis gracias, ya que siempre ha estado dispuesta a escucharme y atenderme sin faltarla una sonrisa.

Quiero agradecer a Arturo Sánchez la ayuda recibida por su parte en cada correo que, detalladamente, me ha respondido, y sin la cual hubiera sido mucho más difícil realizar el análisis de las series temporales de esta tesis.

Doy las gracias al Dr. Mario Blumthaler por acogerme durante mi estancia de investigación en su grupo: Division for Biomedical Physics (Innsbruck Medical University, Austria).

Agradezco a Lucas Alados-Arboledas y a Francisco José Olmo su recibimiento en el Grupo de Investigación de Física de la Atmósfera, así como a Manuel Antón por toda lo aprendido durante mi estancia de investigación en Granada. Quiero extender el agradecimiento a toda la gente del GFAT, ya que consiguieron que mi estancia fuera tan divertida y entretenida.

En un ámbito menos científico, pero igual de importante, quiero agradecer a toda la gente con la que he podido tomar un café, o simplemente hacer un breve descanso, durante las jornadas de trabajo, especialmente en aquellas que parece que nada sale bien y tan necesarios son unos minutos de desconexión. Con este motivo quiero dar las gracias a mi amigo Samuel, además de a toda la gente que me ha acompañado del Dpto. de Física Teórica, Atómica y Óptica, en especial a Luis Carlos Balbás y también a los miembros del GOA.

Quien tiene un amigo tiene un tesoro, y es por ello que yo me considero afortunado, así que no puedo dejar escapar la oportunidad de dar las gracias a todos mis amigos (de Aranda, Baltanás, Tórtolas...), pues en mayor o menor medida todos ellos han contribuido a que yo no haya perdido el ánimo en ningún momento.

No puedo dejar de dar las gracias a toda mi familia. En particular quiero agradecer a mis padres y hermanos por toda su paciencia conmigo y apoyo. A Pablo por hacerme sonreír tanto.

Una de las personas que mejor conoce esta tesis sin tan siquiera haberla leído (todavía) es mi amigo Javier, lo cual se debe a lo pesado que soy a veces. Muchas gracias por aguantarme todos los días, deberían darte el título de doctor a ti.

Finalmente quiero agradecer a Ruth, por estar a mi lado durante toda esta aventura, por ser tan comprensiva cuando me he tenido que ir fuera, sin ti no podría haber hecho nada de esto, y es por ello que te mereces algo más que todas mis gracias de corazón.

## Índice general

Agradecimientos.....	i
Índice general.....	iii
Publicaciones relacionadas con la tesis .....	vii
Acrónimos.....	xi
Nomenclatura.....	xiii
Resumen .....	xvii
Abstract.....	xix
Antecedentes, objetivos y estructura .....	xxi
Capítulo 1: Conceptos básicos sobre la radiación solar.....	1
1.1.- Radiación solar .....	2
1.1.1.- Radiación solar y terrestre.....	2
1.1.2.- Radiación ultravioleta.....	3
1.1.3.- Radiación ultravioleta eritemática.....	4
1.2.- Factores que influyen en la radiación solar sobre la superficie terrestre.....	5
1.2.1.- Factores astronómicos .....	5
1.2.2.- Factores atmosféricos .....	5
1.2.2.1.- Gases .....	6
1.2.2.2.- Aerosoles.....	7
1.2.2.3.- Nubes.....	8
1.2.3.- Otros factores .....	9
1.3.- Transferencia radiativa .....	10
1.3.1.- Ecuación de transferencia radiativa.....	10
1.3.2.- El término geométrico .....	11
1.3.3.- Fuentes y sumideros .....	11
1.3.4.- Irradiancia directa.....	13
1.3.5.- Irradiancia difusa .....	14
Capítulo 2: Instrumentación y medidas .....	15
2.1.- Estaciones de medida .....	16
2.1.1.- Estación en el CIBA .....	16
2.1.2.- Estaciones de la AEMet .....	18
2.1.3.- Estaciones de AERONET .....	20
2.2.- Instrumentación .....	22
2.2.1.- Radiación solar .....	22
2.2.1.1.- Radiación UVER.....	22
2.2.1.1.1.- Características y funcionamiento del sensor UVB-1 .....	22
2.2.1.1.2.- Calibración del sensor UVB-1 .....	23
2.2.1.2.- Radiación SW .....	28
2.2.1.2.1.- Funcionamiento de los sensores.....	28
2.2.1.2.2.- Radiación SW en el CIBA.....	29
2.2.1.2.3.- Radiación SW en las estaciones de la AEMet.....	30
2.2.2.- Ozono .....	30
2.2.2.1.- Espectrofotómetro Brewer MKIV.....	30
2.2.2.2.- Ozono medido desde satélite.....	31
2.2.2.2.1.- TOMS.....	31
2.2.2.2.2.- OMI .....	33
2.2.2.2.3.- GOME y GOME-2 .....	33

2.2.2.3.- Ozono del proyecto COST-726 .....	34
2.2.2.4.- Incertidumbre de los datos de ozono .....	34
2.2.3.- Aerosoles .....	37
2.2.3.1.- Fotómetro solar CIMEL.....	37
2.2.3.2.- MISR.....	38
2.2.3.3.- OMI.....	39
2.2.3.4.- Incertidumbre en los datos de aerosoles .....	39
2.2.4.- Vapor de agua .....	44
2.2.4.1.- MODIS.....	44
2.2.4.2.- Incertidumbre en los valores de vapor de agua.....	45
2.2.5.- Albedo superficial.....	47
2.2.5.1.- Climatología del albedo a 360 nm del proyecto COST-726.....	47
2.2.5.2.- Albedo superficial del MODIS .....	47
2.2.6.- Datos meteorológicos .....	48
Capítulo 3: Análisis y caracterización de distintos parámetros atmosféricos en cada localidad .....	49
3.1.- Datos meteorológicos .....	50
3.1.1.- Viento.....	50
3.1.2.- Insolación.....	54
3.1.3.- Precipitación .....	58
3.1.4.- Temperatura.....	60
3.2.- Ozono.....	65
3.3.- Aerosol.....	67
3.4.- Vapor de agua .....	73
3.5.- Albedo superficial.....	75
3.5.1.- Albedo superficial a 360 nm.....	75
3.5.2.- Albedo espectral .....	77
3.6.- Radiación solar .....	81
3.6.1.- Radiación SW .....	83
3.6.2.- Radiación UVER .....	86
3.6.3.- Selección de días sin nubes.....	88
Capítulo 4: Sensibilidad y precisión de un modelo de transferencia radiativa en el cálculo de la irradiancia UVER y SW bajo cielos sin nubes.....	91
4.1.- El modelo UVSPEC/LibRadtran .....	92
4.1.1.- Descripción .....	92
4.1.2.- Funcionamiento y parámetros de entrada .....	92
4.2.- Sensibilidad a la incertidumbre de cada uno de los valores utilizados.....	99
4.2.1.- Columna de ozono .....	100
4.2.2.- Espesor óptico de aerosoles .....	103
4.2.3.- Exponente de Ångström.....	106
4.2.4.- SSA .....	109
4.2.5.- Vapor de agua .....	113
4.3.- Sensibilidad a la incertidumbre conjunta de los valores utilizados .....	115
4.4.- Comparación del modelo frente a medidas experimentales .....	118
4.4.1.- Simulación de las irradiancias SW y UVER .....	118
4.4.2.- Comparación de todos los datos horarios .....	119
4.4.3.- Comparación de los datos en función del SZA.....	120
4.4.4.- Simulaciones dentro de la incertidumbre de los parámetros de entrada.....	125
4.4.5.- Comparación de los valores diarios .....	127

Capítulo 5: Modelización de la radiación solar UVER y comparación de los valores calculados con las medidas .....	129
5.1.- Modelización de la irradiancia UVER en función de la radiación SW .....	130
5.1.1.- Desarrollo y caracterización de un modelo .....	130
5.1.1.1.- Obtención del modelo .....	130
5.1.1.2.- Comparación de todos los datos horarios .....	134
5.1.1.3.- Comparación de los datos en función del SZA .....	136
5.1.1.4.- Comparación de los datos en función de la nubosidad .....	139
5.1.1.5.- Valores dentro de la incertidumbre .....	140
5.1.2.- Otros modelos.....	141
5.1.2.1.- Modelo empírico .....	141
5.1.2.2.- Modelos semi-empíricos .....	142
5.1.2.3.- Modelo teórico .....	143
5.2.- Comparación de los valores horarios de irradiancia UVER simulados con las medidas .....	146
5.2.1.- Comparación de todos los datos horarios.....	146
5.2.2.- Comparación de los datos en función del SZA .....	147
5.2.3.- Comparación de los datos en función de la nubosidad .....	148
5.2.4.- Valores dentro de la incertidumbre .....	150
5.3.- Modelización de la irradiación UVER y SW diarias en función de la insolación.....	152
5.3.1.- Modelos para la irradiación UVER y SW .....	152
5.3.1.1.- Comparación con las medidas de irradiación SW .....	154
5.3.2.- Desarrollo de un nuevo modelo para la irradiación UVER.....	156
5.4.- Comparación de los valores diarios, mensuales y anuales de irradiación UVER simulados con las medidas.....	159
Capítulo 6: Análisis de las series temporales reconstruidas de radiación UVER, SW y otras variables meteorológicas.....	165
6.1.- Obtención de las series y su homogeneidad .....	166
6.1.1.- Reconstrucción de las series de irradiación UVER y SW .....	166
6.1.2.- Estudio de la homogeneidad de las series temporales.....	167
6.1.2.1.- Homogeneidad absoluta de las series anuales .....	168
6.1.2.2.- Homogeneidad relativa de las series mensuales.....	171
6.2.- Evolución y tendencia de la irradiación UVER y SW y la TOC .....	174
6.2.1.- Evolución de las anomalías anuales .....	174
6.2.2.- Tendencias y su significancia estadística .....	177
6.2.2.1.- Tendencias en los periodos 1950-2011, 1950-1984 y 1985-2011.....	177
6.2.2.2.- Tendencias en otros periodos: Comparación bibliográfica .....	186
6.3.- Influencia de la incertidumbre en las tendencias.....	189
6.3.1.- Incertidumbre de las anomalías .....	189
6.3.2.- Influencia en las tendencias.....	190
6.4.- Tendencias en otras variables.....	194
6.4.1.- Tendencias en otras variables meteorológicas .....	194
6.4.2.- Tendencias en la irradiación UVER sobre el cuerpo humano.....	198
6.4.2.1.- Sensación térmica y fracción de cuerpo desnudo.....	198
6.4.2.2.- Irradiación UVER por unidad de cuerpo desnudo .....	198
6.5.- Explicación de las tendencias observadas .....	203
6.5.1.- Ozono y el Protocolo de Montreal .....	203
6.5.2.- Radiación SW e insolación: “Global dimming” y “Global brightening” .....	203
6.5.3.- Temperatura y el efecto invernadero.....	204

## *Índice general*

---

6.5.4.- Radiación UVER en superficie y sobre el cuerpo humano .....	206
6.5.5.- Factores que no se han considerado.....	207
6.5.6.- Visión global del cambio pasado y futuro .....	208
Conclusiones y líneas futuras.....	209
Anexo I: Índices estadísticos para la comparación entre valores calculados con un modelo y valores medidos.....	213
Anexo II: Cálculo de los parámetros de distintos ajustes por el método de mínimos cuadrados.....	217
Anexo III: Cálculo de las incertidumbres de los modelos para la reconstrucción de la radiación solar UVER y SW .....	225
Anexo IV: Homogeneidad y tendencias de las series temporales.....	233
Anexo V: Evolución y tendencias de distintas variables meteorológicas.....	239
Referencias.....	257

## **Publicaciones relacionadas con la tesis**

### Artículos y otros textos

Román, R.: Efectos de los componentes atmosféricos sobre la radiación eritemática y modelo propuesto para la reconstrucción de series, Trabajo fin de Máster, Universidad de Valladolid, 2010.

de Miguel, A., Román, R., Bilbao, J., Mateos, D.: Evolution of erythemal and total shortwave solar radiation in Valladolid, Spain: Effects of atmospheric factors, *J. Atmos. Sol-Terr. Phy.*, 73, 578-586, 2011.

de Miguel, A., Mateos, D., Bilbao, J., Román, R.: Sensitivity analysis of ratio between ultraviolet and total shortwave solar radiation to cloudiness, ozone, aerosols and precipitable water, *Atmos. Res.*, 102, 136-144, 2011.

Bilbao, J., Román, R., de Miguel, A., Mateos, D.: Long-term solar erythemal UV irradiance data reconstruction in Spain using a semiempirical method, *J. Geophys. Res.*, 116, D22211, 2011.

de Miguel, A., Bilbao, J., Román, R., Mateos, D.: Measurements and attenuation of erythemal radiation in Central Spain, *Int. J. Climatol.*, 32, 929–940, 2012.

Román, R., Mateos, D., de Miguel, A., Bilbao, J., Pérez-Burgos, A., Rodrigo, R., Cachorro, V. E.: Atmospheric effects on the ultraviolet erythemal and total shortwave solar radiation in Valladolid, Spain, *Opt. Pura Apl.*, 45, 17-21, 2012.

Mateos, D., Román, R., Bilbao, J., de Miguel, A., Pérez-Burgos, A.: Cloud modulation of shortwave and ultraviolet solar irradiances at surface, *Opt. Pura Apl.*, 45, 29-32, 2012.

Román, R., Antón, M., Cazorla, A., de Miguel, A., Olmo, F. J., Bilbao, J., Alados-Arboledas, L.: Calibration of an all-sky camera for obtaining sky radiance at three wavelengths, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2013–2024, 2012.

Román, R., Antón, M., Valenzuela, A., Gil, J. E., Lyamani, H., de Miguel, A., Olmo, F. J., Bilbao, J., Alados-Arboledas, L.: Evaluation of the desert dust effects on global, direct and diffuse spectral ultraviolet irradiance, *Tellus B*, 65, 19578, 2013.

Mateos, D., Bilbao, J., Kudish, A. I., Parisi, A. V., Carbajal, G., di Sarra, A., Román, R., de Miguel, A.: Validation of OMI satellite erythemal daily dose retrievals using ground-based measurements from fourteen stations, *Remote Sens. Environ.*, 128, 1-10, 2013.

Congresos

Román, R.: Proyecto Best-Result, II congreso de jóvenes científicos, comunicación oral (ponente), Valladolid (España), 2008.

Pérez-Burgos, A., Bilbao, J., de Miguel, A., Román, R.: An European project to diffuse renewable energy, The deuxième International Workshop sur le theme: Geo-environment & Développement durable dans le Plateau Central et le Moyen Atlas, comunicación oral, Rabat (Marruecos), 2010.

Román, R., de Miguel, A., Bilbao, J., Mateos, D.: Proposal of a new method to obtain erythemal UV irradiance values in the past, 37th Annual European Meeting for Atmospheric Studies by Optical Methods, comunicación oral (ponente), Valladolid (España), 2010.

Mateos, D., de Miguel, A., Bilbao, J., Román, R.: What effect does the presence of clouds on UV solar radiation attenuation?, 37th Annual European Meeting for Atmospheric Studies by Optical Methods, comunicación oral, Valladolid (España), 2010.

de Miguel, A., Román, R., Mateos, D., Bilbao, J., Pérez-Burgos, A., Rodrigo, R., Cachorro, V. E.: Atmospheric effects on the erythemal ultraviolet and total shortwave solar radiation in Valladolid, Spain., 37th Annual European Meeting for Atmospheric Studies by Optical Methods, presentación en póster, Valladolid (España), 2010.

Mateos, D., de Miguel, A., Román, R., Bilbao, J., Pérez-Burgos, A.: Dependence on cloudiness of CMF values in the UV range, 37th Annual European Meeting for Atmospheric Studies by Optical Methods, presentación en póster, Valladolid (España), 2010.

Mateos, D., de Miguel, A., Bilbao, J., Román, R.: Aerosol, cloud and water effects on the relationship between UV and total shortwave radiant fluxes, WAVACS-COST winter school Water Vapour in the Climate System, presentación en póster, Venecia (Italia), 2011.

Román, R., Bilbao, J., de Miguel, A., Mateos, D., Pérez-Burgos, A.: Influence of aerosol optical depth on ultraviolet erythemal radiation, V Reunión Española de Ciencia y Tecnología de Aerosoles (RECTA 2011), presentación en póster, Madrid (España), 2011.

Mateos, D., Bilbao, J., de Miguel, A., Román, R., Pérez-Burgos, A.: Satellite Radiation Retrieval Validation in Spain: Impact of Ozone, Clouds and Aerosols, V Reunión Española de Ciencia y Tecnología de Aerosoles (RECTA 2011), presentación en póster, Madrid (España), 2011.

Román, R., Bilbao, J., de Miguel, A., Mateos, D., Pérez-Burgos, A.: Analysis of erythemal radiation evolution along twenty years in Central Spain, International Radiation Symposium (IRS 2012), presentación en póster, Berlín (Alemania), 2012.

Mateos, D., Bilbao, J., Kudish, A. I., Parisi, A. V., Carbajal, G., di Sarra, A., Román, R., de Miguel, A.: Daily erythemal radiation validation of satellite retrievals using 14 ground-based stations in both hemispheres, International Radiation Symposium (IRS 2012), presentación en póster, Berlín (Alemania), 2012.

Román, R., Antón, M., Valenzuela, A., Gil, J. E., Lyamani, H., de Miguel, A., Olmo, F. J., Bilbao, J., Alados-Arboledas, L.: Retrieval of sky radiance at three wavelengths using a sky camera, European Aerosol Conference (EAC 2012), presentación en póster, Granada (España), 2012.

Bilbao, J., Román, R., de Miguel, A.: Solar direct irradiance (DNI) measurements and turbidity evaluation in Central Spain, European Geosciences Union General Assembly (EGU 2013), presentación en póster, Viena (Austria), 2013.

Bilbao, J., Román, R., Yousif, C., Mateos, D., de Miguel, A.: Total ozone column, aerosol, and precipitable water effect on erythema ultraviolet radiation in Malta, European Geosciences Union General Assembly (EGU 2013), presentación oral (ponente), Viena (Austria), 2013.

Pérez-Burgos, A., Bilbao, J., de Miguel, A., Román, R.: Analysis of solar direct irradiance in Spain, International Solar Energy Society Solar World Congress (ISES 2013), Cancún (Méjico), 2013.

Bilbao, J., Román, R., Yousif, C., Pérez-Burgos, A., de Miguel, A.: Global, diffuse, direct, and ultraviolet solar irradiance recorded in Malta and atmospheric component influences, International Solar Energy Society Solar World Congress (ISES 2013), Cancún (Méjico), 2013.



## **Acrónimos**

- AAOD: Espesor óptico de aerosoles por absorción (Absorption Aerosol Optical Depth).
- AEMet: Agencia Estatal de Meteorología.
- AERONET (Aerosol RObotic NETwork)
- AOD: Espesor óptico de aerosoles (Aerosol Optical Depth).
- AVDC: Centro de Validación de datos del Aura.
- CALIMA: Caracterización de aerosoles originados por masas de aire Africanas.
- CIBA: Centro de Investigación de la Baja Atmósfera.
- CIE: Commission Internationale de l' Eclairage.
- CIEMAT: Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas.
- CMF: Factor de modificación por nubes (Cloud Modification Factor).
- DISORT: DIScrete Ordinates Radiative Transfer.
- dc: Década.
- DU: Unidad Dobson (Dobson Unit).
- ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- EEA: European Environment Agency.
- EP: Earth-Probe.
- GES-DISC: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center.
- GIOVANNI: GES-DISC Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure.
- GOA: Grupo de Óptica Atmosférica.
- GOME: Global Ozone Monitoring Experiment.
- INM: Instituto Nacional de Meteorología.
- INTA: Instituto Nacional de Tecnología Aeroespacial.
- IPCC: Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (Intergovernmental Panel on Climate Change).
- IR: Infrarojo.
- LAteEn: Laboratorio de Atmósfera y Energía.
- LibRadtran: Library for Radiative transfer.
- LP-DAAC: Land Processes Distributed Active Archive Center.
- MABE: Error absoluto medio (Mean Absolute Bias Error).
- MBE: Error medio (Mean Bias Error).
- MISR: Multi-angle Imaging SpectroRadiometer.

- MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.
- NASA: National Aeronautics and Space Administration.
- NIVR: Agencia Holandesa para Programas Aeroespaciales (Nederlands Instituut voor Vliegtuigontwikkeling en Ruimtevaart).
- OMI: Ozone Monitoring Instrument.
- OPAC: Optical Properties of Aerosols and Clouds.
- PHOTONS: PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire.
- RER: Respuesta espectral relativa.
- RIC: Rango Intercuartil.
- RIMA: Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles.
- RMSE: Error cuadrático medio (Root Mean Square Error).
- SAOD: Espesor óptico de aerosoles por dispersión (Scattering Aerosol Optical Depth).
- SBDART: Santa Barbara DISORT Atmospheric Radiative Transfer.
- SD: Desviación estándar.
- SIGPAC: Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas.
- SMARTS: Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine.
- SNHT: Standard Normal Homogeneity Test.
- SSA: Albedo de dispersión simple (Single Scattering Albedo).
- SW: Total de onda corta (Shortwave).
- SZA: Ángulo solar cenital (Solar Zenith Angle).
- TOC: Columna de ozono total (Total Ozone Column).
- TOMS: Total Ozone Mapping Spectrometer.
- TSV: Tiempo Solar Verdadero.
- UA: Unidad Astronómica.
- UNEP: Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (United Nations Environment Programme).
- UTC: Tiempo universal coordinado.
- UV: Ultravioleta.
- UVER: Ultravioleta Eritemática.
- UVI: Índice UV.
- UVSPEC: UV-Visible Spectroscopy.
- WMO: Organización Meteorológica Mundial (World Meteorological Organization).
- WHO: Organización Mundial de la Salud (World Health Organization).

## Nomenclatura

$A$ : Anomalía.

$A_b$ : Albedo de cielo blanco.

$A_n$ : Albedo de cielo negro.

$A_{ref}$ : Serie de referencia de una serie de anomalías.

$A_S$ : Albedo superficial.

$B_P$ : Función de Planck.

$C_{cal}$ : Coeficiente de calibración.

ch: Función de Chapman.

$CMF_{UVER}$ : Factor de corrección de nubes para la irradiancia UVER.

$CMF_{SW}$ : Factor de corrección de nubes para la irradiancia SW.

$Coscor$ : Función corrección coseno.

$E_0$ : Factor de corrección de la excentricidad de la órbita Tierra-Sol.

$E_f$ : Energía asociada con una distribución de los fotones.

$F$ : Fracción de insolación.

$F_{cd}$ : Fracción de cuerpo desnudo.

$f^{dif}$ : Factor de corrección para la radiación difusa.

$f_{dif}$ : Fracción difusa.

$f^{dir}$ : Factor de corrección para la radiación directa.

$\mathbf{F}^{ext}$ : Fuerzas externas.

$f_f$ : Función distribución de fotones.

$f_n$ : Función que corrige el efecto de la diferencia entre la RER del instrumento y el espectro de acción eritemático.

$HR_{07}$ : Humedad relativa a las 07:00 UTC.

$HR_{13}$ : Humedad relativa a las 13:00 UTC.

$HR_{18}$ : Humedad relativa a las 18:00 UTC.

$H_S$ : Insolación.

$H_{ST}$ : Insolación total.

$I$ : Irradiancia.

$IC-95\%$ : Intervalo de confianza del 95%.

$I^{dif}$ : Componente difusa de la irradiancia  $I$ .

$I^{dir}$ : Componente directa de la irradiancia  $I$ .

$I^G$ : Irradiancia  $I$  global.

$I_{SW}$ : Irradiancia SW.

$I_{SW}^{TOA}$ : Irradiancia SW en la cima de la atmósfera.

$I^{TOA}$ : Irradiancia  $I$  extraterrestre.

$I_{UVER}$ : Irradiancia UVER.

$I_{UVER-Ref}$ : Irradiancia UVER de referencia.

$I_\lambda$ : Irradiancia a una longitud de onda  $\lambda$ .

$I_{\lambda-Ref}$ : Irradiancia espectral del espectroradiómetro de referencia.

$k$ : Factor de cobertura.

$k_T$ : Índice de claridad.

$N$ : Número total de datos.

$\hat{\mathbf{n}}$ : Dirección de propagación.

$N_f$ : Número de fotones.

$\mathbf{p}$ : Momento de los fotones.

$p$ : valor que indica el nivel de confianza con el que se rechaza la hipótesis nula. Una tendencia de una serie es estadísticamente significativa con un nivel de confianza de  $(1-p)100\%$

$P(p < x)$ : Porcentaje de series que muestran un valor de  $p$  menor que  $x$ .

$p_A$ : Función de fase de los aerosoles.

$p_f$ : Función de fase.

$p_R$ : Función de fase de Rayleigh.

$Prec$ : precipitación.

$Q$ : Fuentes y sumideros internos por los que aparecen o desaparecen fotones en un medio.

$Q_l$ : Diferencia entre la serie a analizar y la serie de referencia obtenida para una localidad  $l$ .

$\mathbf{r}$ : Vector posición  $(n_x, n_y, n_z)$  en coordenadas cartesianas y  $(r, \theta, \Phi)$  en coordenadas esféricas.

$r$ : coeficiente de correlación de Pearson.

$r_0$ : Distancia sobre la superficie terrestre en la que se calcula la irradiancia.

$r_{dd}$ : Cociente de la radiación directa entre la suma de las componentes directa y difusa.

$R_T$ : Radio de la Tierra.

$\mathbf{S}$ : Vector superficie.

$S_{CIE}$ : Espectro de acción eritemático.

$S_T$ : Sensación térmica.

$S_{UVB-1}$ : Respuesta espectral del sensor UVB-1.

- $SW_{med}$ : Radiación SW medida.
- $SW_{mod}$ : Radiación SW calculada mediante un modelo.
- $SW_{sn}$ : Radiación SW bajo cielo sin nubes.
- $T$ : Temperatura.
- $t$ : Tiempo.
- $T_{max}$ : Temperatura máxima.
- $T_{med}$ : Temperatura media.
- $T_{min}$ : Temperatura mínima.
- $T_{TS}$ : Estimador Theil-Sen.
- $T_{TS-sn}$ : Estimador Theil-Sen de la serie de radiación bajo cielo sin nubes.
- $U$ : Señal de salida del sensor.
- $U_{offset}$ : Señal de salida del sensor en ausencia de luz.
- $UV_{cd}$ : Irradiación UVER diaria por unidad de cuerpo desnudo.
- $UVER^{dif}$ : Componente difusa de la radiación UVER.
- $UVER_{sn}^{dif}$ : Componente difusa de la radiación UVER bajo cielo sin nubes.
- $UVER^{dir}$ : Componente directa de la radiación UVER.
- $UVER_{sn}^{dir}$ : Componente directa de la radiación UVER bajo cielo sin nubes.
- $UVER_{med}$ : Radiación UVER medida.
- $UVER_{mod}$ : Radiación UVER calculada mediante un modelo.
- $UVER_{sn}$ : Radiación UVER bajo cielo sin nubes.
- $V_{max}$ : Velocidad del viento máxima.
- $V_{med}$ : Velocidad del viento media.
- $V_{viento}$ : Velocidad del viento.
- $w$ : Columna total de vapor de agua (en cm).
- $z_0$ : altura de la superficie terrestre.
- $z$ : Altura vertical.
- $z^{toa}$ : altura de la cima de la atmósfera.
- $\alpha$ : Exponente de Ångström.
- $\beta$ : Turbiedad de Ångström.
- $\beta^{abs}$ : Coeficiente de absorción.
- $\beta^{ext}$ : Coeficiente de extinción.
- $\beta^{sca}$ : Coeficiente de “scattering”.

$\Delta R < \Delta R_{mx}(k=x)$ : Porcentaje de diferencias  $\Delta R$  (valores estimados menos los medidos) que son menores que la máxima diferencia  $\Delta R_{mx}$  obtenida para un factor de cobertura  $x$  ( $x$  puede ser 1 ó 2).  $R$  puede ser SW o UVER.

$\Delta R < \sigma(k=x)$ : Porcentaje de diferencias  $\Delta R$  (valores estimados con un modelo menos los medidos) que son menores que la incertidumbre  $\sigma$  del modelo obtenida para un factor de cobertura  $x$  ( $x$  puede ser 1 ó 2).  $R$  puede ser SW o UVER.

$\Delta R_{mx}$ : máxima desviación en la irradiancia  $R$ , pudiendo ser  $R$  la irradiancia SW o UVER.

$\delta$ : Función delta de Dirac.

$\delta_S$ : Declinación solar.

$\Theta$ : Ángulo de “scattering”.

$\theta$ : Ángulo cenital.

$\theta_0$ : Ángulo solar cenital.

$\theta_S$ : Ángulo solar cenital del orto y el ocaso.

$\lambda$ : Longitud de onda.

$\mu$ : Coseno del ángulo cenital  $\theta$ .

$\mu_0$ : Coseno del ángulo solar cenital  $\theta_0$ .

$\xi$ : Función para corregir la temperatura.

$\rho$ : Densidad.

$\sigma$ : Incertidumbre. También representa la desviación estándar.

$\sigma^{abs}$ : Sección eficaz de absorción.

$\sigma^{sca}$ : Sección eficaz de “scattering”.

$\tau$ : Espesor óptico de extinción de la atmósfera.

$\tau_a$ : Espesor óptico de aerosoles.

$\nu$ : Frecuencia.

$\Phi$ : Ángulo acimutal.

$\Phi_0$ : Ángulo solar acimutal.

$\Phi_L$ : Latitud del lugar.

$\Omega$ : Ángulo sólido.

$\Omega_{TOC}$ : Columna de ozono total (en DU).

$\omega$ : Albedo dispersión simple.

$\omega_a$ : Albedo dispersión simple de los aerosoles.

## **Resumen**

La radiación ultravioleta (UV) que llega a la superficie terrestre tiene un efecto perjudicial sobre la piel humana. Este efecto es acumulativo, por lo que es interesante conocer la radiación que ha llegado en el pasado. Sin embargo en España no se comenzó a realizar medidas de manera continua de radiación UV hasta finales del año 1995 en Madrid. Este es el motivo por el cual en este trabajo se han propuesto distintos modelos para estimar la radiación UV en distintas localidades españolas a partir de 1950 y las series obtenidas han sido analizadas.

En esta tesis se han utilizado principalmente medidas de radiación UV eritemática (UVER), radiación solar total de onda corta (SW), e insolación, registradas en nueve estaciones radiométricas, una de ellas a cargo del Laboratorio de Atmósfera y Energía de la Universidad de Valladolid. A su vez se han obtenido para cada localidad medidas de: ozono, vapor de agua, propiedades ópticas de aerosoles y albedo de superficie, todas ellas a través de instrumentos a bordo de satélites. Estas medidas de satélites han sido comparadas con medidas realizadas en tierra en otras localidades de España. Mediante esta intercomparación se han derivado las incertidumbres en las medidas de ozono, vapor de agua y espesor óptico de aerosoles.

Los datos mencionados, así como las medidas meteorológicas registradas en cada estación de medida, han sido analizados para caracterizar el tipo de atmósfera y su aerosol predominante en cada localidad de estudio. Todas las medidas disponibles han sido utilizadas como parámetros de entrada en un modelo de transferencia radiativa (UVSPEC/LibRadtran) para simular la radiación UVER y SW en condiciones de cielo sin nubes. Se ha realizado un análisis exhaustivo de la exactitud y la sensibilidad del modelo a la incertidumbre en los parámetros de entrada. Las simulaciones bajo cielo sin nubes se han comparado con las medidas realizadas bajo las mismas condiciones, encontrando que las diferencias entre los valores estimados y medidos se encuentran dentro de la incertidumbre causada por la incertidumbre en los parámetros de entrada.

Se ha propuesto un modelo para reconstruir la irradiancia UVER horaria en el pasado a partir de medidas de irradiancia SW en conjunto con simulaciones de irradiancia UVER y SW en condiciones de cielo sin nubes. Este modelo se ha comparado con medidas a la vez que otros seis modelos propuestos por otros autores. El modelo propuesto se ajusta mejor a las medidas que el resto. Además, con el objetivo de poder reconstruir la radiación solar con anterioridad, se han propuesto dos modelos de reconstrucción: uno para la irradiancia UVER y otro para la irradiancia SW diaria, ambos a partir de medidas de insolación. Los resultados han mostrado que estos modelos son válidos para obtener valores de irradiancia UVER y SW diarias en el pasado.

Aplicando los modelos desarrollados en esta tesis, se han reconstruido los datos de irradiancia UVER y SW diarios en las nueve localidades analizadas, teniendo datos próximos al año 1950 al menos en cinco de ellas. Todas las series disponibles han sido sometidas a diferentes tests de homogeneidad, descartando las consideradas inhomogéneas. Con las series disponibles se ha generado una serie promedio, observando como la irradiancia UVER ha crecido en España desde 1950 a 2011, lo que se ha atribuido a un descenso en la cantidad de ozono y desde 1985 a 2011 también a una reducción en la cantidad de aerosoles en la atmósfera. El efecto de la temperatura sobre la radiación UVER que llega al cuerpo humano ha sido estudiado a través de una nueva variable: la radiación sobre cuerpo desnudo.



## **Abstract**

The ultraviolet (UV) radiation that reaches the Earth surface causes harmful effects on human skin. This negative effect is cumulative, therefore the UV radiation in the past is interesting. However, the first long and continuous UV measurements in Spain started in 1995 in Madrid. Models for the UV reconstruction in the past are developed in this work, they are used and the obtained reconstructed radiation in nine Spanish localities is analyzed.

The mainly measurements used in this work have been: erythemal UV radiation (UVER), total solar shortwave radiation (SW), and sunshine duration, all recorded at nine radiometric stations, one of them managed by the Atmosphere and Energy Laboratory of Valladolid University. Satellite retrievals have been obtained for each locality: total ozone column, aerosol optical properties, water vapour, and surface albedo. These satellite retrievals have been compared with ground-based ones in other Spanish localities. The uncertainties in these retrievals (ozone, water vapour, and aerosol optical depth) have been obtained due to these comparisons.

The mentioned data, and meteorological measurements recorded in the stations, have been used to obtain the atmospheric characteristics in each locality, as the predominant aerosol type. The available measurements have been used as inputs into a radiative transfer model (UVSPECLibRadtran) in order to estimate the UVER and SW irradiance under cloudless conditions. An exhaustive analysis about the model sensitivity to the uncertainty in the inputs has been developed. Cloudless simulations have been compared with measured values under similar conditions, and the results indicate that the differences between modelled and measured data are into the uncertainties of the model due to uncertainties in the inputs.

A model to reconstruct hourly UVER irradiance in the past using SW irradiance measurements and cloudless simulations have been developed. This model has been compared with measurements together other six models. The proposed model gives the best results. Moreover, another two models have been developed using sunshine duration measurements in order to reconstruct longer daily irradiation UVER and SW series. These models show a good agreement with measurements.

The mentioned models have been applied to the data, and UVER and SW irradiation have been reconstructed in nine Spanish localities, starting the series near 1950 in at least five places. Every series have been tested with homogeneity tests in order to discard non-homogeneous series. The available series have been used to create a Spanish average UVER series. The results indicate that UVER in Spain increased from 1950 to 2011 due to an observed decrease in atmospheric ozone. The UVER increased from 1985 to 2011 too, but mainly due to changes in aerosol load. The effects of temperature over the UVER radiation that reach the human skin have been studied by a new parameter: The UVER radiation per open body fraction.



## **Antecedentes, objetivos y estructura**

### Antecedentes bibliográficos

Una parte de la radiación proveniente del sol es radiación ultravioleta (UV), la cual causa daños en la piel humana como la quemadura solar, también llamada eritema. La efectividad de la radiación UV para producir el eritema se puede cuantificar mediante la radiación ultravioleta eritemática (UVER). Un abuso en la exposición de la piel a la radiación UV puede provocar alguno de los tres tipos de cáncer de piel más comunes: carcinoma de células basales, el carcinoma de células escamosas, o el melanoma (*Armstrong y Kricger, 2001*). Como los daños generados por la radiación UV son acumulativos y proporcionales al tiempo de exposición (*WHO, 1995*), es importante conocer los niveles de radiación UV que hay en la actualidad y los que se han registrado en el pasado, para poder estimar futuros datos epidemiológicos relacionados con las enfermedades derivadas de la exposición a la radiación UV.

La radiación UVER es sensible a distintos factores tales como el ozono, las nubes y las partículas en suspensión en la atmósfera llamadas aerosoles. En las últimas décadas esos factores han sufrido cambios. Debido a una fuerte emisión a la atmósfera de gases halógenos desde la década de 1960 hasta la de 1980 (*WMO, 2011*), el ozono atmosférico ha presentado una tendencia decreciente a partir de la década de 1970, dando como consecuencia el conocido “agujero de la capa de ozono” en la Antártida, descubierto en 1985 (*Farman et al., 1985*). La evolución temporal de los aerosoles en el hemisferio norte es creciente entre 1950 y mediados de la década de 1980, a partir de la cual empieza a decrecer (*Wild, 2009; 2012*). El aumento de aerosoles contribuyó a disminuir la radiación solar en la superficie durante ese periodo, fenómeno que se conoce como “oscurecimiento global” o “global dimming” (*Stanhill y Cohen, 2001*), mientras que a partir de la década de 1980 la radiación solar empezó a crecer en el hemisferio norte por la reducción en los aerosoles; a ese fenómeno se le conoce como “brillo global” o “global brightening” (*Wild et al., 2005*). Las variaciones en los aerosoles provocan cambios en la presencia y en las propiedades microfísicas de las nubes, ya que estos actúan como núcleos de condensación (*Wild, 2012*). Los cambios mencionados en estos factores han podido provocar variaciones en la cantidad de radiación UVER que llega a la Tierra. Otro cambio sufrido durante las últimas décadas ha sido un aumento en la temperatura desde la década de 1970 debido a un aumento de gases de efecto invernadero, fenómeno que se conoce como “calentamiento global” (*Weart, 2003*), aunque cambios en la temperatura no afectan directamente a la radiación UVER que llega a la superficie.

Las primeras medidas de radiación UVER empezaron a realizarse en la década de 1980 y de forma más amplia en la década de 1990 (*den Outer et al., 2010*). En concreto, en España las primeras medidas realizadas de forma continua empezaron a realizarse en Madrid a finales del año 1995 por el Instituto Nacional de Meteorología. Es por ello que para conocer la radiación UVER en el pasado se utilizan comúnmente modelos de reconstrucción, que normalmente estiman la radiación UVER a través de otras variables medidas como la radiación total de onda corta (SW), la insolación (*Lindfors et al., 2003*), el ozono y los aerosoles. Algunos de estos modelos son empíricos (*Mateos et al., 2010*), semi-empíricos (*Bilbao et al., 2011*), teóricos (*Lindfors et al., 2007*), o mediante redes neuronales que calculan la radiación UV mediante un entrenamiento previo (*Feister et al., 2008*).

Distintos autores han encontrado en las últimas décadas tendencias crecientes (estadísticamente significativas) en la radiación UVER reconstruida en distintos países de Europa: Alemania, Finlandia, Grecia, Holanda, Noruega, República Checa, Suecia y Suiza (*Lindfors et al.*, 2003; 2007; *Walker*, 2010; *den Outer et al.*, 2010; *Krzyscin et al.*, 2011). Los autores suelen justificar el aumento de la radiación UVER por una disminución en la columna de ozono desde la década de 1970 y por una disminución en la cantidad de aerosoles presentes en la atmósfera.

En España se registran altos niveles de radiación UVER debido a la gran altura que llega a situarse el sol, lo que la convierte en una región de interés para estudiar la evolución de la radiación UVER. Sin embargo, en España tan sólo se ha reconstruido la radiación UVER en Valladolid desde el año 1991 (*Bilbao et al.*, 2011) y en Badajoz y Cáceres (sólo en los meses de verano) desde 1950 (*Antón et al.*, 2011a), encontrando un crecimiento significativo en los niveles de radiación UVER en las tres localidades.

### Objetivos

El objetivo principal de esta tesis es estimar la radiación UVER en España en el pasado para más localidades que en los trabajos previos mencionados, con el fin de que el resultado sea más representativo de España y obtener un valor promedio. Además se quiere obtener la radiación UVER por primera vez en España a partir de 1950 durante todo el año, no sólo en verano. Otros objetivos se enumeran a continuación:

1. Caracterizar climáticamente las localidades en las que se quiere reconstruir la radiación UVER.
2. Obtener un modelo para la reconstrucción de la radiación UVER y estimar sus incertidumbres.
3. Cuantificar la variación en la radiación UVER y otras variables durante las últimas 6 décadas en España.
4. Analizar el efecto de las incertidumbres de los modelos de reconstrucción sobre las tendencias y su significancia estadística, pues esta incertidumbre normalmente no se tiene en cuenta en los trabajos anteriormente mencionados.
5. Estudiar el efecto del “global dimming”, del “global brightening” y de los cambios del ozono sobre la UVER.
6. Analizar las variaciones en la cantidad de radiación UVER que recibe un cuerpo humano debido a los cambios en la fracción de cuerpo desnudo (relacionados directamente con los cambios en la temperatura). Esta variable no se ha utilizado con anterioridad.

## Estructura

Este trabajo está dividido principalmente en seis capítulos y una sección con las conclusiones y líneas futuras, que se describen brevemente:

**Capítulo 1:** Una breve descripción sobre los conceptos básicos sobre radiación solar y los factores moduladores de ésta, aparecen en este capítulo, siendo también explicada la ecuación de transferencia radiativa que describe el comportamiento de la radiación en la atmósfera.

**Capítulo 2:** En este capítulo se presentan las estaciones de medida que se utilizan durante todo el trabajo, así como la instrumentación y los datos que se obtienen en cada una. Los datos utilizados a través de medidas de satélite son descritos en detalle y se cuantifican sus incertidumbres a través de comparaciones con medidas realizadas en tierra.

**Capítulo 3:** Se desarrolla un análisis climatológico de cada localidad en la que se va a reconstruir la radiación UVER. Se presentan los datos necesarios para realizar los cálculos del capítulo 4.

**Capítulo 4:** Este capítulo explica como calcular la irradiancia solar a través de un modelo de transferencia radiativa y, también, como afectan las incertidumbres en los parámetros de entrada en la salida del modelo. Además las simulaciones obtenidas se comparan con las medidas realizadas en condiciones de cielo sin nubes.

**Capítulo 5:** Se proponen dos modelos para reconstruir la irradiación UVER a partir de medidas de irradiancia SW e insolación. También se obtiene en este capítulo un modelo para reconstruir datos de irradiación SW a partir de medidas de insolación. Los valores obtenidos mediante estos modelos son comparados con las medidas y con otros modelos.

**Capítulo 6:** En este capítulo se analizan las series de irradiación reconstruidas mediante los modelos propuestos en el capítulo anterior. También se estudian las tendencias en otro tipo de variables como la columna de ozono, la insolación o la temperatura; se realiza un análisis sobre el efecto de la incertidumbre de los modelos sobre las tendencias obtenidas.

**Conclusiones:** Finalmente se señalan las conclusiones más importantes de toda la tesis, así como las líneas abiertas que quedan para continuar con el trabajo realizado.



# Capítulo 1: Conceptos básicos sobre la radiación solar

*Este capítulo introduce los conceptos de irradiancia solar y terrestre y la radiación ultravioleta espectral y eritemática. Se describen los factores que modulan los niveles de radiación en la superficie terrestre, tales como el ozono atmosférico, los aerosoles, las nubes y el albedo superficial. Finalmente se incluye un apartado en el que se describe la teoría de la transferencia radiativa, resaltando las ecuaciones más importantes para el cálculo de la irradiancia directa y difusa en un sistema como la Tierra y su atmósfera.*

## 1.1.- Radiación solar

### 1.1.1.- Radiación solar y terrestre

El sol es una estrella que se comporta como un cuerpo negro cuya superficie se encuentra a una temperatura media de 5790 K (de la Casinière y Cachorro, 2008), emitiendo todo un espectro de radiación de acuerdo con la ley de Planck. La irradiancia  $I$  es la potencia radiativa por unidad de superficie; la que llega a la Tierra desde el Sol varía con la longitud de onda  $\lambda$ .

En la Figura 1.1 se observa la irradiancia solar espectral  $I_\lambda$ , extraterrestre (irradiancia solar que llega a la cima de la atmósfera terrestre) y en la superficie terrestre, en función de la longitud de onda. La irradiancia solar presenta sus valores máximos entre 400 y 720 nm, que corresponde con la región llamada visible, a las que pertenecen las longitudes de onda que es capaz de apreciar el ojo humano. La región con longitudes de onda menores de 400 nm se conoce como ultravioleta (UV) y a la de longitudes mayores de 720 nm como infrarrojo (IR) cercano.

Las diferencias entre la irradiancia solar que llega a las capas altas de la atmósfera y la que llega a la superficie terrestre, se deben a que la irradiancia solar es atenuada al cruzar la atmósfera mediante procesos de absorción selectiva de gases, o procesos de dispersión o “scattering” con partículas presentes en la atmósfera. Por ejemplo, en la Figura 1.1 se pueden observar bandas de absorción del vapor de agua alrededor de 1100 nm y 1400 nm que atenúan en gran parte la irradiancia en superficie para esas longitudes de onda. Si se integra el espectro, tanto extraterrestre como en superficie, respecto a la longitud de onda, se obtiene la irradiancia solar total de onda corta (SW). La irradiancia SW extraterrestre que incide perpendicularmente sobre la Tierra es de  $1366.1 \text{ Wm}^{-2}$  (integrando todo el espectro) también conocida como constante solar. Debido a la instrumentación utilizada, en este trabajo se ha considerado la irradiancia SW como la irradiancia espectral integrada entre 305 nm y 2800 nm.

La Tierra, comportándose también como un cuerpo negro a una temperatura determinada, también emite un espectro de radiación, aunque diferente al del Sol debido a que sus temperaturas son diferentes. Siguiendo la ley de Wien y considerando una temperatura media de  $15^\circ\text{C}$  en la Tierra, el espectro de radiación que emite la superficie terrestre tiene su máximo cerca de los  $10 \mu\text{m}$ , que corresponde a la región del IR.

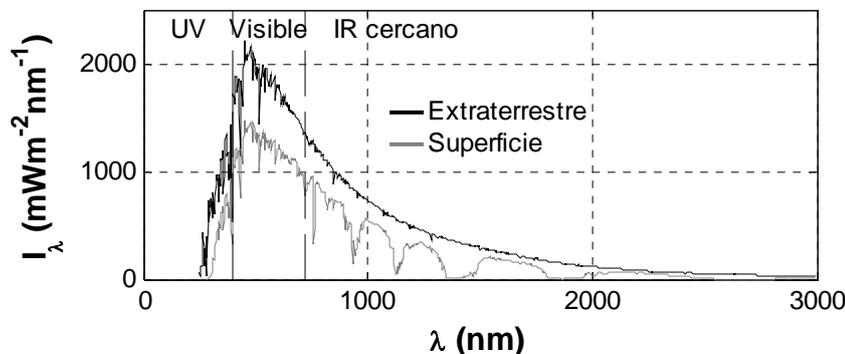


Figura 1.1: Espectro solar extraterrestre (negro) correspondiente a Kurucz (1992) e irradiancia solar horizontal en la superficie terrestre (gris) en función de la longitud de onda. El espectro en superficie se ha obtenido mediante una simulación de un modelo de transferencia radiativa con valores por defecto para una altura solar de  $60^\circ$ .

En la Tierra se tiene por un lado radiación solar incidente del sol que calienta el planeta, mientras que a su vez la Tierra emite radiación a otras longitudes de onda enfriando el planeta. El balance radiativo entre ambos espectros determina la temperatura de la Tierra y la de su atmósfera. Existen una serie de gases que absorben radiación en las longitudes de onda del espectro terrestre, pero que son transparentes a la radiación solar, por lo que incrementan la temperatura del planeta mediante el llamado “efecto invernadero”. Estos gases de efecto invernadero (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, etc.) son responsables de que la temperatura del planeta no sea más gélida, sin embargo un incremento de estos gases en la atmósfera podría ser el responsable de un reciente aumento de la temperatura planetaria, lo que se conoce como “calentamiento global” (IPCC, 2007).

### 1.1.2.- Radiación ultravioleta

La radiación solar UV es la más energética que alcanza la superficie terrestre, abarca las longitudes de onda más cortas del espectro solar y es responsable de diferentes procesos biológicos en los seres vivos y físico-químicos en la atmósfera (UNEP, 2003). Algunos de los efectos son los siguientes:

En los seres humanos la radiación UV puede producir: daños en la piel como quemaduras solares (McKinlay y Diffey, 1987), cataratas en los ojos (Pitts *et al.*, 1977), e incluso alteración del ADN (Setlow, 1974). El efecto dañino en la piel es acumulativo (Bais y Lubin, 2007) y varía dependiendo de cada persona y su tipo su piel. Como efecto positivo la exposición a la radiación UV activa la vitamina D en el cuerpo humano, previniendo enfermedades óseas como el raquitismo (Webb, 2006). La radiación UV también produce daños en el mundo vegetal, afectando al crecimiento de las plantas (Diffey, 1991). Entre otros efectos se encuentra la alteración del ADN de la alfalfa (Quaite *et al.*, 1992). En los ecosistemas acuáticos la radiación UV produce diversos efectos sobre el fitoplancton como la inhibición de la fotosíntesis, estudiada por Cullen *et al.* (1992). También se ha relacionado la radiación UV con la producción de agua oxigenada en medios de agua dulce (Cooper *et al.*, 1988).

La radiación UV también es capaz de disociar componentes atmosféricos como el ozono. Algunas reacciones fotoquímicas de la radiación UV fueron estudiadas por de More *et al.* (1997). Finalmente, la radiación UV también produce degradación en ciertos materiales, como en el polivinilo de cloro (más conocido como PVC) en el que la radiación UV es capaz de inducir una degradación amarillenta (Andrady *et al.*, 1991).

Están definidas tres bandas dentro de la radiación UV según los efectos que producen (Koepke *et al.*, 2002; Román *et al.*, 2013): La radiación UV-C (200-280 nm) que es la más energética y nociva para los organismos vivos, pero que no alcanza la superficie de la Tierra debido a que es completamente absorbida por el ozono, el oxígeno molecular y otros gases de la atmósfera; la radiación UV-B (280-315 nm) que es la radiación solar de mayor frecuencia que llega a la superficie, ya que solamente es absorbida y dispersada parcialmente por la atmósfera; y la radiación UV-A (315-400 nm), débilmente afectada por el ozono, la cual es también peligrosa para la piel humana, pero el efecto que produce por Wm<sup>-2</sup> es del orden de mil veces menor que el producido por la UV-B (Serrano *et al.*, 2006). La irradiancia UV-B y UV-A extraterrestre son aproximadamente 17.76 Wm<sup>-2</sup> y 86.91 Wm<sup>-2</sup>, que corresponden a un 1.3% y un 6.4% de la irradiancia solar total, respectivamente.

### 1.1.3.- Radiación ultravioleta eritemática

Un espectro de acción describe la efectividad relativa de distintas longitudes de onda en la generación de una respuesta biológica o efecto. Estos espectros son diseñados para efectos concretos, por ejemplo el espectro de activación de la vitamina D, o el de producción de cataratas. Más espectros de acción pueden encontrarse en *Madronich et al.* (1998).

Uno de los efectos de la radiación UV sobre la piel de un ser humano es la quemadura solar o eritema. El espectro de acción de esta respuesta biológica (Figura 1.2) fue definido por *McKinlay y Diffey* (1987) para la Commission Internationale de l' Eclairage (CIE), cuantificando de forma relativa el daño que provoca la radiación solar UV sobre la piel humana. Si la irradiancia solar UV espectral que llega a la superficie se pesa con el espectro de acción eritemático, se obtiene la irradiancia ultravioleta eritemática (UVER) espectral (Figura 1.2). Si la irradiancia UVER espectral se integra desde 280 a 400 nm se obtiene la irradiancia solar UVER integrada según la siguiente ecuación:

$$I_{UVER} = \int_{280}^{400} I(\lambda)S_{CIE}(\lambda)d\lambda, \quad (1.1)$$

siendo  $I_{UVER}$  la irradiancia UVER,  $I$  la irradiancia solar espectral en la superficie y  $S_{CIE}$  el espectro de acción eritemático.

La radiación solar UVER se mide en las mismas unidades que la radiación UV-B o la radiación SW, sin embargo, el significado difiere de estas últimas, ya que la radiación UVER no es propiamente una magnitud física, sino que es una variable que informa de la efectividad de la radiación solar UV para producir quemadura solar en la piel humana.

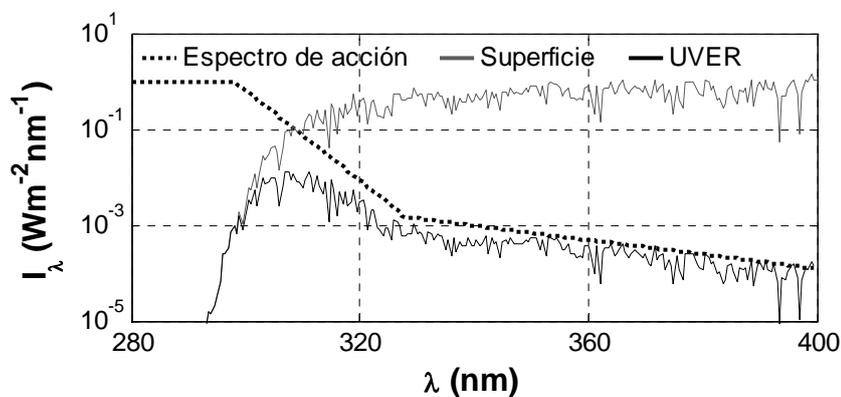


Figura 1.2: Espectro de acción eritemático de la CIE normalizado, irradiancia espectral en la superficie (gris, Figura 1.1) e irradiancia UVER espectral. Escala logarítmica en el eje de ordenadas.

Una magnitud más conocida es el índice UV, o UVI, que las agencias y organismos de meteorología suelen utilizar como información al público para que, según su valor, la gente tome medidas para proteger su piel ante la exposición solar. El valor del UVI corresponde a la parte entera del número obtenido mediante la multiplicación de la irradiancia UVER (en  $Wm^{-2}$ ) por  $40 m^2W^{-1}$ . La irradiancia UVER y el índice UV representan lo mismo pero el UVI muestra normalmente valores entre 0 y 11 (aunque puede ser más alto según la localidad y la época del año), que es una escala más intuitiva y asimilable para la población.

## 1.2.- Factores que influyen en la radiación solar sobre la superficie terrestre

### 1.2.1.- Factores astronómicos

Los factores astronómicos son factores geométricos, relacionados con la posición respecto al Sol del lugar donde se observa la radiación. Estos factores son la distancia Tierra-Sol y el ángulo solar cenital (SZA).

La distancia Tierra-Sol varía diariamente con un ciclo anual, debido a que la Tierra describe una órbita elíptica alrededor del Sol. Para un día concreto el factor de corrección de la excentricidad de la órbita Tierra-Sol ( $E_0$ ), es el cuadrado del cociente entre la distancia de 1 UA ( $1.49E+11$  m) y la distancia Tierra-Sol ese día (*Iqbal*, 1983). La radiación proveniente del Sol disminuye con el cuadrado de la distancia, así que la radiación solar extraterrestre es equivalente a la que llegaría a una distancia Tierra-Sol de 1 UA multiplicada por  $E_0$ . En torno al 4 de julio la radiación solar extraterrestre será menor que en cualquier otra época ( $E_0=0.967$ ), debido a que la Tierra se encuentra en la posición más lejana del Sol (Afelio), al contrario que seis meses antes (4 de enero), cuando la radiación extraterrestre es máxima ya que la Tierra se encuentra en el Perihelio ( $E_0=1.033$ ). El factor geométrico  $E_0$  no tiene gran influencia en determinar los niveles de radiación que llegan a la superficie terrestre, ya que modifica la radiación extraterrestre sólo un 6.6% como máximo si se compara la radiación en el Afelio con la del Perihelio.

El ángulo solar cenital es el complementario de la altura solar y representa el ángulo entre la línea del cenit y una línea dirigida hacia el sol, ambas trazadas desde una localidad concreta en la superficie. El valor del SZA depende del día del año, de la latitud de la localidad y de la hora del día, alcanzando los valores más bajos en las horas centrales del día. El SZA es el factor principal que controla la variación de la radiación sobre una superficie horizontal durante el día, ya que cuando menor sea el SZA, con mayor inclinación será visto el Sol, y los rayos solares llegarán más perpendiculares sobre la superficie horizontal terrestre siguiendo una ley coseno. A medida que crece el SZA, el flujo de radiación que llega al plano horizontal terrestre es menor, hasta llegar al límite de SZA igual a  $90^\circ$ , cuando el sol desaparece por el horizonte y la radiación solar recibida es nula.

### 1.2.2.- Factores atmosféricos

La radiación extraterrestre que proviene del Sol llega en una dirección única marcada por el SZA, sin embargo, al cruzar la atmósfera terrestre, esta radiación interactúa con los componentes de ella, pudiendo ser absorbida o dispersada hacia otras direcciones (fenómeno conocido como "scattering"). La radiación que llega a la superficie terrestre puede descomponerse en dos: la radiación directa, que alcanza la superficie en la dirección marcada por el SZA y el acimut solar, sin haber sufrido dispersión, y la radiación difusa, que es la radiación dispersada por la atmósfera que alcanza la superficie desde cualquier dirección que no sea la de la directa. Los componentes presentes en la atmósfera tales como los gases y las nubes, modifican la radiación proveniente del Sol a través de los fenómenos mediante los que interactúan con la radiación.

### 1.2.2.1.- Gases

Los gases presentes en la atmósfera terrestre son principalmente nitrógeno (78% en volumen) y oxígeno (21% en volumen), aunque también existen otros gases, tanto en proporciones estables como variables. Todos estos gases interactúan con la radiación solar al cruzar la atmósfera mediante el fenómeno de dispersión o “scattering” molecular, también conocido como dispersión Rayleigh.

Cuando un fotón sufre dispersión con una molécula (o con una partícula, como se verá más adelante), éste es redirigido hacia otra dirección. La función de fase de un gas (o la de un conjunto de partículas) representa la probabilidad de que un fotón sea redirigido hacia una dirección concreta al producirse dispersión. Debido al reducido tamaño de las moléculas que forman los gases, la probabilidad de que se produzca dispersión Rayleigh es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda (*Román et al.*, 2013). Esta dependencia con la longitud de onda hace que el fenómeno de dispersión Rayleigh sea mucho mayor en la región UV, haciendo que la proporción de radiación difusa aumente y que parte de la radiación incidente no llegue a la superficie terrestre al ser retro-dispersada hacia el espacio. La función de fase de los gases (“función de fase Rayleigh”,  $p_R$ ) es simétrica e independiente de la longitud de onda y viene dada mediante la siguiente expresión (*de la Casinière y Cachorro*, 2008):

$$p_R(\Theta) = \frac{3}{4}[1 + \cos^2(\Theta)], \quad (1.2)$$

donde  $\Theta$  es el ángulo de “scattering” que forma la dirección hacia la que se redirige el fotón con la dirección de incidencia. La ecuación (1.2) indica que la mitad de la luz que sufre dispersión Rayleigh es redirigida en el sentido contrario al de incidencia ( $\Theta > 90^\circ$ ).

El otro fenómeno que se produce entre la radiación y los gases es la absorción. Los gases presentan una absorción de radiación espectralmente selectiva, absorbiendo radiación solamente a unas longitudes de onda características (en mayor o menor cantidad) que varían según el tipo de gas. Algunos de los gases más importantes en el balance de la radiación solar debido a su variabilidad en la atmósfera son: el ozono, el vapor de agua y el dióxido de carbono.

El 90% del ozono,  $O_3$ , se encuentra en la estratosfera, que empieza desde los 10-16 km sobre la superficie terrestre hasta los 50 km, siendo esta zona conocida como la capa de ozono. El 10% restante se encuentra en la troposfera, la capa más baja de la atmósfera, y suele formarse en presencia de contaminación (*WMO*, 2011). El ozono presenta una fuerte banda de absorción desde los 228 nm hasta los 280 nm, que absorbe toda la radiación UV-C, y otra banda no tan fuerte entre 280-315 nm que absorbe parcialmente la radiación UV-B (*Molina y Molina*, 1986). A partir de 350 nm el ozono no presenta absorción, aunque aparecen bandas de absorción parcial alrededor de los 600, 4700, 9600 y 14100 nm. El parámetro más usado para medir la cantidad de ozono en la atmósfera es la columna total de ozono (TOC), que es definida como el grosor de la columna vertical de ozono sobre un área si se llevase a condiciones estándar de temperatura y presión:  $0^\circ\text{C}$  y 1 atm. Las unidades de esta magnitud son atm-cm, comúnmente expresadas en unidades Dobson (DU), que se relacionan de la siguiente expresión: 1 atm-cm = 1000 DU. La absorción en las bandas UV-C y UV-B hace que la radiación en la superficie no sea tan dañina para el ser humano. La irradiancia UVER decrece aproximadamente un 0.31% por cada DU (*Román et al.*, 2012b).

El vapor de agua, que corresponde al gas formado por moléculas de agua, H<sub>2</sub>O, se encuentra principalmente en la troposfera debido a la evaporación del agua en estado líquido que se encuentra en la superficie de la Tierra. El agua en fase gaseosa absorbe en distintas bandas del IR. La magnitud utilizada para cuantiar el vapor de agua es la columna de vapor de agua precipitable  $w$ , que es el contenido total de vapor de agua en una columna atmosférica de superficie la unidad. Normalmente se expresa en términos de la altura que tendría la capa de agua si todo el vapor contenido en la columna atmosférica se condensará y se colectara en un recipiente con la misma superficie que la columna atmosférica (Ortiz de Galisteo, 2011). La irradiancia SW decrece aproximadamente un -3.4% por cada cm de la columna de vapor de agua (Román et al., 2012b).

El dióxido de carbono, CO<sub>2</sub>, se encuentra en la capa baja de la atmósfera, aunque está presente hasta alturas de 40 km. Se trata de un gas de efecto invernadero que ha incrementado su presencia en la atmósfera durante el último siglo, debido principalmente a la quema de combustibles fósiles (Weart, 2003). También presenta absorción en longitudes correspondientes al espectro IR.

#### 1.2.2.2.- Aerosoles

Los aerosoles se pueden definir como un conjunto de partículas sólidas o líquidas en suspensión en un medio gaseoso (Toledano, 2005). Las partículas en la atmósfera muestran tamaños desde unas milésimas de micra hasta 100  $\mu\text{m}$  y sus orígenes pueden ser naturales o antropogénicos. Algunos ejemplos de aerosoles presentes en la atmósfera son: partículas minerales como arena del desierto, cristales de sal procedentes del mar, hollín o “negro de humo” (black carbon), sulfatos procedentes de emisiones de SO<sub>2</sub> (a través de erupciones volcánicas o de manera antropogénica), o nitratos procedentes de emisiones de NO<sub>x</sub> (Andrey, 2011). Estas partículas normalmente se encuentran por debajo de la capa límite planetaria, que se encuentra a pocos kilómetros de la superficie terrestre, aunque algunos aerosoles pueden ser inyectados a grandes alturas de la atmósfera y mantenerse durante un tiempo largo como es en el caso de las partículas procedentes de erupciones volcánicas.

Igual que los gases, los aerosoles absorben y dispersan parte de la radiación solar incidente. Sin embargo la absorción, de existir, no es tan selectiva como en los gases, no existiendo bandas ni líneas de absorción. Además, el fenómeno de dispersión que producen estas partículas es más complejo que el de las moléculas de los gases y es conocido como dispersión o “scattering” de Mie. Cuando un fotón incide sobre una de estas partículas, se dice que ha sufrido extinción si este fotón es absorbido o redirigido por dispersión.

Una de las propiedades ópticas relacionadas con el aerosol es el espesor óptico de aerosoles por extinción (AOD). Se define el espesor óptico de aerosoles por absorción (AAOD) como la probabilidad de que un fotón que incide perpendicularmente a la superficie terrestre sufra absorción por la cantidad de aerosol presente; de igual manera se define el espesor óptico de aerosoles por dispersión (SAOD) como la probabilidad de que un fotón sufra un fenómeno de “scattering” con los aerosoles haciendo ese mismo camino. El espesor óptico de aerosoles por extinción es la suma entre el AAOD y el SAOD y representa la probabilidad de que un fotón con una incidencia normal sobre la superficie terrestre sufra extinción. El AOD varía con la longitud de onda, según propuso Ångström (1929; 1964), como una función de  $\lambda$  y de dos parámetros  $\alpha$  y  $\beta$ :

$$\tau_a(\lambda) = \beta\lambda^{-\alpha}, \quad (1.3)$$

siendo  $\tau_a$  el AOD,  $\alpha$  es el llamado exponente de Ångström y  $\beta$  turbiedad de Ångström, ambos adimensionales, y las unidades de  $\lambda$  son  $\mu\text{m}$ . El valor de  $\alpha$  está ligado a la distribución de tamaños del aerosol, así un valor de  $\alpha$  pequeño ( $\alpha < 1$ ) implica partículas gruesas (p. ej. polvo mineral) y un valor más alto ( $\alpha > 1.5$ ) indica la presencia de partículas finas (p. ej. quema de biomasa). Cuanto mayor es el valor de  $\beta$ , mayor será la extinción de la radiación, ya que  $\beta$  corresponde al AOD a 1000 nm.

Otra propiedad óptica de interés, es el albedo de dispersión simple (SSA) de los aerosoles  $\omega_a$ , definido como el cociente entre el SAOD y el AOD, y que cuanto mayor es su valor menos absorbente es el aerosol presente, correspondiendo a un aerosol completamente no absorbente cuando el SSA vale la unidad. El valor de  $\omega_a$  varía con la longitud de onda (Román *et al.*, 2013). Igual que para los gases, se define para los aerosoles la función de fase que determina la probabilidad de que la radiación incidente tome una dirección determinada al sufrir “scattering”. Sin embargo, las funciones de fase de los aerosoles ( $p_A$ ) son más complejas, sólo tienen simetría de revolución y dependen de la longitud de onda. Una aproximación para caracterizar la función de fase para un aerosol concreto es a través del parámetro de asimetría  $g$  y la función de Henyey-Greenstein (Henyey y Greenstein, 1941):

$$p_A(\Theta) = \frac{1 - g^2}{[1 - 2g \cos(\Theta) + g^2]^{\frac{3}{2}}}. \quad (1.4)$$

El valor de  $g$  es adimensional, varía con la longitud de onda y puede tomar valores entre -1 y 1. Un valor de  $g$  igual a -1 indica que toda la radiación dispersada por “scattering” de Mie es redirigida en la dirección opuesta a la de incidencia, mientras que si  $g$  vale 1, toda la radiación es dispersada en ángulos de  $\Theta$  menores de  $90^\circ$ . Se puede concluir que las propiedades ópticas de los aerosoles vienen dadas por los valores de  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\omega_a$  y  $g$ . La irradiancia UVER decrece en promedio un 37% por unidad de AOD a 440 nm y un 28% en el caso de la irradiancia SW (Román *et al.*, 2012b), aunque estos valores dependen del resto de propiedades ópticas.

### 1.2.2.3.- Nubes

Las nubes son masas compuestas por pequeñas gotas de agua o cristales de hielo suspendidos en la atmósfera, normalmente formadas por condensación de humedad en partículas (aerosoles) que actúan como núcleos de condensación. Existen multitud de tipos de nube según sus características y están localizadas en la troposfera, pudiendo alcanzar alturas desde la superficie hasta los 16 km de altura en regiones tropicales (Quirantes y Gallego, 2011). Las nubes presentan una variabilidad espacial y temporal muy fuertes, además de una distribución en el cielo que no tiene porqué ser homogénea (p. ej. claros y oscuros).

De igual manera que en el caso de los aerosoles, las nubes dispersan la radiación incidente sobre ellas, mediante dispersión de Mie, y absorben radiación pero no de manera apreciable en el intervalo de onda corta SW (Calbó *et al.*, 2005). Generalmente las nubes atenúan la radiación incidente debido a que ésta es fuertemente retro-dispersada en el sentido contrario al de incidencia, pero en ocasiones la radiación solar que llega a la superficie en presencia de nubes es mayor que la que incidiría en condiciones de cielos despejados (Sabburg y Parisi, 2006; Sabburg y Calbó, 2009), fenómeno que se conoce como “efecto realce”. La radiación en cielos parcialmente cubiertos que proviene en direcciones diferentes a la componente directa, es mayor si se encuentra una nube en esa dirección que si no la hay, al menos en el espectro visible (Román *et al.*, 2012a), lo que incrementa la componente difusa en esas condiciones. Sin embargo, una nube situada en la dirección de la componente de la radiación directa atenúa casi por completo la radiación directa debido al alto espesor óptico de las nubes. En cielos muy cubiertos puede llegar a atenuarse la radiación UVER incidente hasta un 93% (de Miguel *et al.*, 2011).

### 1.2.3.- Otros factores

La radiación solar que llega a la superficie terrestre no sólo se ve afectada por los gases, aerosoles y las nubes presentes en la atmósfera, si no que existen otros factores que influyen sobre ella, tales como el albedo superficial o la altura del lugar sobre el nivel del mar.

El albedo superficial es la fracción de radiación solar incidente que es reflejada por la superficie terrestre. Su valor varía con la longitud de onda y con el tipo de superficie. Cuanto mayor es el valor del albedo mayor es la radiación reflejada, por lo que la radiación que llega a la superficie es también mayor pues parte de la radiación reflejada es redirigida de nuevo hacia la superficie por “scattering” (Rayleigh o Mie) con la atmósfera. Para la mayoría de superficies el albedo es menor de 0.1 en la banda UV; por ejemplo en superficies de vegetación el albedo varía entre 0.01 y 0.07 (Koepke *et al.*, 2002). Sin embargo existen superficies con un alto valor del albedo como superficies arenosas (~0.25) o cubiertas de nieve (~0.90). El albedo de las superficies cubiertas de nieve varía mucho con el tipo de nieve y el tiempo que ésta lleva en la superficie (Kalliskota *et al.*, 2000). Renaud *et al.* (2000) observaron un incremento en las medidas de UVER en presencia de nieve respecto a las mismas medidas sin nieve: 15-25% bajo cielos despejados y hasta un 80% de incremento en presencia de nubes.

Otro factor que modifica los niveles de radiación en la superficie es la altitud del lugar sobre el nivel del mar. A mayor altura menor presión atmosférica, lo que indica que hay menos componentes atmosféricos que atenúan la radiación solar. Para cielos despejados se han encontrado incrementos de la irradiancia UVER de 6-18%km<sup>-1</sup> (Frederick *et al.*, 1993; Blumthaler *et al.*, 1992, 1994). Vanicek *et al.* (2000) encontraron que la radiación UVER, bajo cielos despejados, aumenta un 8% por cada kilómetro en altura.

### 1.3.- Transferencia radiativa

Al fenómeno de la propagación de la radiación a través de un medio se le conoce como transferencia radiativa. Esta propagación se ve afectada por el medio a través de los fenómenos de absorción, dispersión y emisión. La ecuación de transferencia radiativa describe estas interacciones de manera matemática, existiendo soluciones analíticas para casos simples, sin embargo para situaciones más realísticas la ecuación se resuelve por métodos numéricos. En este apartado se desarrolla la ecuación de transferencia radiativa y sus soluciones según lo explicado por *Mayer et al.* (2012).

#### 1.3.1.- Ecuación de transferencia radiativa

La distribución de un flujo de fotones en un gas diluido puede ser descrita por la ecuación de Boltzmann según:

$$\frac{\partial f_f}{\partial t} + \nabla_{\mathbf{r}} \cdot (\mathbf{v} f_f) + \nabla_{\mathbf{p}} \cdot (\mathbf{F}^{\text{ext}} f_f) = Q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu, t), \quad (1.5)$$

donde  $\nabla \cdot$  es el operador divergencia,  $f_f$  es la función distribución de fotones,  $\mathbf{F}^{\text{ext}}$  las fuerzas externas,  $\mathbf{p}$  el momento de los fotones y  $Q$  representa las fuentes y sumideros internos por los que aparecen o desaparecen fotones en el medio.  $\mathbf{F}^{\text{ext}}$  y  $f_f$  pueden variar con el vector posición  $\mathbf{r}$ , la dirección de propagación  $\hat{\mathbf{n}}$ , la frecuencia  $\nu$  y el tiempo  $t$ . El número de fotones  $N_f$  con frecuencia entre  $\nu$  y  $\nu+d\nu$  que cruzan un elemento de superficie  $d\mathbf{S}$  en dirección  $\hat{\mathbf{n}}$  dentro de un ángulo sólido  $d\Omega$  en un tiempo  $dt$ , se expresa según *Stamnes* (1986):

$$N_f = c f_f(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu, t) d\Omega d\nu dt \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{S}, \quad (1.6)$$

siendo  $c$  la velocidad de la luz y las unidades de  $f_f$ :  $\text{cm}^{-3}\text{sr}^{-1}\text{Hz}^{-1}$ . En ausencia de efectos relativistas el valor de  $\mathbf{F}^{\text{ext}}$  en la ecuación (1.5) es nulo y los fotones se propagan en línea recta con una velocidad:  $\mathbf{v} = c\hat{\mathbf{n}}$ . Al ser  $\mathbf{r}$  y  $\mathbf{v}$  independientes se tiene que:

$$\nabla_{\mathbf{r}} \cdot (\mathbf{v} f_f) = f_f (\nabla_{\mathbf{r}} \cdot \mathbf{v}) + \mathbf{v} \cdot (\nabla_{\mathbf{r}} f_f) = \mathbf{v} \cdot (\nabla_{\mathbf{r}} f_f), \quad (1.7)$$

donde  $\nabla$  es el operador gradiente. Llevando la expresión (1.7) a la ecuación (1.5):

$$\frac{\partial f_f}{\partial t} + c\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla_{\mathbf{r}} f_f = Q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu, t). \quad (1.8)$$

El diferencial de energía  $E_f$  asociado con la distribución de los fotones es el número de fotones multiplicados por la energía ( $h\nu$ ) de cada uno:

$$dE_f = h\nu c f_f(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu, t) d\Omega d\nu dt \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{S}, \quad (1.9)$$

donde  $h$  es la constante de Planck. La intensidad de los fotones coincide con la irradiancia  $I(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu, t)$  y puede definirse como:

$$I(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu, t) = \frac{dE_f}{d\Omega d\nu dt \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{S}} = h\nu c f_f(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu, t). \quad (1.10)$$

En una situación estática ( $\partial f_f / \partial t = 0$ ), la ecuación (1.8) se puede reescribir despejando  $f_f$  en función de  $I$  en la ecuación (1.10):

$$(\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla_{\mathbf{r}}) I(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu) = h\nu Q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu). \quad (1.11)$$

La expresión (1.11) puede ser interpretada como la ecuación de transferencia radiativa para una geometría general; puede resolverse conociendo la expresión de  $Q$  y fijando unas condiciones de contorno, dando como resultado la irradiancia  $I$ .

### 1.3.2.- El término geométrico

En la ecuación (1.11) aparece el término geométrico  $(\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla_{\mathbf{r}})$ , el cual define la geometría utilizada para resolver la ecuación de transferencia radiativa. Para atmósferas planetarias se suele utilizar geometrías cartesianas o esféricas, siendo utilizada la aproximación de atmósfera plano-paralela para la geometría cartesiana y la aproximación pseudo-esférica para la geometría esférica.

Utilizando coordenadas cartesianas el término geométrico puede escribirse como:

$$(\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla_{\mathbf{r}}) = n_x \frac{\partial}{\partial x} + n_y \frac{\partial}{\partial y} + n_z \frac{\partial}{\partial z} = \cos \phi \sqrt{1 - \mu^2} \frac{\partial}{\partial x} + \text{sen} \phi \sqrt{1 - \mu^2} \frac{\partial}{\partial y} + \mu \frac{\partial}{\partial z}, \quad (1.12)$$

siendo  $(n_x, n_y, n_z)$  las componentes del vector unitario en coordenadas cartesianas, y en coordenadas esféricas  $(r, \theta, \Phi)$  para el mismo vector,  $\mu$  el coseno del ángulo cenital  $\theta$  y  $\Phi$  el ángulo acimutal. En una atmósfera plano-paralela la atmósfera está dividida en capas paralelas de infinita extensión en las direcciones  $x$  e  $y$ , por lo que el término geométrico bajo esa aproximación es:

$$(\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla_{\mathbf{r}}) = \mu \frac{\partial}{\partial z}. \quad (1.13)$$

En geometría esférica el término geométrico se puede reducir a:

$$(\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla_{\mathbf{r}}) = \mu \frac{\partial}{\partial r} + \frac{1 - \mu^2}{r} \frac{\partial}{\partial \mu}. \quad (1.14)$$

La aproximación pseudo-esférica consiste en considerar para el término geométrico sólo el primer término de la ecuación (1.14).

### 1.3.3.- Fuentes y sumideros

El término de la derecha en la ecuación (1.11) engloba las pérdidas y ganancias en la radiación para la dirección de interés: pérdidas por absorción y “scattering” (extinción) y ganancias por emisión y radiación dispersada desde otras direcciones. Este término se puede escribir para los fotones de una atmósfera planetaria como:

$$h\nu Q(\mathbf{r}, \hat{\mathbf{n}}, \nu) = h\nu Q(r, \theta, \phi, \nu) = F_1 + F_2 - S_1, \quad (1.15)$$

donde:

$$\begin{aligned}
 F_1 &= \frac{1}{4\pi} \int_0^\infty \beta^{sca}(r, \nu, \nu') \int_0^{2\pi} d\phi' \int_0^\pi d\theta' p_f(r, \theta, \phi; \theta', \phi', \nu') I(r, \theta', \phi', \nu') d\nu', \\
 F_2 &= \beta^{abs}(r, \nu) B_p[T(r)], \\
 S_1 &= \beta^{ext}(r, \nu) I(r, \theta, \phi, \nu),
 \end{aligned} \tag{1.16}$$

siendo  $F_1$  el término de múltiple “scattering”, el cual actúa como fuente y representa la ganancia de fotones en la dirección  $(r, \theta, \Phi)$  debido a la incorporación por dispersión de fotones provenientes de otras direcciones e incluso con otras frecuencias. El término  $F_2$  también actúa como fuente de fotones y representa los fotones emitidos en el rango de interés, siendo proporcional a la función de Planck  $B_p[T(r)]$ , donde  $T$  es la temperatura. Finalmente, el término  $S_1$  actúa como sumidero, indicando pérdidas en el flujo radiativo en la dirección  $(r, \theta, \Phi)$  debido a procesos de extinción (absorción o “scattering”).

Los coeficientes de “scattering” y absorción de las ecuaciones (1.16) se calculan como el sumatorio de los coeficientes de cada uno de los componentes del medio según:

$$\begin{aligned}
 \beta^{abs}(r, \nu) &= \sum_i \beta_i^{abs}(r, \nu), \\
 \beta_i^{abs}(r, \nu) &= \rho_i(r) \sigma_i^{abs}(\nu), \\
 \beta^{sca}(r, \nu) &= \sum_i \beta_i^{sca}(r, \nu), \\
 \beta_i^{sca}(r, \nu) &= \rho_i(r) \sigma_i^{sca}(\nu),
 \end{aligned} \tag{1.17}$$

donde  $\rho_i(r)$  es la densidad de los distintos componentes  $i$  presentes en el medio;  $\sigma_i^{abs}$  y  $\sigma_i^{sca}$  son la sección eficaz de absorción y de “scattering”, respectivamente, para el componente  $i$  a la frecuencia  $\nu$ .  $\beta^{ext}$  es la suma de  $\beta^{abs}$  y  $\beta^{sca}$ .

En la ecuación (1.16)  $p_f$  representa a la función de fase en  $F_1$  y se puede calcular como:

$$p_f(r, \theta, \phi; \theta', \phi', \nu) = \frac{\sum_i \beta_i^{sca}(r, \nu) p_{f_i}(\theta, \phi; \theta', \phi', \nu)}{\sum_i \beta_i^{sca}(r, \nu)}, \tag{1.18}$$

donde la función de fase de cada especie  $i$  está definida por:

$$p_{f_i}(\theta, \phi; \theta', \phi', \nu) = p_{f_i}(\cos \Theta, \nu) = \frac{\sigma_i^{sca}(\cos \Theta, \nu)}{\int_{4\pi} d\Omega \sigma_i^{sca}(\cos \Theta, \nu)}, \tag{1.19}$$

siendo  $\Theta$  el ángulo de “scattering”:

$$\cos \Theta = \cos \theta \cos \theta' + \sin \theta \sin \theta' \cos(\phi - \phi') = \frac{\sigma_i^{sca}(\cos \Theta, \nu)}{\int_{4\pi} d\Omega \sigma_i^{sca}(\cos \Theta, \nu)}. \tag{1.20}$$

Los valores de las secciones eficaces de “scattering” y absorción son conocidos para las distintas especies de gases atmosféricos a distintas frecuencias (o longitudes de onda) y temperaturas. Conociendo los componentes en la atmósfera y su distribución vertical de densidad y temperatura, se puede calcular el término  $Q$  de la ecuación de transferencia radiativa. Finalmente, se puede reescribir la ecuación de transferencia radiativa en una dimensión de manera monocromática (para una única frecuencia) en una atmósfera plano-parallel combinando las ecuaciones (1.13), (1.15) y (1.16):

$$-\mu \frac{dI(z, \mu, \phi)}{\beta^{ext} dz} = I(z, \mu, \phi) - \frac{\omega(z)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' p_f(z, \mu, \phi; \mu', \phi') I(z, \mu', \phi') - (1 - \omega(z)) B[T(z)], \quad (1.21)$$

siendo  $z$  la altura vertical. El término  $\omega$  se conoce como albedo dispersión simple y se define de forma análoga al SSA de los aerosoles:

$$\omega(z, \nu) = \frac{\beta^{sca}(z, \nu)}{\beta^{abs}(z, \nu) + \beta^{sca}(z, \nu)}. \quad (1.22)$$

La ecuación de transferencia radiativa con la aproximación pseudo-esférica es similar a la ecuación (1.21) pero sustituyendo  $z$  por la componente radial  $r$ .

#### 1.3.4.- Irradiancia directa

La ecuación de transferencia radiativa calcula la irradiancia cuando ésta es resuelta con las apropiadas condiciones de contorno, como es la radiación incidente en la capa más alta de la atmósfera y la radiación en la superficie. En la superficie terrestre ( $z=z_0$ ) la irradiancia es parcialmente reflejada y además la Tierra emite radiación como un cuerpo negro a una determinada temperatura. En la capa más alta de la atmósfera ( $z=z^{TOA}$ ; el superíndice “TOA” viene del inglés “Top Of Atmosphere”), se puede considerar que la irradiancia extraterrestre que llega incide completamente en la dirección  $\mu_0$ , que es el coseno de SZA, y  $\phi_0$  que es la coordenada acimutal del sol. Por lo que una condición de contorno será:

$$I(z^{TOA}, \mu, \phi) = I^{TOA} \delta(|\mu - \mu_0| + |\phi - \phi_0|), \quad (1.23)$$

donde  $I^{TOA}$  es el valor de la irradiancia extraterrestre y  $\delta$  la función delta de Dirac. Para resolver la ecuación de transferencia radiativa se puede descomponer la irradiancia en las componentes directa  $I^{dir}$  y difusa  $I^{dif}$ :

$$I(z, \mu, \phi) = I^{dir}(z, \mu_0, \phi_0) + I^{dif}(z, \mu, \phi). \quad (1.24)$$

Si se introduce la ecuación (1.24) en (1.21), se tiene que para la irradiancia directa en una atmósfera plano-parallel:

$$-\mu \frac{dI^{dir}(z, \mu_0, \phi_0)}{\beta^{ext} dz} = -\mu \frac{dI^{dir}(z, \mu_0, \phi_0)}{d\tau} = I^{dir}(z, \mu_0, \phi_0), \quad (1.25)$$

siendo  $\tau$  el espesor óptico de extinción de la atmósfera. Resolviendo la ecuación (1.25) integrando desde  $z_0$  a  $z^{TOA}$  y con la condición de contorno (1.23), se tiene lo que se conoce como la ley de Beer-Lambert-Bouger:

$$I^{dir}(\tau, \mu_0) = I^{TOA} \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right). \quad (1.26)$$

Esta ecuación calcula la irradiancia directa en la superficie terrestre, para una longitud de onda concreta, una vez conocido el espesor óptico de la atmósfera  $\tau$  a esa longitud de onda. El espesor óptico de aerosoles, visto en el apartado anterior, coincide con  $\tau$  si se considera una atmósfera compuesta exclusivamente de aerosoles.

Bajo la aproximación pseudo-esférica el cociente  $\tau/\mu_0$  se reemplaza por la función de Chapman  $ch(r, \mu_0)$  según *Dahlback y Stamnes (1991)*:

$$ch(r_0, \mu_0) = \int_{r_0}^{\infty} \beta^{ext}(r, \nu) dr / \sqrt{1 - \left(\frac{R_T + r_0}{R_T + r}\right)^2 (1 - \mu_0^2)}, \quad (1.27)$$

donde  $R_T$  es el radio de la Tierra y  $r_0$  la distancia sobre la superficie terrestre en la que se calcula la irradiancia.

La ley de Beer-Lambert-Bouger es útil para el cálculo de la irradiancia directa a una altura concreta de la superficie terrestre una vez conocidos los componentes y propiedades de la atmósfera. Sin embargo, también se utiliza para obtener los espesores ópticos de los distintos componentes atmosféricos a distintas longitudes de onda a través de medidas espectrales de irradiancia directa.

### 1.3.5.- Irradiancia difusa

Calculada la irradiancia directa mediante la ley de Beer-Lambert-Bouger, la ecuación de transferencia radiativa para la irradiancia difusa queda de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} -\mu \frac{dI^{dif}(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} &= I^{dif}(\tau, \mu, \phi) - \frac{\omega(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' p_f(\tau, \mu, \phi; \mu', \phi') I^{dif}(\tau, \mu', \phi') \\ &- (1 - \omega(\tau))B[T(\tau)] - \frac{\omega(\tau)I^0}{4\pi} p_f(\tau, \mu, \phi; \mu_0, \phi_0) \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right). \end{aligned} \quad (1.28)$$

Existen distintos métodos y aproximaciones para resolver esta ecuación y así obtener la irradiancia difusa y la irradiancia global (directa+difusa). El método de los dos flujos de *Kylling et al. (1995)* supone que la radiación se propaga únicamente en dos direcciones. Otro método más preciso que el de dos flujos es el de las ordenadas discretas; la idea central de este método es la expansión de la función de fase en  $2N$  polinomios de Legendre y la intensidad  $I^{dif}$  en una serie de Fourier de  $2N$  términos, siendo  $N$  es el número de capas en las que se divide la atmósfera (*García, 2011*). Para obtener la irradiancia UVER que llega a la superficie terrestre en un lugar y momento dado, se debe resolver la ecuación (1.26) y (1.28) para cada longitud de onda del UV, pesarse el espectro obtenido con el de acción eritemático y, finalmente, integrarse en la longitud de onda.

## **Capítulo 2: Instrumentación y medidas**

*En este capítulo se describen las distintas estaciones de medida con las que se ha trabajado en esta tesis. El funcionamiento, el mantenimiento y la calibración de los instrumentos de mayor importancia en este trabajo se explican en detalle. El origen de los datos utilizados se especifica, ya sean datos medidos mediante instrumentos instalados en satélites, o datos obtenidos mediante modelos y re-análisis. La incertidumbre de las principales medidas satelitales del trabajo es caracterizada mediante un análisis comparativo con medidas realizadas en la superficie terrestre.*

## 2.1.- Estaciones de medida

### 2.1.1.- Estación en el CIBA

La creación, mantenimiento y explotación del Centro de Investigación de la Baja Atmósfera (CIBA) nació mediante un convenio de colaboración entre el Instituto Nacional de Meteorología (INM) y la Universidad de Valladolid en el año 1978. El centro se creó con el fin de conseguir un mayor nivel de conocimiento sobre los fenómenos de las capas atmosféricas, que condicionan actividades de mayor interés social y económico como son: la agricultura, la ganadería, las obras públicas, el transporte, la calidad ambiental, etc. La gestión del centro está a cargo del Departamento de Física Aplicada de la Universidad de Valladolid.

El CIBA ( $41^{\circ}48'50''$  N;  $4^{\circ}55'48''$  O; 840 m s.n.m.), está situado en una zona no urbana, entre los municipios vallisoletanos de La Mudarra y Villalba de los Alcores (perteneciendo a este último), a 25 km en línea recta al noroeste de la ciudad de Valladolid (Figura 2.1). El centro se encuentra al aire libre ocupando una superficie de 4.2 ha en plena región de los Montes Torozos, que es un terreno completamente llano horizontal (se trata de un páramo elevado sobre los valles circundantes), de gran utilidad para la obtención de medidas meteorológicas. El clima de la zona es continental con inviernos muy fríos y veranos muy cálidos y secos.

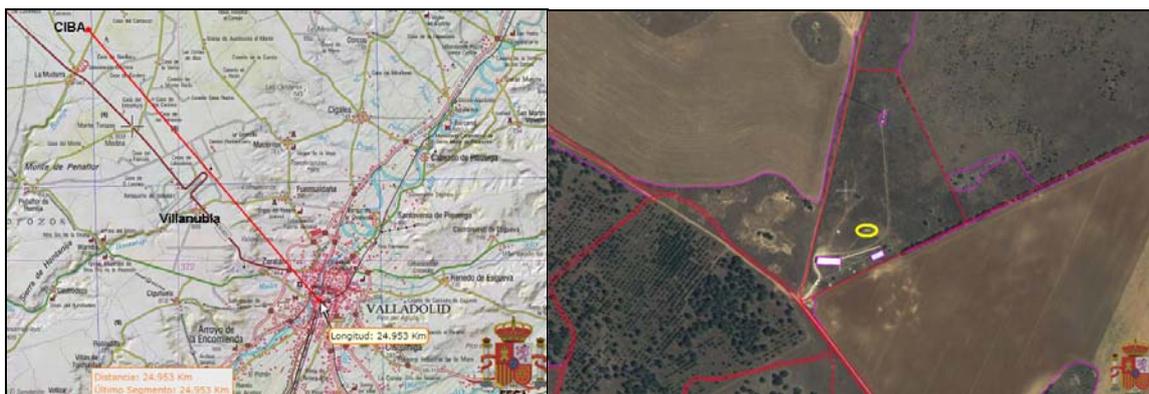


Figura 2.1: Mapa geofísico que sitúa el CIBA, la ciudad de Valladolid y la distancia entre ellos (izquierda) y mapa satelital del CIBA (derecha) que corresponde a la parcela cerrada en color rojo. Ambos mapas han sido obtenidos con el Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas (SIGPAC) del Fondo Español de Garantía Agraria perteneciente al Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (<http://sigpac.mapa.es/fega/visor/>).

Entre otras instalaciones, el CIBA posee una casa solar donde se computerizan los datos, una estación solar y una torre de 100 m con sensores de temperatura, humedad, velocidad y dirección del viento a cinco niveles diferentes de altura (Figura 2.1). Distintos grupos de investigación trabajan en el centro realizando distintas medidas atmosféricas (contaminación, radiación solar...), entre ellos el Laboratorio de Atmósfera y Energía (LAtEn) que posee una estación de medidas meteorológicas y de radiación solar localizada dentro del círculo amarillo de la Figura 2.1.

En la imagen superior de la Figura 2.2 se puede ver una parte del CIBA, donde la estación solar perteneciente al LATen está señalada con un círculo. Esta estación solar está compuesta por diferentes instrumentos y se pueden distinguir tres zonas: la plataforma horizontal estática (a la derecha dentro del círculo de la Figura 2.2), donde se llevan a cabo la mayor parte de medidas radiométricas y cuya imagen aparece en la Figura 2.2 (abajo); la torre de viento, donde se toman medidas de temperatura y de velocidad y dirección del viento; y el seguidor solar (a la izquierda dentro del círculo de la Figura 2.2) que toma medidas de irradiancia SW directa, global y difusa. Los instrumentos pertenecientes a la estación cuyas medidas han sido utilizadas en este trabajo son: un piranómetro CM6B (Kipp & Zonen) para la medida de la irradiancia SW y un piranómetro UVB-1 (Yankee Environmental Systems) para la medida de la irradiancia UVER; ambos se encuentran sobre la plataforma horizontal estática como se muestra en la imagen de abajo de la Figura 2.2.



Figura 2.2: Estación solar perteneciente al LATen (señalada con un círculo) en el CIBA (arriba) y plataforma horizontal estática de la estación solar (abajo).

También se han utilizado, cuando han estado disponibles, las medidas de uno de los piranómetros CMP21 instalados en el seguidor solar (SOLYS-2 de Kipp & Zonen) y que mide irradiancia SW global en superficie horizontal. Estas medidas están disponibles desde mayo de 2010, cuando se instaló el seguidor solar, y a partir de esa fecha se han utilizado esos datos en lugar de los medidos por el CM6B, los cuales se han utilizado cuando los registrados por el CMP21 no han estado disponibles o no se han considerado buenos.

Todos los datos han sido colectados y almacenados cada 10 minutos mediante dos registradores de datos Micrologger CR23X (Campbell), instalados en el interior de dos cajas estancas, ambas situadas en un lateral de la plataforma horizontal estática a la intemperie. En el año 2011 la estación de medida fue conectada a un ordenador en el interior de la casa del CIBA mediante un cable de red. Gracias a esta conexión los datos son descargados automáticamente y controlados de forma remota, lo que reduce la frecuencia de asistencia a la estación a por los datos y aumenta la capacidad de reacción ante cualquier problema que se pueda observar a través de los datos. Las tareas de limpieza y mantenimiento son realizadas con regularidad. Se dará más información sobre los instrumentos de la estación solar y sus calibraciones en el apartado 2.2.1.

### 2.1.2.- Estaciones de la AEMet

El 11 de agosto de 1887 se crea en España el primer servicio meteorológico bajo el nombre de Instituto Central Meteorológico, que en 1911 pasaría a llamarse Observatorio Central Meteorológico. El servicio meteorológico volvería a cambiar su nombre en 1920 por Servicio Meteorológico Español y en 1933 por Servicio Meteorológico Nacional, que duraría hasta 1978 cuando cambió a Instituto Nacional de Meteorología. Es en el año 2008 cuando se crea la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet), adscrita al Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente a través de la Secretaría de Estado de Medio Ambiente, asumiendo todas las competencias del antiguo Instituto Nacional de Meteorología ([www.aemet.es](http://www.aemet.es)).

El objeto de la AEMet es el desarrollo, implantación y prestación de los servicios meteorológicos de competencia del Estado y el apoyo al ejercicio de otras políticas públicas y actividades privadas, contribuyendo a la seguridad de personas y bienes, y al bienestar y desarrollo sostenible de la sociedad española.

La Agencia cuenta con las siguientes redes de observación: 90 observatorios con personal propio de la Agencia; 700 estaciones automáticas de observación; 7 estaciones de radiosondeo en tierra; una en el buque “Esperanza del Mar” y dos en las oficinas meteorológicas móviles de Defensa; una red de 15 radares meteorológicos con capacidad doppler; una red de detección de rayos con 15 equipos detectores en la Península y 5 en las Islas Canarias; una red de 4500 estaciones pluviométricas y termopluviométricas atendidas por colaboradores altruistas. 23 de las estaciones de observación toman datos de radiación UVER, todas mediante el piranómetro UVB-1, y en 7 de ellas se mide también la columna de ozono total utilizando un espectrofotómetro Brewer (ver apartado 2.2.2.1). Los datos proporcionados por la AEMet son semi-horarios en el caso de la irradiancia UVER, horarios para la irradiancia SW, y son tomados entre las horas enteras (o semi-enteras) siguiendo el tiempo solar verdadero (TSV). La AEMet proporciona un valor diario de la columna de ozono, que se realizan en torno al mediodía solar.

En cuanto al mantenimiento de los sensores y equipos en general de las estaciones, se realiza siguiendo las recomendaciones de la WMO (*Webb et al.*, 2006), llevando a cabo la limpieza de las cúpulas, la revisión de desecantes, la nivelación de los instrumentos, etc. La red radiométrica de la AEMet está certificada con la norma ISO 9001:2000 desde diciembre de 2006. Las estaciones de la AEMet que se han utilizado en este trabajo se encuentran en la Tabla 2.1. De ellas se han utilizado tanto los datos de irradiancia UVER como SW y, además, se han usado los datos de la columna total de ozono medidos en las estaciones de A Coruña, Madrid y Murcia.

Tabla 2.1: Características de las estaciones de la AEMet cuyos datos se han utilizado en este trabajo.

Indicativo	Nombre	Latitud	Longitud	Altitud (m s.n.m.)	Instrumento para SW
4121	Ciudad Real	38°59'21''N	3°55'13''O	628	CM11
1024E	San Sebastián (Igueldo)	43°18'23''N	2°02'28''O	251	CM21
1347	A Coruña	43°21'57''N	8°25'17''O	58	CM21
3194U	Madrid (Ciudad Universitaria)	40°27'06''N	3°43'27''O	664	CM21
3469A	Cáceres	39°28'17''N	6°20'20''O	394	CM21
7178I	Murcia	38°00'07''N	1°10'15''O	61	CM21
9981A	Tortosa	40°49'14''N	0°29'29''E	44	CM21
2422	Valladolid	41°39'00''N	4°46'00''O	735	CM21

En la Tabla 2.1 también aparece el instrumento que hay instalado en cada estación para medir la irradiancia SW, siendo todos de la marca Kipp & Zonen. De la AEMet también se han usado datos diarios de series climatológicas en cada estación, disponibles en [ftp://ftpdata.aemet.es/series\\_climatologicas/valores\\_diarios/](ftp://ftpdata.aemet.es/series_climatologicas/valores_diarios/). Los datos de radiación UVER y SW obtenidos en el CIBA se han utilizado en conjunto con las series climatológicas de la estación de la AEMet en el aeropuerto de Valladolid (Villanubla, entre el CIBA y la ciudad de Valladolid, Figura 2.1); se va a suponer que todos estos datos corresponden a la localidad donde se encuentra el CIBA: Villalba. La Figura 2.3 muestra una imagen de Google Earth de la región donde se encuentra cada estación de AEMet (círculo) utilizada en este trabajo. Las estaciones de San Sebastián y A Coruña se encuentran cercanas al mar, sin embargo la de A Coruña se encuentra situada en un núcleo urbano, como casi todas las estaciones, y la de San Sebastián en una zona no urbana.

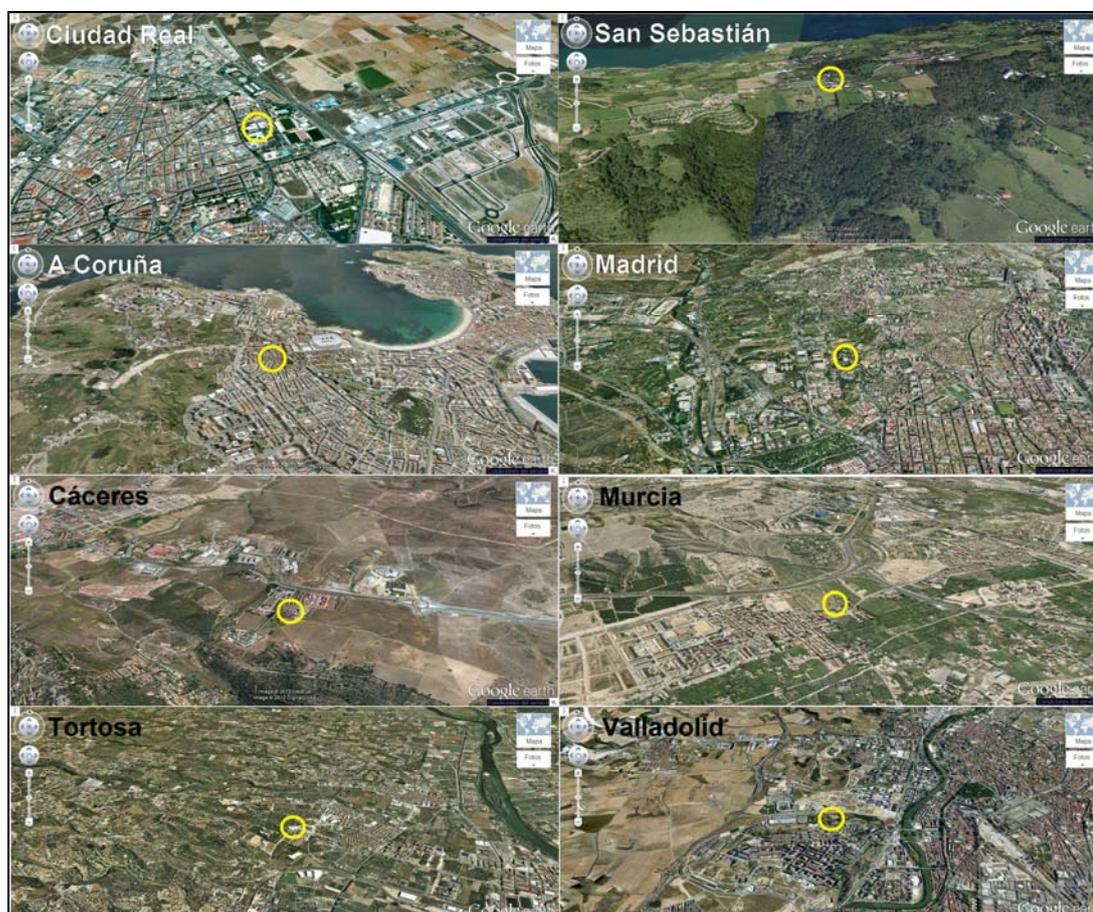


Figura 2.3: Región en la que se encuentra cada una de las estaciones de la AEMet (señaladas con un círculo). Las imágenes han sido obtenidas mediante Google Earth.

### 2.1.3.- Estaciones de AERONET

AERONET (Aerosol RObotic NETwork) es una federación de redes que trabajan en la teledetección de aerosoles desde la superficie terrestre. La red AERONET fue establecida por la agencia norteamericana NASA (National Aeronautics and Space Administration) y PHOTONS (PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire). También forman parte de ella colaboradores de agencias nacionales, institutos, universidades, científicos individuales y otros socios. AERONET proporciona una larga base de datos pública, continua y fácilmente accesible de propiedades del aerosol (ópticas y microfísicas) para su uso en la investigación y la caracterización de los aerosoles, y en la validación de los datos obtenidos mediante satélites. La red impone la normalización de instrumentos, calibración, procesamiento y distribución de los datos y en la actualidad está compuesta por más de 300 estaciones de medida.

El instrumento que se utiliza en las estaciones pertenecientes a AERONET para obtener las propiedades de aerosoles es el fotómetro CIMEL CE-318 (ver apartado 2.2.3.1). Este instrumento realiza medidas de irradiancia directa del sol y de radiancia del cielo a distintas longitudes de onda; a partir de esas medidas se obtienen, utilizando algoritmos de inversión (*Dubovik y King, 2000*), propiedades de los aerosoles como el espesor óptico en columna, la distribución de tamaños y el albedo de dispersión simple. La columna total de vapor de agua también se determina mediante este instrumento, cuyos datos están incluidos en AERONET.

Los datos relacionados con el aerosol y el vapor de agua que proporciona AERONET están clasificados en nivel 1.0 (que son los datos en los que no se ha filtrado la presencia de nubes), nivel 1.5 (que son los datos ya filtrados y medidos sin presencia de nube) y nivel 2.0 (en el que se exige que el instrumento CIMEL haya sido calibrado en fechas anteriores y posteriores a la medida para poder interpolar la calibración). AERONET además exige criterios más estrictos a algunos productos para considerarlos de máxima calidad (nivel 2.0), como en el caso del SSA del aerosol, que, para ser nivel 2.0, AERONET considera necesario que haya un espesor óptico de aerosoles a 440 nm mayor de 0.4. Los criterios de selección de nivel están explicados en *Holben et al. (2006)*.

Para garantizar la calidad de las medidas, AERONET impone una serie de procedimientos a seguir para la calibración y mantenimiento de los fotómetros (*Holben et al., 1998*). Estas tareas estuvieron centralizadas en los laboratorios situados en el Goddard Space Flight Center (Greenbelt, Maryland) y LOA-Universidad de Lille (Lille, Francia), sin embargo, a raíz de un congreso en mayo de 2004 y, ante la imposibilidad física por saturación de los mencionados laboratorios (ya había más de 200 instrumentos operativos en AERONET), se creó la Red Ibérica de Medida fotométrica de Aerosoles (RIMA). RIMA nace con el objetivo de integrar todas las estaciones existentes de medida en España, algunas de las cuales ya pertenecían a AERONET/PHOTONS, para alcanzar los niveles de calidad asegurada 2.0 de las medidas de aerosoles. Todas las instituciones participantes en RIMA siguen manteniendo los procedimientos y estándares marcados por AERONET. El Grupo de Óptica Atmosférica (GOA) de la Universidad de Valladolid es el encargado de calibrar los fotómetros CIMEL de la red RIMA en colaboración con el observatorio de AEMet de Izaña CIAI-AEMET, donde se calibran los fotómetros master. En la actualidad RIMA se encarga de la calibración de 35 instrumentos pertenecientes a 20 estaciones diferentes.

Los datos de AERONET utilizados en este trabajo pertenecen a 6 estaciones (Tabla 2.2) situadas en la Península Ibérica también incluidas en la red RIMA. Estos datos han sido de espesor óptico y de vapor de agua en columna en las horas próximas al mediodía y sólo se han seleccionado los de nivel 2.0. Los valores de AERONET se han empleado para validar y cuantificar el error de los valores obtenidos mediante satélite en la Península. Todos estos datos están disponibles en <http://AERONET.gsfc.nasa.gov/>.

Tabla 2.2: Características de las estaciones de AERONET cuyos datos se han utilizado en este trabajo.

Nombre	Latitud	Longitud	Altitud (m s.n.m.)
Barcelona	41°23'09''N	2°07'01''E	125
Burjassot	39°30'28''N	0°25'04''O	30
Cáceres	39°28'44''N	6°20'34''O	397
El Arenosillo	37°06'18''N	6°43'58''O	0
Granada	37°09'50''N	3°36'18''O	680
Palencia	41°59'20''N	4°30'57''O	750

Finalmente, en la Figura 2.4 está representado un mapa de España en el cual se pueden encontrar señaladas las distintas estaciones utilizadas en este trabajo, tanto la estación del CIBA en Villalba, como las de AEMet y AERONET, estando distribuidas de manera bastante homogénea por toda la península.

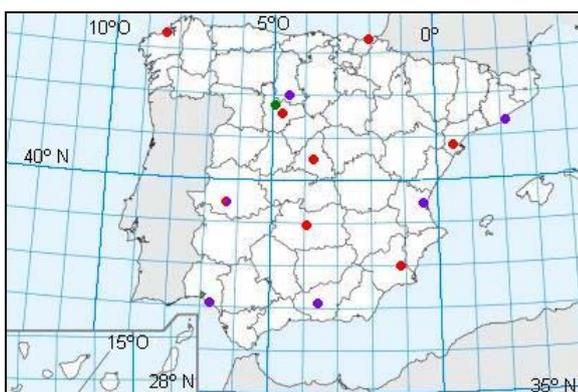


Figura 2.4: Mapa de España con la localidad de Villalba (CIBA) señalada en verde, las localidades de las estaciones de la AEMet en rojo y las localidades de las estaciones de AERONET en morado.

## 2.2.- Instrumentación

### 2.2.1.- Radiación solar

#### 2.2.1.1.- Radiación UVER

##### 2.2.1.1.1.- Características y funcionamiento del sensor UVB-1

Las medidas de radiación UVER tomadas en el CIBA y en las estaciones de la AEMet han sido todas realizadas con el piranómetro UVB-1 de la marca Yankee Environmental Systems (YES). La Figura 2.5 muestra una imagen del sensor UVB-1 instalado en la estación del LAtEn, como puede observarse en la Figura 2.2. El piranómetro UVB-1 es un instrumento de banda ancha cuyo intervalo espectral abarca el UV-B y el UV-A (280-400 nm) y está diseñado para ser estable durante largos periodos y para trabajos de campo sin vigilancia. Pesa 1.3 kg, mide 12.9 cm de alto, su base tiene 14.6 cm de diámetro y el tiempo de respuesta del sensor es de 0.1 segundos.



Figura 2.5: Piranómetro YES UVB-1 (#010922) en funcionamiento en la estación radiométrica del LAtEn situada en el CIBA (Villalba).

El principio de operación del sensor UVB-1, explicado por *Dichter et al.* (1993), está esquematizado en la Figura 2.6. La radiación proveniente del sol que atraviesa la atmósfera (componentes difusa y directa) llega al sensor atravesando una doble cúpula de vidrio, la cual es transparente a la radiación UV. A continuación, la radiación transmitida por la cúpula de vidrio atraviesa un primer filtro, un vidrio negro transmisor UV, que absorbe toda la radiación del espectro visible salvo una pequeña fracción de luz roja. La radiación que consigue traspasar el filtro incide sobre un fósforo sensible al UV, el cual absorbe la radiación UV y la reemite como luz verde visible (conversión óptica).

La radiación resultante en el proceso (verde y roja) atraviesa un segundo filtro que transmite las longitudes de onda correspondientes al verde, así se filtra la componente de luz roja. Finalmente la radiación incide sobre un fotosensor de estado sólido (GaAsP), cuya respuesta es máxima para la radiación verde y no es sensible a la luz roja. La señal del fotodiodo es amplificada y corregida por un circuito amplificador que consta de dos fases. La primera fase del circuito es un amplificador de transimpedancia cuya ganancia es de  $10^7$  V/A, mientras que la segunda fase consta de un amplificador inversor de voltaje que compensa los efectos de carga de salida y presenta la salida final (diferencial) como positiva en un rango de 0 a 4 V DC. Finalmente esta señal es registrada por el sistema de adquisición de datos.

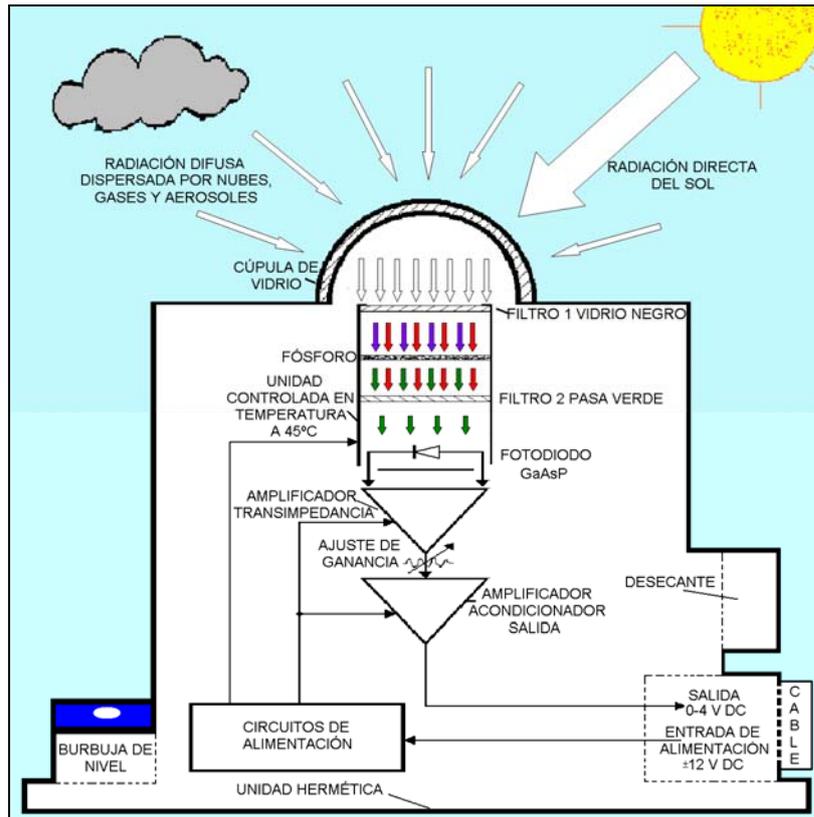


Figura 2.6: Esquema funcional del sensor YES UVB-1.

El sensor UVB-1 también incluye un sistema de control de temperatura que mantiene al fósforo y a los componentes ópticos anteriormente mencionados a una temperatura de  $+45^{\circ}\text{C}$  ( $\pm 1^{\circ}\text{C}$ ) para temperaturas ambientales entre  $-40^{\circ}\text{C}$  y  $+40^{\circ}\text{C}$ . La importancia de este control radica en que la eficiencia de conversión del fósforo disminuye un 0.5% por  $1^{\circ}\text{C}$ ; la respuesta espectral varía también con la temperatura. Además el piranómetro UVB-1 posee una burbuja de nivel para asegurar su horizontalidad, material desecante para que el dispositivo trabaje sin humedad y un regulador de potencia que acondiciona la tensión de entrada para eliminar fluctuaciones en la tensión de alimentación.

#### 2.2.1.1.2.- Calibración del sensor UVB-1

La respuesta espectral relativa (RER) del instrumento UVB-1 se asemeja a la del espectro de acción eritemático de la CIE (Figura 2.7), por lo que la señal de salida del piranómetro UVB-1 en V puede convertirse en unidades de irradiancia UVER efectiva ( $\text{Wm}^{-2}$ ) utilizando la siguiente expresión:

$$I_{UVER} = (U - U_{offset}) \cdot C_{cal} \cdot f_n(\theta_0, \Omega_{TOC}) \xi(T) \cdot Coscor(\theta_0), \quad (2.1)$$

donde  $I_{UVER}$  es la irradiancia UVER en  $\text{Wm}^{-2}$ ,  $U$  es la señal de salida del sensor,  $U_{offset}$  es la señal de salida del sensor en ausencia de luz,  $C_{cal}$  es el coeficiente de calibración en  $\text{Wm}^{-2}\text{V}^{-1}$ ,  $\theta_0$  el SZA,  $\Omega_{TOC}$  es la columna de ozono total,  $f_n$  es una función dependiente de SZA y TOC que corrige el efecto de la diferencia entre la RER del instrumento y el espectro de acción eritemático,  $\xi$  es una función para corregir la temperatura y  $Coscor$  es la función corrección coseno. La calibración del sensor UVB-1 consiste en obtener las funciones y coeficientes de la ecuación (2.1). Con ese fin se realiza una calibración en dos pasos: calibración en el laboratorio y calibración en el exterior.

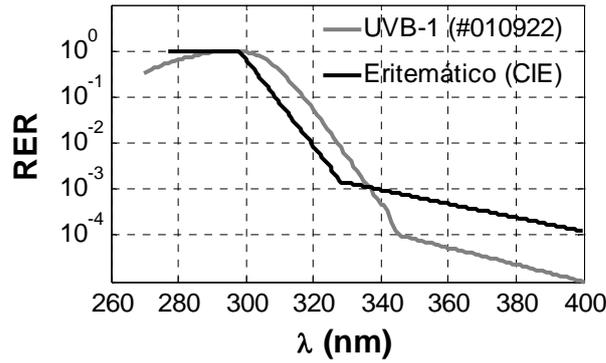


Figura 2.7: Espectro de acción eritemático de la CIE y respuesta espectral relativa (RER) del sensor YES UVB-1 #010922 (medida en julio de 2011).

La calibración en el laboratorio consta a su vez de dos procesos: medir la respuesta espectral del piranómetro mediante un monocromador y caracterizar la respuesta angular del sensor para determinar la corrección coseno. La respuesta espectral se determina introduciendo el sensor a calibrar junto a un fotodiodo (cuya RER está bien caracterizada) en un monocromador que recibe luz de una lámpara, por ejemplo de Xe. El monocromador filtra la luz a una longitud de onda determinada; ésta atraviesa una esfera integradora para producir luz isotrópica que finalmente llega al piranómetro y al fotodiodo. Registrando la señal de oscuridad, realizando un barrido de longitudes de onda con el monocromador y conociendo la respuesta espectral del fotodiodo, se puede calcular la RER del piranómetro a calibrar (Figura 2.7). La respuesta espectral del sensor es útil para calcular la función  $f_n$  de la ecuación (2.1), que corrige la diferencia entre la respuesta del sensor y el espectro de acción de la CIE. Los valores de  $f_n$  vienen dados por la siguiente expresión:

$$f_n(\theta_0, \Omega_{TOC}) = \frac{\int_{\lambda=280}^{\lambda=400} I(\theta_0, \Omega_{TOC}, \lambda) \cdot S_{CIE}(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{\lambda=280}^{\lambda=400} I(\theta_0, \Omega_{TOC}, \lambda) \cdot S_{UVB-1}(\lambda) \cdot d\lambda}, \quad (2.2)$$

donde  $I$  es la irradiancia espectral para un SZA y TOC fijados;  $S_{CIE}$  es el espectro de acción eritemático, y  $S_{UVB-1}$  es la respuesta espectral del instrumento a calibrar. Dadas unas ciertas condiciones (fijando SZA y TOC), a la superficie llega una determinada irradiancia espectral  $I$ , que pesada con el espectro  $S_{CIE}$  dará por definición la irradiancia eritemática (numerador de la ecuación (2.2)), mientras que la misma irradiancia que llega al instrumento es pesada con el espectro  $S_{UVB-1}$  (denominador de la ecuación (2.2)) y diferirá de la verdadera UVER, que es la obtenida con el espectro de la CIE. Los valores de  $f_n$  son el cociente de la irradiancia eritemática entre la medida por el instrumento para la misma irradiancia espectral, por lo que al multiplicar la señal bruta del sensor por el valor que le corresponda de  $f_n$ , se está normalizando la señal medida (con el espectro del sensor) a la que se obtendría con el auténtico espectro de acción eritemático. Calculada la respuesta espectral del sensor en el laboratorio se pueden obtener los valores de la función  $f_n$  utilizando un modelo de transferencia radiativa: se simula la irradiancia espectral  $I$  de la ecuación (2.2), para distintos valores de SZA y TOC, y se calcula el cociente entre las irradiancias pesadas con el espectro CIE y el del sensor obteniendo los distintos valores de la función  $f_n$ .

La Figura 2.8 muestra la función  $f_n$  obtenida en el año 2011 para el sensor #010922 (se ha normalizado a  $\text{SZA}=40^\circ$  y  $\text{TOC}=300$  DU). Se puede observar como, a medida que incrementa la cantidad de ozono y el SZA, el factor de corrección es mayor. Esto es debido a que la respuesta del instrumento es más sensible en las longitudes de onda donde el efecto del ozono es más fuerte ( $\lambda < 320$  nm) que el espectro de acción eritemático (Figura 2.7), por lo que a medida que aumenta el ozono, la medida del instrumento será más reducida que la obtenida con el espectro de acción, así el factor de corrección que multiplica debe ser más alto. El incremento con el SZA también se debe al efecto del ozono, que es más pronunciado para ángulos más altos.

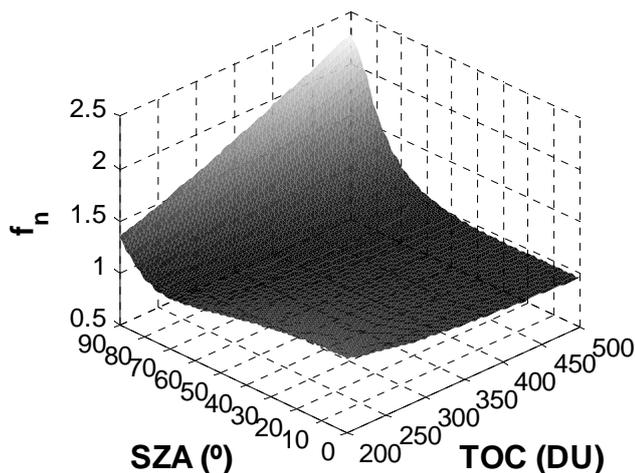


Figura 2.8: Valores obtenidos de la función  $f_n$  en función del SZA y TOC para el sensor YES UVB-1 #010922 (medida en julio de 2011). La función está normalizada para  $\text{SZA}=40^\circ$  y  $\text{TOC}=300$  DU.

Para caracterizar la respuesta angular del sensor en el laboratorio se utiliza una fuente de luz, la cual se colima para que llegue al sensor de forma similar a la irradiancia directa del sol. El sistema debe estar bien aislado para evitar que posibles reflexiones lleguen al sensor. Se coloca el piranómetro en un dispositivo especial que rota desde  $-90^\circ$  a  $90^\circ$  respecto al haz de luz incidente, mientras se va registrando el voltaje de salida para cada posición, y la respuesta angular normalizada se determina como el voltaje medido en cada posición entre el voltaje máximo registrado. Si el sensor fuera ideal, éste seguiría la ley coseno: la respuesta angular es igual al coseno del ángulo de incidencia. En la Figura 2.9 se observa la respuesta angular relativa de un sensor UVB-1 medida junto a la ideal (ley coseno); se puede apreciar la existencia de desviaciones dependiendo del ángulo de incidencia. Es por ello que la señal del sensor debe de ser corregida mediante la función corrección coseno  $\text{Coscor}$  (ecuación (2.1)).

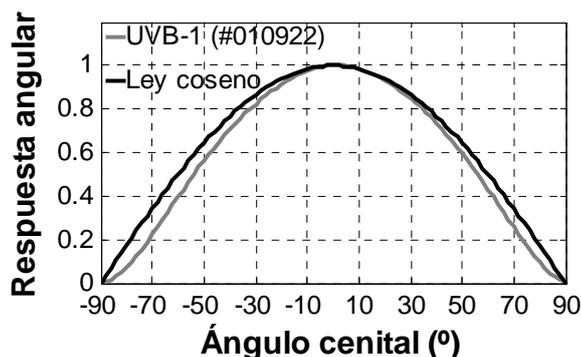


Figura 2.9: Valores obtenidos de la respuesta angular relativa en función del ángulo cenital para el sensor YES UVB-1 #010922 (medida en julio de 2011).

La luz que incide en el sensor cuando éste está en el exterior, lo hace en la dirección de la irradiancia directa (con el ángulo de SZA), pero también llega al sensor radiación difusa incidiendo en otras direcciones, por lo que para corregir el error coseno hay que tener en cuenta la proporción entre radiación directa y difusa.

La función corrección coseno se expresa según:

$$Coscor(\theta_0) = \frac{1}{f^{dir}(\theta_0) \cdot r_{dd}(\theta_0) + f^{dif} \cdot (1 - r_{dd}(\theta_0))}, \quad (2.3)$$

donde  $f^{dir}$  y  $f^{dif}$  son los factores de corrección para la radiación directa y difusa, respectivamente, y  $r_{dd}$  es la proporción entre la radiación difusa y la directa, que corresponde al cociente de la radiación directa entre la suma de la directa y la difusa. El factor de corrección  $f^{dir}$  es el cociente entre la señal registrada y la señal ideal de un sensor que cumpliera la ley coseno. Se determina utilizando las medidas realizadas de la respuesta angular:

$$f^{dir}(\theta) = \frac{U}{U(\theta=0) \cdot \cos(\theta)}, \quad (2.4)$$

siendo  $U(\theta=0)$  la señal del sensor registrada a un ángulo de incidencia perpendicular al sensor ( $\theta=0^\circ$ ) y  $U$  la misma señal medida a un ángulo  $\theta$ . Para el caso de la radiación difusa se supone que la distribución es isotrópica y no varía con el acimut, aunque no son suposiciones del todo ciertas (Vilaplana et al., 2009).

Conociendo la función de la radiación directa para cada ángulo, se puede integrar en todo el ángulo sólido que ve el sensor obteniendo para la radiación difusa la expresión normalizada:

$$f^{dif} = 2 \int_0^{\pi/2} f^{dir}(\theta) \cos(\theta) \sin(\theta) d\theta. \quad (2.5)$$

La función  $f^{dif}$  no depende de SZA, sin embargo el SZA si influye en el efecto de la radiación difusa sobre la función *Coscor*, pues la relación entre radiación directa y difusa variará con el SZA, lo que afecta al factor que multiplica a  $f^{dif}$  en la ecuación (2.3). Para ello se tiene que obtener la función  $r_{dd}$ , la cual se calcula utilizando un modelo de transferencia radiativa con el que se simula la irradiancia directa y global para distintos ángulos cenitales, suponiendo TOC constante e igual al que se ha normalizado la función  $f_n$ , aunque la influencia de TOC en este cálculo es despreciable (Zeng et al., 1994). De esta manera se tiene que:

$$r_{dd}(\theta) = \frac{\int_{\lambda=400}^{\lambda=280} I^{dir}(\theta, \lambda) \cdot S_{UVB-1}(\lambda) \cdot d\lambda}{\int_{\lambda=280}^{\lambda=400} I^G(\theta, \lambda) \cdot S_{UVB-1}(\lambda) \cdot d\lambda}, \quad (2.6)$$

donde  $I^{dir}$  y  $I^G$  son las irradiancias espectrales simuladas directa y global, respectivamente. Con las funciones  $f^{dir}$ ,  $f^{dif}$ ,  $r_{dd}$  y la ecuación (2.3) se puede calcular *Coscor*.

La Figura 2.10 muestra la función *Coscor* obtenida en el año 2011 para el sensor UVB-1 #010922 ( $r_{dd}$  calculado para TOC = 300 DU en la ecuación (2.6)). La función corrección coseno crece con el ángulo solar cenital hasta llegar a 70° donde alcanza el valor máximo de 1.18 y vuelve a decrecer.

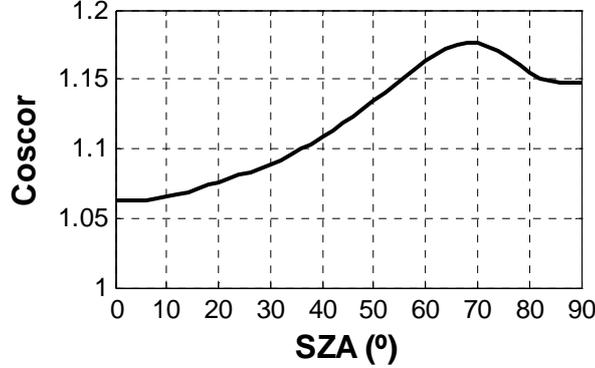


Figura 2.10: Valores obtenidos de la función *Coscor* en función del SZA para el sensor YES UVB-1 #010922 (medida en julio de 2011).

El sensor UVB-1 está estabilizado a una temperatura de 45° por lo que la función  $\zeta$  de la ecuación (2.1) no es necesaria ya que no se producen cambios térmicos dentro del instrumento. De tal manera que tras la calibración en el laboratorio sólo queda obtener el coeficiente de calibración  $C_{cal}$  de la ecuación (2.1). Con ese fin se realiza la segunda parte de la calibración: una intercomparación con un instrumento de referencia en el exterior, normalmente un espectroradiómetro.

Para el cálculo de  $C_{cal}$  se realizan el máximo número de medidas posibles en el exterior bajo cielo sin nubes con el UVB-1 y con el instrumento de referencia. Se calcula  $C_{cal}$  comparando la irradiancia UVER de referencia  $I_{UVER-Ref}$  con la de la ecuación (2.1):

$$C_{cal} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \frac{I_{UVER-Ref,i}}{(U_i - U_{offset}) \cdot f_n(\theta_{0,i}, \Omega_{TOC,i}) \cdot Coscor(\theta_{0,i})}, \quad (2.7)$$

donde el subíndice  $i$  indica el número de la medida, siendo  $N$  el total de medidas. Si el instrumento de referencia es un espectroradiómetro, la irradiancia UVER de referencia puede expresarse como:

$$I_{UVER-Ref} = \int_{\lambda=280}^{\lambda=400} I_{\lambda-Ref}(\lambda) \cdot S_{CIE}(\lambda) \cdot d\lambda, \quad (2.8)$$

siendo  $I_{\lambda-Ref}$  la irradiancia espectral del espectroradiómetro de referencia. Sustituyendo  $I_{UVER-Ref}$  y  $f_n$  en la ecuación (2.7) utilizando las ecuaciones (2.2) y (2.8) se tiene:

$$C_{cal} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \frac{\int_{\lambda=280}^{\lambda=400} I_{\lambda-Ref,i}(\lambda) \cdot S_{UVB-1}(\lambda) \cdot d\lambda}{(U_i - U_{offset}) \cdot Coscor(\theta_{0,i})}. \quad (2.9)$$

El proceso de calibración en dos pasos está explicado en detalle en *Hülßen y Gröbner* (2007) y *Vilaplana et al.* (2009). Con los valores obtenidos de  $C_{cal}$ ,  $Coscor$  y  $f_n$  se puede obtener la irradiancia UVER utilizando el voltaje de salida del sensor UVB-1 y la ecuación (2.1). Según *Hülßen y Gröbner* (2007), siguiendo el método de calibración explicado, la incertidumbre asociada al coeficiente  $C_{cal}$  es de 3.1% (1.8% de desviación y 2.5% de la incertidumbre del sensor de referencia); en la incertidumbre de  $f_n$  hay un 0.7% debido a la incertidumbre en la medida de la respuesta espectral, un 1.2% de incertidumbre si se considera una precisión del ozono de  $\pm 10$  DU y un 0.9% debido a las incertidumbres del modelo de transferencia radiativa, dando una incertidumbre combinada total en  $f_n$  del 1.7%; la incertidumbre de la función  $Coscor$  varía según el instrumento, encontrándose para el sensor UVB-1 entre 4.1% y 7.2%. Finalmente, la incertidumbre combinada ( $k=1$ , ver Anexo III) para el sensor UVB-1 varía entre 5.4% y 8.0%, según sea el error coseno (*Hülßen y Gröbner*, 2007).

El piranómetro YES UVB-1 #010922 instalado en la localidad de Villalba (en el CIBA) ha sido calibrado siguiendo el procedimiento de dos pasos en la Estación de Sondeos Atmosféricos (ESAt) perteneciente al Instituto Nacional de Tecnología Aeroespacial (INTA), situada en la base de “El Arenosillo” y localizada en las proximidades de Mazagón (Huelva, España). La calibración de los sensores UVB-1 en esta estación está dentro de las incertidumbres estimadas (*Hülßen et al.*, 2008). Las fechas en las que el sensor fue calibrado fueron en junio de 2006 y en julio de 2011 (Figuras 2.7, 2.8, 2.9 y 2.10); en ambas calibraciones se utilizó un monocromador doble (Gemini 180 de Jobin Yvon) para las medidas de laboratorio y como instrumento de referencia en exterior el espectrofotómetro Brewer MKIII #150.

Los datos medidos en Villalba por el sensor #010922 han sido obtenidos interpolando las dos calibraciones según la fecha de cada medida; al periodo anterior a junio de 2006 se le ha aplicado sólo la calibración de 2006, así como a los datos registrados posteriores a julio de 2011 se les ha aplicado sólo la calibración realizada ese año. Los piranómetros pertenecientes a la AEMet son calibrados bianualmente mediante una intercomparación directa en exterior utilizando como referencia un sensor UVB-1 previamente calibrado con el método de dos pasos en el World Radiometric Center (Davos, Suiza).

### 2.2.1.2.- Radiación SW

#### 2.2.1.2.1.- Funcionamiento de los sensores

La radiación SW utilizada en este trabajo se ha medido con piranómetros termo-eléctricos de la marca Kipp & Zonen; el funcionamiento de todos ellos es similar. Se puede observar un detallado esquema de los componentes de un piranómetro de este tipo en la Figura 2.11. Los piranómetros térmicos están provistos de un detector térmico que responde a la totalidad de energía absorbida y, teóricamente, no es selectivo respecto a la distribución espectral de radiación, por lo que el detector también es sensible a la longitud de onda infrarroja superior a 3000 nm (radiación térmica). La energía radiante que llega hasta el sensor es absorbida por un disco pintado de negro; el calor generado fluye a través de una resistencia térmica hasta el fondo del piranómetro. La diferencia de temperaturas entre el disco cerámico y el fondo del piranómetro es transformada en una diferencia de potencial, que es la señal (diferencial) de salida del sensor a registrar.

El piranómetro está protegido por dos semiesferas concéntricas para evitar los cambios de temperatura debidos al viento, lluvia y perdidas de temperatura por intercambio de calor con la atmósfera (cielo frío). Además la transmitancia de estas esferas limita el rango espectral del sensor bloqueando la radiación infrarroja haciendo que la respuesta espectral del piranómetro sea prácticamente plana entre 305 nm y 2800 nm. El sensor lleva incorporado una pantalla blanca metálica para evitar su calentamiento y un desecante para evitar las condensaciones que pudieran producirse en el interior de las cúpulas, falseando las medidas o incluso dañando el detector. Algunas de las propiedades de este tipo de sensores son: una respuesta angular próxima a la ideal, buena linealidad, bajo error de “offset” y una gran estabilidad durante largos periodos de tiempo.

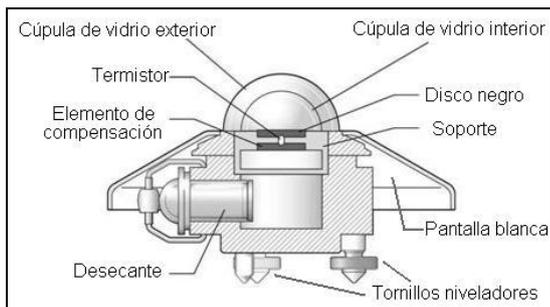


Figura 2.11: Esquema de un piranómetro termo-eléctrico para la medida de la radiación SW.

#### 2.2.1.2.2.- Radiación SW en el CIBA

En la estación solar del CIBA se encuentra un piranómetro modelo CM6B que aparece en la Figura 2.2 (abajo) y más en detalle en la Figura 2.12 (izquierda). Un piranómetro más moderno del mismo fabricante es el modelo CMP21; dos unidades de este modelo están instaladas también en el CIBA encima del seguidor solar perteneciente al LATEn. En la imagen de la Figura 2.12 (derecha) se pueden observar los dos piranómetros CMP21 instalados en el seguidor solar, uno de ellos (en un extremo) registrando medidas de radiación difusa ya que está situado de tal manera que la bola del seguidor siempre le hace sombra, mientras que el otro piranómetro registra medidas de radiación SW global (en el centro).

El piranómetro CM6B es un instrumento de termopila que, según la normativa ISO-9060, cumple todas las especificaciones para ser considerado un sensor de “primera clase” (*WMO*, 2008) y que ofrece una buena calidad en las medidas de radiación solar. Es un instrumento adecuado para la medición rutinaria de la radiación solar SW global (305 a 2800 nm). La incertidumbre expandida (95% de confianza) de las medidas de radiación SW tomadas con el piranómetro CM6B es del 8% para los valores horarios y del 5% para los diarios. El piranómetro CMP21 es considerado como “estándar secundario” según la ISO-9060 que garantiza una alta calidad de las medidas. La incertidumbre expandida (95% de confianza) de este modelo es del 2% para las medidas horarias y diarias. La sensibilidad de los piranómetros y otras propiedades se van modificando con el paso del tiempo, por lo que es necesario calibrar el instrumento.

Los piranómetros térmicos del CIBA se calibran cada dos años utilizando otro sensor de referencia, reservado exclusivamente para calibrar. El sensor de referencia utilizado para calibrar es a su vez calibrado periódicamente en el Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas (CIEMAT) mediante comparación directa con un piranómetro cuya calibración es trazable al World Radiometric Reference a través del World Radiation Center en Davos.



Figura 2.12: Imagen del piranómetro CM6B instalado en la plataforma horizontal estática del CIBA (izquierda) y de los piranómetros CMP21 instalados en el seguidor solar (derecha).

#### 2.2.1.2.3.- Radiación SW en las estaciones de la AEMet

El modelo de piranómetro instalado varía de una estación de la AEMet a otra como se puede ver en la Tabla 2.1. Los dos últimos modelos instalados en las estaciones utilizadas de la AEMet corresponden a los piranómetros CM11 (Ciudad Real) y CM21 (el resto). Tanto el modelo CM11 como el CM21 son considerados “estándar secundario” según la ISO-9060, siendo la categoría más alta. La incertidumbre expandida (95% de confianza) del CM11 es del 3% mientras que para el CM21 es del 2%, en ambos casos tanto para medidas horarias como diarias.

Al igual que en el CIBA, los piranómetros de AEMet se calibran cada dos años por comparación con otro instrumento de referencia (patrón) dedicado exclusivamente al calibrado de los piranómetros. El instrumento de referencia se calibra en el World Radiation Center en Davos. Debido a la falta de información sobre los piranómetros instalados con anterioridad en las estaciones AEMet, se va a considerar que todas las medidas tienen la incertidumbre del sensor CM6B, aún sabiendo que las medidas más recientes tienen una incertidumbre menor.

#### 2.2.2.- Ozono

##### 2.2.2.1.- *Espectrofotómetro Brewer MKIV*

El espectrofotómetro Brewer MKIV es un instrumento óptico diseñado para medir en la superficie terrestre la radiación solar en la región del UV y el visible. En el rango UV toma medidas espectrales de irradiancia directa y en la dirección del cénit desde 286.5 nm a 363.0 nm con una precisión menor de 0.1 nm y una resolución de 0.6 nm.

El Brewer MKIV se compone principalmente de un espectrómetro, de un seguidor solar y de un sistema de control y adquisición de datos. El seguidor solar se encarga de orientar una superficie de tal manera que llegue al espectrómetro la irradiancia directa del sol, o la proveniente del cénit. El espectrómetro que contiene el Brewer es un modelo “Ebert f/6” modificado que utiliza una rejilla de difracción holográfica con 1200 líneas por milímetro y opera en el segundo orden de difracción para la región del UV, en el tercero para las medidas en el visible. El Brewer MKIV está diseñado para operar largos tiempos en el exterior de manera segura y estable, encontrándose en el interior de un dispositivo resistente a la intemperie que protege los delicados componentes. El instrumento funciona con fiabilidad y precisión en un amplio intervalo de temperaturas y condiciones de humedad.

En la Figura 2.13 se observa un espectrofotómetro Brewer instalado en la estación de la AEMet de A Coruña. El sistema está colocado sobre un trípode para mantenerse nivelado y sujeto. El dispositivo colocado sobre el trípode gira de tal manera que se orienta en dirección del acimut del sol, mientras que la cavidad de la esquina superior de la izquierda se orienta en dirección del cénit del sol ( $\theta=SZA$ ), o del cielo ( $\theta=0^\circ$ ), según la medida que se vaya a realizar. En esa cavidad se encuentra el sensor que recibe la irradiancia a medir. Esa señal se dirige al espectrómetro que está en la caja de la parte superior derecha y que va midiendo la señal realizando un barrido de longitudes de onda.

Utilizando la irradiancia directa, o en el cénit, medida en dos pares de longitudes de onda concretas de la región UV-B, se puede estimar la columna de ozono con una incertidumbre del 0.8% (McElroy *et al.*, 2004; WMO, 2008) mediante un método basado en las diferencias en los coeficientes de absorción del ozono en esas longitudes de onda. En este trabajo se han utilizado datos de ozono diarios registrados por la AEMet en A Coruña desde el año 1999, en Madrid desde 1992 y en Murcia desde el año 1997.



Figura 2.13: Imagen del espectrofotómetro Brewer MKIV #151 instalado en la estación de A Coruña de la AEMet.

#### *2.2.2.2.- Ozono medido desde satélite*

A lo largo de la historia se han puesto en órbita distintos instrumentos en el espacio para poder obtener medidas de parámetros atmosféricos a escala global. En el caso de la medida del ozono desde satélite han sido varios los sensores que se han utilizado. A continuación se comentan los que han servido para este trabajo.

##### *2.2.2.2.1.- TOMS*

El TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) es un instrumento que mide la radiación solar UV proveniente del sol y la retro-dispersada por la atmósfera terrestre a 6 longitudes de onda en las que se produce una absorción parcial del ozono. Una parte de la radiación solar UV que llega a las capas bajas de la atmósfera es retro-dispersada hacia el espacio (por las moléculas de aire, aerosoles y nubes) alcanzando el instrumento en el satélite. Durante el proceso, una parte de esa radiación no llega al satélite debido a que es absorbida por el ozono. Comparando la radiación directa del sol con la que llega retro-dispersada a las mismas longitudes de onda se puede estimar la columna de ozono total.

El primer espectrómetro TOMS (TOMS Flight Model No. 1) fue puesto en órbita por primera vez el 24 de octubre de 1978 a bordo del satélite Nimbus-7 (Figura 2.14). Un nuevo TOMS fue lanzado al espacio en el satélite ruso Meteor-3 (Figura 2.14) el 15 de agosto de 1991 reemplazando al TOMS/Nimbus-7. Meteor-3 fue puesto en una órbita única que presentó problemas especiales para procesar los datos. TOMS/Meteor-3 fue el primer instrumento americano significativo en ir a bordo de un satélite ruso, realizando medidas de ozono hasta diciembre de 1994. La última versión del TOMS se lanzó al espacio el 2 de julio de 1996. Este TOMS, a bordo del satélite Earth-Probe (EP), fue puesto en una órbita de menor altura que sus predecesores, lo que le dio una mayor resolución (de 50 a 200 kilómetros). Este instrumento tomaba casi 200000 medidas diarias, con una cobertura cercana al planeta entero, hasta 2006 cuando se produjo un fallo en el transmisor de los datos.

Los datos del instrumento TOMS utilizados en este trabajo han sido obtenidos mediante la aplicación GIOVANNI (<http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni>). GIOVANNI es una aplicación web desarrollada por el GES-DISC (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) que da acceso de manera simple e intuitiva a una gran cantidad de datos relacionados con las ciencias de la Tierra y que han sido medidos a través de satélite. GIOVANNI es el acrónimo de GES-DISC Interactive Online Visualization ANd aNalysis Infrastructure.

Los datos del TOMS descargados con GIOVANNI han sido el promedio de un cuadrado de lado  $0.2^\circ$  centrado en las coordenadas de cada localidad analizada. La versión del producto descargado del valor diario de TOC con el TOMS ha sido la TOMSN7L3.008 para el TOMS/Nimbus-7, la TOMSM3L3.008 para el TOMS/Meteor-3 y la TOMSEPL3.008 para el TOMS/EP.

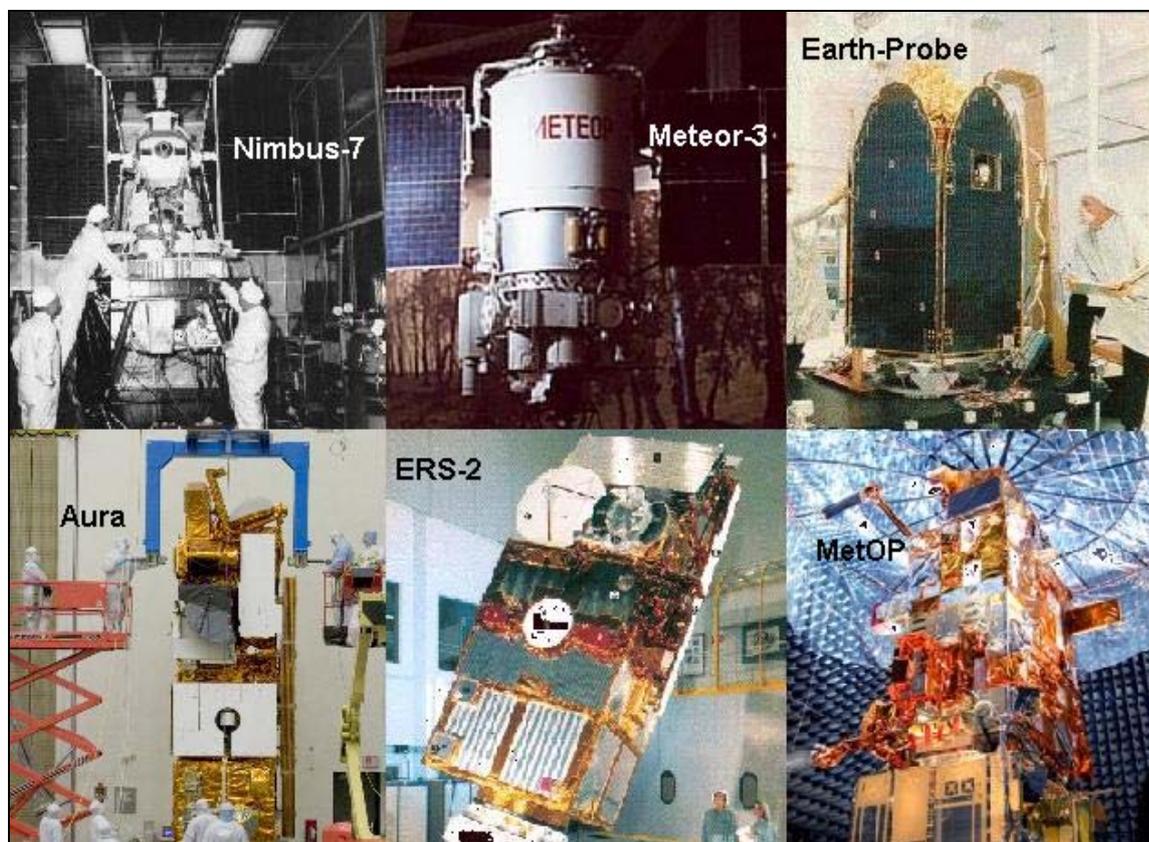


Figura 2.14: Imágenes de los distintos satélites en los que ha ido montado alguno de los instrumentos utilizados para tener medidas de ozono.

#### 2.2.2.2.2.- OMI

El OMI (Ozone Monitoring Instrument) es un instrumento diseñado para continuar las medidas realizadas por el TOMS y medir otros parámetros relacionados con la química del ozono y el clima. El instrumento es una contribución de la Agencia Holandesa para Programas Aeroespaciales (NIVR) en colaboración con el Instituto Meteorológico Finlandés al satélite Aura (Figura 2.14), que fue lanzado al espacio el 15 de julio de 2004. El OMI observa la radiación UV y visible retro-dispersada por la Tierra y su atmósfera, haciendo un barrido desde 270 a 500 nm con una resolución espectral en torno a 0.5 nm.

Con las medidas espectrales del OMI se puede estimar la columna de ozono mediante diferentes métodos. En el Centro de Validación de Datos del Aura (AVDC; <http://avdc.gsfc.nasa.gov>) ofrecen dos bases de datos de TOC obtenidas con el OMI por dos métodos distintos: OMI<sub>DOAS</sub> y OMI<sub>TOMS</sub>. Toda la información acerca de los dos algoritmos utilizados para obtener los datos de OMI<sub>DOAS</sub> y OMI<sub>TOMS</sub> se encuentra en la web del AVDC, así como los datos utilizados en este trabajo, que corresponden a los datos de TOC más cercanos a la localidad analizada (“Overpass files”). La versión descargada de OMI<sub>DOAS</sub> ha sido la “l2ovp\_omdo3\_v03” y la de OMI<sub>TOMS</sub> la “l2ovp\_omto3\_v8.5”.

#### 2.2.2.2.3.- GOME y GOME-2

El instrumento GOME (Global Ozone Monitoring Experiment) fue lanzado al espacio el 21 de abril de 1995 a bordo del segundo Satélite de Teledetección Europeo (ERS-2; Figura 2.14) y fue desactivado en julio de 2011. Este instrumento europeo es útil para medir componentes traza de la atmósfera, con especial énfasis en las medidas de ozono. GOME es un espectrómetro que toma medidas de la radiación retro-dispersada por la atmósfera en el rango UV y visible (de 240 a 790 nm). El sensor GOME tiene una alta resolución espectral (de 0.2 a 0.4 nm) y su campo de visión varía desde 320 km x 40 km a 960 km x 80 km. A través de las medidas espectrales se deriva la columna total de ozono, así como otros componentes atmosféricos. *Burrows et al.* (1999) explicaron en detalle el instrumento GOME y sus medidas.

En octubre de 2006 se puso en órbita el satélite europeo MetOp-A (Meteorological Operational satellite; Figura 2.14), en el cual se encuentra un instrumento europeo de nueva generación: El GOME-2 (Global Ozone Monitoring Experiment-2). Este instrumento se encarga de continuar las medidas realizadas por el GOME/ERS-2. GOME-2 mide concentraciones de ozono, dióxido de nitrógeno y otros gases traza, además de algunas propiedades de las nubes. Cada barrido de ida y vuelta a través de la trayectoria del satélite tarda sólo seis segundos abarcando un ancho de 1920 km, con lo que la cobertura global se puede lograr en un día. El GOME-2 tiene una resolución espacial (80 km x 40 km) cuatro veces mayor que el GOME/ERS-2 y una mejora en la polarización y el proceso de calibración. Más información sobre el GOME-2 aparece en este enlace: [http://www.esa.int/esaLP/SEMTEG23IE\\_LPmetop\\_0.html](http://www.esa.int/esaLP/SEMTEG23IE_LPmetop_0.html)

Tanto los datos del GOME como del GOME-2 se encuentran en la web del AVDC. Los datos utilizados del GOME y el GOME-2 en este trabajo corresponden a la versión “level 2” de los “overpass files” pertenecientes a cada localidad.

2.2.2.3.- Ozono del proyecto COST-726.

El proyecto europeo COST-726 “Long term changes and climatology of UV radiation over Europe” comenzó en 2004 con el objetivo de avanzar en el conocimiento de la radiación UV bajo distintas condiciones meteorológicas, de determinar climatologías y de poder evaluar los cambios en la radiación UV en Europa. En el marco de este proyecto se creó una climatología de ozono desde 1950 hasta 2004 con el objetivo de ser utilizada para reconstruir datos diarios de radiación UV en Europa. La base de datos de ozono en Europa creada por el proyecto COST-726 es una reconstrucción de datos a partir de un modelo que calcula los valores diarios de ozono usando: unas constantes de regresión derivadas de un entrenamiento previo con datos de ozono medidos, series de datos de circulación atmosférica y variables meteorológicas. El modelo de reconstrucción de ozono fue descrito en detalle por Krzyscin (2008).

Los datos de ozono reconstruido COST-726 en una rejilla de 1°x1° se han descargado en <http://www.cost726.org/>. Los valores de ozono diario utilizados en este trabajo son el resultado de la interpolación en la rejilla para las coordenadas de cada localidad.

2.2.2.4.- Incertidumbre de los datos de ozono

Debido a la necesidad de establecer una base de datos para cada localidad lo más larga y continua posible, se han utilizado todos los datos de ozono medidos desde satélite y los reconstruidos en el proyecto COST-726. En la Tabla 2.3 se muestran las distintas bases de datos de las que se dispone. La Figura 2.15 muestra los periodos en los que existen datos de ozono según la fuente. Se puede observar que en muchos periodos las bases de datos se solapan. Para crear una sola base de datos de ozono, así como para ver la incertidumbre de estas medidas, se van a comparar las medidas de TOC reconstruidas y medidas desde los distintos satélites con las medidas realizadas en superficie por los espectrofotómetros Brewer de las estaciones de AEMet en A Coruña, Madrid y Murcia.

Tabla 2.3: Distintas bases de datos de columna de ozono y su disponibilidad temporal.

Datos	Fecha inicial	Fecha Final	Satélite	Tipo
COST-726	01/01/1950	31/12/2004	-	Promedio
TOMS <sub>NIMBUS7</sub>	11/11/1978	06/05/1993	Nimbus-7	Promedio (0.2°x0.2°)
TOMS <sub>METEOR3</sub>	22/08/1991	24/11/1994	Meteor-3	Promedio (0.2°x0.2°)
TOMS <sub>EP</sub>	22/07/1996	14/12/2005	Earth-Probe	Promedio (0.2°x0.2°)
GOME	28/06/1995	16/02/2011	ERS-2	Overpass
GOME-2	05/01/2007	-	MetOp-A	Overpass
OMI <sub>DOAS</sub>	01/10/2004	-	Aura	Overpass
OMI <sub>TOMS</sub>	01/10/2004	-	Aura	Overpass

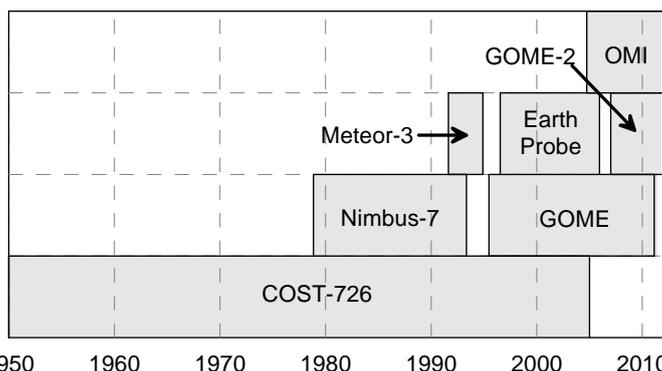


Figura 2.15: Cronograma con la disponibilidad de las distintas bases de datos de ozono.

En la Figura 2.16 están representados los valores de TOC de las ocho bases de datos de ozono en función de todos los valores medidos con el Brewer en Madrid, A Coruña y Murcia juntos. Todas las bases de datos muestran una alta correlación con las medidas del Brewer, siendo el coeficiente de correlación,  $r$ , mayor de 0.94 para todos los casos. La pendiente de los ajustes lineales, al ser menor que la unidad, indica una posible subestimación del ozono medido en superficie por parte de los satélites y la reconstrucción.

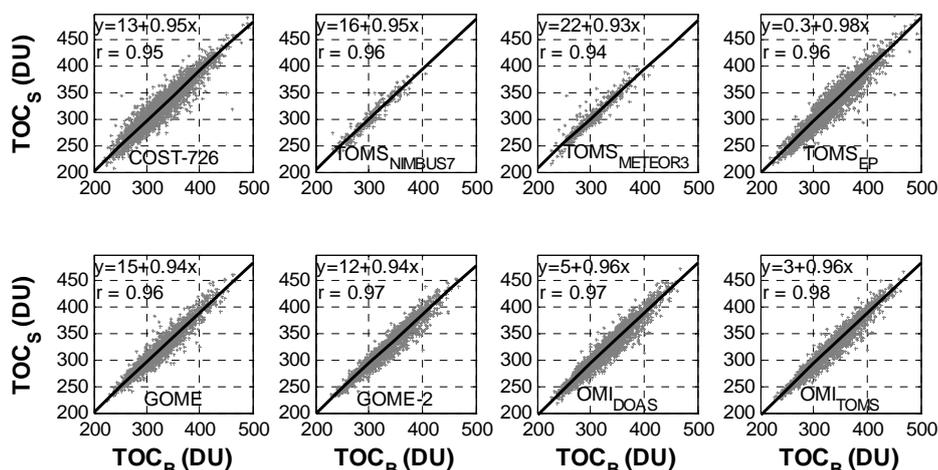


Figura 2.16: Columna de ozono obtenida de 8 bases de datos distintas ( $TOC_S$ ) en función del ozono medido en superficie ( $TOC_B$ ) con el espectrofotómetro Brewer (en Madrid, A Coruña y Murcia). La línea representa el ajuste por mínimos cuadrados entre las dos variables, cuya ecuación está escrita, así como su coeficiente de correlación  $r$ .

La diferencia ( $\Delta TOC$ ) entre el ozono de las bases de datos disponibles y el medido por el Brewer se calcula mediante la siguiente expresión:

$$\Delta\Omega_{TOC} = \Omega_{TOC-S} - \Omega_{TOC-B}, \quad (2.10)$$

donde  $\Delta\Omega_{TOC}$  es  $\Delta TOC$ ,  $\Omega_{TOC-S}$  es el ozono medido desde el satélite ( $TOC_S$ ) y  $\Omega_{TOC-B}$  es el ozono medido por el Brewer ( $TOC_B$ ). En la Figura 2.17 se representa  $\Delta TOC$  en función del ozono medido por el Brewer para todas las base de datos disponibles. Los valores del coeficiente de correlación son pequeños, por lo que se va a suponer que  $\Delta TOC$  no depende de ningún parámetro.

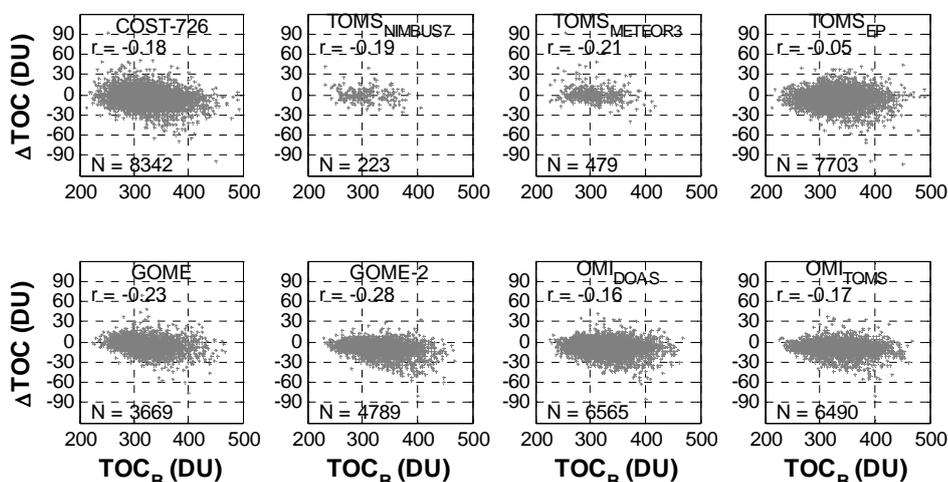


Figura 2.17: Diferencia entre el TOC de cada base de datos y el medido con el Brewer en función del TOC medido con el Brewer ( $TOC_B$ ).  $N$  es el número de datos y  $r$  el coeficiente de correlación.

La distribución de  $\Delta\text{TOC}$  está caracterizada en la Figura 2.18 por sus percentiles. Se observa que el rango intercuartil (diferencia entre el percentil 75 y el 25) es menor en las medidas de GOME-2, OMI<sub>TOMS</sub> y OMI<sub>DOAS</sub>, lo que indica una mayor precisión de estas medidas. Sin embargo se observa en esas medidas que la media y mediana se alejan más del valor cero, lo que significa una menor exactitud ya que infravaloran el valor medido por el Brewer. Todas las distribuciones de  $\Delta\text{TOC}$  se asemejan a una distribución normal por lo que, al suponerse  $\Delta\text{TOC}$  independiente, la desviación estándar de las distribuciones puede ser asignada como la incertidumbre de  $\Delta\text{TOC}$ .

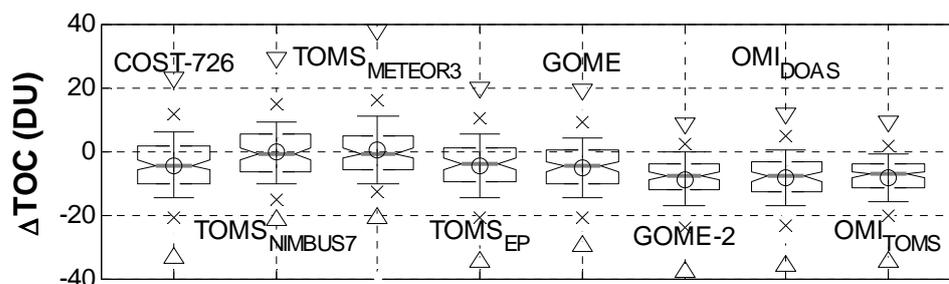


Figura 2.18: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta\text{TOC}$  para la serie COST-726 y las distintas series de satélite. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

La Tabla 2.4 muestra los errores cuadráticos medios (RMSE) y absolutos (MABE), además de la desviación o bias medio (MBE), que coincide con la media de  $\Delta\text{TOC}$ , y la desviación estándar (SD) representada en la Figura 2.18 (Anexo I). Los errores cuadráticos son similares en todos los casos variando entre 3.22% y 3.68%, así como en el caso del error medio absoluto que varía entre 2.35% y 2.96%. Por otro lado, la desviación estándar, que corresponde con la incertidumbre de  $\Delta\text{TOC}$ , es de 10.54 DU en el caso más alto (TOMS<sub>METEOR3</sub>).

Tabla 2.4: Parámetros estadísticos de la diferencia  $\Delta\text{TOC}$  entre la columna de ozono de las bases de datos disponibles y la medida con el espectrofotómetro Brewer en superficie.

Datos	N	MBE (%)	MABE (%)	RMSE (%)	SD (DU)
COST-726	8342	-1.35	2.64	3.52	10.48
TOMS <sub>NIMBUS7</sub>	223	-0.07	2.40	3.22	9.61
TOMS <sub>METEOR3</sub>	479	0.17	2.35	3.63	10.54
TOMS <sub>EP</sub>	7703	-1.40	2.47	3.31	9.95
GOME	3669	-1.55	2.48	3.23	9.42
GOME-2	4789	-2.71	2.93	3.62	8.36
OMI <sub>DOAS</sub>	6565	-2.56	2.96	3.68	8.85
OMI <sub>TOMS</sub>	6490	-2.54	2.73	3.34	7.42

En base a estos resultados se va a crear la base de datos de TOC para cada localidad siguiendo el criterio de prioridad de la Tabla 2.5; es decir, para un día cualquiera se utiliza el dato de ozono con prioridad 1, de no existir tal valor se utilizaría el valor con prioridad 2, de no existir tal valor se utiliza el de prioridad 3 y así sucesivamente. Los datos de TOMS<sub>METEOR3</sub> han sido descartados debido a que muestra una alta desviación estándar, un percentil 99 cerca de 40 DU y su periodo puede ser sustituido por datos de TOMS<sub>NIMBUS7</sub> y COST-726. El criterio a seguir de la Tabla 2.5 ha sido elegido en base al parámetro MBE, considerando valores más exactos los que muestran un MBE más cercano a cero. Los valores de Brewer se han considerado los de máxima prioridad, así como los del modelo de COST-726 se han dejado como última prioridad, debido a su carácter de modelo, a pesar de mostrar un buen acuerdo con las medidas.

Tabla 2.5: Prioridad de los datos para obtener las series de ozono.

Prioridad	Datos
1	Brewer
2	TOMS <sub>NIMBUS7</sub>
3	TOMS <sub>EP</sub>
4	GOME
5	OMI <sub>TOMS</sub>
6	OMI <sub>DOAS</sub>
7	GOME-2
8	COST-726

Una vez obtenida la base de datos de ozono completa para cada estación, se necesita asignar una incertidumbre a cada valor. La incertidumbre asociada al valor de TOC de cada base de datos  $\sigma(\Omega_{TOC-S})$ , estará dada por:

$$\sigma^2(\Omega_{TOC-S}) = \left( \frac{\partial \Omega_{TOC-S}}{\partial \Delta \Omega_{TOC}} \right) \sigma^2(\Delta \Omega_{TOC}) + \left( \frac{\partial \Omega_{TOC-S}}{\partial \Omega_{TOC-B}} \right) \sigma^2(\Omega_{TOC-B}), \quad (2.11)$$

y derivando la ecuación (2.10) se tiene:

$$\sigma(\Omega_{TOC-S}) = \sqrt{\sigma^2(\Delta \Omega_{TOC}) + \sigma^2(\Omega_{TOC-B})}, \quad (2.12)$$

donde la incertidumbre de  $\Delta TOC$  se puede sustituir por la desviación estándar de la Tabla 2.4 y así queda expresada la incertidumbre de la columna de ozono para cada base de datos disponible. A la serie de datos final se le asigna la máxima incertidumbre de las bases de datos disponibles, que corresponde a la incertidumbre de la base de datos COST-726 pues presenta la máxima desviación estándar de  $\Delta TOC$  (10.48 DU). Sabiendo que la incertidumbre del Brewer es del 0.8% del valor de TOC, la base de datos final (compuesta por 8 diferentes) tiene una incertidumbre igual a:

$$\sigma(\Omega_{TOC}) = \sqrt{10.48^2 + (0.008\Omega_{TOC})^2}. \quad (2.13)$$

### 2.2.3.- Aerosoles

#### 2.2.3.1.- *Fotómetro solar CIMEL*

El fotómetro CIMEL CE-318 (Figura 2.19), fabricado por la empresa francesa CIMEL Electronique, es el instrumento de referencia de la red AERONET. Se trata de un fotómetro con un colimador que incluye una ruleta con distintos filtros para realizar medidas de radiación a distintas longitudes de onda. El fotómetro se encuentra instalado en un robot electrónico que orienta al instrumento para medir la irradiancia solar directa, así como las radiancias de cielo en distintos puntos del plano principal y del almucántar. Este instrumento tiene un campo de visión de aproximadamente 1.2°. El fotómetro CIMEL está diseñado para apuntar hacia el suelo cuando no está midiendo o cuando llueve (está equipado con un sensor de lluvia), para evitar la contaminación del sistema óptico por lluvia o partículas.

El fotómetro CIMEL toma medidas de irradiancia directa a 340, 380, 440, 500, 670, 870, 940 y 1020 nm y medidas de radiancia del cielo a 440, 670, 870 y 1020 nm en el plano principal y el almucántar. Las medidas de irradiancia directa son usadas para obtener el espesor óptico de aerosoles a las distintas longitudes de onda de los filtros, así como para calcular los coeficientes de Ångström. La irradiancia directa a 940 nm se utiliza para obtener el valor de la columna de vapor de agua. La incertidumbre en el AOD medido con el CIMEL es de 0.01 para las longitudes de onda mayores de 440 nm y de 0.02 para el resto. La incertidumbre en la columna de vapor de agua es menor del 12% (Holben *et al.*, 1998).

Utilizando algoritmos de inversión en conjunto con las medidas de radiancia de cielo tomadas con el CIMEL, se obtienen propiedades físicas y ópticas del aerosol atmosférico como la distribución de tamaños, el SSA de aerosoles o la función de fase. El método de inversión utilizado en la red AERONET es el de Dubovik y King (2000) para partículas esféricas y el de Dubovik *et al.* (2006) para partículas no esféricas. Existen más algoritmos de inversión como los propuestos por Nakajima *et al.* (1996) y Olmo *et al.* (2008).



Figura 2.19: Fotómetro CIMEL perteneciente al Grupo de Óptica Atmosférica (GOA) instalado en la terraza de la Facultad de Ciencias de Valladolid (España).

### 2.2.3.2.- MISR

El espectroradiómetro MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer) es un instrumento que usa nueve dispositivos individuales para medir la radiación solar retro-dispersada por la atmósfera terrestre en el nódido y en otras 8 direcciones más: 26.1°, 45.6°, 60.0° y 70.5° y sus simétricas respecto al nódido. La radiación es registrada para cada ángulo en cuatro bandas espectrales centradas en 446, 558, 672 y 866 nm. Estas medidas son útiles para estimar el espesor óptico de aerosoles, el tipo de partícula, el albedo de superficie, e información sobre propiedades de nubes.

El MISR está a bordo del satélite Terra, el cuál fue puesto en órbita el 18 de diciembre de 1999. Este espectroradiómetro tarda 9 días en realizar una cobertura global del planeta, por lo que no existen datos disponibles para todos los días. Los datos utilizados en este trabajo medidos por el MISR han sido el AOD a 443 nm y a 670 nm en su versión “MISR-Terra Prod.ver.31: MIL3DAE.004”. Estos datos se han descargado de la aplicación GIOVANNI (apartado 2.2.2.1) haciendo el promedio de un cuadrado de 0.2°x0.2° centrado en las coordenadas de la localidad de la que se quieren obtener los datos. Con los datos de AOD a 443 y 670 nm se han obtenido los datos del exponente de Ångström utilizando la ecuación (1.3).

### 2.2.3.3.- OMI

Los valores de SSA de aerosoles (a partir de ahora SSA) también pueden ser calculados mediante el sensor OMI explicado en el apartado 2.2.2.2. Los datos de SSA a 354 nm y 500 nm obtenidos por el OMI se encuentran disponibles en la web del AVDC. Los datos utilizados en este trabajo de SSA han sido los pertenecientes a la versión “OMAERUV” catalogados como “level 2 overpass”, siendo la medida del OMI utilizada siempre más cerca de 40 km de la localidad utilizada.

### 2.2.3.4.- Incertidumbre en los datos de aerosoles

Para saber la incertidumbre de los datos obtenidos con el MISR, se han comparado con medidas fotométricas del CIMEL a nivel de superficie pertenecientes a las 6 estaciones de AERONET de la Tabla 2.2. Los datos utilizados de AERONET han sido el AOD a 440 y 675 nm (nivel 2.0) y se han promediado las medidas tomadas entre las 10:00 y las 13:00 UTC, que es cuando el satélite Terra suele pasar por la Península Ibérica. El número de días utilizados de cada estación de medida aparece en la Tabla 2.6, dando un total de 1397 (se ha descartado aquellos cuyo AOD a 675 nm fuera menor de 0.01).

Tabla 2.6: Número de días utilizados de cada localidad con estación de AERONET.

Localidad	Días
Palencia	273
Granada	171
Cáceres	195
Burjassot	221
Barcelona	216
El Arenosillo	321

El primer problema que surge es que los espesores ópticos del MISR (a 443 y 670 nm) y de AERONET (440 y 675 nm) no son para las mismas longitudes de onda. Haciendo uso de la fórmula de Ångström de la ecuación (1.3), se pueden calcular los espesores ópticos a dos longitudes diferentes para unas condiciones fijas (fijando  $\alpha$  y  $\beta$ ). La Figura 2.20 muestra la diferencia entre los espesores a las longitudes del MISR y las de AERONET en función del AOD y del exponente de Ångström. El valor absoluto de las diferencias es menor de 0.005, excepto para altos valores de AOD y del exponente de Ångström. Dado que esos valores no son usuales en las regiones que van a ser analizadas, se podría comparar directamente los espesores del MISR con los de AERONET, sin embargo, se puede normalizar el espesor óptico del MISR a las longitudes del CIMEL según las siguientes ecuaciones:

$$\tau_{a-MISR440nm} = \tau_{a-MISR443nm} \frac{\beta 0.440^{-\alpha}}{\beta 0.443^{-\alpha}} = \tau_{a-MISR443nm} \left( \frac{0.440}{0.443} \right)^{-\alpha}, \quad (2.14)$$

$$\tau_{a-MISR675nm} = \tau_{a-MISR670nm} \frac{\beta 0.675^{-\alpha}}{\beta 0.670^{-\alpha}} = \tau_{a-MISR670nm} \left( \frac{0.675}{0.670} \right)^{-\alpha}, \quad (2.15)$$

siendo el valor de  $\alpha$  utilizado el calculado con el AOD a 440 y 675 nm de AERONET.

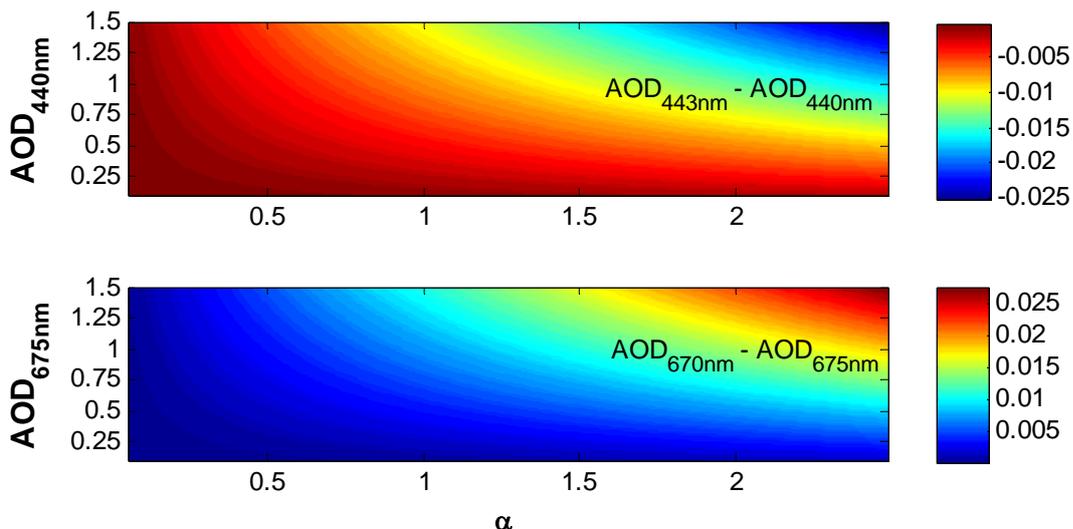


Figura 2.20: Diferencias entre los espesores ópticos de aerosol a las longitudes del MISR y AERONET en función del AOD a 440 nm (arriba) y 675 nm (abajo) y el exponente de Ångström.

En la Figura 2.21 están representados los valores medidos por el satélite frente a los obtenidos en superficie. Se observa una alta correlación entre los valores, aunque el ajuste lineal entre ambos parece indicar una subestimación de los valores medidos en superficie. Sin embargo, esta subestimación puede verse muy afectada por la gran cantidad de valores bajos de AOD, que tienen un mayor error. Para saber cuál es la incertidumbre de los datos del MISR, se han calculado las diferencias entre los valores medidos desde el satélite y los medidos con el fotómetro.

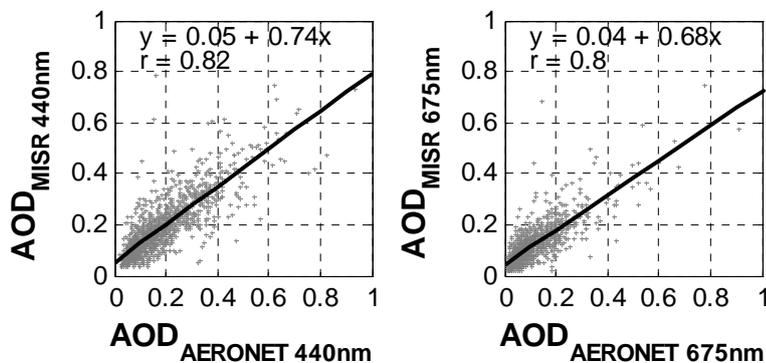


Figura 2.21: AOD del satélite en función del AOD medido en superficie a 440 nm (izquierda) y 675 nm (derecha).

En la Figura 2.22 se ha representado la diferencia de espesor óptico en función del espesor óptico (arriba) y el exponente de Ångström (abajo). Existe cierta correlación entre la diferencia y el espesor óptico, siendo la diferencia cada vez más negativa a medida que crece el espesor óptico. En cuanto a la dependencia con el exponente de Ångström, no existe correlación, lo que determina que las diferencias entre los valores medidos desde el satélite y los medidos desde tierra no dependen del tamaño de las partículas. A pesar de una posible dependencia de la diferencia del AOD del MISR con la del CIMEL, se va a suponer que la diferencia es constante.

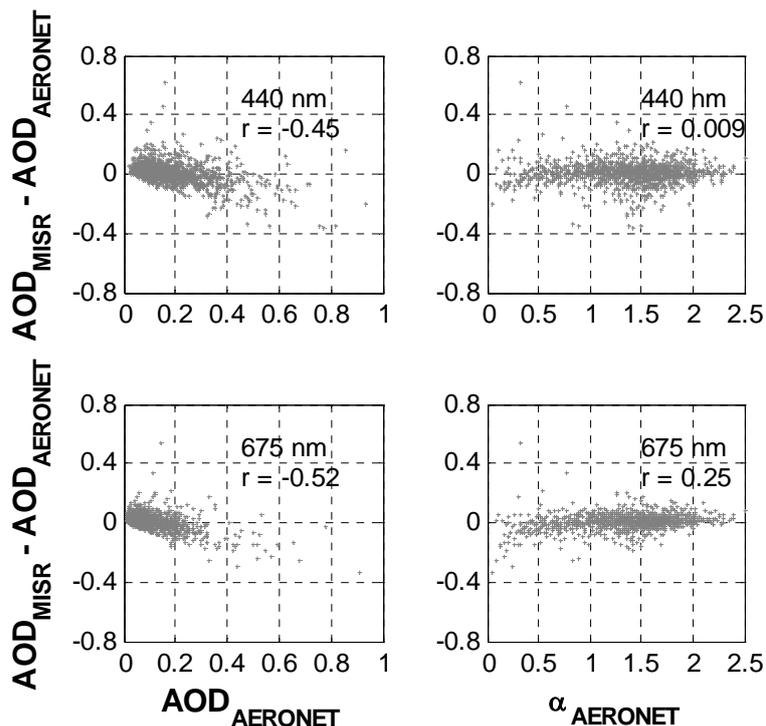


Figura 2.22: Diferencias entre los espesores ópticos de aerosoles en función del AOD (izquierda) y del exponente de Ångström (derecha) para 440 nm (arriba) y 675 nm (abajo).

En la Figura 2.23 se muestran la distribución de las diferencias, así como los percentiles de esta distribución (fondo en color). Se observa que las distribuciones a ambas longitudes de onda se asemejan a una distribución normal centrada en el origen. Además la distribución de percentiles indica una fuerte concentración de los valores en torno a la diferencia cero.

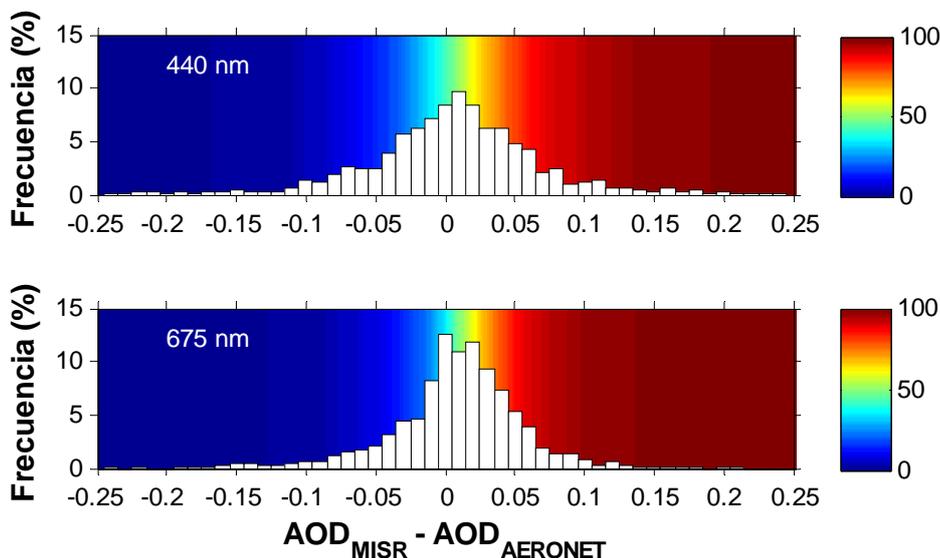


Figura 2.23: Distribución de las diferencias entre AOD desde el satélite y desde superficie a 440 nm (arriba) y 675 (abajo). El fondo de color representa el número de percentil.

La Tabla 2.7 muestra los valores estadísticos de la distribución. La media  $M$ , que coincide con el valor del MBE, es cercana a cero en ambas longitudes de onda, siendo mayor para 675 nm, pero dentro de la incertidumbre de las medidas del CIMEL.

La mediana  $Md$  indica que el espesor óptico a 440 nm está más centrado en el origen que a 675 nm, aunque tiene más dispersión según la desviación estándar (SD). Esta dispersión también se observa en el rango intercuartil (RIC) que es menor a 675 nm, lo que indica una mayor concentración de las diferencias cerca del valor cero. Los valores extremos son mayores a 440 nm. Además se ha calculado el RMSE, siendo de 0.07 y de 0.05, y el MABE dando 0.05 y 0.04 para el AOD a 440 y 675 nm, respectivamente.

Tabla 2.7: Índices estadísticos de las distribuciones de la diferencia entre el espesor óptico del MISR y el de AERONET.

$\lambda$ (nm)	M	Md	SD	P5	P95	RIC
440	0.005	0.007	0.071	-0.100	0.109	0.066
675	0.008	0.010	0.053	-0.077	0.082	0.047

Al suponer que la diferencia entre los valores del MISR y de AERONET es independiente y que el desfase en las longitudes de onda no influye, se puede considerar que la incertidumbre de la diferencia entre el AOD del MISR y el de AERONET ( $\Delta AOD$ ) viene dada por la desviación estándar de la distribución de las diferencias. De esta manera se le puede asignar una incertidumbre a  $\Delta AOD$  y de ella se puede derivar la del AOD del MISR, pues:

$$\tau_{a-MISR} = \Delta \tau_a + \tau_{a-AERONET}. \quad (2.16)$$

La incertidumbre del  $AOD_{MISR}$  puede calcularse como:

$$\sigma(\tau_{a-MISR}) = \sqrt{\left( \left. \frac{\partial \tau_{a-MISR}}{\partial \Delta \tau_a} \right| \sigma(\Delta \tau_a) \right)^2 + \left( \left. \frac{\partial \tau_{a-MISR}}{\partial \tau_{a-AERONET}} \right| \sigma(\tau_{a-AERONET}) \right)^2}, \quad (2.17)$$

que da:

$$\sigma(\tau_{a-MISR}) = \sqrt{\sigma^2(\Delta \tau_a) + \sigma^2(\tau_{a-AERONET})}, \quad (2.18)$$

y como la incertidumbre del espesor óptico de AERONET es de 0.02 para 440 nm y de de 0.01 para 675 nm (*Holben et al.*, 1998), al final queda que la incertidumbre del AOD del MISR es de 0.074 para 443 nm y de 0.054 para 670 nm. Se ha probado a comparar directamente los espesores ópticos sin normalizar mediante las ecuaciones (2.14) y (2.15) obteniendo resultados similares.

Una vez obtenidas las incertidumbres de los espesores ópticos se puede calcular la incertidumbre del exponente de Ångström a partir de las ellas. Sin embargo, mediante ese método el valor de la incertidumbre de  $\alpha$  sería del orden de 4 (no mostrado), lo que no tiene mucho sentido al ser  $\alpha$  un valor que normalmente se encuentra entre 0 y 4. Por tanto, siguiendo el mismo método que con el AOD, los valores del exponente de Ångström obtenidos con los datos del MISR se pueden comparar con los calculados mediante los espesores ópticos a 440 y 675 nm de AERONET. Utilizando los mismos datos que en la comparación de los espesores ópticos, se obtiene la Figura 2.24, que muestra el histograma de frecuencia de las diferencias entre los valores de  $\alpha$ . Las diferencias muestran el comportamiento de una distribución normal, sin embargo se puede observar un desplazamiento de los valores medios, que indican que los valores de  $\alpha$  del MISR subestiman los valores obtenidos con el CIMEL. La desviación estándar de la distribución es 0.47.

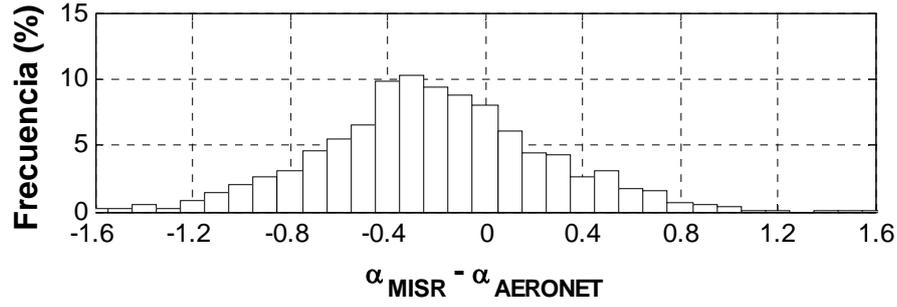


Figura 2.24: Distribución de las diferencias entre el exponente de Ångström obtenido con medidas del MISR y con el CIMEL.

La incertidumbre del exponente de Ångström del MISR puede ser obtenida a través de la incertidumbre del exponente de Ångström de AERONET y de la incertidumbre de la distribución de la Figura 2.24, que al ser una distribución normal se va a suponer igual a la desviación estándar (0.47). Por tanto, la incertidumbre del exponente de Ångström del MISR es:

$$\sigma(\alpha_M) = \sqrt{\sigma^2(\alpha_A) + 0.47^2}, \quad (2.19)$$

donde  $\alpha_M$  es el exponente de Ångström del MISR y  $\alpha_A$  el de AERONET. Para obtener la incertidumbre de  $\alpha_A$  hay que derivar respecto los espesores ópticos la siguiente ecuación:

$$\alpha_A = \frac{\ln(\tau_{a-440}/\tau_{a-675})}{\ln(675/440)} = \frac{1}{\ln(675/440)} [\ln(\tau_{a-440}) - \ln(\tau_{a-675})] \quad (2.20)$$

La incertidumbre de esta magnitud se puede calcular mediante:

$$\sigma(\alpha_A) = \sqrt{\left( \left| \frac{\partial \alpha}{\partial \tau_{a-440}} \right| \sigma(\tau_{a-440}) \right)^2 + \left( \left| \frac{\partial \alpha}{\partial \tau_{a-675}} \right| \sigma(\tau_{a-675}) \right)^2}. \quad (2.21)$$

Derivando la ecuación (2.20) según la ecuación (2.21) se obtiene:

$$\sigma(\alpha_A) = \frac{1}{\ln(675/440)} \sqrt{\left[ \frac{\sigma(\tau_{a-440})}{\tau_{a-440}} \right]^2 + \left[ \frac{\sigma(\tau_{a-675})}{\tau_{a-675}} \right]^2}. \quad (2.22)$$

Utilizando la fórmula de Ångström a 443 y 675 nm se tiene:

$$\tau_{a-675} = \frac{\tau_{a-443}}{0.443^{-\alpha}} 0.675^{-\alpha}, \quad (2.23)$$

y para las longitudes de onda de 440 y 443 nm:

$$\tau_{a-440} = \frac{\tau_{a-443}}{0.443^{-\alpha}} 0.440^{-\alpha}. \quad (2.24)$$

Sustituyendo las ecuaciones (2.23) y (2.24) en (2.22) y sabiendo que las incertidumbres del espesor óptico de AERONET a 440 nm y a 675 nm son 0.02 y 0.01, respectivamente, se tiene:

$$\sigma(\alpha_A) = \frac{1}{\tau_{a-443} \ln(675/440)} \sqrt{\left(\frac{443}{440}\right)^{-2\alpha_A} 0.02^2 + \left(\frac{443}{675}\right)^{-2\alpha_A} 0.01^2}. \quad (2.25)$$

Finalmente la incertidumbre del exponente de Ångström puede expresarse como función del AOD a 443 nm y del propio exponente de Ångström sustituyendo (2.25) en (2.19):

$$\sigma(\alpha) = \sqrt{\frac{1}{\tau_{a-443}^2 \ln(675/440)^2} \left[ \left(\frac{443}{440}\right)^{-2\alpha} 0.02^2 + \left(\frac{443}{675}\right)^{-2\alpha} 0.01^2 \right] + 0.47^2}. \quad (2.26)$$

Esta expresión indica que la incertidumbre del exponente de Ångström disminuye cuando incrementa el AOD y crece cuando aumenta el exponente de Ångström. Estas dependencias se observan en la Figura 2.25, donde se representa la incertidumbre en función del AOD y del valor de  $\alpha$ , siendo menor de 0.5 para espesores a 443 nm mayores de 0.2 excepto para altos valores de  $\alpha$ .

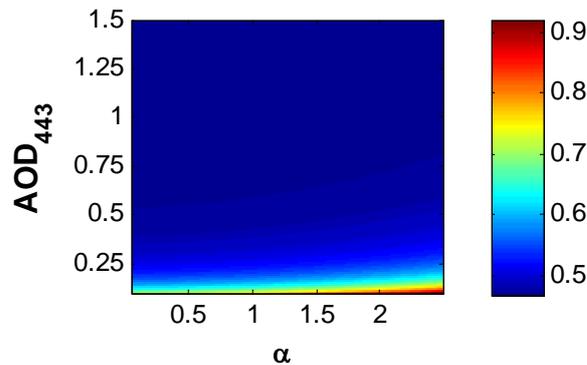


Figura 2.25: Incertidumbre del exponente de Ångström en función del AOD a 443 nm y del exponente de Ångström.

## 2.2.4.- Vapor de agua

### 2.2.4.1.- MODIS

El espectroradiómetro MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) es un importante instrumento que se encuentra a bordo del satélite Terra, al igual que el MISR (apartado 2.2.3.2), y también existe otro ejemplar de MODIS en el satélite Aqua (lanzado el 4 de mayo de 2002). La órbita del satélite Terra pasa por la Tierra desde el Norte al Sur cruzando el ecuador por la mañana, mientras que la órbita del satélite Aqua es en dirección de Sur a Norte cruzando el ecuador en la tarde.

Tanto el MODIS en Terra como en Aqua consiguen una cobertura global de la Tierra cada 1 o 2 días, adquiriendo datos de radiación en 36 bandas espectrales desde 405 nm a 14385 nm, con una resolución espacial de 250 m, 500 m y 1000 m (sólo los de 1000 m están disponibles todos los días). Las medidas del MODIS se usan para obtener diversos productos como: índices de vegetación, fluorescencia de la clorofila en el océano, propiedades de nubes y aerosoles, cubierta de nieve en la superficie, etc.

El producto del MODIS llamado “H2O-Total Column (QA-w, IR)” es la columna total de vapor de agua  $w$ . En este trabajo sólo se han usado los datos del MODIS que se encuentra en el Terra en su versión “MODIS-Terra Ver. 5.1: MOD08\_D3.051”. Estos datos se han descargado de la aplicación GIOVANNI (apartado 2.2.2.1) haciendo el promedio de un cuadrado de  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  centrado en las coordenadas de la localidad de la que se quieren obtener los datos.

#### 2.2.4.2.- Incertidumbre en los valores de vapor de agua

Los datos de vapor de agua procedentes del MODIS se han comparado con los datos obtenidos en superficie con el fotómetro CIMEL en las estaciones de AERONET mostradas en la Tabla 2.2. Los datos utilizados de AERONET han sido de vapor de agua en cm y se han promediado diariamente las medidas obtenidas entre las 10:00 y las 13:00 UTC, que es cuando el satélite Terra suele pasar por la Península Ibérica. El número de días utilizados de cada estación está en la Tabla 2.8, dando un total de 6297.

Tabla 2.8: Número de días utilizados de cada localidad con estación de AERONET.

Localidad	Días
Palencia	1187
Granada	1080
Cáceres	947
Burjassot	684
Barcelona	1346
El Arenosillo	1053

La Figura 2.26 muestra el vapor de agua obtenido con el MODIS frente al obtenido de AERONET. La correlación entre ambas variables es alta ( $r=0.87$ ) y la pendiente del ajuste lineal indica una posible subestimación del satélite, también observada por *Bennouna et al.* (2013).

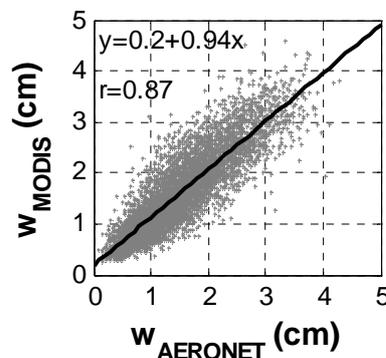


Figura 2.26: Columna total de vapor de agua obtenida con el MODIS frente a la medida en superficie con el fotómetro CIMEL. La línea negra representa el ajuste lineal entre las dos variables.

La diferencia entre el vapor de agua del MODIS y el de AERONET,  $\Delta w$ , está representada en la Figura 2.27 en función del vapor de agua medido por AERONET. Existe una correlación negativa pero pequeña ( $r=-0.10$ ), por lo que se va a suponer que  $\Delta w$  es independiente del valor de la columna de vapor de agua. A su vez se observa que la mayoría de las diferencias se encuentran entre los valores -1 y 1 cm.

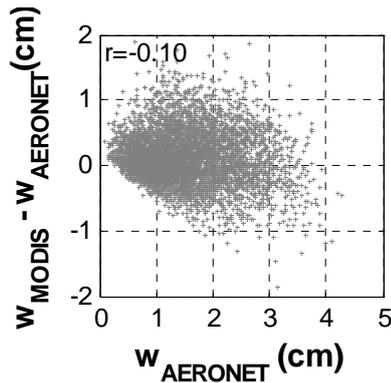


Figura 2.27: Diferencia entre el de vapor de agua obtenido del MODIS y el vapor de agua medido con el fotómetro CIMEL en función del vapor de agua medido en superficie con el fotómetro CIMEL.

En la Figura 2.28 se muestra la distribución de frecuencia de la diferencia  $\Delta w$  y sus percentiles y en la Tabla 2.9 algunos parámetros estadísticos de esta distribución. La distribución muestra un comportamiento de distribución normal centrada cerca de cero, siendo la media (que coincide con el valor del MBE) 0.10 cm y la mediana 0.06 cm. Estos valores indican que los valores de  $w$  obtenido mediante el MODIS sobrestiman las medidas en superficie. Se puede observar que los percentiles se acumulan en torno a la media con un rango intercuartil de 0.46 cm. Los percentiles 5 y 95 son -0.45 cm y 0.77 cm, respectivamente, lo que significa que el 90% de las diferencias  $\Delta w$  se encuentran entre esos valores. La desviación estándar de la distribución es 0.38 cm y, al suponer que  $\Delta w$  no depende de ningún otro factor, se puede asignar una incertidumbre a la medida de  $\Delta w$  igual al valor de la desviación estándar: 0.38 cm. Los valores del RMSE y el MABE son de 0.4 y 0.3 cm, respectivamente.

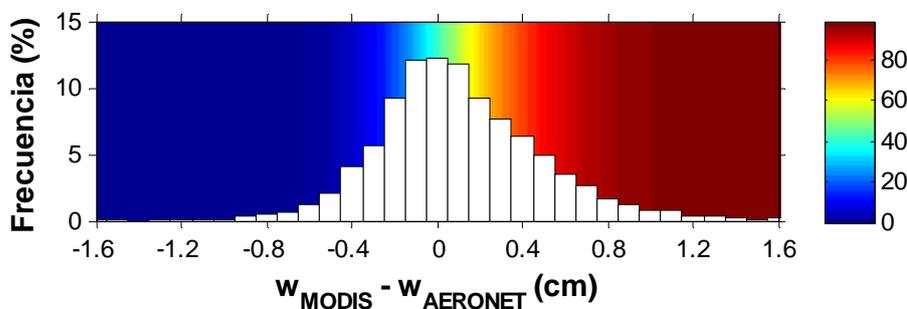


Figura 2.28: Distribución de frecuencias de la diferencia entre el de vapor de agua obtenida del MODIS y el vapor de agua medido con el fotómetro. El fondo de color representa el número de percentil.

Tabla 2.9: Parámetros estadísticos de la diferencia  $\Delta w$  en cm.

M	Md	SD	P5	P95	RIC
0.10	0.06	0.38	-0.45	0.77	0.46

La incertidumbre que se le puede asignar a los valores de  $w$  obtenidos con el MODIS es, al igual que en el caso del MISR, la raíz de la suma de los cuadrados de la incertidumbre de  $\Delta w$  (0.38 cm) y de la incertidumbre en  $w$  de AERONET (12%). Se puede concluir que la incertidumbre de la columna total de vapor obtenida con el MODIS del satélite Terra es:

$$\sigma(w) = \sqrt{0.38^2 + (0.12w)^2}. \quad (2.27)$$

### 2.2.5.- Albedo superficial

#### 2.2.5.1.- *Climatología del albedo a 360 nm del proyecto COST-726*

Dentro del proyecto COST-726, explicado en el apartado 2.2.2.3, se obtuvo una serie de datos de albedo de superficie a 360 nm desde el 1 de enero de 1958 hasta el 31 de agosto de 2002 en una rejilla de 1°x1° sobre Europa. La base de datos está compuesta por dos tipos de datos diferentes: datos en presencia de hielo o nieve y datos sin nieve ni hielo.

El albedo a 360 nm en presencia de nieve o hielo fue calculado con el algoritmo de *Schwander et al.* (1999), el cual necesita datos de profundidad de nieve y fracción de hielo. Estos datos de nieve y hielo utilizados en el algoritmo fueron los datos del re-análisis ERA-40, el cual es un re-análisis de las observaciones meteorológicas, a partir de septiembre de 1957 a agosto de 2002, producida por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

ERA-40 se basa en un sistema de asimilación de datos del ECMWF y proporciona campos de una reducida malla gaussiana con una resolución espacial aproximadamente de 125 km. Para determinar el albedo a 360 nm en ausencia de nieve o hielo, la base de datos del proyecto COST-726 utilizó datos climatológicos obtenidos por el Instituto Meteorológico Finlandés. Estos datos climatológicos fueron obtenidos a través del algoritmo “Moving Time-Window” que obtiene el albedo a 360 nm utilizando medidas del instrumento TOMS (*Tanskanen, 2004*). Los datos de albedo a 360 nm pertenecientes al proyecto COST-726 se pueden descargar en <http://www.cost726.org/>. En este trabajo se han descargado esos datos y se ha interpolado en las coordenadas correspondientes a las localidades de estudio.

#### 2.2.5.2.- *Albedo superficial del MODIS*

El instrumento MODIS ya se ha explicado en el apartado 2.2.4.1, donde se utiliza para obtener la columna total de vapor de agua, sin embargo este espectroradiómetro ofrece otra serie de productos, como el albedo del suelo terrestre. El producto MCD43A3 del instrumento MODIS (de los satélites Terra y Aqua en combinación) ofrece con una resolución de 500 m y cada 8 días el albedo de la superficie terrestre en 7 canales diferentes, cuyos rangos de longitud de onda son: 459-479 nm, 545-565 nm, 620-670 nm, 841-876 nm, 1230-1250 nm, 1628-1652 nm y 2105-2155 nm. Además este producto proporciona el albedo en tres anchos de banda: visible (300-700 nm), IR cercano (700-5000 nm) y onda corta (300-5000 nm).

El algoritmo para la obtención del producto MCD43A3 utiliza las reflectancias medidas por el MODIS, explicado en *Wanner et al.* (1997), *Lucht et al.* (2000) y *Schaaf et al.* (2002), y el resultado es, para cada intervalo espectral, el albedo “de cielo blanco” (“white-sky albedo”) y el albedo “de cielo negro” (“black-sky albedo”) en el mediodía solar local por cada pixel de la imagen satelital. El albedo de cielo blanco es el cociente entre la radiación que es reflejada y la incidente cuando la radiación que incide es completamente difusa (por eso el término de cielo blanco), mientras que el albedo de cielo negro es el mismo cociente pero considerando que la radiación que incide es exclusivamente la componente directa (cielo negro que no dispersa radiación), en este caso en la dirección del mediodía solar local. El albedo real bajo cielos sin nubes puede ser estimado como función de la fracción difusa y una proporción entre los albedos de cielo negro y blanco. Toda la información relevante sobre el producto MCD43A3 está en el siguiente enlace: <http://www-modis.bu.edu/brdf/userguide/intro.html>

Para este trabajo se han descargado todas las imágenes disponibles del producto MCD43A3 (versión 5) sobre la Península Ibérica desde 2000 hasta 2011 desde el LP-DAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center): <https://lpdaac.usgs.gov/>. Se han seleccionado sólo los píxeles en los que hay dato. Con estos datos, se han obtenido los albedos (blanco y negro) para cada localidad promediando los datos pertenecientes a los píxeles que forman un cuadrado de  $0.2^\circ \times 0.2^\circ$  centrado en la localidad elegida.

### 2.2.6.- Datos meteorológicos

Además de los datos de radiación SW y UVER, la AEMet también dispone de una larga serie de datos diarios meteorológicos de: insolación, temperatura diaria del aire (media, mínima y máxima), velocidad del viento diaria (media y máxima), precipitación y humedad relativa a las 07:00, 13:00 y 18:00 UTC. Los distintos instrumentos de medida utilizados a lo largo de la historia de la AEMet para cada localidad no están disponibles. Algunas de estas series de datos comienzan en el año 1920, como es en el caso de Madrid y Tortosa. Toda la información relevante a las medidas realizadas por la AEMet está disponible en su página web.

Debido a su uso en capítulos posteriores, se va a describir brevemente como se obtienen las medidas de insolación. La insolación  $H_S$ , también llamada horas de sol, tradicionalmente se ha registrado mediante un heliógrafo Campbell-Stokes (Figura 2.29). La radiación solar directa incide sobre una esfera de cristal que focaliza el haz de luz incidente sobre una cartulina fotosensible. En condiciones de cielo despejado, la radiación solar es capaz de quemar la cartulina, de tal manera que al final del día queda registrada la insolación en la cartulina, estando quemada cuando el sol ha estado visible y viceversa, por lo que se sabe las horas de sol despejado en un día. Existen localidades con medidas de insolación desde finales del siglo XIX, lo que sirve como una buena variable a tener en cuenta para estudiar cambios en el clima en un largo intervalo.



Figura 2.29: Imagen de un heliógrafo Campbell-Stokes registrando la insolación.

## **Capítulo 3: Análisis y caracterización de distintos parámetros atmosféricos en cada localidad**

*En este capítulo se analizan los datos meteorológicos (viento, insolación, precipitación y temperatura) de cada una de las nueve localidades disponibles. También se realiza un estudio de componentes atmosféricos tales como la columna total de ozono y el vapor de agua. Las características del aerosol atmosférico de cada localidad son determinadas mediante el uso de los valores del espesor óptico, el exponente de Ångström y el albedo de dispersión simple. El albedo de superficie obtenido a través de medidas satelitales es estudiado para cada localidad y época del año. La radiación SW y UVER son analizadas en las distintas localidades y se explica como se ha realizado la selección de días sin nubes a través de estas medidas radiométricas. En resumen, en este capítulo se describen todos los datos utilizados y se calculan los parámetros necesarios para poder modelizar la radiación UVER y SW bajo cielos sin nubes en los siguientes capítulos.*

### 3.1.- Datos meteorológicos

En este apartado se van a analizar los datos meteorológicos de temperatura, velocidad del viento, precipitación e insolación, proporcionados por la AEMet para cada una de sus estaciones con el fin de obtener una visión más completa de las localidades con las que se va a trabajar. En el caso de la localidad de Villalba, donde se encuentra la estación radiométrica del LAtEn en el CIBA, no existe un registro histórico suficientemente largo de las variables meteorológicas que se van a analizar en el resto de localidades, por lo que para esta localidad se van a utilizar los datos de la estación de la AEMet más cercana (Aeropuerto de Valladolid en Villanubla, 41°41'58"N; 4°50'28"E, 842 m s.n.m.), que se encuentra situada a 14 km del CIBA en dirección a la ciudad de Valladolid (Figura 2.1; izquierda). Por esta razón se va a considerar a partir de ahora que los datos medidos en el CIBA de radiación UVER y SW y los meteorológicos en la estación de Villanubla de la AEMet corresponden a la localidad de Villalba.

#### 3.1.1.- Viento

El viento es el movimiento de las masas de aire de la atmósfera, surge debido principalmente a variaciones de la presión atmosférica y la temperatura y a las características de la superficie por donde se mueven las masas. El viento está caracterizado por su velocidad ( $V_{viento}$ ) y su dirección. En las estaciones de la AEMet se han registrado los valores diarios de la velocidad media diaria, la velocidad máxima del día y la dirección del viento cuando se produce la velocidad máxima del día. En la Tabla 3.1 se muestra el número de datos disponibles relacionados con el viento en cada localidad, alcanzando más de 25000 datos en varias localidades. La mayor velocidad del viento registrada en todo el periodo también está incluida en la Tabla 3.1, siendo la máxima de las nueve localidades de  $51.9 \text{ ms}^{-1}$  ( $187 \text{ kmh}^{-1}$ ) en San Sebastián en enero de 1975.

Tabla 3.1: Número de datos (N) diarios de velocidad del viento media y máxima y de dirección de la velocidad máxima, fecha inicial y final de la base de datos y velocidad máxima registrada en el periodo (entre paréntesis la fecha) para cada localidad.

Localidad	N	Fecha Inicial	Fecha Final	$V_{viento}$ máxima ( $\text{ms}^{-1}$ )
Ciudad Real	10191	04/09/1975	31/08/2012	28.9 (18/12/1983)
San Sebastián	26420	01/04/1939	31/08/2012	51.9 (15/01/1975)
A Coruña	25954	01/10/1933	31/08/2012	44.4 (16/02/1941)
Madrid	25778	01/01/1921	31/08/2012	32.2 (13/03/1951)
Cáceres	10678	01/01/1983	31/08/2012	30.0 (05/01/1994)
Murcia	10280	01/04/1984	31/08/2012	30.0 (04/10/1987)
Tortosa	25631	01/01/1942	31/08/2012	44.2 (26/03/1983)
Valladolid	12682	01/10/1973	31/08/2012	35.6 (25/02/1989)
Villalba	18023	01/01/1961	30/09/2012	36.9 (23/01/1971)

La velocidad del viento media  $V_{med}$  y máxima  $V_{max}$  diarias están representadas en la Figura 3.1 para las localidades de Cáceres y San Sebastián desde 2001 hasta 2010. Ambas velocidades son más altas en la localidad de San Sebastián, alcanzando ocasionalmente velocidades máximas mayores de  $30 \text{ ms}^{-1}$ . En la localidad de Cáceres no parece existir un ciclo concreto o patrón anual en la velocidad del viento, sin embargo en San Sebastián puede apreciarse que los mínimos de velocidad aparecen en los meses de verano.

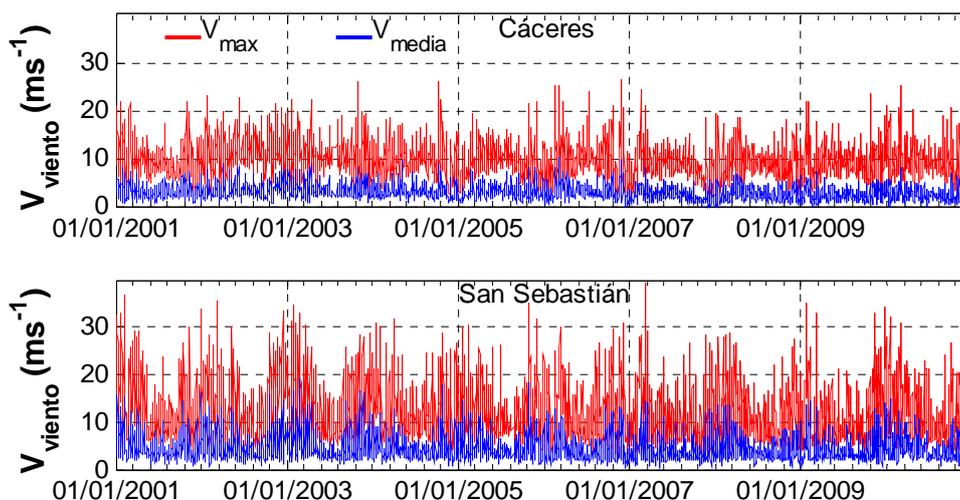


Figura 3.1: Velocidad del viento diaria media (azul) y máxima (rojo) en Cáceres (arriba) y San Sebastián (abajo) desde el año 2001 al 2010, ambos incluidos.

Los valores característicos de la velocidad del viento en cada localidad están en las Tablas 3.2 y 3.3, que muestran las medias mensuales y la media anual de la velocidad diaria media y máxima, respectivamente, además de la desviación estándar de cada valor. Estos valores medios mensuales se han calculado como el promedio de todos los valores de la serie de datos que pertenecen a un mismo mes, independientemente del año. Los valores anuales se han calculado como el promedio de los 12 valores medios mensuales. A su vez en la Tabla 3.4 aparece la frecuencia con la que aparecen los vientos en una determinada dirección (Norte, Sur, Este y Oeste) según la localidad y el mes.

La velocidad media es mayor en abril y marzo para todas las localidades excepto para San Sebastián que sucede en enero y en Murcia en junio y julio. La velocidad máxima diaria también alcanza sus máximos en abril, salvo en San Sebastián, A Coruña y Tortosa que lo hacen en los meses de invierno. Los mínimos valores de la velocidad diaria media y máxima aparecen en los meses de otoño e invierno, a excepción de San Sebastián que registra sus mínimos en agosto coincidiendo con una predominancia de vientos procedentes del Norte (Tabla 3.4). Los meses que muestran menor variación de la velocidad del viento diario, tanto medio como máximo, son los de verano, alcanzando un valor mínimo de la desviación estándar en todas las localidades, al contrario que en los meses de invierno, cuando la desviación es máxima para las velocidades medias y máximas del viento.

El promedio anual de la velocidad de viento diaria es mayor en San Sebastián y A Coruña, al contrario que en Ciudad Real. En Villalba también se registran velocidades mayores que en otras localidades que se encuentran en el interior de zonas urbanas, donde la velocidad del viento disminuye por el rozamiento con los edificios y el entorno urbano. En Tortosa la media anual de la velocidad media es menor que en Villalba, sin embargo es mayor el promedio anual de la velocidad máxima; esto puede deberse a que, aunque los vientos en Tortosa no son fuertes, en ocasiones el viento de Moncayo sopla con velocidades superiores a  $40 \text{ ms}^{-1}$  en la depresión del Ebro, aumentando el promedio de la velocidad máxima en Tortosa (Ledesma, 2011).

### Capítulo 3:

Tabla 3.2: Media mensual y anual de la velocidad del viento media diaria para cada localidad en  $\text{ms}^{-1}$ . Entre paréntesis la desviación estándar en  $\text{ms}^{-1}$ .

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	1.7 (1.2)	2.0 (1.4)	2.1 (1.3)	2.3 (1.2)	2.2 (1.1)	2.1 (1.0)	2.1 (0.9)	2.0 (0.9)	1.8 (1.0)	1.7 (1.1)	1.7 (1.2)	1.6 (1.2)	1.9 (0.2)
San Sebastian	5.7 (4.0)	5.5 (3.8)	5.3 (3.4)	5.2 (3.1)	4.4 (2.6)	3.8 (2.1)	3.7 (2.1)	3.5 (2.0)	3.8 (2.6)	4.9 (3.5)	5.4 (3.8)	5.6 (4.0)	4.7 (0.8)
A Coruña	4.3 (3.2)	4.4 (3.1)	4.3 (2.8)	4.6 (2.6)	4.2 (2.3)	3.8 (2.1)	3.6 (2.0)	3.5 (2.0)	3.3 (2.1)	3.4 (2.5)	3.9 (3.0)	4.2 (3.1)	4.0 (0.4)
Madrid	2.1 (2.1)	2.5 (2.1)	2.8 (2.2)	2.9 (2.0)	2.6 (1.7)	2.5 (1.6)	2.4 (1.4)	2.4 (1.5)	2.0 (1.5)	1.9 (1.7)	2.1 (2.0)	2.2 (2.3)	2.4 (0.3)
Cáceres	2.6 (1.9)	2.9 (1.9)	2.9 (1.8)	3.3 (1.8)	3.1 (1.5)	3.0 (1.4)	2.8 (1.2)	2.8 (1.3)	2.6 (1.4)	2.7 (1.7)	2.8 (1.8)	2.7 (1.9)	2.9 (0.2)
Murcia	2.1 (1.5)	2.4 (1.5)	2.7 (1.3)	3.0 (1.2)	3.1 (1.1)	3.2 (1.0)	3.2 (0.9)	3.0 (0.9)	2.4 (1.0)	2.1 (1.1)	2.0 (1.3)	1.9 (1.4)	2.6 (0.5)
Tortosa	3.2 (2.1)	3.2 (2.1)	3.1 (1.8)	3.3 (1.7)	3.2 (1.3)	3.2 (1.0)	3.3 (1.0)	3.1 (1.0)	2.7 (1.2)	2.5 (1.6)	2.9 (1.9)	3.3 (2.1)	3.1 (0.2)
Valladolid	2.2 (1.9)	2.6 (2.0)	2.8 (1.8)	3.0 (1.7)	2.8 (1.4)	2.7 (1.2)	2.7 (1.2)	2.5 (1.1)	2.3 (1.3)	2.2 (1.5)	2.1 (1.7)	2.2 (1.8)	2.5 (0.3)
Villalba	3.7 (3.0)	4.4 (3.1)	4.7 (3.0)	4.5 (2.7)	4.1 (2.4)	3.8 (1.9)	3.8 (1.8)	3.6 (1.9)	3.4 (2.1)	3.5 (2.5)	3.6 (2.7)	3.7 (3.1)	3.9 (0.4)

Tabla 3.3: Media mensual y anual de la velocidad del viento máxima diaria para cada localidad en  $\text{ms}^{-1}$ . Entre paréntesis la desviación estándar en  $\text{ms}^{-1}$ .

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	7.2 (3.5)	8.0 (3.6)	8.5 (3.1)	9.2 (2.8)	9.0 (2.6)	8.8 (2.5)	8.7 (2.4)	8.5 (2.4)	7.9 (2.6)	7.5 (3.0)	7.4 (3.6)	6.9 (3.7)	8.1 (0.8)
San Sebastian	15.9 (8.2)	15.4 (7.8)	14.6 (7.2)	13.8 (6.2)	12.2 (5.4)	10.6 (4.6)	10.2 (4.6)	10.3 (4.7)	11.2 (5.8)	13.7 (7.2)	14.9 (7.6)	15.7 (8.2)	13.2 (2.2)
A Coruña	12.1 (6.0)	12.3 (6.0)	11.7 (5.3)	11.9 (4.6)	11.1 (4.2)	10.0 (3.7)	9.7 (3.3)	9.5 (3.4)	9.5 (4.0)	10.2 (4.8)	11.4 (5.7)	12.2 (6.0)	11.0 (1.1)
Madrid	7.9 (4.8)	9.0 (4.8)	9.6 (4.4)	10.1 (4.0)	9.6 (3.6)	9.5 (3.4)	9.6 (3.3)	9.5 (3.3)	8.6 (3.5)	8.0 (4.0)	8.1 (4.4)	8.2 (5.1)	9.0 (0.8)
Cáceres	8.7 (4.8)	9.4 (4.3)	9.8 (3.6)	10.7 (3.5)	10.6 (3.0)	10.3 (2.5)	10.3 (2.4)	10.0 (2.4)	9.7 (3.0)	9.5 (4.1)	9.1 (4.3)	9.0 (4.7)	9.8 (0.6)
Murcia	7.8 (3.8)	8.5 (3.6)	9.3 (3.1)	10.1 (2.7)	9.9 (2.2)	9.9 (2.0)	9.6 (1.6)	9.3 (1.7)	8.8 (2.2)	8.0 (2.9)	7.5 (3.3)	7.3 (3.6)	8.8 (1.0)
Tortosa	12.0 (6.8)	12.1 (7.1)	11.4 (6.0)	11.8 (5.4)	10.5 (4.2)	10.0 (3.2)	10.2 (3.1)	10.0 (3.4)	9.5 (4.0)	9.5 (5.5)	11.0 (6.2)	12.2 (7.1)	10.9 (1.0)
Valladolid	8.2 (4.6)	9.4 (4.7)	9.9 (3.9)	10.6 (3.6)	10.1 (3.3)	10.1 (3.0)	10.3 (3.1)	9.8 (2.9)	9.0 (3.2)	8.6 (3.9)	8.2 (4.3)	8.1 (4.5)	9.4 (0.9)
Villalba	9.5 (5.1)	10.6 (5.0)	11.2 (4.4)	11.4 (4.0)	10.8 (3.5)	10.5 (3.1)	10.7 (3.1)	10.3 (2.9)	9.7 (3.4)	9.4 (4.1)	9.2 (4.6)	9.2 (4.9)	10.2 (0.8)

Lo anterior se puede apreciar en la Figura 3.2, donde aparecen los histogramas de frecuencia de las velocidades diarias medias y máximas para cada localidad, observándose que en Tortosa se han registrado ocasionalmente velocidades de viento fuertes. En la Figura 3.2 también se puede ver como San Sebastián, A Coruña y Villalba son las únicas localidades que tienen más de un 20% de velocidades de viento medias mayores de  $5 \text{ ms}^{-1}$ . Más del 60% de las velocidades diarias máximas se encuentran entre  $5 \text{ ms}^{-1}$  y  $10 \text{ ms}^{-1}$  en las localidades de Ciudad Real y Murcia, además en Cáceres, Madrid y Murcia apenas se han registrado velocidades máximas de más de  $20 \text{ ms}^{-1}$  durante el periodo de medida.

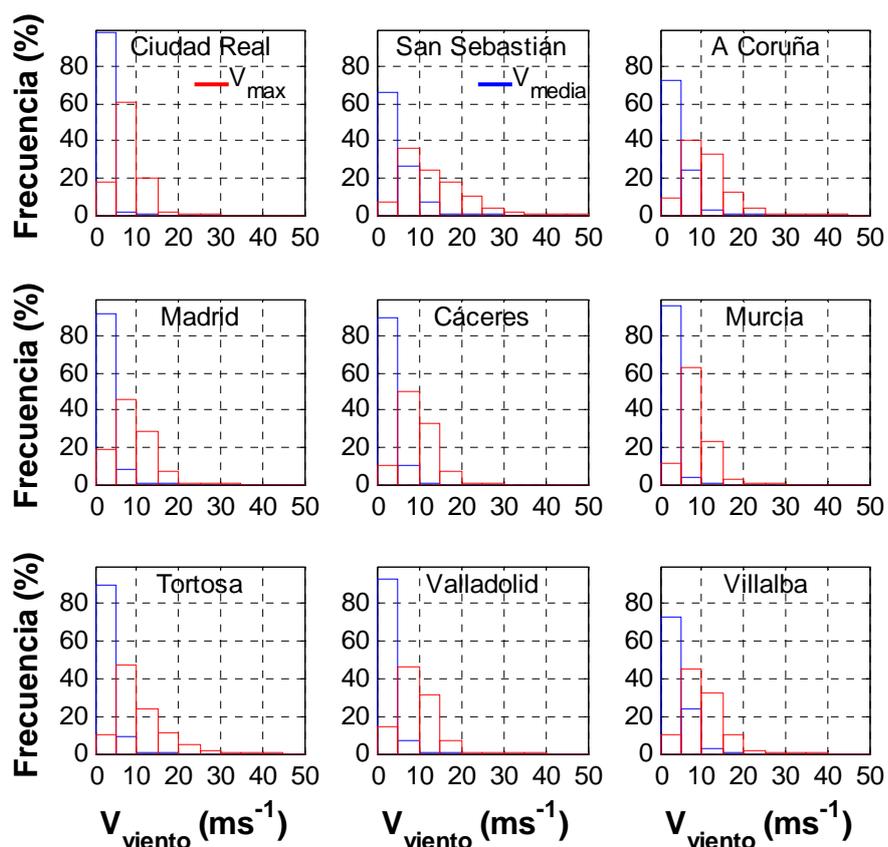


Figura 3.2: Histograma de frecuencias de la velocidad del viento diaria, media (azul) y máxima (rojo) para las nueve localidades.

En cuanto a la dirección del viento se pueden distinguir tres grupos de localidades con condiciones diferentes: Ciudad Real, Madrid, Cáceres, Valladolid y Villalba (localidades de interior) muestran poca variación anual en las frecuencias mensuales de la dirección del viento, además de un predominio de los vientos del Este; A Coruña y San Sebastián, donde el viento predominante varía mucho del Norte en verano a viento del Sur en invierno y Murcia, donde los vientos del Este son muy frecuentes en verano a diferencia que en invierno que predominan los vientos de Oeste. Estos resultados coinciden con los mostrados en *Ledesma* (2011).

### Capítulo 3:

Tabla 3.4: Frecuencia en % de la dirección (N; S; O; E) de la que procede el viento máximo diario en cada localidad para cada mes. La frecuencia anual es la media de los valores mensuales.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	15;10	14;8	19;8	14;10	17;10	16;12	15;12	12;11	15;10	16;14	16;12	15;11	15;11
San Sebastian	43;32	46;31	39;33	53;22	52;20	53;20	56;17	54;23	45;30	36;35	42;30	40;34	47;27
A Coruña	32;45	39;37	45;33	55;24	56;20	69;10	75;6	70;9	55;23	38;43	34;42	34;42	50;28
Madrid	17;6	17;7	17;5	17;4	19;4	16;4	15;4	16;5	16;6	14;5	17;7	16;8	16;5
Cáceres	17;39	20;30	27;25	36;15	41;17	46;10	46;6	45;10	36;15	28;29	22;33	16;38	32;22
Murcia	25;19	30;20	30;19	30;19	31;11	30;14	35;13	33;12	35;14	28;15	28;17	26;20	30;16
Tortosa	29;11	27;11	26;13	26;14	23;16	22;16	22;16	22;16	22;15	22;17	25;13	28;14	24;14
Valladolid	29;30	37;25	36;25	37;23	40;22	37;24	36;26	38;25	36;27	32;30	30;32	29;30	35;26
Villalba	18;25	22;23	20;22	17;23	16;27	15;22	13;21	12;24	14;27	19;30	20;27	16;24	17;24
	34;23	32;22	35;22	45;15	43;14	51;11	58;8	53;11	43;16	30;21	32;21	29;31	41;18
	17;7	15;11	11;16	16;20	14;16	9;12	7;8	10;11	11;16	15;16	19;9	19;8	14;12
	58;18	43;31	28;46	25;40	16;54	7;72	2;83	3;77	14;59	28;41	52;21	59;15	28;46
	57;8	42;17	33;25	29;24	22;33	19;35	15;37	19;34	24;35	33;26	52;11	59;7	34;24
	28;6	30;10	24;18	25;21	18;27	15;31	14;34	14;34	16;25	21;20	27;10	27;8	22;20
	24;17	22;14	27;10	24;10	25;10	25;11	26;9	24;10	25;10	21;19	23;19	24;23	24;14
	39;20	43;20	40;23	45;22	46;20	41;24	41;24	46;20	43;22	41;19	39;19	35;18	42;21
	18;20	21;17	21;17	21;18	18;20	18;17	19;17	17;17	19;18	19;24	18;22	18;21	19;19
	33;29	36;26	31;30	34;28	36;26	33;32	32;31	35;31	36;28	31;26	31;29	30;31	33;29

#### 3.1.2.- Insolación

La insolación diaria  $H_S$  se corresponde con la cantidad de tiempo que el sol no ha estado cubierto, por lo que se ha registrado radiación directa en la superficie. También se conoce a la insolación como la cantidad de horas de sol de un día, o las horas en las que la radiación directa no ha sido bloqueada por una nube. La cantidad de datos medidos de insolación diaria en las estaciones de la AEMet viene en la Tabla 3.5 para cada localidad, así como el periodo disponible de medidas. Madrid dispone de las medidas más antiguas de insolación (a partir de 1920), con un total de 28615 datos.

Tabla 3.5: Número de datos diarios de insolación y fecha inicial y final de la base de datos.

Localidad	N	Fecha Inicial	Fecha Final
Ciudad Real	15104	01/11/1970	31/08/2012
San Sebastian	28784	01/01/1933	31/08/2012
A Coruña	21142	01/01/1951	31/08/2012
Madrid	28615	01/01/1920	31/05/2007
Cáceres	10836	01/01/1983	31/08/2012
Murcia	10375	01/04/1984	31/08/2012
Tortosa	17806	01/01/1954	31/08/2012
Valladolid	14211	01/10/1973	31/08/2012
Villalba	22149	01/01/1951	30/09/2012

La cantidad de horas de sol que hay en un día en el que el sol no está tapado en ningún momento  $H_{ST}$  (insolación total diaria), corresponde con la duración del día en presencia de sol y se puede obtener a partir de la siguiente fórmula (Iqbal, 1983):

$$H_{ST} = \frac{24}{\pi} \arccos \left( \frac{\cos(\theta_s) - \sin(\delta_s) \sin(\phi_L)}{\cos(\delta_s) \cos(\phi_L)} \right), \quad (3.1)$$

donde  $H_{ST}$  es la insolación total en horas,  $\delta_s$  es la declinación solar del día,  $\phi_L$  la latitud del lugar y  $\theta_s$  es el ángulo solar cenital en el orto y el ocaso.

Cuando el sol se encuentra a una altura muy baja la radiación que llega a la superficie terrestre no es suficiente como para detectar que el sol está despejado, aún siendo así, por lo que normalmente se suele utilizar un ángulo solar cenital del orto y el ocaso menor de  $90^\circ$  para calcular la insolación total. En este trabajo se va a suponer que la insolación no se puede detectar para valores de SZA mayores de  $87^\circ$ , lo que significa que  $H_{ST}$  se va a calcular sustituyendo  $\theta_s$  por  $87^\circ$  en la ecuación (3.1).

La insolación diaria medida, así como la total, están representadas en la Figura 3.3 durante el periodo de 2001 a 2010 en las localidades de Murcia y Villalba. La insolación total muestra un ciclo anual que varía con la declinación solar, por lo que es máxima en el solsticio de verano y mínima en el de invierno, por eso son el día más largo y más corto, respectivamente. La insolación diaria medida se encuentra envuelta por la insolación total, mostrando fuertes variaciones de un día a otro debido a la presencia de nubes. Tanto en Murcia como en Villalba se puede observar que los valores de insolación en verano son más cercanos al valor de la insolación total y en invierno más próximos a cero.

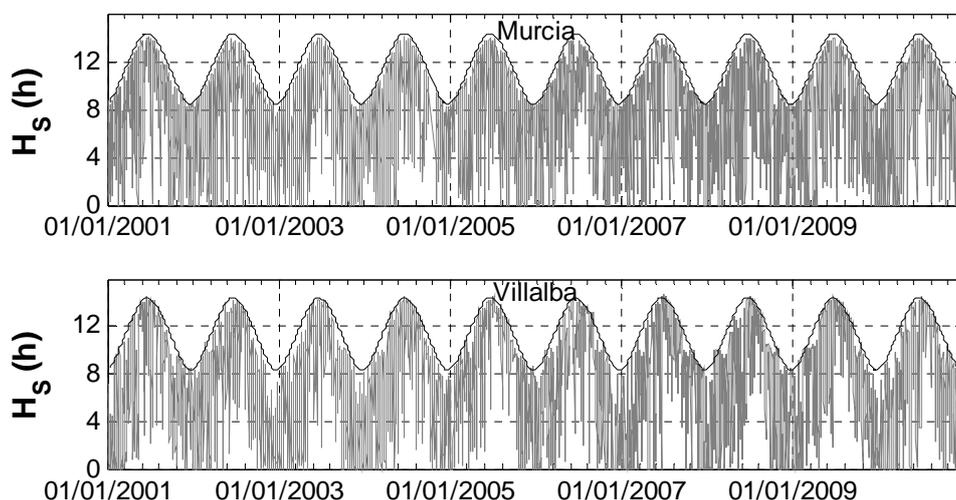


Figura 3.3: Insolación diaria medida (gris) y total (negro) en Murcia (arriba) y Villalba (abajo) desde el año 2001 al 2010, ambos incluidos.

En la Tabla 3.6 aparecen los valores medios mensuales y anuales de la insolación para cada localidad, calculados de la misma manera que en el apartado anterior con la velocidad del viento. La mayor insolación aparece en el mes de julio (llegando a 12.1 h de media en Villalba) para todas las localidades, lo cual se debe a una menor presencia de nubes en julio que en junio, pues el máximo de insolación total debería ser en junio según predice la ecuación (3.1). El mes con menos horas de sol es diciembre en todas las localidades, alcanzando el mínimo de 2.7 h en San Sebastián de media. Diciembre también es el mes que menos insolación total muestra. Los meses que presentan mayor variación en las horas de sol, por tanto en las condiciones de nubosidad, son marzo y abril excepto en San Sebastián y A Coruña, cuyos máximos de la desviación estándar se producen en junio y julio. Murcia tiene la mayor media anual de insolación (8.1 h). Las localidades de A Coruña y San Sebastián muestran los valores más bajos de la media anual de la insolación diaria (1.4 y 1.7 h, respectivamente), pero también los valores más bajos de la desviación estándar, por lo que las condiciones de nubosidad en estas localidades son bastante similares a lo largo del año. Resultados similares aparecen en *Ledesma* (2011).

Tabla 3.6: Media mensual y anual de la insolación diaria medida para cada localidad en horas. Entre paréntesis la desviación estándar en horas.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	4.2 (3.2)	5.6 (3.3)	6.8 (3.3)	7.5 (3.7)	8.6 (3.7)	10.4 (3.1)	11.4 (2.0)	10.6 (2.1)	8.3 (2.7)	6.2 (3.0)	4.8 (3.1)	3.9 (3.1)	7.4 (2.5)
San Sebastián	3.0 (3.1)	3.6 (3.4)	4.6 (3.6)	4.9 (4.0)	5.9 (4.6)	6.4 (4.9)	6.7 (4.8)	6.4 (4.4)	5.6 (3.8)	4.5 (3.5)	3.4 (3.3)	2.7 (2.9)	4.8 (1.4)
A Coruña	3.3 (3.0)	4.4 (3.4)	5.0 (3.6)	6.0 (3.9)	6.6 (4.3)	7.5 (4.6)	8.0 (4.3)	7.7 (3.9)	6.2 (3.4)	5.0 (3.4)	3.7 (3.1)	3.0 (2.9)	5.5 (1.7)
Madrid	4.8 (3.4)	5.7 (3.5)	6.4 (3.6)	7.8 (3.8)	9.0 (4.0)	10.7 (3.5)	12.0 (2.4)	11.1 (2.3)	8.6 (2.9)	6.5 (3.3)	5.1 (3.5)	4.3 (3.3)	7.7 (2.6)
Cáceres	5.1 (3.3)	6.3 (3.4)	7.5 (3.4)	8.2 (3.8)	9.6 (3.8)	11.3 (3.2)	12.3 (2.1)	11.2 (2.3)	8.7 (2.8)	6.7 (3.4)	5.2 (3.4)	4.2 (3.3)	8.0 (2.7)
Murcia	6.1 (3.3)	6.8 (3.5)	7.2 (3.4)	8.5 (3.4)	9.4 (3.6)	10.8 (3.0)	11.4 (2.0)	10.3 (2.4)	8.1 (2.8)	7.1 (3.1)	6.1 (3.4)	5.6 (3.3)	8.1 (2.0)
Tortosa	5.3 (3.1)	5.9 (3.4)	6.6 (3.6)	7.7 (4.0)	8.2 (4.2)	9.5 (3.9)	10.5 (3.2)	9.1 (3.3)	7.4 (3.3)	6.1 (3.4)	5.5 (3.2)	4.9 (3.1)	7.2 (1.8)
Valladolid	3.2 (2.8)	5.0 (3.2)	6.7 (3.4)	7.6 (3.8)	8.7 (3.9)	10.6 (3.6)	11.6 (2.7)	10.7 (2.5)	8.4 (2.9)	5.7 (3.2)	3.9 (2.8)	2.8 (2.7)	7.1 (3.0)
Villalba	3.5 (3.1)	5.4 (3.5)	6.2 (3.5)	7.5 (3.9)	9.1 (4.1)	10.6 (3.8)	12.1 (2.8)	11.1 (2.7)	8.1 (3.2)	6.2 (3.4)	4.6 (3.3)	3.2 (3.0)	7.3 (3.0)

Para intentar eliminar el efecto de la latitud y la declinación solar (varía con el día del año) y tener información relativa a la presencia de nubes, se calcula la fracción de insolación  $F$ , definida como el cociente de la insolación medida  $H_S$  entre la insolación total  $H_{ST}$ . La fracción de insolación multiplicada por 100% indica el porcentaje de tiempo que el sol no está tapado por nubes. La Tabla 3.7 presenta la media mensual y anual de la fracción de insolación en porcentaje, ambas calculadas como en los casos anteriores. El cielo está más despejado en el mes de julio (como se dedujo de la Tabla 3.6), llegando a tener de media un 89% del día sin el sol tapado por nubes en Cáceres. En A Coruña y San Sebastián el máximo de la media mensual de la fracción de insolación diaria aparece en agosto, siendo menor en la segunda localidad. Diciembre es el mes en el que la radiación directa está más tiempo bloqueada por nubes en todas las localidades; hasta un 77% del tiempo está tapado el sol de media en Valladolid durante ese mes, probablemente por la presencia de nieblas. La fracción de insolación diaria varía menos en los meses de julio y agosto en todas las estaciones, menos en A Coruña y San Sebastián que presentan mínimos de la desviación estándar mensual en septiembre. La localidad que tiene menos tiempo el sol tapado al año es Murcia (30%), a diferencia de San Sebastián donde el Sol está cubierto por nubes el 59% del tiempo. San Sebastián y Tortosa muestran menor variación anual en la fracción de insolación, seguidas de Murcia y A Coruña. El resto de localidades, que corresponden a las localidades interiores, muestran mayor variación a lo largo del año, teniendo veranos poco cubiertos e inviernos con mucha presencia nubosa.

La fracción de insolación está también representada en la Figura 3.4 para las distintas localidades. Las fracciones de insolación cercanas a uno indican días poco o nada cubiertos por nubes, al revés que las fracciones próximas a cero, que se corresponden con días totalmente cubiertos. Se pueden distinguir dos patrones diferentes en la Figura 3.4: A Coruña y San Sebastián muestran un histograma con el modo más frecuente en una fracción de insolación entre 0 y 0.1, lo que significa una gran cantidad de días con el cielo totalmente cubierto (entre el 20 y el 30% de los días); el resto de localidades muestran el modo más frecuente cerca del valor 1, llegando a tener en Cáceres más de un 30% de días con el cielo totalmente despejado.

## *Análisis y caracterización de distintos parámetros atmosféricos en cada localidad*

Los valores intermedios de las fracciones de insolación corresponden a días con el cielo parcialmente cubierto, o no cubierto totalmente durante todo el día. Murcia presenta el menor porcentaje de días completamente cubiertos, teniendo menos de un 10% de días con una fracción de insolación menor de 0.1.

Tabla 3.7: Media mensual y anual de la fracción de insolación diaria medida para cada localidad en %. Entre paréntesis la desviación estándar en %.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	47 (35)	56 (33)	60 (29)	60 (29)	63 (27)	74 (22)	82 (15)	81 (16)	70 (22)	59 (28)	51 (33)	44 (35)	62 (12)
San Sebastián	36 (36)	37 (35)	41 (33)	39 (31)	43 (33)	44 (34)	47 (34)	48 (33)	47 (32)	43 (34)	38 (37)	33 (36)	41 (5)
A Coruña	38 (35)	45 (35)	44 (32)	47 (31)	48 (31)	51 (31)	56 (30)	59 (30)	53 (29)	48 (33)	41 (35)	36 (35)	47 (7)
Madrid	54 (38)	58 (36)	57 (32)	62 (30)	66 (29)	75 (24)	86 (17)	85 (17)	73 (24)	62 (32)	55 (37)	51 (39)	65 (12)
Cáceres	56 (37)	63 (34)	66 (30)	65 (30)	71 (28)	80 (23)	89 (15)	86 (17)	74 (24)	63 (32)	56 (37)	48 (38)	68 (12)
Murcia	67 (36)	68 (35)	64 (30)	68 (27)	69 (27)	77 (21)	83 (15)	79 (18)	68 (23)	67 (30)	65 (36)	63 (37)	70 (6)
Tortosa	60 (36)	60 (34)	59 (32)	61 (31)	60 (30)	67 (27)	75 (23)	70 (25)	62 (28)	59 (32)	59 (35)	58 (36)	62 (5)
Valladolid	36 (32)	51 (32)	60 (30)	60 (30)	63 (28)	74 (25)	83 (19)	82 (19)	71 (25)	55 (30)	42 (31)	33 (32)	59 (17)
Villalba	40 (36)	55 (35)	56 (31)	60 (31)	66 (29)	74 (26)	86 (20)	85 (20)	69 (26)	60 (33)	50 (36)	38 (36)	61 (15)

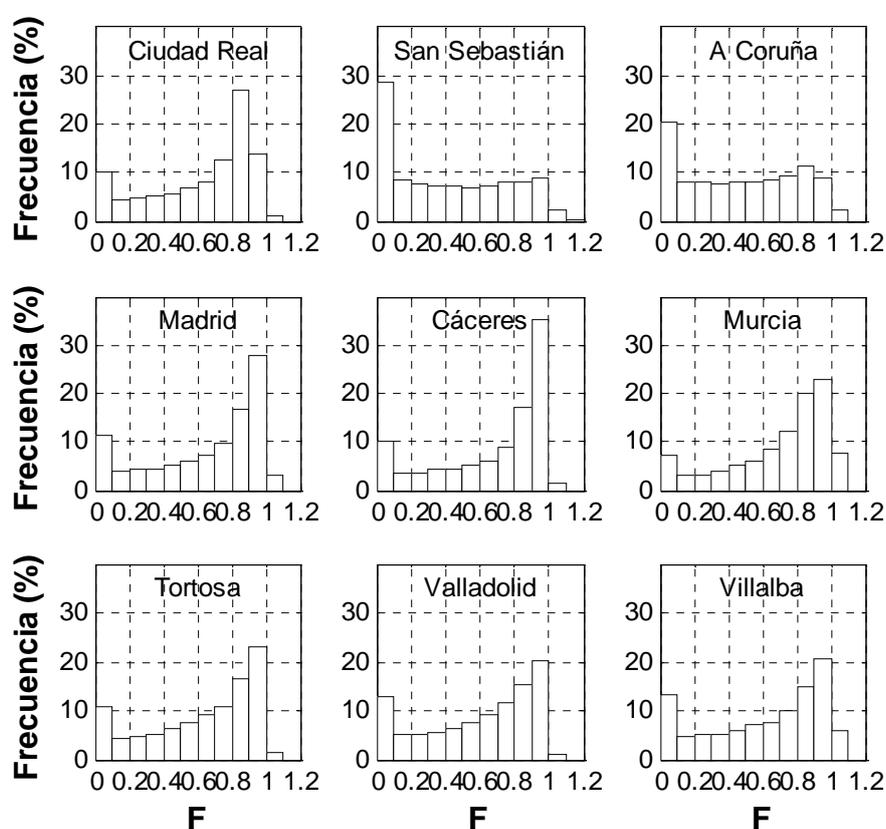


Figura 3.4: Histograma de frecuencias de la fracción de insolación para las nueve localidades.

La razón por la que se encuentran tantos días cubiertos en las localidades más costeras (A Coruña y San Sebastián) está en su proximidad al mar. Estas localidades tienen un contenido de vapor de agua mayor que el resto debido a que se encuentran cerca del mar, del cual se evapora una parte del agua al calentarse. Además, en el caso de San Sebastián, al encontrarse cerca del mar, pero a 251 m s.n.m., pueden producirse nubes orográficas al enfriarse el vapor de agua proveniente del mar por ascensión forzada. Las condiciones poco nubosas en los meses de verano en el interior de la península se deben a la presencia del anticiclón de las Azores, que provoca una gran estabilidad en la atmósfera, quedando un cielo despejado y libre de nubes.

### 3.1.3.- Precipitación

La precipitación (*Prec*) es cualquier forma de hidrometeoro que cae del cielo y llega a la superficie terrestre, fenómeno que incluye lluvia, llovizna, nieve, aguanieve y granizo. La precipitación normalmente se debe a gotas de agua que aumentan de tamaño en las nubes hasta alcanzar el punto en que se precipitan por la fuerza de la gravedad. En la Tabla 3.8 aparece el número de datos de precipitación diarios en cada localidad, siendo de más de 30000 en Madrid, San Sebastián y Tortosa. Además de las fechas iniciales y finales de la base de datos de precipitación, la Tabla 3.8 también incluye el día en el que se alcanzó la máxima precipitación diaria, llegando a 209 mm en Tortosa en octubre de 1940.

Tabla 3.8: Número de datos diarios de precipitación, fecha inicial y final de la base de datos y precipitación máxima registrada en el periodo (entre paréntesis la fecha) para cada localidad.

Localidad	N	Fecha Inicial	Fecha Final	Precipitación máxima (mm)
Ciudad Real	15273	01/11/1970	31/08/2012	76.4 (12/12/1996)
San Sebastian	30895	01/01/1928	31/08/2012	167.7 (31/05/1997)
A Coruña	29921	01/10/1930	31/08/2012	132.7 (08/03/1999)
Madrid	32939	01/01/1920	31/08/2012	87.0 (21/09/1972)
Cáceres	10863	01/12/1982	31/08/2012	128.5 (05/11/1997)
Murcia	10380	01/04/1984	31/08/2012	99.1 (04/11/1987)
Tortosa	33135	01/01/1920	31/08/2012	209.2 (18/10/1940)
Valladolid	14215	01/10/1973	31/08/2012	56.3 (01/09/1999)
Villalba	27604	01/11/1936	30/09/2012	90.8 (05/11/1951)

La precipitación diaria desde el año 2001 hasta el 2010 está representada en la Figura 3.5 para Ciudad Real y A Coruña. Ningún ciclo o patrón es apreciable a simple vista en ninguna de las dos localidades, sin embargo parece que las precipitaciones son más frecuentes en A Coruña. Las medias mensuales y anuales están acompañadas de su desviación estándar en la Tabla 3.9 para cada localidad. El mínimo de precipitación sucede siempre en los meses de julio y agosto, los máximos en los meses de octubre, noviembre y diciembre. En primavera aparece un máximo relativo en la precipitación, por lo que, coincidiendo con *Ledesma* (2011), en la Península Ibérica las precipitaciones son más frecuentes en primavera y otoño. La desviación estándar presenta máximos en primavera y otoño. La media anual de la precipitación diaria alcanza su valor máximo en San Sebastián (4.4 mm) y el mínimo en Murcia (0.8 mm). A Coruña muestra mayor variación anual en los valores mensuales de la precipitación diaria, mientras que Murcia tiene la menor desviación.

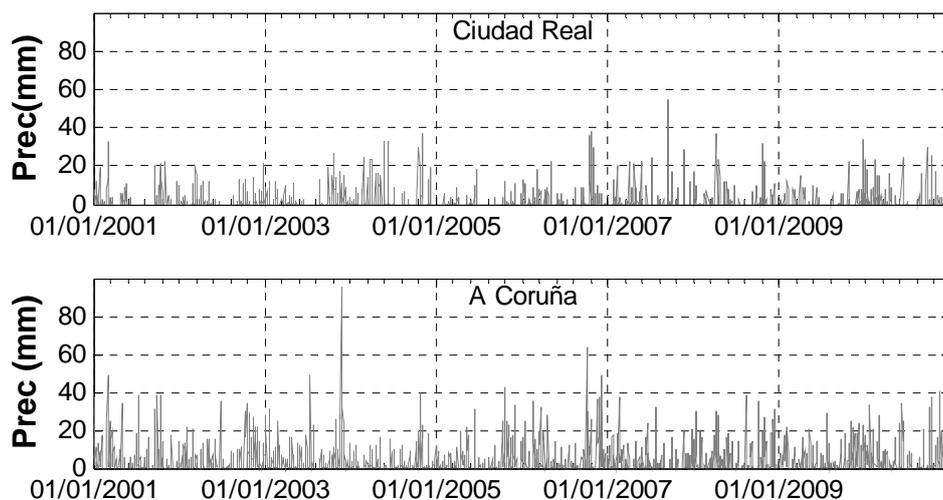


Figura 3.5: Precipitación diaria en Murcia (arriba) y A Coruña (abajo) desde el año 2001 al 2010, ambos incluidos.

Tabla 3.9: Media mensual y anual de precipitación diaria medida para cada localidad en mm. Entre paréntesis la desviación estándar en mm.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	1.2 (3.2)	1.2 (3.2)	1.1 (3.2)	1.6 (3.7)	1.4 (3.8)	0.9 (3.6)	0.2 (2.0)	0.2 (1.3)	0.8 (3.4)	1.7 (4.8)	1.4 (4.0)	1.8 (5.0)	1.1 (0.5)
San Sebastián	4.6 (8.2)	4.0 (7.4)	3.5 (7.2)	4.4 (8.4)	4.1 (9.0)	3.1 (7.5)	2.8 (7.2)	3.7 (9.3)	4.3 (10)	5.3 (11)	5.7 (10)	5.5 (10)	4.4 (0.9)
A Coruña	3.9 (6.6)	3.2 (5.4)	2.8 (5.8)	2.7 (5.0)	2.3 (4.8)	1.5 (4.4)	1.0 (3.5)	1.2 (4.2)	2.2 (5.5)	3.4 (7.1)	4.3 (7.5)	4.2 (7.2)	2.7 (1.1)
Madrid	1.2 (3.5)	1.4 (3.8)	1.2 (3.3)	1.5 (4.0)	1.4 (4.0)	0.9 (3.0)	0.3 (2.1)	0.3 (2.1)	0.9 (3.9)	1.7 (4.9)	1.9 (5.2)	1.6 (4.2)	1.2 (0.5)
Cáceres	1.7 (4.7)	1.7 (4.7)	1.2 (3.6)	1.7 (4.6)	1.6 (4.9)	0.6 (3.1)	0.2 (1.7)	0.2 (1.8)	1.0 (4.3)	2.4 (6.6)	3.0 (8.7)	2.4 (6.0)	1.5 (0.9)
Murcia	0.8 (4.0)	0.9 (4.4)	1.0 (4.0)	0.8 (4.1)	0.9 (3.3)	0.6 (3.5)	0.1 (0.7)	0.3 (2.2)	1.0 (5)	1.1 (5.8)	1.1 (5.1)	0.9 (3.8)	0.8 (0.3)
Tortosa	0.9 (3.8)	1.1 (5.1)	1.2 (4.4)	1.4 (5.3)	2.0 (7.4)	1.2 (5.6)	0.6 (4.0)	1.1 (4.9)	2.3 (10)	2.5 (10)	1.7 (7.6)	1.5 (6.1)	1.5 (0.6)
Valladolid	1.4 (3.6)	1.1 (2.7)	0.8 (2.5)	1.5 (3.8)	1.5 (3.9)	1.0 (3.6)	0.5 (2.6)	0.5 (2.7)	0.9 (3.9)	1.6 (4.3)	1.7 (4.5)	1.7 (4.3)	1.2 (0.4)
Villalba	1.4 (3.6)	1.2 (3.0)	1.2 (3.1)	1.5 (3.4)	1.5 (3.9)	1.2 (4.6)	0.5 (2.8)	0.5 (2.8)	1.1 (4.3)	1.5 (4.2)	1.7 (4.8)	1.6 (4.2)	1.2 (0.4)

Los histogramas de frecuencia de la precipitación diaria en cada localidad están representados en la Figura 3.6. En todos los histogramas domina el modo de precipitaciones menores de 2 mm, siendo San Sebastián y A Coruña las únicas localidades que muestran más del 20% de días con precipitación mayor de 2 mm. Esto coincide con los resultados obtenidos con la insolación, pues se ha observado que estas dos localidades son las que más nubes presentan, siendo éstas las responsables de una mayor precipitación. Las precipitaciones mayores de 12 mm no son frecuentes en Cáceres ni en Valladolid, las de más de 10 mm tampoco ocurren normalmente en Ciudad Real, Madrid y Villalba. Finalmente, es raro encontrar precipitaciones mayores de 6 y 8 mm en Murcia y Tortosa, respectivamente.

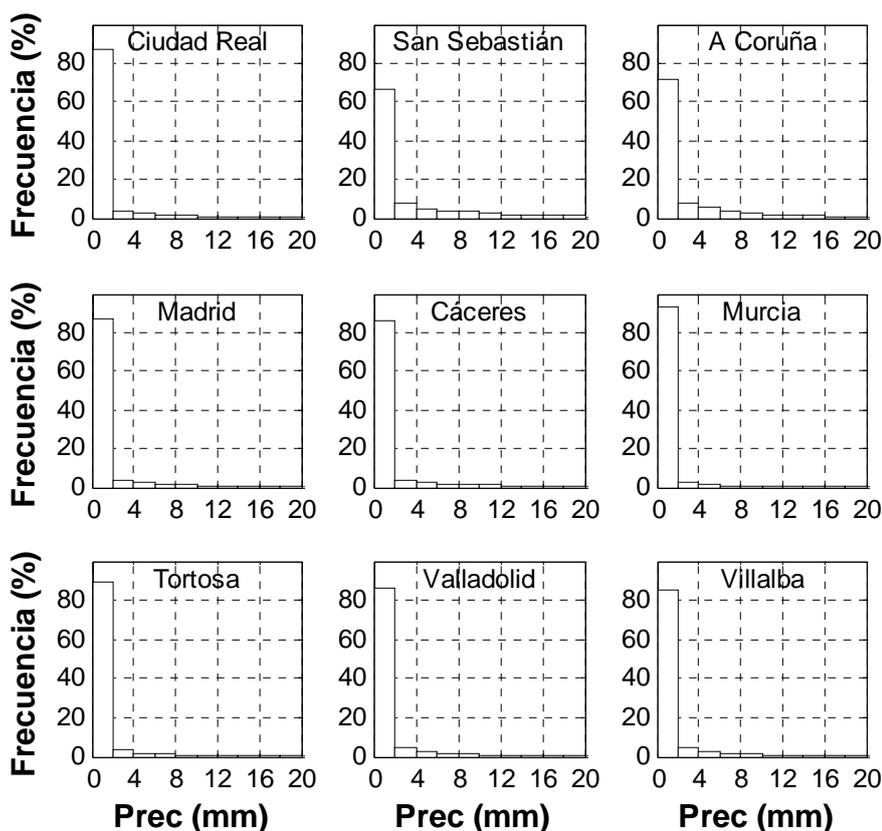


Figura 3.6: Histograma de frecuencias de la precipitación para las nueve localidades.

### 3.1.4.- Temperatura

Las temperaturas  $T$  mínima ( $T_{min}$ ), máxima ( $T_{max}$ ) y media ( $T_{med}$ ) diarias han sido registradas cada día en cada una de las estaciones. La Tabla 3.10 muestra el número de datos diarios de temperatura disponibles, mostrando hasta 4 estaciones con alrededor de 30000 datos diarios. La fecha inicial y final de los datos disponibles aparecen en la Tabla 3.10, siendo las localidades de Tortosa, Madrid y San Sebastián las que tienen datos más antiguos. Además en la Tabla 3.10 están incluidas la temperatura máxima y mínima registrada en todo el periodo de medidas, así como la fecha en la que éstas sucedieron, llegando a alcanzar la temperatura máxima de 45.7°C en Murcia en julio de 1994 y la mínima de -18.8°C en Villalba en enero de 1971.

Tabla 3.10: Número de datos diarios de temperatura, fecha inicial y final de la base de datos y temperatura mínima ( $T_{min}$ ) y máxima ( $T_{max}$ ) registrada (entre paréntesis la fecha) de cada localidad.

Localidad	N	Fecha Inicial	Fecha Final	$T_{min}$ (°C)	$T_{max}$ (°C)
Ciudad Real	13448	01/11/1970	31/08/2012	-13.8 (03/01/1971)	43.4 (24/07/1995)
San Sebastián	29996	04/05/1928	31/08/2012	-12.1 (03/02/1956)	38.6 (04/08/2003)
A Coruña	29814	01/10/1930	31/08/2012	-3.0 (22/02/1948)	39.6 (28/08/1961)
Madrid	31514	01/01/1920	31/08/2012	-10.1 (16/01/1945)	40.6 (10/08/2012)
Cáceres	10510	01/12/1982	31/08/2012	-5.6 (12/02/1983)	42.6 (07/08/2005)
Murcia	10230	01/04/1984	31/08/2012	-7.5 (16/01/1985)	45.7 (04/07/1994)
Tortosa	33061	01/01/1920	31/08/2012	-6.4 (11/02/1956)	43.0 (07/07/1982)
Valladolid	11877	01/10/1973	31/08/2012	-11.5 (14/02/1983)	40.2 (19/07/1995)
Villalba	21157	15/03/1938	30/09/2012	-18.8 (03/01/1971)	39.4 (24/07/1995)

La evolución temporal (2001-2010) de las temperaturas diarias (mínima, media y máxima) en A Coruña y Valladolid está representada en la Figura 3.7. En ambas localidades se puede observar un ciclo anual que corresponde con altas temperaturas en verano y bajas en invierno, sin embargo, en el caso de la localidad de interior se puede ver como los veranos son más calidos y los inviernos más fríos, al contrario que en A Coruña donde la temperatura varía menos a lo largo del año. Además, la variación de temperatura cada día ( $T_{max}-T_{min}$ ) es más pronunciada en Valladolid, probablemente debido a un mayor descenso de las temperaturas por la noche.

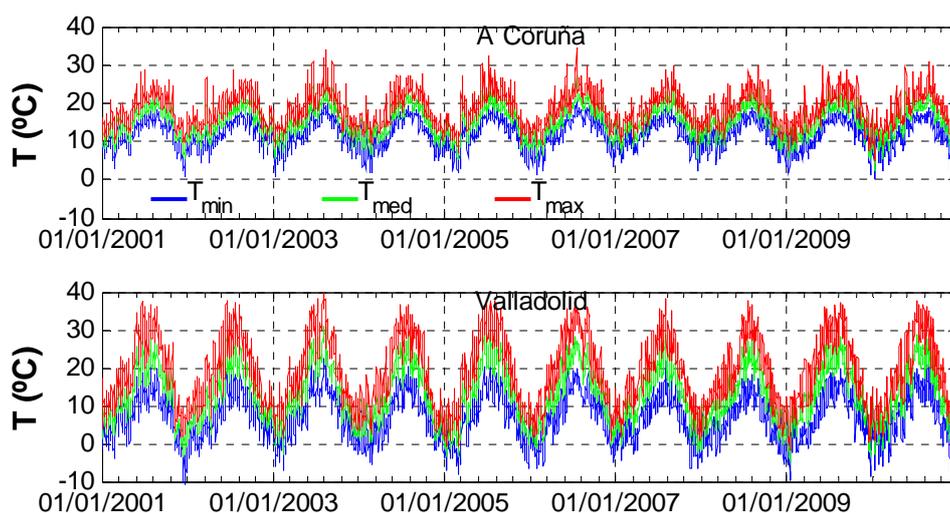


Figura 3.7: Evolución temporal de la temperatura diaria mínima (azul), media (verde) y máxima (rojo) en las localidades de A Coruña (arriba) y Valladolid (abajo) desde el año 2001 al 2010, ambos incluidos.

Las medias mensuales de las distintas temperaturas han sido calculadas promediando los datos pertenecientes a un mismo mes aunque sean de años diferentes, mientras que la media anual se ha calculado como el promedio de las medias mensuales. Las Tablas 3.11, 3.12 y 3.13 muestran para cada localidad la media anual y las medias mensuales de la temperatura diaria mínima, media y máxima, respectivamente.

Respecto a la media mensual de la temperatura mínima diaria, los valores mínimos aparecen en el mes de enero, siendo el mínimo en Villalba (-0.9°C), y los máximos en los meses de verano, llegando a alcanzar el valor más alto en agosto en Murcia (21.0°C). La desviación estándar de la temperatura mínima diaria es mayor en los meses de invierno, apareciendo la máxima en diciembre para Ciudad Real (4.2°C), lo que indica que la temperatura mínima diaria fluctúa más en los meses de invierno, al revés que en los meses de verano, cuando la desviación estándar es mínima en todas las localidades, siendo su valor mínimo de 1.6°C en julio para A Coruña. El valor más alto de la media anual de la temperatura mínima diaria aparece en Murcia (12.3°C) y el más bajo en Villalba (5.1°C).

### Capítulo 3:

Las desviaciones estándar anuales más bajas suceden en A Coruña (3.1°C) y San Sebastián (4.0°C), lo que significa que varía poco durante el año en esas localidades, al revés que en Ciudad Real que tiene el valor máximo de 6.2°C, lo que se corresponde con inviernos muy fríos y veranos muy cálidos. El comportamiento de A Coruña y San Sebastián se debe a dos factores: la presencia de mayor nubosidad, que en estas localidades hace que la radiación solar incidente sea menor (no se calienta mucho durante el día) y a su vez que la radiación térmica terrestre no se escape (no se enfría mucho durante la noche); y la cercanía al mar, pues el mar se calienta durante el día y mantiene la temperatura durante la noche.

Tabla 3.11: Media mensual y anual de la temperatura mínima diaria para cada localidad en °C. Entre paréntesis la desviación estándar en °C.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	0.9 (3.9)	2.0 (3.5)	4.2 (3.3)	6.4 (3.2)	10.2 (3.5)	14.9 (3.6)	17.8 (3.3)	17.5 (3.3)	14.0 (3.3)	9.3 (3.3)	4.4 (3.9)	1.9 (4.2)	8.6 (6.2)
San Sebastian	5.4 (3.9)	5.4 (3.9)	7.0 (3.4)	8.1 (2.8)	10.6 (2.7)	13.5 (2.3)	15.5 (2.0)	16.0 (2.1)	14.7 (2.6)	12.1 (3.3)	8.4 (3.5)	6.1 (3.8)	10.3 (4.0)
A Coruña	7.5 (2.9)	7.4 (2.9)	8.5 (2.5)	9.3 (2.2)	11.2 (2.1)	13.6 (1.9)	15.2 (1.6)	15.7 (1.7)	14.6 (2.0)	12.4 (2.4)	9.8 (2.8)	8.2 (3.0)	11.1 (3.1)
Madrid	2.1 (3.2)	2.9 (3.1)	5.3 (3.0)	7.2 (2.9)	10.7 (3.3)	15.0 (3.3)	18.0 (2.8)	17.8 (2.7)	14.6 (3.1)	10.1 (3.1)	5.5 (3.2)	2.8 (3.3)	9.3 (5.9)
Cáceres	3.6 (3.5)	4.5 (3.3)	6.7 (2.9)	8.4 (2.7)	11.6 (3.1)	16 (3.2)	18.7 (3.1)	18.7 (2.8)	16.0 (2.8)	11.9 (2.8)	7.5 (3.6)	4.9 (3.7)	10.7 (5.6)
Murcia	4.7 (3.2)	5.8 (3.1)	7.7 (2.9)	9.8 (2.8)	13.4 (2.9)	17.5 (2.6)	20.4 (2.1)	21.0 (2.0)	18.0 (2.6)	14.0 (2.8)	9.0 (3.5)	5.8 (3.3)	12.3 (5.9)
Tortosa	5.4 (3.4)	6.1 (3.4)	7.9 (2.9)	10.2 (2.4)	13.4 (2.4)	17.2 (2.3)	20.0 (1.9)	20.3 (1.9)	17.5 (2.5)	13.4 (2.8)	9.0 (3.2)	6.3 (3.5)	12.2 (5.5)
Valladolid	0.3 (3.7)	0.8 (3.6)	2.5 (3.4)	4.4 (3.2)	7.7 (3.4)	11.3 (3.2)	13.6 (2.9)	13.8 (2.8)	11.1 (3.1)	7.3 (3.4)	3.1 (3.9)	1.1 (4.0)	6.4 (5.1)
Villalba	-0.9 (3.8)	-0.4 (3.6)	1.4 (3.5)	3.2 (3.4)	6.2 (3.4)	9.8 (3.2)	11.9 (3.0)	12.1 (2.9)	10.1 (3.2)	6.4 (3.5)	2.1 (3.7)	-0.2 (3.8)	5.1 (4.9)

Tabla 3.12: Media mensual y anual de la temperatura media diaria para cada localidad en °C. Entre paréntesis la desviación estándar en °C.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	5.9 (2.9)	7.7 (2.9)	10.7 (3.3)	12.8 (3.4)	17.0 (4.0)	22.4 (3.9)	25.9 (3.0)	25.5 (3.0)	21.2 (3.3)	15.3 (3.3)	9.7 (3.1)	6.6 (3.1)	15.1 (7.3)
San Sebastian	8.0 (3.8)	8.2 (4.0)	10.2 (3.7)	11.3 (3.3)	14.0 (3.3)	16.7 (2.8)	18.6 (2.4)	19.1 (2.5)	17.9 (3.0)	15.0 (3.5)	11.0 (3.5)	8.6 (3.7)	13.2 (4.2)
A Coruña	10.3 (2.4)	10.4 (2.6)	11.8 (2.4)	12.6 (2.2)	14.4 (2.3)	16.8 (2.1)	18.5 (1.8)	19.1 (1.7)	18.1 (2.0)	15.7 (2.4)	12.7 (2.4)	10.9 (2.5)	14.3 (3.3)
Madrid	5.7 (2.8)	7.2 (2.9)	10.2 (3.2)	12.6 (3.2)	16.3 (3.8)	21 (3.7)	24.5 (3.0)	24.2 (2.9)	20.2 (3.4)	14.6 (3.2)	9.2 (2.9)	6.1 (2.8)	14.3 (6.9)
Cáceres	7.8 (2.6)	9.3 (2.8)	12.2 (2.9)	13.9 (3.1)	17.7 (3.8)	23 (3.8)	26.2 (3.3)	26.0 (3.1)	22.4 (3.4)	17.1 (3.1)	11.8 (2.9)	8.7 (2.8)	16.3 (6.7)
Murcia	10.7 (2.7)	12.1 (2.7)	14.3 (2.8)	16.6 (2.6)	20.1 (2.8)	24.3 (2.6)	27.2 (1.9)	27.7 (1.9)	24.2 (2.3)	19.8 (2.5)	14.7 (3.0)	11.5 (2.6)	18.6 (6.2)
Tortosa	9.7 (3.2)	10.9 (3.2)	13.2 (2.7)	15.5 (2.5)	18.7 (2.7)	22.6 (2.5)	25.4 (2.0)	25.6 (2.0)	22.7 (2.4)	18.3 (2.7)	13.4 (3.0)	10.3 (3.2)	17.2 (5.8)
Valladolid	4.2 (3.1)	5.9 (3.0)	8.7 (3.2)	10.5 (3.3)	14.3 (3.8)	19.0 (3.7)	22.0 (3.1)	21.9 (3.1)	18.4 (3.4)	13.0 (3.2)	7.7 (3.3)	4.8 (3.4)	12.5 (6.5)
Villalba	3.1 (3.3)	4.6 (3.2)	7.3 (3.3)	9.3 (3.4)	12.7 (3.8)	17.1 (3.7)	20.2 (3.2)	20.1 (3.2)	17.1 (3.6)	12.1 (3.4)	6.9 (3.3)	3.6 (3.2)	11.2 (6.3)

## Análisis y caracterización de distintos parámetros atmosféricos en cada localidad

Los máximos de las medias mensuales de  $T_{med}$  y  $T_{max}$  también aparecen en los meses de verano, con los máximos de 27.7°C ( $T_{med}$ ) y 34.3° ( $T_{max}$ ) en agosto para Murcia, y los mínimos suceden en invierno para todas las localidades, siendo el valor mínimo de  $T_{med}$  de 3.1°C y de  $T_{max}$  de 7.1°C en enero para Villalba. Las localidades de San Sebastián, A Coruña, Murcia y Tortosa muestran una mayor variabilidad en la  $T_{med}$  en los meses de invierno, mientras que el resto de localidades tienen los mayores valores de desviación estándar en los meses de mayo y junio para la  $T_{med}$ . En el caso de la  $T_{max}$  las fluctuaciones más altas aparecen en los meses de mayo y junio para Ciudad Real, Madrid, Cáceres, Valladolid y Villalba, pero en el resto de localidades las máximas desviaciones aparecen en febrero y marzo. La máxima media anual de  $T_{med}$  es de 18.6°C y de  $T_{max}$  de 24.9°C, ambas en Murcia, y la mínima media anual de  $T_{med}$  es de 11.2°C para Villalba y de  $T_{max}$  es de 16.2°C para San Sebastián. Las máximas variaciones anuales de  $T_{med}$  y  $T_{max}$  ocurren en Ciudad Real y las mínimas en A Coruña y San Sebastián, de igual modo que sucede con la  $T_{min}$ , lo que indica un menor cambio entre las temperaturas de invierno y verano en las localidades próximas al mar.

Tabla 3.13: Media mensual y anual de la temperatura máxima diaria para cada localidad en °C. Entre paréntesis la desviación estándar en °C.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	10.8 (3.3)	13.5 (3.7)	17.1 (4.5)	19.3 (4.6)	23.8 (5.3)	29.9 (4.9)	34.0 (3.7)	33.5 (3.6)	28.3 (4.4)	21.4 (4.3)	15.0 (3.6)	11.2 (3.0)	21.5 (8.4)
San Sebastian	10.6 (4.1)	11.0 (4.5)	13.3 (4.4)	14.4 (4.2)	17.3 (4.5)	19.8 (3.9)	21.6 (3.5)	22.2 (3.5)	21.1 (3.9)	18.0 (4.1)	13.6 (3.8)	11.0 (3.9)	16.2 (4.4)
A Coruña	13.0 (2.4)	13.4 (2.8)	15 (3.0)	15.8 (2.8)	17.7 (3.0)	20.1 (2.9)	21.9 (2.6)	22.6 (2.4)	21.6 (2.6)	19.0 (2.9)	15.6 (2.6)	13.5 (2.4)	17.4 (3.5)
Madrid	9.2 (3.1)	11.4 (3.5)	15.1 (4.0)	17.9 (4.1)	21.8 (4.7)	27.1 (4.6)	31.1 (3.5)	30.5 (3.5)	25.7 (4.2)	19.0 (3.9)	12.9 (3.1)	9.4 (2.8)	19.3 (7.9)
Cáceres	12.0 (2.6)	14.0 (3.2)	17.7 (3.8)	19.4 (4.3)	23.9 (4.9)	29.9 (4.8)	33.7 (3.9)	33.2 (3.8)	28.9 (4.5)	22.2 (4.2)	16.0 (3.1)	12.5 (2.5)	21.9 (7.9)
Murcia	16.6 (3.3)	18.3 (3.8)	20.9 (4.1)	23.4 (3.5)	26.7 (3.6)	31.1 (3.3)	34.0 (2.7)	34.3 (2.7)	30.5 (3.1)	25.6 (3.1)	20.4 (3.6)	17.2 (3.1)	24.9 (6.4)
Tortosa	14.1 (3.9)	15.8 (4.0)	18.5 (3.8)	20.8 (3.5)	24.0 (3.6)	28.0 (3.4)	30.8 (2.6)	30.9 (2.7)	28.0 (3.1)	23.2 (3.5)	17.9 (3.6)	14.4 (3.6)	22.2 (6.2)
Valladolid	8.1 (3.4)	11.1 (3.6)	14.9 (4.2)	16.7 (4.5)	21.0 (4.9)	26.7 (4.9)	30.4 (4.2)	29.9 (4.1)	25.7 (4.7)	18.8 (4.3)	12.4 (3.9)	8.6 (3.5)	18.7 (8.0)
Villalba	7.1 (3.5)	9.7 (3.9)	13.2 (4.3)	15.4 (4.3)	19.1 (4.9)	24.5 (4.9)	28.4 (4.1)	28.0 (4.1)	24.1 (4.8)	17.8 (4.4)	11.6 (3.8)	7.5 (3.4)	17.2 (7.7)

Finalmente, en la Figura 3.8 se muestra un histograma de frecuencias para cada localidad con las temperaturas diarias mínima, media y máxima. Se observa que en las localidades costeras las temperaturas máximas y mínimas están más próximas a la media, estando todo el rango de temperaturas comprendido entre 5°C y 25°C. En el resto de localidades existe mayor separación entre las máximas y mínimas, quedando en un punto intermedio las temperaturas medias. Esta menor diferencia se debe a la influencia del mar (mantiene la temperatura por la noche) y a la alta presencia de nubes, como ya se ha explicado. Las temperaturas mínimas más bajas son más frecuentes en Ciudad Real, Madrid, Valladolid y Villalba, teniendo temperaturas mínimas menores de 0°C ocasionalmente. Temperaturas máximas mayores de 35°C aparecen en Ciudad Real, Cáceres y Murcia. Estos resultados indican que en Ciudad Real es donde mayor rango de temperaturas hay, al contrario que en las localidades costeras, seguidas de Tortosa, cuyas temperaturas se encuentran entre 0° y 35°C.

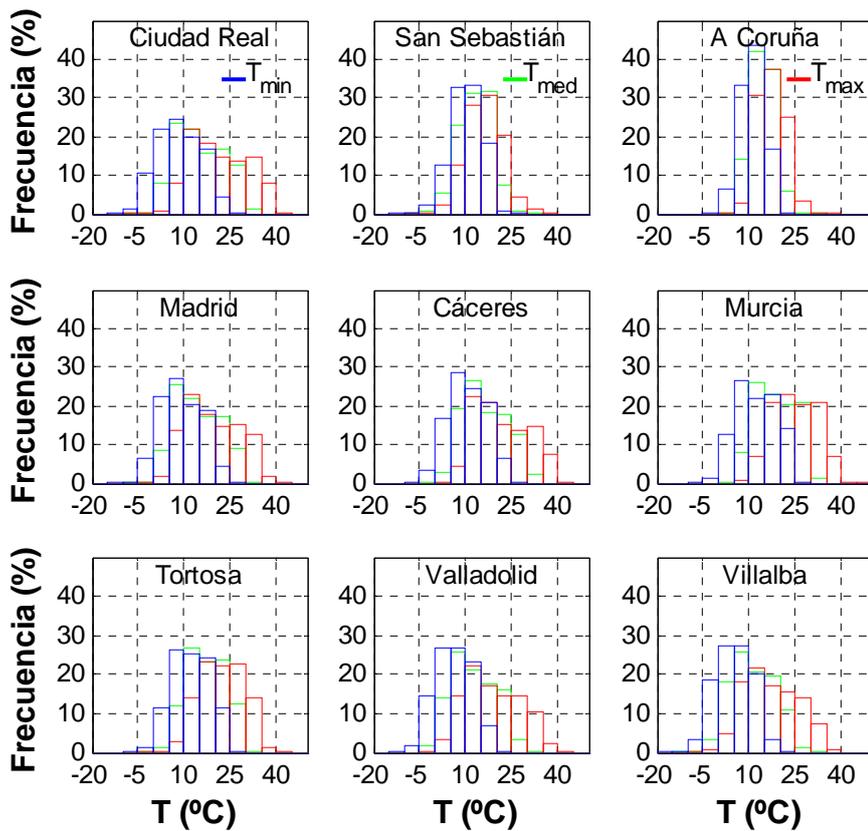


Figura 3.8: Histograma de frecuencias de la temperatura diaria mínima (azul), media (verde) y máxima (rojo) para las nueve localidades.

La diferencia fundamental entre los climas marítimos y continentales estriba en la oscilación anual de la temperatura, siendo los continentales muy calientes en verano y muy fríos en invierno, mientras que en la costa los inviernos son más suaves y los veranos más frescos (*Ledesma, 2011*). En conclusión, se ha observado como las temperaturas registradas muestran un clima marítimo en las localidades costeras de A Coruña y San Sebastián y continental en el resto.

### 3.2.- Ozono

Se ha seguido el criterio de prioridad de la Tabla 2.5 para crear la base de datos de ozono desde 1950 hasta 2011 para las 9 localidades que se van a usar durante este trabajo; la Tabla 3.14 muestra la cantidad de datos de cada fuente que se han utilizado para ese periodo.

Tabla 3.14: Número de datos de ozono utilizados para obtener la serie de datos de 1950 a 2011 según localidad y fuente de datos.

Localidad	Brewer	TOMS NIMBUS	TOMS EP	GOME	OMI TOMS	OMI DOAS	GOME 2	COST 726	Días sin dato
Ciudad Real	0	5208	3262	564	1558	33	186	11817	17
San Sebastian	0	5208	3292	667	1486	24	182	11777	9
A Coruña	4236	5214	1037	222	159	2	22	11751	2
Madrid	6204	4987	680	24	47	0	5	10696	2
Cáceres	0	5209	3292	572	1540	30	193	11788	21
Murcia	5044	5202	446	135	73	2	14	11729	0
Tortosa	0	5198	3268	198	1802	26	205	11912	36
Valladolid	0	5208	3265	688	1463	51	158	11795	17
Villalba	0	5211	3293	569	1546	51	175	11787	13

Una vez obtenidas, las series de datos completas de ozono se analizan. La Figura 3.9 presenta la evolución diaria desde 1991 a 2000 para A Coruña y Murcia. Se puede observar que existe un ciclo anual que muestra los mínimos de TOC en otoño y los máximos en primavera. Por otro lado parece mostrar mayores valores la localidad de A Coruña que la de Murcia.

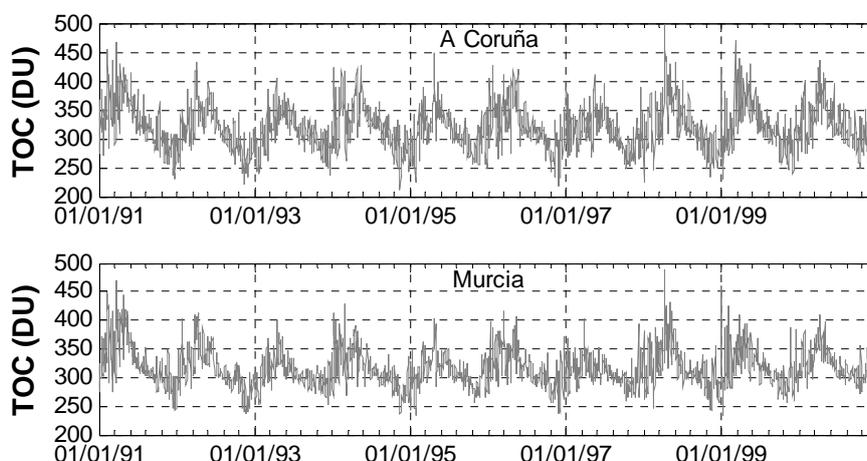


Figura 3.9: Evolución temporal de la columna de ozono diaria en A Coruña (arriba) y Murcia (abajo) desde el año 1991 al 2000, ambos incluidos.

La media mensual y su desviación estándar, obtenidas utilizando todos los valores de ozono de cada mes medidos durante el periodo 1950-2011, se encuentra en la Tabla 3.15 para cada localidad. Los resultados indican que el mínimo del ozono promedio aparece en los meses de octubre y noviembre y el máximo en abril, lo cual está en acuerdo con lo observado en la Figura 3.9. El mes que muestra mayor dispersión en los valores de ozono es marzo, al revés que agosto que muestra la menor desviación. Existe un incremento en el ozono promedio anual según incrementa la latitud de la localidad, siendo Ciudad Real, Cáceres y Murcia las estaciones con menor ozono promedio. El promedio anual de ozono varía entre 319 y 328 DU dependiendo de la localidad. San Sebastian y A Coruña presentan mayor variación en los valores de ozono mensuales, siendo Murcia, Ciudad Real y Cáceres las que menos dispersión presentan.

### Capítulo 3:

Tabla 3.15: Media mensual (desviación estándar entre paréntesis) de los datos de columna de ozono en DU para el periodo 1950-2011 y para cada localidad.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	313.4 (32.2)	330.0 (31.8)	344.2 (35.1)	358.8 (30.8)	350.5 (28.5)	334.7 (17.4)	315.6 (13.0)	308.0 (11.2)	299.6 (13.5)	288.1 (17.3)	287.9 (23.9)	297.8 (26.4)	319.1 (24.3)
San Sebastian	323.2 (37.3)	344.9 (38.2)	359.4 (39.6)	370.7 (33.5)	362.6 (30.7)	347.6 (20.9)	330.4 (17.5)	318.9 (15.5)	302.1 (16.9)	289.6 (19.8)	288.4 (25.5)	302.4 (30.0)	328.3 (28.9)
A Coruña	320.7 (34.8)	341.9 (36.3)	357.4 (39.4)	368.4 (32.9)	364.9 (29.4)	346.3 (20.0)	330.3 (16.3)	318.6 (14.1)	302.9 (16.4)	289.5 (19.4)	287.5 (25.0)	301.4 (30.1)	327.5 (28.6)
Madrid	317.3 (34.6)	335.4 (34.1)	348.7 (36.7)	362.7 (31.8)	352.6 (29.0)	337.4 (18.8)	318.7 (14.1)	310.5 (12.2)	300.4 (15.2)	288.8 (18.8)	289.4 (25.7)	300.9 (28.7)	321.9 (25.2)
Cáceres	314.4 (32.4)	331.2 (31.7)	344.8 (35.4)	359.8 (31.7)	353.0 (27.6)	336.6 (17.5)	318.2 (13.2)	310.0 (11.6)	301.2 (14.5)	288.9 (17.9)	288.1 (24)	298.1 (27.0)	320.3 (24.6)
Murcia	316.9 (32.1)	333.3 (31.5)	347.7 (34.1)	359.3 (28.6)	349.3 (27.7)	334.8 (16.5)	314.8 (12.1)	308.9 (10.7)	301.2 (12.3)	290.5 (16.4)	291.9 (21.9)	300.1 (25.3)	320.7 (23.6)
Tortosa	322.1 (35.8)	343.0 (36.2)	354.3 (36.5)	366.7 (30.7)	356.0 (28.1)	341.0 (18.4)	321.7 (14.9)	313.6 (13.4)	302.7 (14.1)	291.1 (18.9)	289.8 (23.1)	302.7 (27.4)	325.4 (26.4)
Valladolid	316.8 (34.8)	336.4 (35.4)	351.0 (39.2)	364.1 (33.2)	356.0 (29.2)	339 (19.2)	321.2 (15.4)	311.5 (13.4)	300.2 (16.4)	287.2 (19.5)	286.9 (25.3)	299.6 (29.3)	322.5 (26.7)
Villalba	316.8 (34.8)	336.4 (35.3)	351.0 (39.2)	363.9 (33.2)	356.3 (29.1)	339.1 (19.3)	321.5 (15.4)	311.6 (13.4)	300.0 (16.3)	287.0 (19.4)	286.5 (25.1)	299.7 (29.4)	322.5 (26.8)

Los histogramas de frecuencia de la Figura 3.10 muestran como el valor más frecuente de TOC en la Península Ibérica está entre 300 y 325 DU. Además se observa que Murcia, Ciudad Real y Cáceres presentan menor variación en la distribución, al revés que las localidades costeras de A Coruña y San Sebastián, lo que coincide con los resultados de la Tabla 3.15.

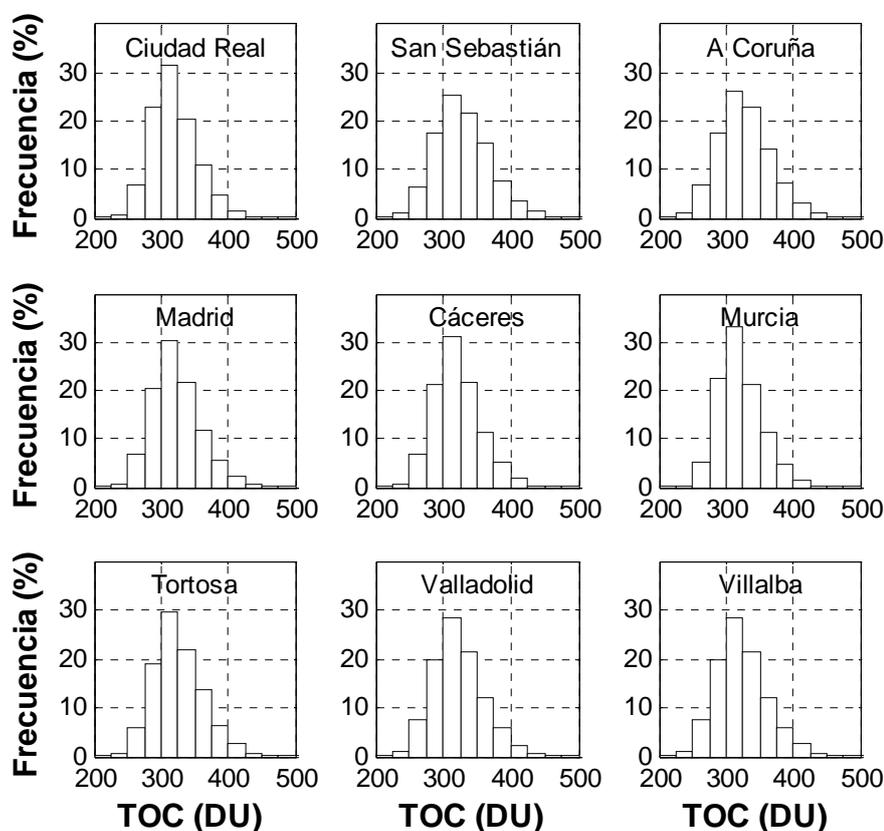


Figura 3.10: Histograma de frecuencias de la columna de ozono para las nueve localidades.

### 3.3.- Aerosol

En este apartado se utilizan los datos diarios obtenidos de AOD a 443 y 670 nm del MISR y también los datos del satélite OMI (“overpass” < 40 km) que contienen los datos de SSA a 354 y 500 nm. El número de datos que se tiene de cada satélite para cada localidad está en la Tabla 3.16.

Tabla 3.16: Número de datos disponibles del instrumento MISR (AOD<sub>443</sub> y AOD<sub>670</sub>) y OMI (SSA<sub>354</sub> y SSA<sub>500</sub>) para cada localidad.

Localidad	N (MISR)	N (OMI)
Ciudad Real	603	1463
San Sebastián	373	879
A Coruña	496	1013
Madrid	572	1440
Cáceres	682	1523
Murcia	612	1600
Tortosa	599	1532
Valladolid	443	1274
Villalba	499	1256

La Figura 3.11 muestra la evolución temporal del AOD a 443 nm y del exponente de Ångström (calculado a partir del AOD<sub>443</sub> y AOD<sub>670</sub>) en Madrid. Se puede observar un ciclo anual en el espesor óptico, apareciendo los valores máximos en verano y los mínimos en invierno. En el caso del exponente de Ångström no se observa un patrón definido en su evolución, la cual dependerá del tipo de aerosol que se encuentre. Otra característica que se puede observar en la Figura 3.11, es la presencia de eventos concretos, en los que aparecen máximos en los valores de AOD. Por ejemplo, el día 9 de agosto de 2010 (señalado con un círculo en la Figura 3.11) se registró un AOD a 443 nm de 0.88 y un exponente de Ångström de 0.32, lo que indica la presencia de partículas gruesas. En ese caso concreto se trata de un evento de intrusión de polvo desértico procedente de África, que ocurren con frecuencia en la Península Ibérica en verano, y que fue detectado por el sistema CALIMA (Caracterización de aerosoles originados por masas de aire Africanas: [www.calima.ws](http://www.calima.ws)).

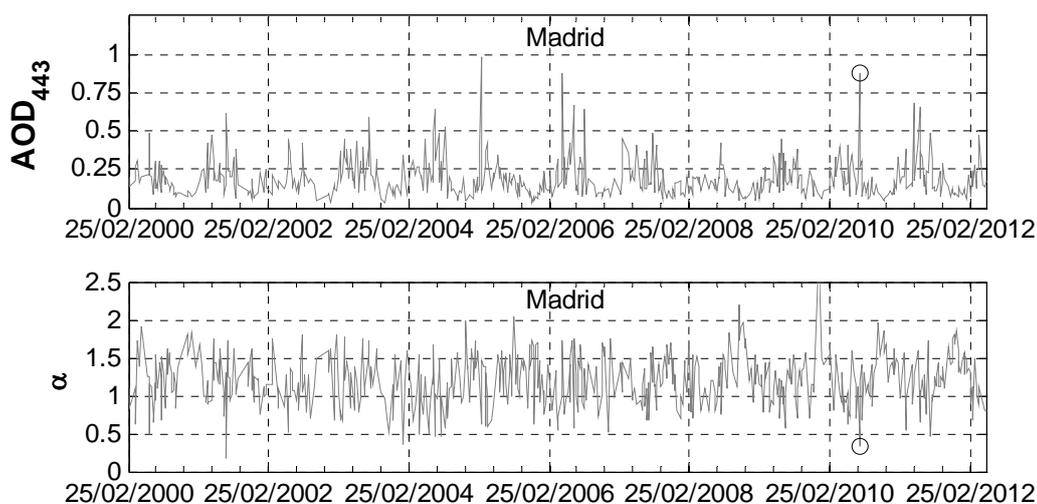


Figura 3.11: Evolución temporal del AOD a 443 nm (arriba) y del exponente de Ångström (abajo) en Madrid. Con un círculo está señalada la fecha del 9 de agosto de 2010.

### Capítulo 3:

Las medias mensuales para cada localidad del AOD a 443 nm y del exponente de Ångström se encuentran en la Tabla 3.17 y 3.18, respectivamente. El espesor óptico de aerosoles mensual muestra el ciclo anual observado en la Figura 3.11, en el que los máximos valores de AOD aparecen en los meses de verano y los mínimos en invierno para todas las localidades. Por otro lado, los mayores valores de la desviación estándar aparecen en los meses de primavera y verano, según la localidad. Los valores anuales se han calculado como el promedio de los valores mensuales. El valor anual más alto de AOD a 443 nm aparece en Murcia (0.23), mientras que el más bajo es en Cáceres (0.15).

Tabla 3.17: Media mensual y anual del espesor óptico de aerosoles a 443 nm para cada mes y localidad. La desviación estándar aparece entre paréntesis.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	0.08 (0.04)	0.13 (0.08)	0.18 (0.14)	0.20 (0.11)	0.20 (0.08)	0.28 (0.16)	0.21 (0.11)	0.24 (0.11)	0.19 (0.09)	0.14 (0.10)	0.09 (0.05)	0.08 (0.04)	0.17 (0.06)
San Sebastián	0.13 (0.07)	0.20 (0.12)	0.23 (0.16)	0.17 (0.08)	0.23 (0.12)	0.28 (0.18)	0.27 (0.17)	0.27 (0.16)	0.21 (0.13)	0.16 (0.08)	0.16 (0.09)	0.15 (0.10)	0.21 (0.05)
A Coruña	0.13 (0.11)	0.14 (0.11)	0.17 (0.08)	0.17 (0.13)	0.21 (0.17)	0.19 (0.13)	0.19 (0.13)	0.21 (0.15)	0.18 (0.13)	0.16 (0.10)	0.12 (0.08)	0.11 (0.06)	0.17 (0.03)
Madrid	0.10 (0.04)	0.14 (0.07)	0.19 (0.15)	0.26 (0.10)	0.23 (0.14)	0.26 (0.12)	0.22 (0.13)	0.24 (0.13)	0.20 (0.12)	0.15 (0.06)	0.10 (0.04)	0.09 (0.04)	0.18 (0.06)
Cáceres	0.09 (0.04)	0.11 (0.06)	0.17 (0.11)	0.18 (0.08)	0.18 (0.07)	0.22 (0.10)	0.20 (0.12)	0.21 (0.13)	0.19 (0.12)	0.13 (0.07)	0.09 (0.05)	0.09 (0.05)	0.15 (0.05)
Murcia	0.12 (0.07)	0.16 (0.09)	0.19 (0.10)	0.28 (0.21)	0.33 (0.14)	0.39 (0.19)	0.35 (0.18)	0.34 (0.17)	0.26 (0.13)	0.18 (0.09)	0.13 (0.08)	0.10 (0.07)	0.23 (0.10)
Tortosa	0.08 (0.04)	0.13 (0.12)	0.15 (0.11)	0.17 (0.06)	0.22 (0.10)	0.27 (0.13)	0.25 (0.12)	0.24 (0.12)	0.19 (0.10)	0.11 (0.06)	0.09 (0.06)	0.09 (0.05)	0.17 (0.07)
Valladolid	0.10 (0.04)	0.15 (0.07)	0.19 (0.09)	0.22 (0.09)	0.22 (0.17)	0.23 (0.11)	0.23 (0.13)	0.24 (0.19)	0.17 (0.09)	0.15 (0.09)	0.10 (0.04)	0.08 (0.03)	0.17 (0.06)
Villalba	0.10 (0.04)	0.15 (0.08)	0.23 (0.25)	0.22 (0.11)	0.27 (0.24)	0.24 (0.12)	0.23 (0.12)	0.25 (0.19)	0.16 (0.08)	0.15 (0.08)	0.10 (0.04)	0.08 (0.03)	0.18 (0.07)

Tabla 3.18: Media mensual y anual del exponente de Ångström para cada mes y localidad. La desviación estándar aparece entre paréntesis.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	1.35 (0.24)	1.26 (0.30)	1.14 (0.30)	1.11 (0.27)	0.99 (0.25)	1.02 (0.26)	1.05 (0.26)	1.12 (0.30)	1.18 (0.27)	1.19 (0.26)	1.39 (0.28)	1.40 (0.29)	1.18 (0.14)
San Sebastián	0.89 (0.32)	0.94 (0.31)	0.87 (0.38)	0.73 (0.40)	0.83 (0.49)	0.72 (0.41)	0.84 (0.48)	0.73 (0.33)	0.79 (0.42)	0.66 (0.33)	0.84 (0.40)	0.99 (0.45)	0.82 (0.10)
A Coruña	1.10 (0.53)	1.14 (0.32)	1.14 (0.39)	0.99 (0.41)	1.06 (0.38)	1.11 (0.36)	1.09 (0.33)	1.05 (0.37)	1.07 (0.41)	1.10 (0.38)	1.09 (0.36)	1.17 (0.40)	1.09 (0.05)
Madrid	1.35 (0.37)	1.25 (0.30)	1.16 (0.33)	1.12 (0.32)	1.05 (0.29)	1.05 (0.29)	1.12 (0.34)	1.18 (0.32)	1.20 (0.28)	1.22 (0.19)	1.34 (0.38)	1.44 (0.34)	1.21 (0.12)
Cáceres	1.18 (0.21)	1.18 (0.22)	1.10 (0.31)	1.07 (0.27)	1.04 (0.33)	1.11 (0.28)	1.08 (0.27)	1.13 (0.27)	1.24 (0.25)	1.22 (0.26)	1.31 (0.28)	1.30 (0.30)	1.16 (0.09)
Murcia	1.53 (0.33)	1.41 (0.29)	1.33 (0.30)	1.22 (0.35)	1.21 (0.44)	1.16 (0.35)	1.17 (0.39)	1.23 (0.41)	1.31 (0.25)	1.36 (0.31)	1.53 (0.34)	1.67 (0.34)	1.34 (0.16)
Tortosa	1.62 (0.28)	1.48 (0.36)	1.48 (0.33)	1.52 (0.37)	1.40 (0.47)	1.47 (0.40)	1.53 (0.42)	1.44 (0.36)	1.43 (0.39)	1.46 (0.42)	1.55 (0.38)	1.44 (0.39)	1.49 (0.06)
Valladolid	1.28 (0.32)	1.30 (0.34)	1.22 (0.31)	1.07 (0.35)	0.93 (0.37)	0.94 (0.23)	1.01 (0.29)	1.10 (0.34)	1.16 (0.29)	1.30 (0.36)	1.33 (0.32)	1.49 (0.30)	1.18 (0.17)
Villalba	1.19 (0.28)	1.26 (0.36)	1.14 (0.31)	1.02 (0.34)	0.88 (0.32)	0.93 (0.22)	1.02 (0.26)	1.10 (0.34)	1.16 (0.29)	1.30 (0.37)	1.38 (0.31)	1.45 (0.33)	1.15 (0.17)

## Análisis y caracterización de distintos parámetros atmosféricos en cada localidad

Por lo general los valores del exponente de Ångström (Tabla 3.18) tienden a ser menores en los meses de verano, lo cual puede ser debido a que en ese periodo existe un mayor número de eventos de polvo desértico, lo que contribuye a tener partículas más gruesas (menor  $\alpha$ ). La desviación estándar es menor de 0.5 en todas las localidades, excepto en A Coruña en enero, y por debajo de 0.4 en la mayoría de localidades. El  $\alpha$  medio anual es mayor de 1, excepto en San Sebastián, y la mayor variación intra-anual es en Valladolid siendo la mínima en Tortosa.

En cuanto al SSA, las Tablas 3.19 y 3.20 presentan las medias mensuales de SSA a 500 nm y 354 nm, respectivamente. En ambas no existe ningún patrón anual y los valores son cercanos a 1 (aerosol no absorbente) siendo Murcia y Madrid las localidades que muestran valores más bajos.

Tabla 3.19: Media mensual y anual del SSA a 500 nm para cada mes y localidad. La desviación estándar aparece entre paréntesis.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.99 (0.03)	0.98 (0.04)	0.98 (0.03)	0.99 (0.03)	0.97 (0.03)	0.97 (0.03)	0.97 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.006)
San Sebastián	0.99 (0.02)	0.97 (0.04)	0.98 (0.03)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	1 (0.01)	0.99 (0.02)	0.99 (0.02)	0.99 (0.01)	0.99 (0.02)	0.99 (0.02)	0.99 (0.02)	0.99 (0.007)
A Coruña	0.99 (0.01)	0.99 (0.02)	0.98 (0.04)	1 (0.01)	1 (0.01)	0.99 (0.02)	0.99 (0.01)	0.99 (0.02)	0.99 (0.01)	0.99 (0.02)	0.99 (0.01)	0.98 (0.02)	0.99 (0.004)
Madrid	0.97 (0.04)	0.96 (0.04)	0.97 (0.04)	0.96 (0.06)	0.97 (0.04)	0.98 (0.03)	0.96 (0.03)	0.96 (0.03)	0.97 (0.03)	0.95 (0.03)	0.96 (0.04)	0.96 (0.03)	0.96 (0.006)
Cáceres	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.99 (0.02)	0.99 (0.03)	0.99 (0.02)	0.99 (0.02)	0.97 (0.03)	0.97 (0.03)	0.98 (0.03)	0.97 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.007)
Murcia	0.95 (0.05)	0.96 (0.05)	0.95 (0.05)	0.95 (0.05)	0.97 (0.04)	0.97 (0.03)	0.97 (0.03)	0.97 (0.03)	0.98 (0.03)	0.97 (0.03)	0.96 (0.04)	0.97 (0.03)	0.96 (0.009)
Tortosa	0.99 (0.02)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.98 (0.04)	0.99 (0.03)	0.99 (0.02)	0.99 (0.004)						
Valladolid	0.99 (0.03)	0.97 (0.04)	0.98 (0.03)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.97 (0.03)	0.97 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.99 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.007)
Villalba	0.99 (0.03)	0.98 (0.04)	0.99 (0.02)	1 (0.01)	1 (0.01)	0.99 (0.02)	0.98 (0.03)	0.97 (0.03)	0.98 (0.03)	0.97 (0.03)	0.99 (0.02)	0.98 (0.03)	0.98 (0.009)

Tabla 3.20: Media mensual y anual del SSA a 354 nm para cada mes y localidad. La desviación estándar aparece entre paréntesis.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.99 (0.03)	0.98 (0.04)	0.98 (0.03)	0.98 (0.04)	0.95 (0.06)	0.95 (0.06)	0.96 (0.05)	0.97 (0.04)	0.98 (0.04)	0.98 (0.03)	0.97 (0.01)
San Sebastián	0.99 (0.03)	0.97 (0.05)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.98 (0.03)	0.99 (0.02)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.99 (0.02)	0.99 (0.03)	0.98 (0.03)	0.98 (0.03)	0.99 (0.007)
A Coruña	0.98 (0.02)	0.98 (0.04)	0.97 (0.04)	0.99 (0.02)	0.99 (0.02)	0.98 (0.04)	0.98 (0.03)	0.98 (0.04)	0.98 (0.03)	0.96 (0.05)	0.98 (0.03)	0.96 (0.05)	0.98 (0.009)
Madrid	0.95 (0.06)	0.96 (0.05)	0.96 (0.06)	0.95 (0.07)	0.95 (0.06)	0.96 (0.05)	0.92 (0.06)	0.93 (0.06)	0.94 (0.07)	0.92 (0.07)	0.95 (0.06)	0.95 (0.05)	0.94 (0.01)
Cáceres	0.98 (0.04)	0.98 (0.03)	0.99 (0.02)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.97 (0.05)	0.96 (0.05)	0.97 (0.05)	0.97 (0.04)	0.97 (0.04)	0.98 (0.04)	0.98 (0.01)
Murcia	0.94 (0.06)	0.95 (0.06)	0.94 (0.06)	0.94 (0.06)	0.95 (0.05)	0.95 (0.05)	0.94 (0.05)	0.93 (0.06)	0.95 (0.06)	0.93 (0.06)	0.93 (0.07)	0.95 (0.05)	0.94 (0.009)
Tortosa	0.99 (0.02)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.98 (0.04)	0.98 (0.04)	0.98 (0.04)	0.99 (0.02)	0.98 (0.04)	0.99 (0.02)	0.99 (0.02)	0.99 (0.03)	0.98 (0.03)	0.99 (0.004)
Valladolid	0.98 (0.03)	0.97 (0.06)	0.98 (0.05)	0.99 (0.03)	0.99 (0.03)	0.98 (0.04)	0.96 (0.06)	0.94 (0.07)	0.97 (0.05)	0.97 (0.06)	0.98 (0.03)	0.97 (0.04)	0.97 (0.01)
Villalba	0.98 (0.03)	0.98 (0.05)	0.98 (0.04)	0.99 (0.02)	1 (0.01)	0.99 (0.03)	0.96 (0.06)	0.95 (0.07)	0.96 (0.06)	0.96 (0.06)	0.99 (0.02)	0.98 (0.04)	0.98 (0.02)

El SSA a 354 nm es menor o igual que a 500 nm y la desviación estándar muestra generalmente valores menores de 0.05, aunque existe mayor dispersión a 354 nm.

Para caracterizar el tipo de aerosol predominante en cada localidad de estudio, se han representado los histogramas de frecuencia del exponente Ångström (Figura 3.12), del AOD a 443 nm (Figura 3.13) y del SSA a 500 nm y 354 nm (Figura 3.14). Las localidades de Ciudad Real, A Coruña, Cáceres, Valladolid y Villalba presentan la mayor frecuencia de  $\alpha$  en torno a 1 y 1.2; los valores de AOD a 443 nm se encuentran generalmente entre 0.05 y 0.15. Estos valores se asemejan a los valores estándar de un aerosol “continental limpio” según el programa OPAC (Tabla 3 en Hess *et al.*, 1998). Según el programa OPAC el exponente de Ångström para el aerosol “continental limpio” es de 1.42 entre 500 nm y 800 nm y de 1.10 entre 350 nm y 500 nm.

Los valores de  $\alpha$  obtenidos en la Figura 3.12 son menores que los del “continental limpio”, lo cual puede deberse a la subestimación del exponente de Ångström con las medidas del MISR. Cabe destacar que de las anteriores localidades, A Coruña presenta mayor frecuencia en los valores de  $\alpha$  pequeños, lo cual se debe a la presencia de aerosol “marítimo” formado por cristales de sal del mar (partículas gruesas); sin embargo el modo predominante parece ser el “continental limpio”. El modo predominante de SSA mayor que 0.99 indica un aerosol no absorbente, lo que significa falta de contaminación y confirma el tipo “continental limpio” en estas localidades.

El exponente de Ångström en San Sebastián muestra valores más pequeños que en el resto de localidades y los valores de AOD son ligeramente superiores a los obtenidos en las localidades consideradas con un aerosol “continental limpio”. Esto indica que se trata de un aerosol “marítimo limpio”. El SSA cercano a 1 coincide con el “marítimo limpio”.

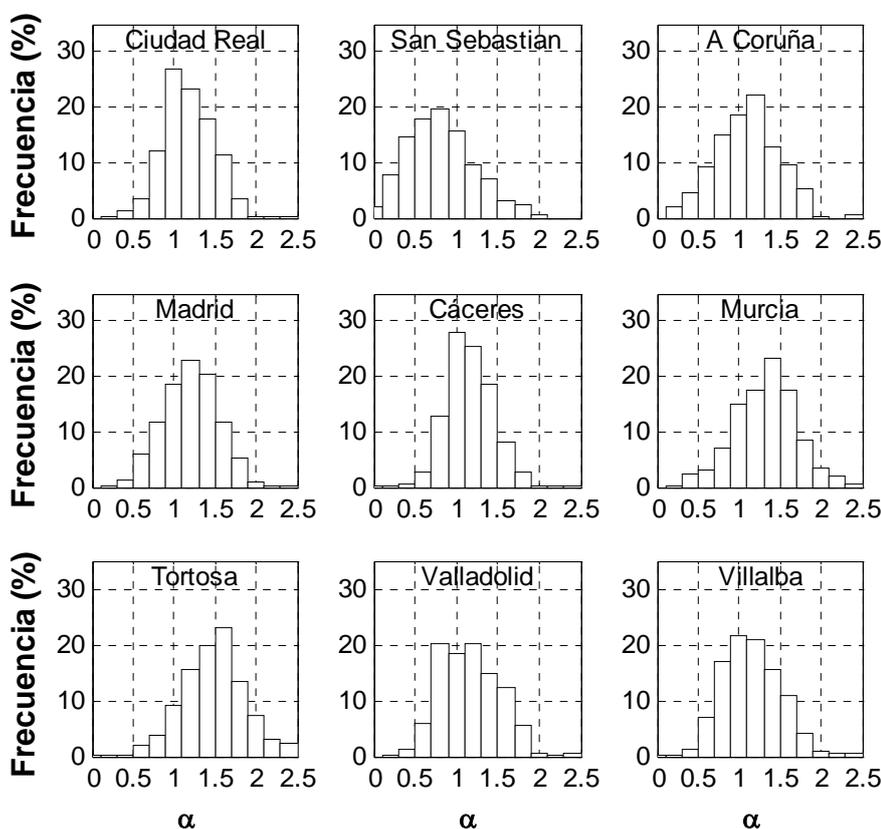


Figura 3.12: Histogramas de frecuencia del exponente de Ångström para distintas localidades.

El espesor óptico de aerosoles en Madrid muestra valores mayores que en las localidades con “continental limpio”, aunque el exponente de Ångström es similar. En este caso el SSA no muestra un modo tan frecuente en torno a 1, lo que puede significar presencia de partículas absorbentes como es el caso de partículas carbónicas. Esto hace pensar que el tipo de aerosol que predomina en Madrid es “urbano”.

Para la localidad de Murcia el valor de  $\alpha$  es mayor que en los anteriores casos y el AOD muestra un modo predominante entre 0.05 y 0.3 (mayor que en las anteriores). Al igual que en el caso de Madrid, el SSA muestra que hay partículas absorbentes, posiblemente contaminación, lo que hace pensar que en esta localidad el aerosol predominante es “continental contaminado”.

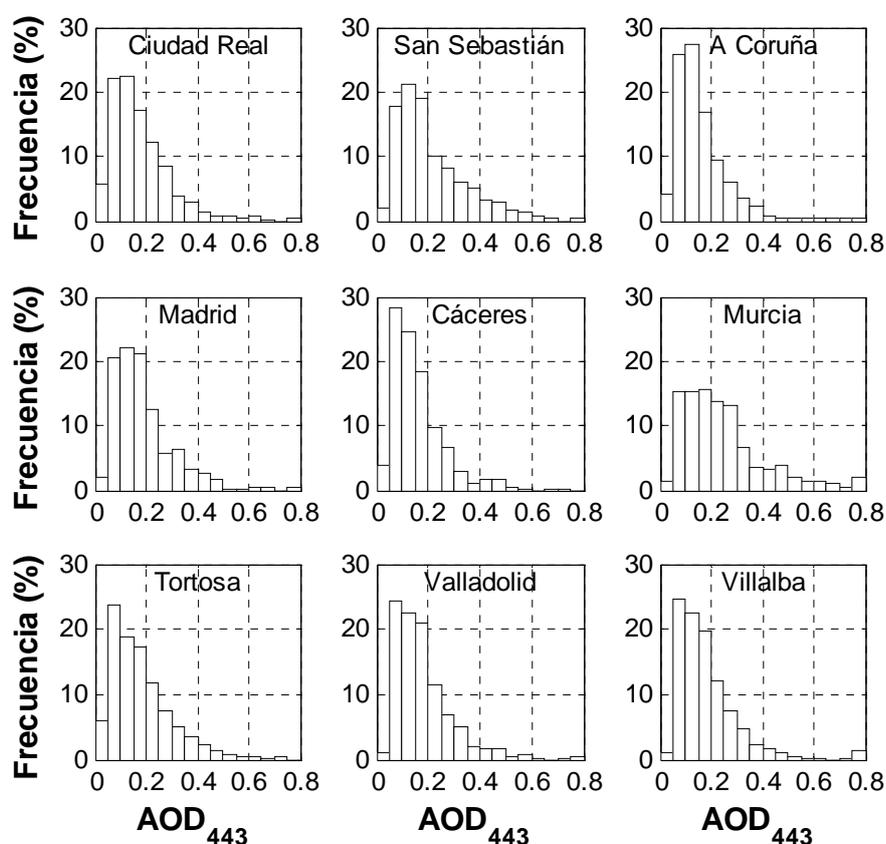


Figura 3.13: Histogramas de frecuencia del espesor óptico de aerosoles a 443 nm para las distintas localidades.

Finalmente, en cuanto a la localidad de Tortosa, los valores de AOD son similares a los de “continental limpio”; sin embargo los valores del exponente de Ångström más frecuentes (1.4-1.6) son mayores que los mostrados en otras localidades con este tipo de aerosol. Aún así no se alejan de los valores del programa OPAC para “continental limpio” (Hess *et al.*, 1998), lo que también encaja con el predominio de un aerosol no absorbente ya que el SSA muestra un valor mayor de 0.99 en más del 70% de los casos.

Los valores promedio obtenidos en este apartado serán utilizados más adelante como valores de entrada en un modelo de transferencia radiativa para el cálculo de la radiación UVER y SW en las distintas localidades, por ello su importancia. Además se necesitará un valor de entrada para el parámetro de asimetría  $g$  para cada localidad. Para ello se ha asignado a cada localidad un  $g$  en función del tipo de aerosol (Tabla 3.21). Este valor del parámetro de asimetría es el que propone el programa OPAC para el tipo de aerosol considerado (*Hess et al.*, 1998).

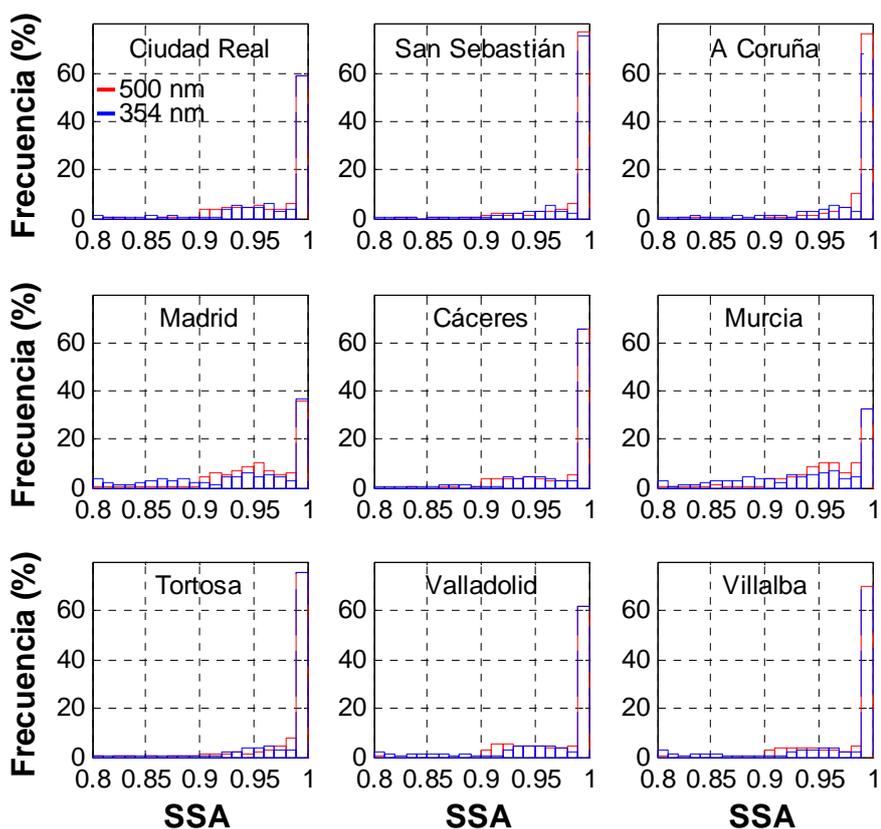


Figura 3.14: Histogramas de frecuencia del SSA a 500 nm (rojo) y 354 nm (azul) para las distintas localidades.

Tabla 3.21: Tipo de aerosol y parámetro de asimetría para cada localidad.

Localidad	Tipo	$g$
Ciudad Real	Continental limpio	0.709
San Sebastián	Marítimo limpio	0.772
A Coruña	Continental limpio	0.709
Madrid	Urbano	0.689
Cáceres	Continental limpio	0.709
Murcia	Continental contaminado	0.698
Tortosa	Continental limpio	0.709
Valladolid	Continental limpio	0.709
Villalba	Continental limpio	0.709

### 3.4.- Vapor de agua

Se han descargado todos los datos disponibles de la columna de vapor de agua del MODIS desde el 01/03/2000 hasta el 27/07/2012 para las nueve localidades. El número de datos disponibles para cada localidad aparece en la Tabla 3.22, con más de 4000 datos diarios en cada una. En la Figura 3.15 se muestra la evolución temporal de la columna de vapor de agua diaria para A Coruña y Ciudad Real. En ambas localidades se observa un ciclo anual en el que los máximos aparecen en verano y los mínimos en invierno.

Tabla 3.22: Número de datos de la columna de vapor de agua del MODIS para cada localidad.

Localidad	N
Ciudad Real	4393
San Sebastián	4233
A Coruña	4144
Madrid	4243
Cáceres	4298
Murcia	4374
Tortosa	4254
Valladolid	4251
Villalba	4346

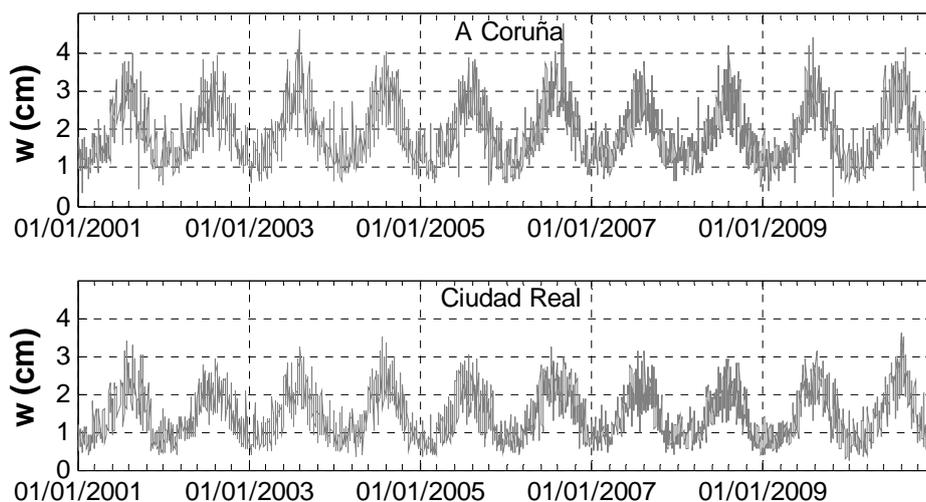


Figura 3.15: Evolución temporal de la columna de vapor de agua (MODIS) en A Coruña (arriba) y Ciudad Real (abajo) desde el año 2001 al 2010, ambos incluidos.

El ciclo anual del vapor de agua no sólo se aprecia en las dos localidades de la Figura 3.15, si no que también se observa en la Tabla 3.23, que presenta la media mensual y anual del vapor de agua para cada localidad. El máximo aparece en los meses de julio y agosto y los mínimos en enero y febrero para todas las localidades. La desviación estándar mensual no supera en ningún caso el valor de 0.6 cm, sin embargo la dispersión anual es mayor, llegando a ser de 0.8 cm en Tortosa. Además Tortosa muestra los valores más altos de vapor de agua, seguida por las localidades más costeras de A Coruña, San Sebastián y Murcia. Las localidades interiores, por lo general más secas, muestran valores más pequeños de la columna de vapor de agua.

Los histogramas de la Figura 3.16 muestran la frecuencia con la que se dan ciertos valores de vapor de agua en las diferentes localidades. Se puede observar que en las localidades de interior aparece un modo dominante con el vapor de agua entre 0.5 y 1 cm, excepto en Cáceres.

El resto de localidades muestran valores más altos de vapor de agua, teniendo el modo con más frecuencia entre 1 y 1.5 cm, en acuerdo con la Tabla 3.23. Otra propiedad de las localidades con menos vapor de agua es que apenas muestran valores mayores de 3 cm, en este caso, Cáceres incluida. Las localidades más cercanas al mar muestran una distribución de los valores de vapor de agua más ancha.

Tabla 3.23: Media mensual y anual de la columna de vapor de agua (en cm) para cada localidad.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	0.8 (0.3)	0.8 (0.3)	0.9 (0.3)	1.1 (0.3)	1.5 (0.4)	2.0 (0.4)	2.1 (0.4)	2.2 (0.4)	2.0 (0.4)	1.5 (0.4)	1.0 (0.4)	0.9 (0.3)	1.4 (0.5)
San Sebastián	1.1 (0.3)	1.1 (0.3)	1.2 (0.3)	1.4 (0.3)	1.9 (0.4)	2.5 (0.5)	2.9 (0.5)	2.9 (0.5)	2.5 (0.6)	2.0 (0.5)	1.3 (0.4)	1.1 (0.3)	1.8 (0.7)
A Coruña	1.2 (0.3)	1.2 (0.3)	1.3 (0.4)	1.5 (0.3)	1.9 (0.4)	2.4 (0.5)	2.8 (0.5)	2.9 (0.5)	2.5 (0.5)	2.0 (0.5)	1.5 (0.4)	1.2 (0.4)	1.9 (0.6)
Madrid	0.7 (0.2)	0.7 (0.2)	0.8 (0.3)	1.0 (0.3)	1.3 (0.4)	1.8 (0.5)	2.0 (0.4)	2.1 (0.5)	1.7 (0.5)	1.3 (0.4)	0.9 (0.3)	0.7 (0.3)	1.2 (0.5)
Cáceres	1.0 (0.3)	1.0 (0.3)	1.1 (0.3)	1.3 (0.3)	1.7 (0.5)	2.2 (0.5)	2.3 (0.5)	2.4 (0.5)	2.2 (0.5)	1.7 (0.5)	1.2 (0.4)	1.0 (0.3)	1.6 (0.6)
Murcia	1.0 (0.3)	1.0 (0.3)	1.1 (0.3)	1.3 (0.3)	1.8 (0.4)	2.3 (0.4)	2.5 (0.4)	2.6 (0.4)	2.3 (0.5)	1.9 (0.5)	1.3 (0.4)	1.1 (0.4)	1.7 (0.6)
Tortosa	1.2 (0.3)	1.2 (0.3)	1.3 (0.3)	1.6 (0.3)	2.2 (0.5)	2.8 (0.5)	3.1 (0.4)	3.2 (0.5)	2.8 (0.6)	2.2 (0.5)	1.5 (0.4)	1.3 (0.4)	2.0 (0.8)
Valladolid	0.6 (0.2)	0.6 (0.2)	0.7 (0.2)	0.9 (0.3)	1.3 (0.4)	1.7 (0.5)	1.9 (0.4)	2.0 (0.5)	1.6 (0.5)	1.2 (0.4)	0.8 (0.3)	0.7 (0.2)	1.2 (0.5)
Villalba	0.7 (0.2)	0.7 (0.2)	0.7 (0.2)	0.9 (0.3)	1.3 (0.4)	1.7 (0.5)	1.9 (0.4)	2.0 (0.5)	1.6 (0.5)	1.2 (0.4)	0.9 (0.3)	0.7 (0.3)	1.2 (0.5)

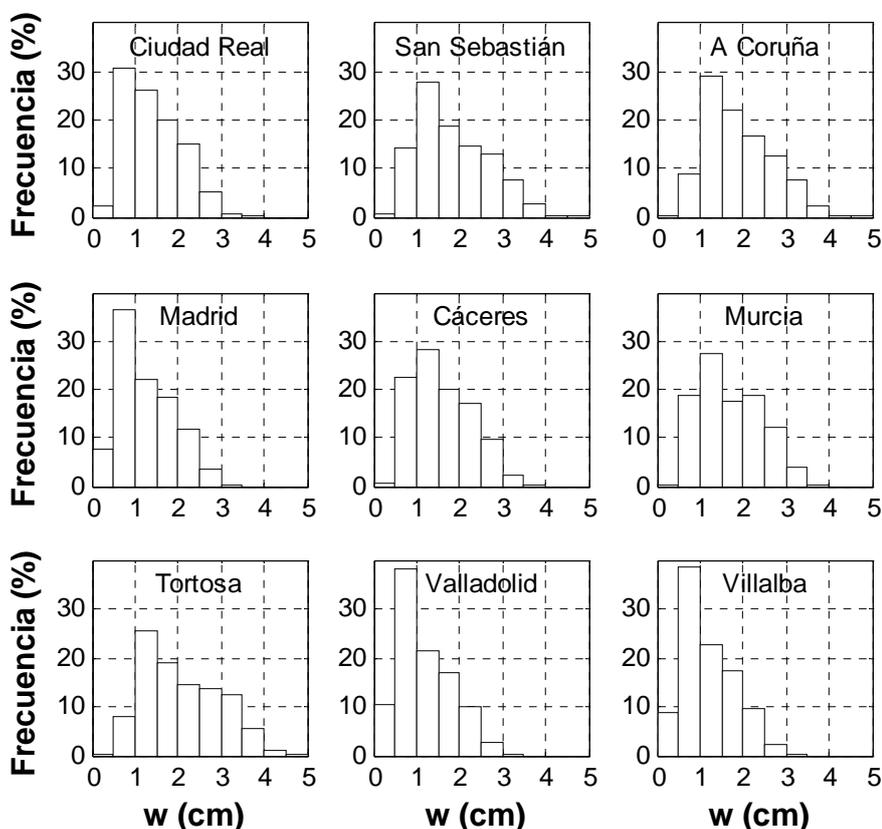


Figura 3.16: Histogramas de frecuencia de la columna de vapor de agua para cada localidad.

### 3.5.- Albedo superficial

#### 3.5.1.- Albedo superficial a 360 nm

De la serie de datos del proyecto COST-726, se tienen datos de albedo superficial  $A_S$  a 360 nm desde el 01/01/1958 hasta el 31/08/2002 en una rejilla de  $1^\circ \times 1^\circ$ . Con estos datos se ha interpolado en las coordenadas correspondientes a las localidades de estudio, obteniéndose un total de 16314 datos de albedo superficial a 360 nm en cada localidad.

En la Figura 3.17 se muestra la evolución temporal de los datos de albedo para Valladolid y San Sebastián desde el año 1991 al 2000. Se puede observar un ciclo en ambas localidades en el que el albedo es mínimo en verano y va incrementando hasta invierno. Este ciclo es menos marcado en San Sebastián posiblemente por estar cerca del mar con un albedo más constante. Los picos que aparecen en ambas localidades lo hacen en invierno y deben ser motivo de presencia de nieve, con un gran albedo en el UV. Que haya más picos en Valladolid que en San Sebastián es debido a que Valladolid se encuentra a mayor altura que San Sebastián, habiendo más días con nieve.

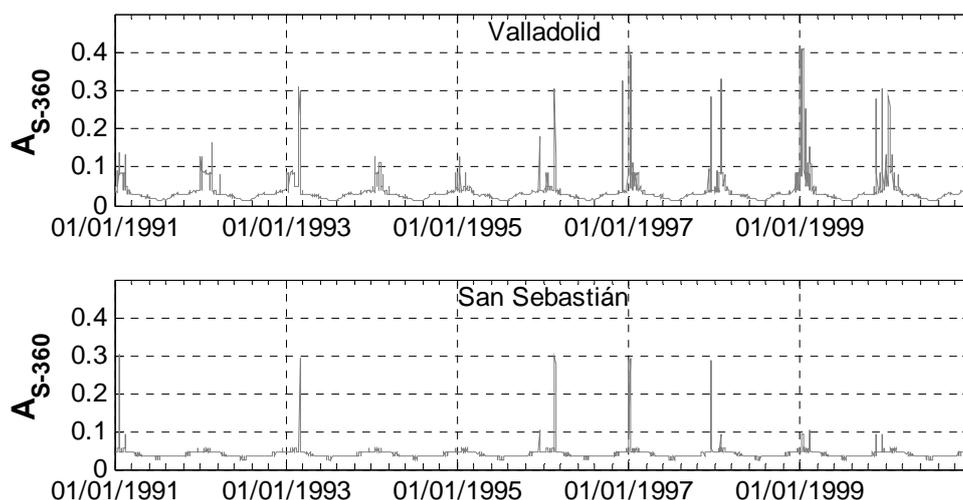


Figura 3.17: Evolución temporal del albedo superficial a 360 nm (COST-726) en Valladolid (arriba) y San Sebastián (abajo) desde el año 1991 al 2000, ambos incluidos.

El ciclo intra-anual observado en la Figura 3.17 se puede observar también en la Tabla 3.24, que muestra las medias mensuales del albedo. Este ciclo puede ser atribuido a la presencia de nieve en los meses de invierno (que elevan la media, por ejemplo, en enero) y a los cambios en la propia superficie debido a los cultivos de cada localidad, cuyas propiedades cambian según la estación del año. La desviación estándar es menor de 0.02 en la mayoría de las localidades durante los meses de primavera, verano y otoño, pero en invierno incrementa debido a días con presencia de nieve. La media anual, que se ha calculado como el promedio de las medias mensuales, muestra que la localidad con mayor albedo anual es A Coruña (4.3%) y Ciudad Real la que menor (2.5%), siendo Valladolid y Villalba las que mayor variabilidad muestran durante el año, al revés que Murcia.

Capítulo 3:

Los histogramas de frecuencia del albedo a 360 nm están representados en La Figura 3.18 para cada localidad. Se puede observar como hay mayor variación en los valores del albedo en las localidades de Valladolid, Villalba y Madrid, al contrario que en Murcia donde el 80% de los valores de albedo se encuentran entre 0.03 y 0.04. Todas localidades muestran un máximo de frecuencia en torno 0.02 y 0.04, excepto Cáceres, cuyo modo predominante está entre 0.01 y 0.02, lo que coincide con su bajo valor mostrado en la Tabla 3.24.

Tabla 3.24: Media mensual y anual del albedo superficial a 360 nm (en %) para cada localidad.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	3.3 (2.9)	2.8 (2.6)	2.2 (2.3)	2.1 (1.5)	2.0 (0.0)	2.0 (0.0)	1.7 (0.4)	2.1 (0.0)	3.0 (0.2)	3.0 (0.0)	2.9 (1.1)	3.3 (2.7)	2.5 (0.6)
San Sebastián	6.0 (4.5)	5.5 (3.8)	4.4 (0.9)	3.7 (0.8)	3.3 (0.0)	3.3 (0.2)	3.1 (0.3)	3.3 (0.0)	3.3 (0.0)	3.4 (0.1)	4.2 (0.8)	5.0 (2.6)	4.0 (1.0)
A Coruña	5.3 (1.3)	5.1 (0.9)	4.6 (0.6)	4.1 (0.4)	3.9 (0.2)	3.4 (0.4)	3.0 (0.0)	3.2 (0.2)	3.9 (0.2)	4.5 (0.3)	5.1 (1.3)	5.3 (1.3)	4.3 (0.8)
Madrid	7.5 (5.8)	6.5 (5.2)	3.8 (3.3)	2.7 (1.6)	2.1 (0.1)	2.0 (0.1)	1.8 (0.2)	2.1 (0.1)	3.0 (0.1)	3.0 (0.2)	3.2 (1.6)	5.0 (4.3)	3.6 (1.9)
Cáceres	3.1 (4.2)	2.5 (3.3)	2.3 (2.7)	1.7 (1.8)	1.2 (0.5)	1.6 (0.3)	1.6 (0.3)	1.8 (0.2)	2.7 (0.3)	2.6 (0.2)	3.2 (4.1)	3.4 (3.6)	2.3 (0.7)
Murcia	4.0 (0.8)	4.0 (2.0)	3.8 (0.1)	3.8 (0.2)	4.0 (0.4)	3.8 (0.0)	3.8 (0.0)	3.9 (0.3)	4.8 (0.1)	4.5 (0.4)	4.0 (1.0)	4.1 (2.0)	4.0 (0.3)
Tortosa	5.5 (3.6)	4.8 (2.8)	3.6 (0.6)	3.1 (0.2)	3.5 (0.2)	3.7 (0.1)	3.8 (0.2)	4.1 (0.1)	4.1 (0.0)	4.0 (0.0)	4.0 (0.6)	4.8 (3.1)	4.1 (0.7)
Valladolid	10.0 (8.0)	8.3 (6.9)	4.1 (3.5)	3.0 (1.8)	2.3 (0.6)	2.0 (0.1)	1.2 (0.1)	1.8 (0.3)	2.9 (0.4)	3.2 (2.1)	3.8 (3.8)	6.3 (6.3)	4.1 (2.7)
Villalba	10.0 (8.6)	8.3 (7.3)	4.2 (3.9)	3.1 (2.0)	2.3 (0.6)	2.0 (0.1)	1.1 (0.1)	1.7 (0.4)	2.8 (0.5)	3.3 (2.5)	3.9 (4.4)	6.3 (6.9)	4.1 (2.8)

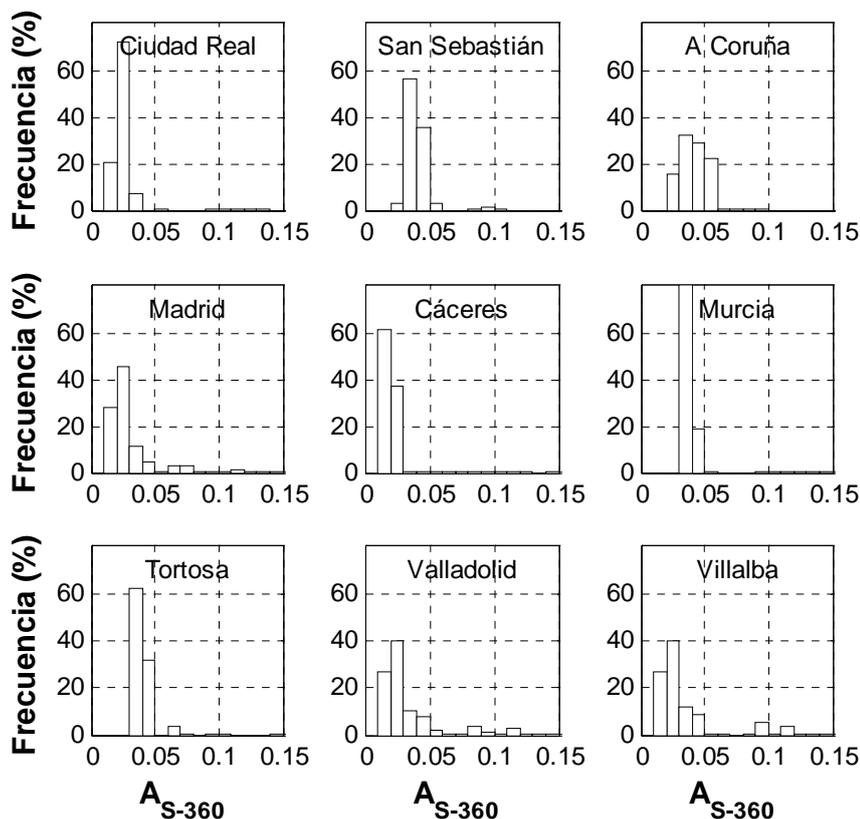


Figura 3.18: Histogramas de frecuencia del albedo superficial  $A_s$  a 360 nm para cada localidad.

3.5.2.- Albedo espectral

Con las imágenes del MODIS se han obtenido los albedos de superficie de cielo negro y cielo blanco para cada localidad promediando los datos pertenecientes a los píxeles que forman un cuadrado de 0.2°x0.2° centrado en la localidad elegida. Para calcular el albedo de superficie real se ha supuesto que éste es un valor intermedio entre los valores del albedo de cielo negro ( $A_n$ ) y de cielo blanco ( $A_b$ ). La proporción de estos viene dada por la fracción difusa ( $f_{dif}$ ), que es el cociente entre la radiación difusa incidente y la global (directa + difusa), ambas sobre una superficie horizontal:

$$A_s = f_{dif} A_b + (1 - f_{dif}) A_n. \quad (3.2)$$

La fracción difusa mensual, al mediodía solar de cada una de las nueve localidades y para cada una de las siete longitudes de onda, ha sido calculada mediante el modelo de transferencia radiativa UVSPEC/Libradtran que se explica en el capítulo 4. Utilizando los valores mensuales calculados en este capítulo (AOD, TOC, etc.) como parámetros de entrada y suponiendo albedo superficial nulo, se ha obtenido la radiación difusa y global para cada localidad y cada mes al mediodía solar (suponiendo las 12:00 TSV del día 15 de cada mes) a las longitudes de onda de: 469 nm, 555 nm, 645 nm, 861 nm, 1240 nm, 1640 nm y 2130 nm. La fracción difusa para los meses de enero y julio está dada en la Tabla 3.25. Se puede observar que la fracción difusa aumenta con el SZA para las longitudes de onda más cortas, salvo en la localidad de Murcia, donde la fracción difusa a 469 nm es mayor en julio que en enero, lo cual se debe a que en julio hay mucha mayor presencia de aerosol ( $AOD_{443}=0.35$ ; Tabla 3.17) que en enero ( $AOD_{443}=0.12$ ; Tabla 3.17) produciendo mucha más radiación difusa. Por lo tanto el albedo real dependerá del albedo de cielo blanco, del albedo de cielo negro, del SZA y de la cantidad de aerosoles; sin embargo para longitudes de onda más largas el albedo real puede considerarse similar al albedo de cielo negro, pues la fracción difusa es menor que 0.1 en la mayoría de casos.

Tabla 3.25: Fracción difusa  $f_{dif}$ , al mediodía solar local en siete longitudes de onda (en nm) para los meses de enero y julio para las distintas localidades.

Localidad	Mes	SZA (°)	$f_{dif}$ 469	$f_{dif}$ 555	$f_{dif}$ 645	$f_{dif}$ 861	$f_{dif}$ 1240	$f_{dif}$ 1640	$f_{dif}$ 2130
Ciudad Real	Enero	60.02	0.27	0.17	0.12	0.07	0.04	0.02	0.02
	Julio	17.52	0.24	0.18	0.14	0.10	0.07	0.05	0.04
San Sebastián	Enero	64.33	0.38	0.27	0.21	0.14	0.10	0.08	0.06
	Julio	21.83	0.30	0.24	0.20	0.15	0.11	0.09	0.07
A Coruña	Enero	64.39	0.37	0.26	0.19	0.12	0.08	0.05	0.04
	Julio	21.90	0.24	0.18	0.14	0.09	0.06	0.04	0.03
Madrid	Enero	61.48	0.29	0.19	0.14	0.08	0.04	0.03	0.02
	Julio	18.98	0.25	0.18	0.14	0.10	0.06	0.05	0.03
Cáceres	Enero	60.50	0.28	0.18	0.13	0.08	0.04	0.03	0.02
	Julio	18.00	0.24	0.17	0.14	0.09	0.06	0.04	0.03
Murcia	Enero	59.03	0.31	0.20	0.14	0.08	0.04	0.03	0.02
	Julio	16.53	0.33	0.25	0.21	0.14	0.09	0.07	0.05
Tortosa	Enero	61.85	0.29	0.18	0.12	0.06	0.03	0.02	0.01
	Julio	19.35	0.28	0.20	0.15	0.09	0.05	0.03	0.02
Valladolid	Enero	62.67	0.31	0.20	0.15	0.09	0.05	0.03	0.02
	Julio	20.18	0.26	0.20	0.16	0.11	0.08	0.06	0.04
Villalba	Enero	62.84	0.31	0.20	0.15	0.09	0.05	0.04	0.03
	Julio	20.34	0.26	0.20	0.16	0.11	0.08	0.06	0.04

En este trabajo se han utilizado los valores de albedo real calculados mediante la ecuación (3.2) con los datos de albedo de cielo negro y cielo blanco del MODIS (MCD43A3) y de la fracción difusa al mediodía solar de cada mes y localidad. El número de datos disponibles de albedo real para las siete longitudes de onda en cada localidad está en la Tabla 3.26, teniendo más de 500 datos de cada albedo en cada localidad.

Tabla 3.26: Número de datos disponibles de cada albedo para las distintas localidades.

Localidad	N
Ciudad Real	545
San Sebastian	532
A Coruña	535
Madrid	541
Cáceres	545
Murcia	546
Tortosa	545
Valladolid	539
Villalba	539

Promediando los datos de albedo de un mismo mes se ha calculado el albedo medio mensual, siendo la media anual el promedio de los doce valores mensuales. La Tabla 3.27 muestra tanto la media mensual como anual del albedo (en %) a distintas longitudes de onda para la localidad de Villalba. Los máximos de albedo ocurren en los meses de verano para todas las longitudes de onda excepto a 841-876 nm que ocurren en primavera, mientras que los mínimos se encuentran en los meses de primavera a excepción de las longitudes 841-876 nm y 1230-1250 nm. En cuanto a la desviación estándar, los valores más altos se encuentran en los meses de invierno, probablemente debido a la presencia ocasional de nieve, que hace que incremente fuertemente el valor del albedo. El albedo crece desde las longitudes de onda más pequeñas hasta 1230-1250 nm a partir de las cuales vuelve a disminuir, a excepción de los meses de otoño, cuando el albedo a 1628-1652 nm es mayor que en las longitudes de onda menores.

Tabla 3.27: Albedo de superficie medio mensual y anual para cada intervalo de longitud de onda (en nm) en la localidad de Villalba. La desviación estándar va entre paréntesis.

Albedo	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
$A_S$ (459-479)	6.3 (1.7)	8.4 (9.9)	6.1 (0.8)	4.8 (0.8)	4.5 (0.8)	6.8 (1.3)	8.7 (0.9)	8.9 (0.8)	8.1 (0.9)	6.8 (0.8)	5.9 (0.4)	5.9 (0.8)	6.8 (1.5)
$A_S$ (545-565)	10.7 (1.9)	13.0 (9.6)	11.0 (0.8)	9.7 (0.9)	9.4 (0.8)	11.6 (1.5)	13.9 (1.4)	14.0 (1.1)	12.6 (1.3)	11.0 (1.0)	10.0 (0.7)	10.3 (1.0)	11.4 (1.6)
$A_S$ (620-670)	13.1 (1.9)	15.4 (9.3)	12.2 (1.8)	9.1 (1.8)	8.6 (1.7)	14.4 (3.2)	18.7 (2.2)	18.7 (1.7)	16.7 (1.9)	14.2 (1.5)	12.6 (1.0)	12.8 (1.1)	13.9 (3.2)
$A_S$ (841-876)	25.0 (3.1)	28.8 (6.8)	32.5 (3.7)	37.7 (2.8)	37.7 (2.3)	32.6 (3.2)	32.2 (2.2)	30.9 (2.6)	27.2 (2.5)	23.8 (2.1)	22.8 (1.6)	23.8 (2.3)	29.6 (5.2)
$A_S$ (1230-1250)	31.0 (2.3)	33.8 (2.0)	36.5 (2.0)	36.6 (1.3)	34.7 (1.6)	35.3 (2.9)	39.3 (2.4)	38.7 (2.8)	35.4 (2.9)	31.3 (2.8)	29.7 (1.5)	30.2 (1.8)	34.4 (3.2)
$A_S$ (1628-1652)	30.2 (3.0)	32.6 (4.8)	31.8 (2.4)	26.7 (3.2)	23.5 (2.8)	28.6 (4.5)	37.2 (2.6)	38.8 (1.4)	37.5 (2.1)	33.5 (2.9)	30.6 (2.4)	30.1 (2.4)	31.8 (4.5)
$A_S$ (2105-2155)	20.2 (3.7)	23.3 (4.8)	21.1 (3.4)	15.5 (3.3)	12.9 (2.4)	17.0 (3.6)	23.9 (2.6)	26.1 (1.5)	26.9 (1.5)	24.4 (2.6)	21.7 (3.2)	20.6 (3.5)	21.1 (4.3)

La Tabla 3.28 presenta los valores anuales del albedo para las distintas longitudes de onda y localidades. Las localidades de Ciudad Real, Madrid, Cáceres, Tortosa y Valladolid muestran resultados similares a los observados en la localidad de Villalba en la Tabla 3.27. El comportamiento espectral de las mencionadas localidades se asemeja al albedo de los cultivos de trigo (tipo “Wheat Crop”) que vienen en el modelo SMARTS 2.9.5 (*Gueymard, 2005*), lo cual encaja con la realidad pues se trata de localidades en las que predominan los cultivos de secano como el trigo o la cebada. En el caso de A Coruña y San Sebastián se tiene un albedo más constante con la longitud de onda y de valor bajo, lo que es típico del agua del mar (tipo “Sea Water” en el modelo SMARTS 2.9.5), representativo de estas ciudades costeras. En San Sebastián puede observarse como el albedo a 545-565 nm (verde) es mayor que a 620-670 nm (rojo), lo que se debe a que la vegetación de San Sebastián es mucho más húmeda y verde, debido a las frecuentes lluvias (apartado 3.1.3), y por ello su albedo se asemeja más al de hierba verde (“Green Grass” en el modelo SMARTS 2.9.5). Tanto en San Sebastián como en A Coruña el albedo a 841-876 nm es mayor que a 1230-1250 nm a diferencia que en el resto de localidades.

Tabla 3.28: Albedo de superficie medio anual para cada intervalo de longitud de onda (en nm) y localidad. La desviación estándar va entre paréntesis.

Localidad	A <sub>S</sub> 459-479	A <sub>S</sub> 545-565	A <sub>S</sub> 620-670	A <sub>S</sub> 841-876	A <sub>S</sub> 1230-1250	A <sub>S</sub> 1628-1652	A <sub>S</sub> 2105-2155
Ciudad Real	6.0 (1.5)	10.0 (1.7)	12.3 (3.3)	27.5 (3.2)	31 (2.2)	27.3 (3.7)	17.8 (3.2)
San Sebastian	2.7 (0.2)	4.3 (0.4)	3.5 (0.4)	20.3 (1.1)	17.7 (1.0)	11.0 (0.6)	5.5 (0.6)
A Coruña	3.1 (0.2)	4.4 (0.3)	3.8 (0.2)	16.4 (1.6)	13.9 (0.8)	9.2 (0.4)	5.2 (0.3)
Madrid	5.4 (0.6)	9.0 (0.6)	10.2 (1.1)	23.6 (1.0)	26.1 (0.7)	22.8 (1.3)	15.3 (1.2)
Cáceres	5.3 (1.5)	9.5 (1.2)	10.4 (3.1)	29.5 (4.0)	34.5 (1.5)	30.2 (5.0)	17.4 (4.6)
Murcia	7.6 (0.8)	12.6 (0.9)	14.7 (1.3)	28.6 (0.8)	30.5 (1.0)	27.9 (1.4)	20.6 (1.4)
Tortosa	4.6 (0.4)	8.1 (0.4)	8.8 (0.5)	25.7 (0.3)	28.0 (0.4)	22.4 (0.8)	14.4 (0.8)
Valladolid	7.0 (1.3)	11.6 (1.4)	13.7 (2.8)	29.2 (4.6)	32.0 (2.8)	28.7 (3.6)	19.4 (3.3)
Villalba	6.8 (1.5)	11.4 (1.6)	13.9 (3.2)	29.6 (5.2)	34.4 (3.2)	31.8 (4.5)	21.1 (4.3)

A partir de las medias mensuales de los datos de albedo se ha creado un fichero con los valores de albedo espectral para cada mes y localidad. Cada fichero se ha creado utilizando el valor medio mensual a 360 nm obtenido con los datos de COST-726 como el valor de albedo entre 280 y 400 nm. De 400 nm a 459 nm se ha interpolado linealmente el valor del albedo hasta asignar al albedo a 459 nm el valor medio mensual del albedo a 459-479 nm. Este valor medio mensual se ha supuesto constante entre 459 nm y 479 nm y entre 479 nm y 545 nm se ha vuelto a interpolar. Este proceso se repite hasta llegar a la longitud de 2105 nm, a partir de la cual se ha supuesto un albedo constante e igual al obtenido en el rango 2105-2155 nm. Estos ficheros de albedo serán utilizados como entrada en un modelo de transferencia radiativa más adelante. La Figura 3.19 muestra los albedos espectrales calculados para A Coruña, Valladolid y Tortosa en los doce meses del año. En la figura se pueden observar algunos detalles observados en la Tabla 3.28, como el albedo de A Coruña típico del agua del mar. El albedo a 841-876 nm en Valladolid es menor que a 1230-1250 nm excepto en los meses de abril y mayo, cuando también el albedo a 545-565 nm es mayor que a 620-670 nm (similar a Villalba; Tabla 3.27). Estas características son propias de los terrenos verdes. En Valladolid se debe a que los cultivos de cereal se encuentran en crecimiento debido a las lluvias de esos meses, mostrando un color verde. Tortosa no llega a mostrar esa característica, mientras que en A Coruña sucede todos los meses.

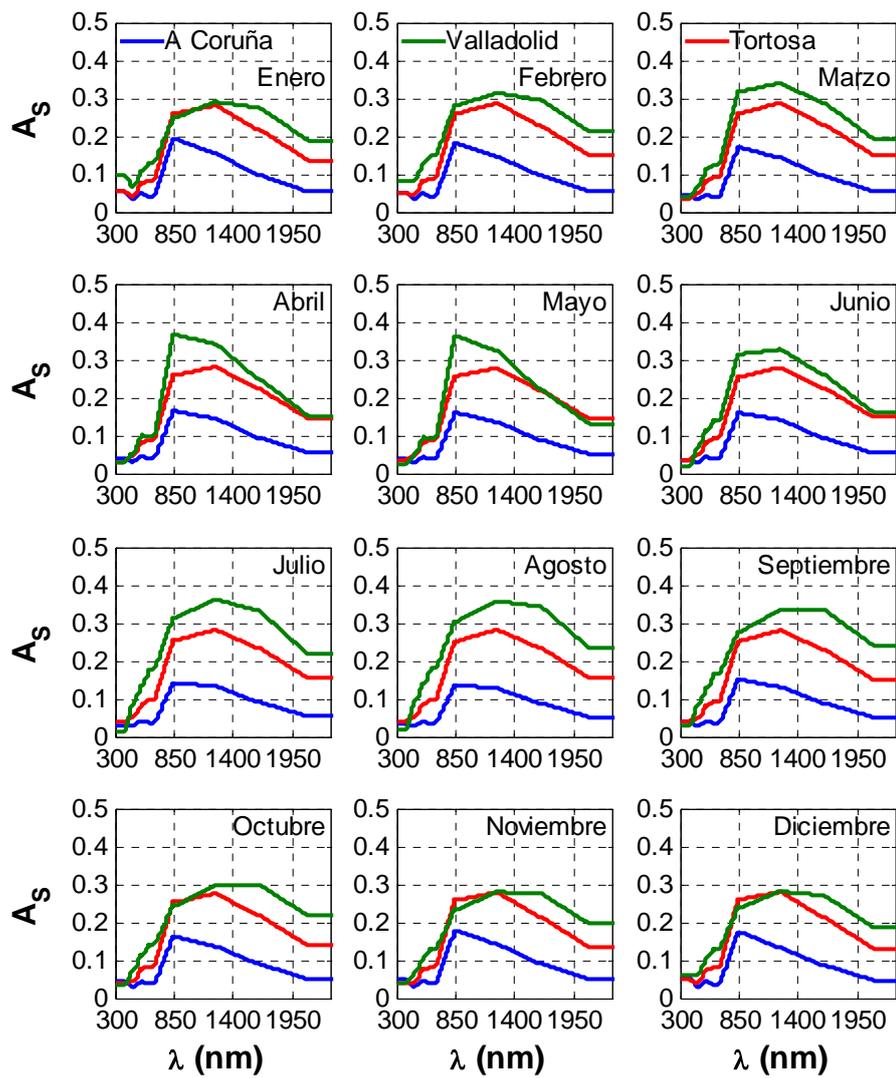


Figura 3.19: Albedo de superficie espectral medio mensual en las localidades de A Coruña, Valladolid y Tortosa para cada mes.

### **3.6.- Radiación solar**

En este trabajo se dispone de 8 series de la AEMet de datos horarios de irradiancia SW y 8 de datos semi-horarios y horarios de irradiancia UVER. Además, de la Universidad de Valladolid se tiene una serie de irradiancia SW y otra de irradiancia UVER para la localidad de Villalba (datos medidos en la estación del LAtEn en el CIBA) y cuyos datos son cada 10 minutos. Estos valores (10-min, 30-min y una hora) han sido observados día por día para controlar su validez. En primer lugar se ha representado la evolución temporal durante cada día de la irradiancia SW y UVER por separado; los días que han presentado valores extraños (mucho mayores que la radiación extraterrestre) o varios huecos han sido descartados. En este primer proceso también se han descartado los días que han presentado un comportamiento extraño sistemático, como es el caso de sombras sobre el sensor. Sombras sistemáticas se han detectado cuando en bastantes días consecutivos y a la misma hora aparece un salto en la irradiancia medida. Entre otros errores encontrados, se ha detectado y corregido un desfase de una hora en los datos de irradiancia UVER durante el año 1998 en Murcia.

En un segundo control se han representado simultáneamente las evoluciones temporales de la irradiancia SW y UVER para cada día. Los días que no muestran un comportamiento similar se han analizado, encontrando en ocasiones un desfase entre la irradiancia UVER y SW, que indicaba un fallo en la fecha de los datos, y que posteriormente ha sido corregido. Para discernir cual era la medida de irradiancia correcta cuando el comportamiento de la irradiancia UVER era diferente a la de la SW, se han utilizado los datos de ozono (sirven para ver si la UVER era válida o no) y los datos diarios de insolación facilitados por la AEMet. Como ejemplo, cuando se ha tenido un día con la irradiancia UVER con comportamiento de cielo despejado y la SW con comportamiento muy nuboso, un alto valor de la insolación determinaría que la irradiancia SW no es correcta y viceversa. Para la localidad de Villalba los datos de radiación UVER y SW son medidos en el CIBA, pero se han utilizado datos de insolación de la estación de la AEMet del aeropuerto de Valladolid situado en Villanubla como en el apartado 3.1.2.

Se han encontrado casos en los que los datos se repiten en distintas fechas. Por ejemplo, el mes de enero de 2001 es completamente igual al mes de enero de 2005 en Madrid para la irradiancia SW; el mes de diciembre de 1999 es el mismo que el de enero de ese mismo año en Murcia para la irradiancia UVER. Este error puede haber sido causado en el procesamiento de datos por la AEMet. Para evitar este tipo de errores, se han buscado los días con la misma irradiancia y luego se ha discutido sobre que días repetidos son los correctos utilizando las medidas de insolación, ozono e irradiancia UVER o SW (según el caso). En los dos casos mencionados, los datos repetidos pertenecían al mes de enero de 2005 (para SW en Madrid) y a enero de 1999 (para UVER en Murcia).

Después de corregir las series de datos y descartar los valores erróneos, se han calculado los valores horarios de irradiancia UVER. Para ello se ha hecho la media entre los dos valores semi-horarios, siempre y cuando los dos fueran mayores que cero, excepto en las horas del orto y el ocaso, en las que se ha dado por buena la media aún cuando una de las dos medidas semi-horarias fuera menor que cero. La hora asignada al valor horario ha sido la del medio de las dos medidas.

Los valores diarios de irradiación SW y UVER han sido calculados a partir de los valores horarios de irradiancia. Para ello se han sumado todos los valores de irradiancia y la suma se ha multiplicado por 3600 segundos y dividido por  $10^3$ , para obtener la irradiación UVER en  $\text{kJm}^{-2}$ , y por  $10^6$  para obtener la irradiación SW en  $\text{MJm}^{-2}$ . Si alguno de los valores horarios de un día no cumple con los criterios de calidad, el valor diario para ese día no se ha calculado.

Con los valores diarios calculados, se han representado los datos de irradiación SW en función de la insolación descartando los días que han mostrado un comportamiento extraño; por ejemplo aquellos cuya insolación fue mayor de 12 horas y la irradiación menor de  $15 \text{ MJm}^{-2}$  o en los que la insolación fue mayor de 8 horas y la irradiación menor de  $5 \text{ MJm}^{-2}$ .

Finalmente se han obtenido 9 series de datos de radiación SW y UVER corregidas. La Tabla 3.29 y 3.30 muestran el número de datos disponibles en cada localidad que cumplen los criterios de calidad para la radiación SW y UVER, respectivamente. En algunas localidades se observa la existencia de huecos en la serie de datos, ya que los días entre la fecha de inicio y la fecha final es mucho mayor que el número de datos diarios.

Los datos horarios de irradiancia UVER son más de la mitad de los semi-horarios debido a que muchos valores horarios en las horas del orto y el ocaso han sido calculados con tan sólo un valor de irradiancia semi-horaria. El cociente entre el número de datos UVER semi-horarios y horarios es alrededor de 1.92, lo que concuerda con lo anterior, excepto para el caso de Madrid y Murcia, debido a que en esas localidades existe un periodo en el que no se registraron datos semi-horarios, si no sólo horarios. El número de datos disponibles de 10 minutos para la localidad de Villalba es de 272948 de irradiancia SW y de 182778 de irradiancia UVER.

Tabla 3.29: Número de datos disponibles de radiación SW para cada localidad y fecha de inicio y final de cada serie de datos.

Localidad	Datos Horarios	Datos diarios	Fecha Inicial	Fecha Final
Ciudad Real	73182	5783	11/03/1983	29/02/2012
San Sebastián	93992	7084	12/04/1983	29/02/2012
A Coruña	122666	9560	01/01/1985	29/02/2012
Madrid	167748	13104	11/07/1973	29/02/2012
Cáceres	121866	9403	01/01/1983	29/02/2012
Murcia	128232	10005	01/04/1984	29/02/2012
Tortosa	64582	5012	01/01/1980	29/02/2012
Valladolid	85261	6677	01/03/1991	31/12/2010
Villalba	48561	3715	01/01/2001	31/12/2011

Tabla 3.30: Número de datos disponibles de radiación UVER para cada localidad y fecha de inicio y final de cada serie de datos.

Localidad	Datos Semi-Horarios	Datos Horarios	Datos diarios	Fecha Inicial	Fecha Final
Ciudad Real	16299	8473	651	01/01/2010	31/10/2011
San Sebastián	45483	23759	1618	01/11/2005	30/06/2011
A Coruña	107850	56190	4249	29/05/1999	29/02/2012
Madrid	112545	74048	5824	01/11/1995	29/02/2012
Cáceres	30095	15662	1250	13/11/2007	30/06/2011
Murcia	100677	64268	4981	12/06/1997	29/02/2012
Tortosa	15707	8184	624	01/01/2010	31/10/2011
Valladolid	98829	51619	4019	28/05/1999	31/12/2010
Villalba	-	32501	2469	11/07/2002	31/12/2011

### 3.6.1.- Radiación SW

La evolución diaria de la irradiancia SW está controlada por el ángulo solar cenital y otros factores como las nubes. La Figura 3.20 muestra la evolución de la irradiancia SW para cuatro días diferentes en la localidad de Villalba (datos de 10 minutos) y Murcia. El día 13 de julio de 2010 se puede considerar un día sin nubes en ambas localidades; el comportamiento que muestra está totalmente marcado por la evolución del SZA durante el día, mostrando el máximo de irradiancia en torno al mediodía solar cuando el SZA es mínimo. El efecto que causan las nubes es apreciable en el resto de días de la Figura 3.20, sobre todo en los datos de 10 minutos. El 24 de mayo de 2009, en la localidad de Villalba, aparecen una serie de fluctuaciones bruscas durante todo el día, llegando a alcanzar una irradiancia mayor de  $1000 \text{ Wm}^{-2}$  antes del mediodía y un valor menor de  $100 \text{ Wm}^{-2}$  una hora después. Estas fluctuaciones son debidas a la presencia de nubes (ese día la cubierta de nubes varía entre 5 y 7 oktas según datos de la AEMet), que normalmente producen un incremento de la radiación difusa (Román et al., 2012b), salvo si las nubes tapan el sol, porque entonces bloquean por completo la componente directa que es la mayor parte de la radiación SW.

Por tanto las fluctuaciones bruscas en los días nublados están provocadas por el movimiento y formación de las nubes que producen máximos cuando no tapan al sol (efecto realce) y mínimos cuando sí lo hacen. En el caso de los datos horarios las fluctuaciones bruscas son menos apreciables debido a que los máximos y mínimos se promedian, aunque es fácil observar la presencia de nubes en la localidad de Murcia los días que no son el 13 de julio de 2010.

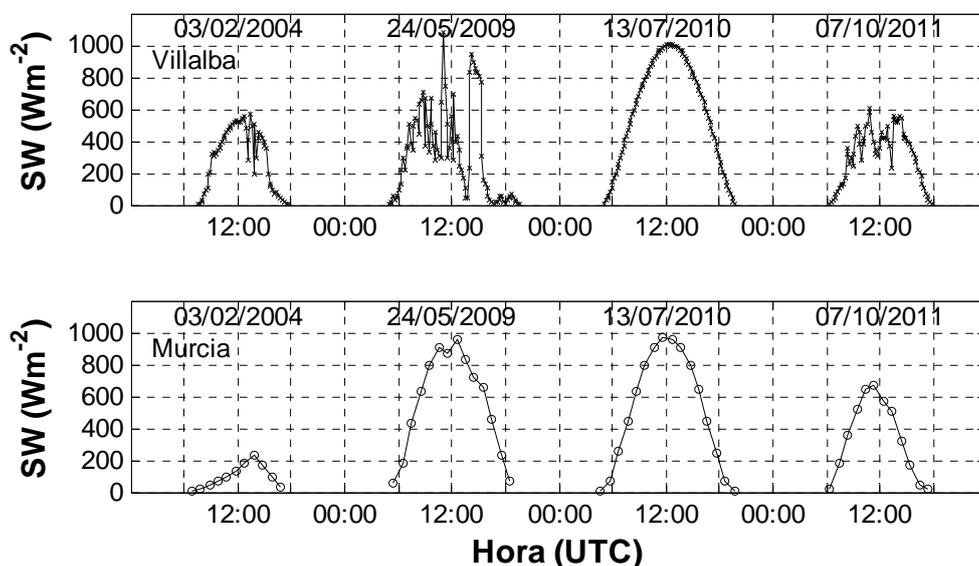


Figura 3.20: Evolución temporal de la irradiancia SW en las localidades de Villalba (arriba) y Murcia (abajo) durante cuatro días.

Con la intención de caracterizar la radiación SW en las nueve localidades, se han promediado las medidas de irradiancia SW para cada mes y para cada hora. La Figura 3.21 muestra este promedio en función de cada mes y del tiempo solar verdadero para cada localidad. En primer lugar se observan dos simetrías claras, ambas relacionadas con el SZA. Existe una simetría en torno a las 12:00 TSV, cuando el SZA es mínimo, y sobre la que el SZA es también simétrico.

La otra simetría aparece en torno a los meses de junio y julio, ya que el 21 de junio es el solsticio de verano, cuando el SZA para cada hora del día alcanza el valor más bajo del año; además SZA es simétrico en torno al solsticio. Debido a que los valores más bajos de SZA se alcanzan a las 12:00 TSV y en el solsticio de verano, los máximos en todas las localidades aparecen en torno a esa época y a esa hora. Cáceres y Ciudad Real alcanzan los valores más altos, al contrario que en San Sebastián, A Coruña y Tortosa. Las localidades más al norte tienen los valores más bajos de irradiancia máxima, en parte debido a que los valores de SZA que alcanzan no son tan bajos como en el resto de localidades. Sin embargo, no es el único factor que afecta, ya que por ese razonamiento Murcia debería presentar los valores más altos, si no que la presencia de nubes influye en los valores promedio, sobre todo en A Coruña y San Sebastián, donde se ha visto que hay mucha más presencia de nubosidad en el apartado 3.1.2. Murcia y Tortosa muestran los valores de irradiancia más altos cerca de los días próximos al solsticio de invierno, lo que indica un mayor número de días sin nubes en esa época para esas localidades.

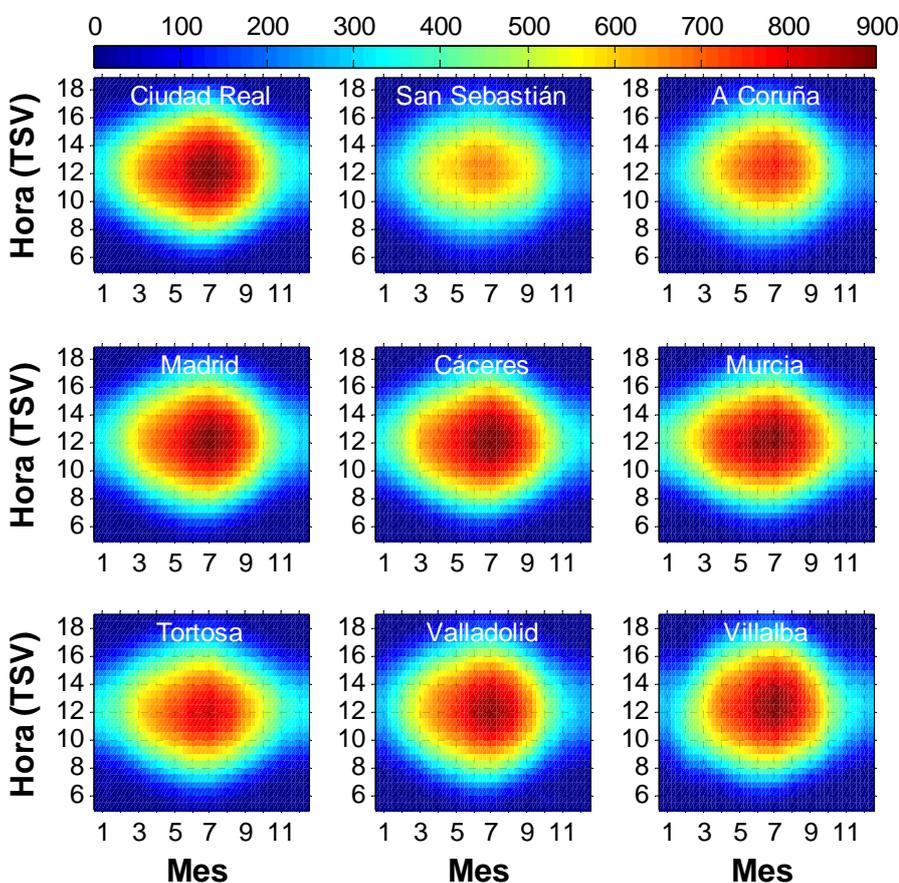


Figura 3.21: Irradiancia SW ( $\text{Wm}^{-2}$ ) horaria media mensual en función del mes y la hora en tiempo sola verdadero para las nueve localidades.

Respecto a los datos de irradiación SW diaria, en la Figura 3.22 se puede ver la evolución temporal de dichos datos para Madrid y Valladolid desde 2001 al 2010. Existe un ciclo anual claro debido a la variación anual del SZA y de la duración del día, que hacen que los máximos se produzcan en torno al solsticio de verano y los mínimos en invierno. Las fluctuaciones en la evolución temporal son debidas a la presencia de nubes, que disminuyen el valor de la irradiación SW diaria.

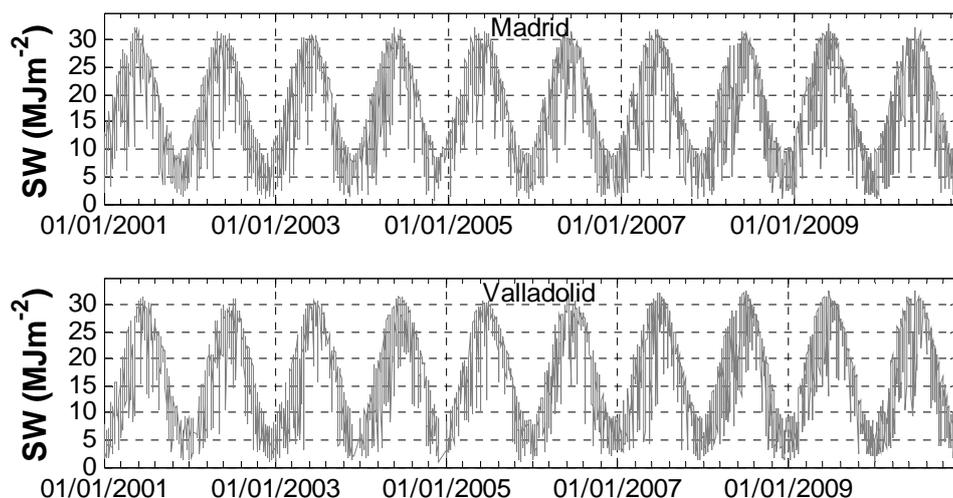


Figura 3.22: Evolución temporal de la irradiación SW diaria para las localidades de Madrid (arriba) y Valladolid (abajo) desde el año 2001 al 2010, ambos incluidos.

En la Tabla 3.31 Se presentan las medias mensuales de la irradiación SW diaria para todas las localidades, así como el promedio anual de las medias mensuales. El ciclo observado en la Figura 3.22 está presente en todas las localidades. El máximo de los valores mensuales debería aparecer en junio debido a que en ese mes se encuentra el solsticio de verano, sin embargo esto sólo sucede en San Sebastián. El resto de localidades tienen el máximo en el mes de julio porque hay menor presencia de nubes que en junio (apartado 3.1.2), lo que reduce la atenuación por nubes. La alta desviación estándar en junio también indica una mayor presencia de días con nubes. El promedio mensual va incrementando según se va disminuyendo la latitud de la localidad y su desviación estándar es más acusada en Valladolid y en Villalba.

Tabla 3.31: Media mensual de la irradiación SW en MJm<sup>-2</sup> y promedio anual de las medias mensuales para cada mes y localidad. La desviación estándar en MJm<sup>-2</sup> está entre paréntesis.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	7.5 (3.1)	11.5 (3.9)	16.1 (4.7)	19.9 (5.5)	22.9 (6.1)	26.8 (4.3)	27.4 (3.1)	24.0 (3.2)	18.3 (4.4)	12.5 (4.1)	8.3 (3.2)	6.6 (2.7)	16.8 (7.5)
San Sebastián	5.0 (2.8)	7.8 (4.2)	12.2 (5.6)	15.6 (7.1)	18.2 (7.8)	20.0 (8.1)	19.4 (8.0)	16.4 (6.9)	14.1 (5.7)	9.3 (4.3)	5.6 (3.0)	4.3 (2.3)	12.3 (5.8)
A Coruña	5.2 (2.4)	8.4 (3.6)	12.6 (5.1)	16.6 (6.2)	20.0 (7.0)	22.4 (7.6)	22.6 (6.7)	19.9 (5.7)	15.4 (4.8)	9.6 (4.0)	5.8 (2.6)	4.5 (2.0)	13.6 (6.8)
Madrid	7.2 (3.0)	10.7 (4.0)	15.8 (4.9)	19.7 (6.0)	23.2 (6.3)	26.6 (5.2)	27.5 (3.6)	24.2 (3.6)	18.7 (4.2)	12.2 (4.2)	8.1 (3.2)	6.0 (2.7)	16.7 (7.7)
Cáceres	7.8 (3.0)	11.4 (4.0)	16.3 (4.7)	20.1 (5.7)	23.6 (5.9)	26.9 (4.9)	27.8 (3.2)	24.2 (3.6)	18.7 (4.2)	12.7 (4.2)	8.5 (3.2)	6.4 (2.7)	17.0 (7.6)
Murcia	8.9 (2.9)	12.1 (4.0)	16.4 (5.2)	20.9 (5.4)	23.7 (5.9)	26.3 (4.5)	26.5 (3.0)	23.2 (3.5)	18.3 (4.1)	13.3 (3.9)	9.4 (3.2)	7.7 (2.5)	17.2 (6.9)
Tortosa	7.5 (2.7)	10.3 (4.0)	14.9 (5.0)	18.5 (6.4)	21.8 (6.5)	24.3 (5.7)	24.7 (4.9)	21.3 (4.7)	16.5 (4.5)	12.2 (3.8)	8.4 (2.9)	6.6 (2.5)	15.6 (6.6)
Valladolid	5.9 (2.8)	10.3 (3.6)	15.1 (4.8)	19.5 (5.7)	22.8 (6.0)	26.4 (5.2)	27.0 (4.1)	23.6 (4.0)	17.8 (4.3)	11.1 (4.4)	7.1 (3.0)	5.2 (2.4)	16.0 (8.0)
Villalba	5.9 (2.8)	10.0 (3.7)	14.8 (5.0)	20.1 (5.4)	23.5 (6.2)	26.9 (5.1)	27.8 (3.6)	24.1 (3.9)	18.4 (4.2)	11.6 (4.4)	7.6 (3.0)	5.8 (2.4)	16.4 (8.2)

### 3.6.2.- Radiación UVER

De igual manera que se ha analizado la radiación SW se va a actuar con la radiación UVER. La Figura 3.23 muestra la evolución de la irradiancia UVER para cuatro días en Murcia y en Villalba. Se observa que el comportamiento es similar al de la irradiancia SW (Figura 3.20), sin embargo hay dos diferencias apreciables: La irradiancia UVER es menos sensible a las nubes, ya que la componente directa de la irradiancia SW es mucho mayor que en el caso de la UVER, por lo que una nube bloqueando la componente directa de la UVER no disminuye tanto la irradiancia global como en el caso de la SW. La otra diferencia que se puede observar es que en los días sin nubes (13 de julio de 2010) la forma de la evolución se estrecha para altos ángulos cenitales. Este estrechamiento se debe al “scattering” Rayleigh y a la absorción del ozono, que para ángulos cenitales altos es mucho más pronunciada, lo que reduce considerablemente la componente directa de la irradiancia UVER. Estos fenómenos de “scattering” y absorción son mucho más débiles en el caso de la irradiancia SW y por eso su comportamiento bajo cielo sin nubes es diferente al de la irradiancia UVER (Bilbao *et al.*, 2013).

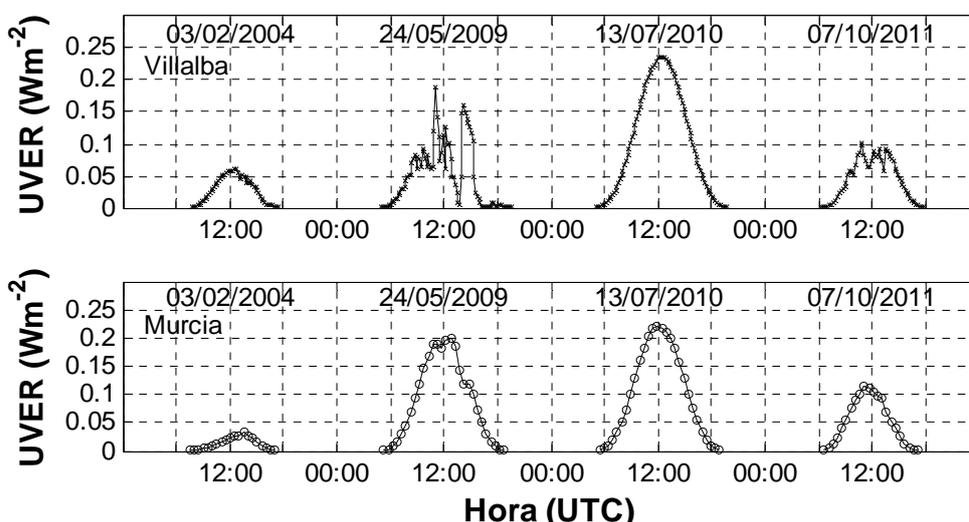


Figura 3.23: Evolución temporal de la irradiancia UVER en las localidades de Villalba (arriba) y Murcia (abajo) durante cuatro días.

La irradiancia UVER media en función del mes y la hora en tiempo solar verdadero está representada en la Figura 3.24. También aparecen las dos simetrías observadas en el caso de la irradiancia SW (Figura 3.21). En el caso de la irradiancia UVER, el gradiente en la dirección del mes y de la hora es más pronunciado que en el caso de la irradiancia SW. La mayor variación con la hora puede explicarse por la misma razón que el estrechamiento en las horas del orto y el ocaso. San Sebastián y A Coruña son las localidades con valores de irradiancia UVER más bajos, al revés que Cáceres y Ciudad Real, lo que se debe a la presencia de nubes.

La irradiación UVER diaria está representada en la Figura 3.25 para Madrid y Valladolid desde 2001 a 2010 y, al igual que en el caso de la radiación SW, existe un ciclo anual marcado por los cambios en el SZA y la duración del día, aunque en este caso las variaciones en la columna de ozono también afectan a la irradiación UVER. Las fluctuaciones por nubes son menores en la irradiación UVER que en la SW. Además se puede observar tanto en Madrid como en Valladolid una disminución de los valores máximos en los años centrales del periodo posiblemente causados por cambios en el ozono, ya que esa disminución no es apreciable en la irradiación SW.

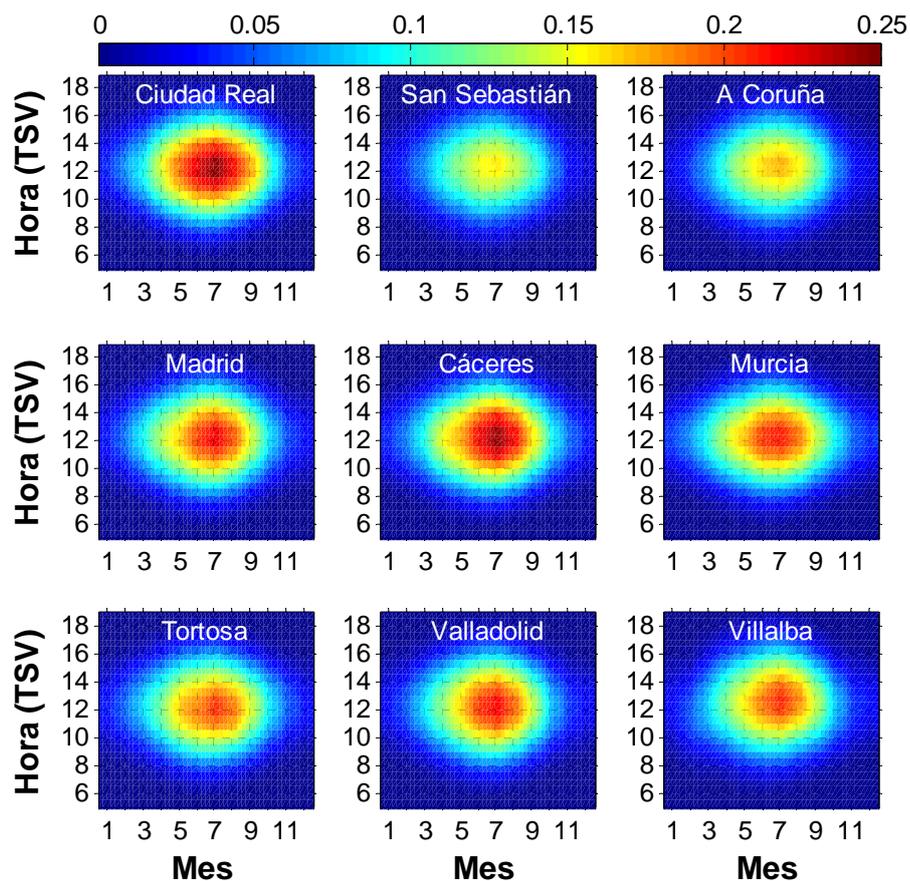


Figura 3.24: Irradiancia UVER ( $\text{Wm}^{-2}$ ) horaria media mensual en función del mes y la hora en tiempo solar verdadero para las nueve localidades.

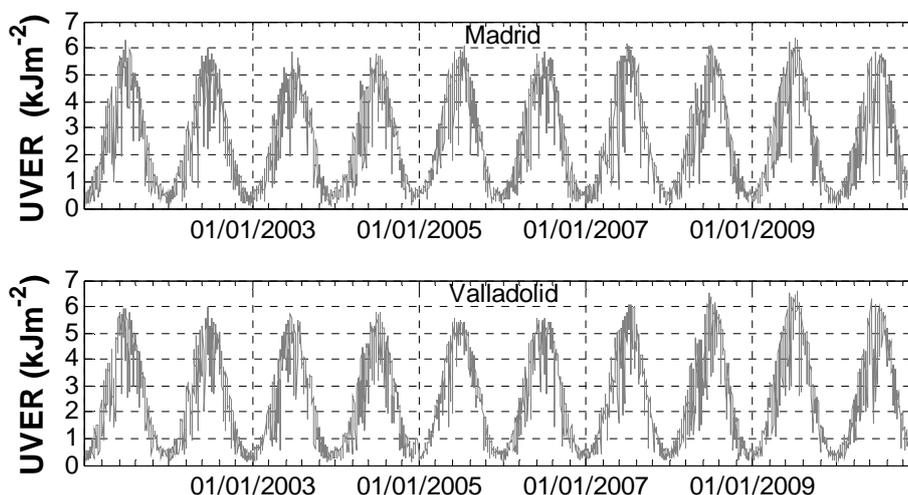


Figura 3.25: Evolución temporal de la irradiación UVER diaria para las localidades de Madrid (arriba) y Valladolid (abajo) desde el año 2001 al 2010, ambos incluidos.

La Tabla 3.32 presenta los valores medios mensuales de la irradiación UVER diaria en las distintas localidades. Los máximos valores mensuales ocurren en julio para todas las localidades, como en el caso de la irradiación SW, salvo que en este caso San Sebastián también presenta el máximo en julio debido a un descenso en el ozono de junio a julio. La máxima desviación estándar aparece entre los meses de abril y julio. El promedio anual mayor aparece en Ciudad Real, Cáceres y Murcia y el menor en San Sebastián y A Coruña, como en el caso de la irradiación SW.

Tabla 3.32: Media mensual de la irradiación UVER en  $\text{kJm}^{-2}$  y promedio anual de las medias mensuales para cada mes y localidad. La desviación estándar en  $\text{kJm}^{-2}$  está entre paréntesis.

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	0.6 (0.2)	1.2 (0.5)	2.0 (0.8)	3.3 (0.9)	4.5 (1.0)	5.3 (1.1)	5.6 (0.6)	4.7 (0.7)	3.6 (0.6)	2.0 (0.6)	0.9 (0.4)	0.6 (0.2)	2.9 (1.9)
San Sebastián	0.4 (0.2)	0.8 (0.3)	1.5 (0.6)	2.6 (0.9)	3.3 (1.2)	3.9 (1.3)	4.0 (1.3)	3.2 (1.1)	2.3 (0.8)	1.3 (0.5)	0.6 (0.3)	0.4 (0.1)	2.0 (1.4)
A Coruña	0.4 (0.2)	0.8 (0.3)	1.5 (0.5)	2.5 (0.8)	3.4 (1.1)	4.0 (1.2)	4.1 (1.1)	3.5 (0.9)	2.4 (0.7)	1.2 (0.5)	0.6 (0.2)	0.4 (0.1)	2.1 (1.4)
Madrid	0.6 (0.2)	1.1 (0.4)	2.0 (0.7)	3.0 (0.9)	3.9 (1.1)	4.9 (1.0)	5.1 (0.7)	4.3 (0.7)	2.9 (0.7)	1.6 (0.6)	0.8 (0.3)	0.5 (0.2)	2.5 (1.7)
Cáceres	0.7 (0.3)	1.2 (0.4)	2.2 (0.7)	3.3 (1.0)	4.2 (1.0)	5.2 (1.0)	5.6 (0.5)	4.7 (0.6)	3.2 (0.7)	1.8 (0.6)	1.0 (0.3)	0.6 (0.2)	2.8 (1.8)
Murcia	0.8 (0.2)	1.2 (0.4)	2.1 (0.7)	3.1 (0.9)	3.9 (1.0)	4.8 (0.7)	4.8 (0.6)	4.1 (0.7)	2.9 (0.7)	1.8 (0.5)	1.0 (0.3)	0.7 (0.2)	2.6 (1.6)
Tortosa	0.6 (0.2)	1.1 (0.4)	1.8 (0.7)	2.7 (1.1)	4.1 (1.0)	4.4 (1.2)	4.8 (0.8)	4.2 (0.8)	2.9 (0.7)	1.7 (0.6)	0.9 (0.3)	0.5 (0.2)	2.5 (1.6)
Valladolid	0.5 (0.2)	1.0 (0.4)	1.9 (0.6)	2.8 (0.9)	3.9 (1.1)	4.9 (0.9)	5.1 (0.8)	4.2 (0.8)	2.8 (0.7)	1.5 (0.6)	0.7 (0.3)	0.4 (0.2)	2.5 (1.7)
Villalba	0.5 (0.2)	1.0 (0.4)	1.8 (0.6)	2.8 (0.8)	3.8 (1.1)	4.6 (1.0)	4.9 (0.7)	4.1 (0.7)	2.8 (0.6)	1.5 (0.6)	0.7 (0.3)	0.5 (0.2)	2.4 (1.6)

### 3.6.3.- Selección de días sin nubes

Se han seleccionado de manera visual los días en los que no ha habido nubes influyendo a la radiación solar. Se ha decidido utilizar un criterio visual ya que otros tipos de criterios más automáticos no garantizan la selección de que todos los días sean sin nubes y descartan algunos días que sí son sin nubes. Por ejemplo, algunos autores utilizan el índice de claridad diario (cociente entre la irradiación SW diaria en superficie y la misma en la cima de la atmósfera) como referente, asignando un valor límite por el cual los días con un valor de índice de claridad mayor que dicho límite se consideran sin nubes y los de menor índice de claridad como días con nubes. No se ha optado por este método debido a que un día con mucha carga de aerosol puede dar un índice de claridad menor que el valor límite aún en ausencia de nubes. Por otro lado el índice de claridad disminuye con el SZA aún con las mismas condiciones debido a que incrementa el camino óptico, lo que hace que los días de invierno, con ángulos cenitales más altos, tengan un índice de claridad menor y un criterio como el explicado excluye muchos de esos días aún sin nubes.

Para seleccionar un día sin nubes en primer lugar se han descartado todos los días en los que no existe alguna de las medidas de irradiancia SW y UVER. De esta manera se han representado las irradiancias UVER y SW para cada día en conjunto con las de los días adyacentes. Con los datos de irradiancia representados, se han observado uno por uno cada día y, siguiendo una serie de criterios, se ha discernido si es un día con nubes o no. Los criterios para considerar un día sin nubes han sido: que la evolución de la irradiancia SW y UVER presente un crecimiento hasta el mediodía seguido de un decrecimiento, ambos uniformes y sin cambios bruscos; y que los datos sean simétricos respecto de las 12:00 TSV. Aunque el efecto de las nubes es más apreciable en la radiación SW, se ha querido utilizar conjuntamente los datos de UVER porque tienen como ventaja una mayor resolución temporal. Un inconveniente del criterio visual utilizado es que puede que descarte días sin nubes en los que el cambio intra-diario de la carga de aerosol, ozono o vapor de agua sea fuerte.

Como ejemplo, en la Figura 3.26 se presentan los días 5, 6 y 7 de julio de 2010 en Cáceres. El primer día (5 de julio) cumple con los requisitos para ser seleccionado como día sin nubes, pues presenta una evolución suave y una gran simetría en torno a las 12:00 TSV tanto en la irradiancia SW como en la UVER. El siguiente día (6 de julio) también muestra una evolución uniforme, sin embargo los datos de la tarde no muestran una evolución tan suave y la simetría se rompe por ejemplo en la irradiancia SW a las 16:30 o en la irradiancia UVER entre las 13:15 y las 14:15, por lo que no se ha considerado día sin nubes. El último día (7 de julio) no se considera sin nubes pues tiene cambios bruscos en la evolución de las irradiancias. De los días representados en la Figura 3.20 y Figura 3.23, sólo el día 13 de julio de 2010 fue considerado sin nubes tanto en Villalba como en Murcia.

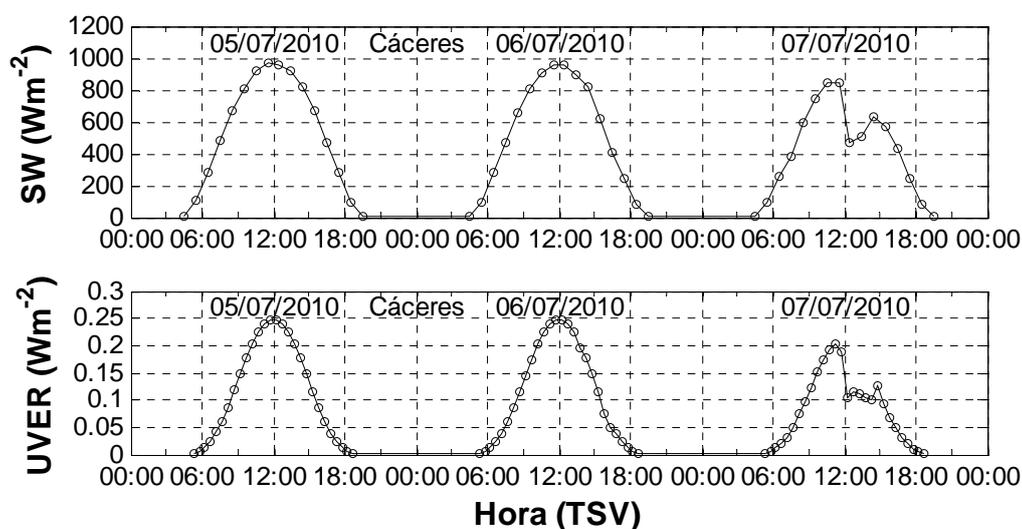


Figura 3.26: Evolución temporal de la irradiancia SW (arriba) y UVER (abajo) durante tres días consecutivos en Cáceres.

Una vez seleccionados todos los días sin nubes, se ha calculado el porcentaje de días sin nubes que hay en cada mes como el cociente entre el número de días sin nubes seleccionados en todo el periodo pertenecientes a un mes y el número de datos observados en todo el periodo para el mismo mes (multiplicado por 100%).

La Tabla 3.33 muestra el porcentaje de días sin nubes para cada mes y localidad, así como la media anual de los porcentajes mensuales y su desviación estándar. Estos resultados coinciden con los resultados derivados de la Figura 3.21 y la Figura 3.24. Ciudad Real y Cáceres tienen una gran cantidad de días sin nubes en verano, en torno al 50% de días en julio, sin embargo en invierno los porcentajes más altos se encuentran en la costa Este, en Murcia y Tortosa. El promedio anual indica que las localidades con más días sin nubes son Ciudad Real y Cáceres, seguidas de Murcia y Tortosa. San Sebastián tiene el menor porcentaje de días sin nubes en promedio anual, pero su desviación estándar también es la menor, indicando que el número de días sin nubes es muy constante durante todo el año. Todos estos resultados están en acuerdo con lo obtenido en el apartado 3.1.2 con los datos de insolación.

Estos días sin nubes seleccionados serán útiles para poder comparar con medidas reales las simulaciones de irradiancia SW y UVER bajo cielo sin nubes calculadas con un modelo de transferencia radiativa en el capítulo 4.

### Capítulo 3:

Tabla 3.33: Porcentaje de días sin nubes para cada mes según la localidad (%). Entre paréntesis el número de días sin nubes obtenidos. El valor anual es la media de los valores mensuales (%) y entre paréntesis su desviación estándar (ambos en %).

Localidad	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	Mayo	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Ciudad Real	5 (3)	14 (8)	11 (7)	17 (10)	19 (12)	23 (14)	52 (32)	44 (27)	37 (22)	31 (19)	3 (1)	10 (3)	22 (16)
San Sebastian	6 (10)	10 (17)	10 (17)	7 (13)	7 (12)	8 (14)	8 (13)	9 (13)	13 (19)	13 (20)	8 (11)	10 (13)	9 (2)
A Coruña	5 (18)	7 (24)	10 (33)	13 (47)	9 (34)	15 (56)	13 (53)	14 (55)	18 (66)	8 (29)	8 (29)	10 (37)	11 (4)
Madrid	10 (47)	9 (42)	13 (63)	11 (51)	9 (42)	17 (81)	22 (110)	24 (116)	15 (71)	11 (52)	8 (42)	7 (35)	13 (6)
Cáceres	9 (11)	15 (17)	17 (18)	14 (16)	22 (27)	22 (26)	45 (41)	34 (30)	15 (13)	20 (17)	18 (19)	10 (13)	20 (10)
Murcia	17 (70)	18 (75)	11 (48)	14 (56)	13 (52)	19 (86)	27 (121)	25 (113)	13 (58)	14 (57)	19 (82)	15 (63)	17 (5)
Tortosa	11 (7)	16 (9)	16 (8)	15 (9)	21 (13)	10 (6)	18 (11)	13 (8)	25 (15)	24 (15)	20 (6)	19 (6)	17 (5)
Valladolid	4 (12)	13 (37)	13 (42)	12 (39)	12 (38)	21 (72)	37 (122)	27 (86)	20 (66)	9 (33)	5 (15)	6 (18)	15 (10)
Villalba	2 (3)	7 (10)	13 (27)	12 (22)	10 (21)	13 (25)	30 (64)	20 (50)	15 (35)	10 (25)	4 (9)	4 (7)	12 (8)

## **Capítulo 4: Sensibilidad y precisión de un modelo de transferencia radiativa en el cálculo de la irradiancia UVER y SW bajo cielos sin nubes**

*En este capítulo se explica el proceso seguido para calcular la irradiancia horaria SW y UVER horarias bajo cielo sin nubes a partir del modelo UVSPEC del paquete libRadtran. Los cambios que produce la incertidumbre en los parámetros de entrada (columna de ozono, espesor óptico de aerosoles, exponente de Ångström, albedo de dispersión simple y columna de vapor de agua) sobre las simulaciones de irradiancia SW y UVER son analizados en detalle, tanto por separado como en conjunto. Se utilizan las medidas de irradiancia tomadas bajo cielo sin nubes para comparar con los valores obtenidos mediante el modelo de transferencia radiativa.*

## 4.1.- El modelo UVSPEC/LibRadtran

### 4.1.1.- Descripción

LibRadtran (library for Radiative transfer) es una colección de programas y funciones escritos en C y Fortran para el cálculo de la radiación solar y térmica en la atmósfera terrestre. LibRadtran está disponible gratuitamente bajo licencia pública general GNU. Puede descargarse directamente en [www.libradtran.org](http://www.libradtran.org), donde también se encuentra toda la documentación relevante.

El programa central de libRadtran es la herramienta de transferencia radiativa UVSPEC (UV-Visible Spectroscopy), que calcula el campo radiativo en la atmósfera terrestre. UVSPEC fue diseñado originalmente para calcular el flujo actínico en las regiones UV y visible del espectro solar (Kylling, 1992). Con el paso de los años el programa UVSPEC ha sufrido numerosos cambios y mejoras, pudiendo calcular la radiación solar en todo el espectro solar y en el espectro térmico, cubriendo de 120 nm a 100µm en la actualidad. El programa UVSPEC está diseñado de manera sencilla y versátil para poder introducir en un fichero de entrada las condiciones en las que se quiere realizar una simulación, permitiendo muchas opciones diferentes: selección de la composición de atmósfera, propiedades del aerosol presente, características de la superficie, etc. Además, UVSPEC permite elegir entre distintos métodos para resolver la ecuación de transferencia radiativa (apartado 1.3), por ejemplo el método SDISORT (ordenadas discretas en una atmósfera pseudo-esférica) de *Dahlback y Stamnes* (1991), o el método POLRADTRAN de *Evans y Stephens* (1991), que calcula la polarización de la radiación en una atmósfera plano-paralela. Más información sobre el paquete libRadtran puede encontrarse en la web, en la documentación de la propia librería (*Mayer et al.*, 2012) y en *Mayer y Kylling* (2005), donde se muestran ejemplos del uso de la librería.

### 4.1.2.- Funcionamiento y parámetros de entrada

En este trabajo se ha utilizado la versión 1.7 del paquete libRadtran, lanzada el 10 de septiembre de 2012. LibRadtran está diseñado para ejecutarse desde el sistema operativo "Unix", por lo que es necesario trabajar desde ese sistema, o a través de una maquina virtual de él. En este trabajo se ha ejecutado libRadtran desde el sistema operativo "Windows" a través de la maquina virtual "Cygwin", que se puede descargar en [www.cygwin.com](http://www.cygwin.com). Una vez descomprimidos y compilados todos los ficheros de libRadtran, se puede trabajar directamente con UVSPEC a través de la creación de ficheros de entrada y utilizando la consola de comandos trabajando en el interior de la carpeta "/bin", que aparece dentro de la carpeta "/libradtran-1.7" (estas carpetas aparecen al descomprimir y compilar los archivos descargados de la web).

Para realizar una simulación con UVSPEC es necesario crear al menos un fichero de entrada en el que queden bien definidas las condiciones bajo las cuales se va a realizar la simulación y el método que se quiere utilizar para ello. Un ejemplo de ficheros de entrada se encuentra en la Figura 4.1, donde se muestran dos ficheros, uno para la radiación SW y otro para la UVER. En estos ficheros se encuentran todos los parámetros de entrada utilizados para hacer las simulaciones en este trabajo.

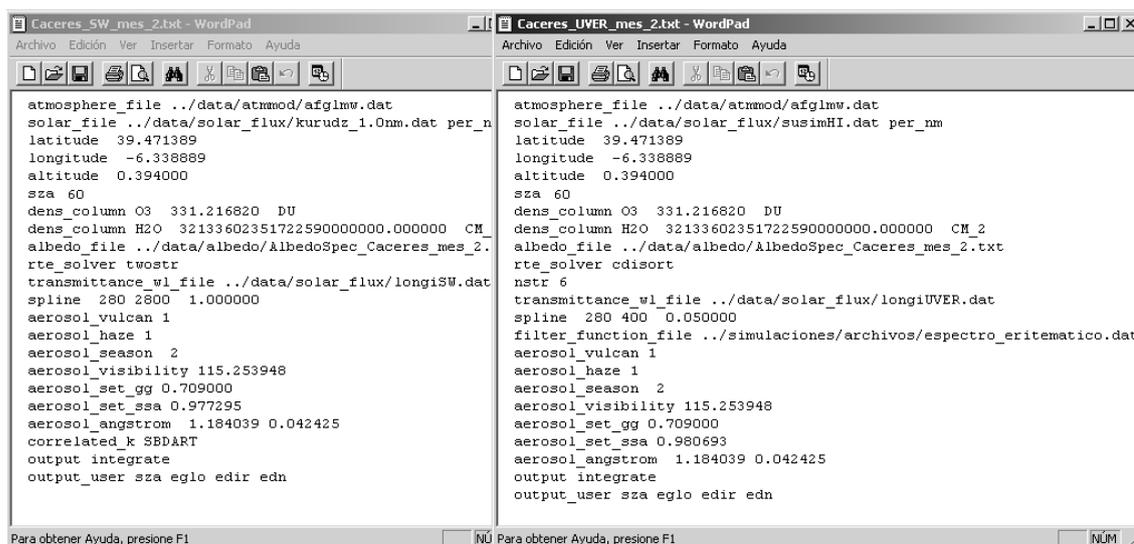


Figura 4.1: Ficheros de entrada para calcular la irradiancia SW (izquierda) y UVER (derecha) en Cáceres con los valores promedio de febrero.

Los ficheros de entrada se crean en un documento de texto dentro de una carpeta conocida y con un nombre que aclare lo que significan los parámetros que contiene; por ejemplo en la Figura 4.1, los ficheros se han llamado “Caceres\_SW\_mes\_2.txt” y “Caceres\_UVER\_mes\_2.txt”, haciendo referencia a que contienen los parámetros de entrada correspondientes a la localidad de Cáceres en el mes de febrero. Los parámetros mostrados en la Figura 4.1 se van a analizar uno por uno a continuación:

**atmosphere\_file:** En este parámetro de entrada hay que introducir la ruta de un fichero que contenga la composición vertical de los gases de la atmósfera. Los ficheros se componen de las densidades del aire, ozono, oxígeno, vapor de agua, dióxido de carbono y dióxido de nitrógeno a distintas alturas, además de la presión y la temperatura a cada altura seleccionada. La versión 1.7 de libRadtran trae 9 atmósferas estándar diferentes en la carpeta “/data/atmmod” (siempre dentro de la carpeta “/libradtran-1.7”), aunque el usuario puede crear la suya propia. En este trabajo se ha utilizado en todas las localidades la atmósfera estándar de medias latitudes verano (“afglms.dat”; Anderson et al., 1986) para los meses de mayo a octubre (ambos incluidos) y de medias latitudes invierno (“afglmw.dat”; Anderson et al., 1986) para el resto de meses.

**solar\_file:** Una ruta de fichero también es necesaria en esta entrada. En este caso se trata de un fichero que contenga el espectro solar extraterrestre a utilizar. La carpeta “/data/solar\_flux” incluye varios espectros por defecto (se pueden añadir más); en este trabajo se ha utilizado el espectro de Kurucz (1992), con una resolución de 1 nm (desde 250 nm hasta 10000 nm) al simular la radiación SW, mientras que para la UVER se ha introducido el espectro solar ultravioleta “SUSIM SL2” de Van Hoosier et al. (1988) que tiene una resolución de 0.05 nm (desde 120 nm hasta 400 nm). Este último espectro no está incluido por defecto en el paquete libRadtran.

**latitude, longitude y altitude:** Son las coordenadas geográficas de la localidad en la que se va a realizar la simulación. La latitud y la longitud se escriben en grados, siendo las direcciones Norte y Este positivas, y la altitud se introduce en km.

**sza:** Es el ángulo solar cenital en grados. En el ejemplo de la Figura 4.1 se ha seleccionado un ángulo de 60°.

**dens\_column:** Este parámetro se refiere a la columna total de un gas. Para introducir el valor de un gas concreto hay que dar la orden “dens\_column + nombre del gas + cantidad + unidades”, de esta manera se puede ver en la Figura 4.1, que para introducir la columna de ozono de 331 DU se ha escrito “dens\_column O3 331.2 DU”; para la columna de vapor de agua se ha cambiado el nombre del gas (O3 por H2O) y las unidades (DU por CM\_2). Para convertir la columna de vapor de agua en cm ( $\text{gcm}^{-2}$ ) a moléculas por  $\text{cm}^{-2}$  (CM\_2) se multiplica por  $6.023 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$  (número de Avogadro) y se divide por la masa atómica del agua:  $18.01528 \text{ gmol}^{-1}$ . Estos valores en columna se escalan en el perfil vertical de la atmósfera. En este trabajo se ha introducido el valor de ozono en DU de cada día en cada localidad, mientras que la columna de vapor de agua introducida en el modelo ha sido el valor medio mensual calculado en la Tabla 3.23, dependiendo del mes y la localidad.

**o3\_crs:** Esta opción sirve para introducir la sección eficaz del ozono. En ausencia de esta opción en el fichero de entrada, que es el caso (Figura 4.1), el modelo toma por defecto la sección eficaz de *Molina y Molina* (1986).

**albedo\_file:** aquí se introduce la ruta del fichero que contiene el albedo espectral en superficie a introducir. En este trabajo se han introducido los albedos calculados en el capítulo anterior en la carpeta “/data/albedo” y, como puede verse en la Figura 4.1, se llama al fichero de la localidad y mes correspondiente. Estos ficheros de albedo superficial tienen que tener dos columnas, la primera con la longitud de onda en nm y la segunda con el valor espectral del albedo en tanto por uno.

**rte\_solver:** Este parámetro es de gran importancia, ya que en él se introduce el método que se quiere utilizar para resolver la ecuación de transferencia radiativa. La versión 1.7 de libRadtran deja elegir entre 19 métodos diferentes, de los cuales se han seleccionado en este trabajo el “twostr” para la radiación SW y el “cdisor” para la UVER. El método “twostr” fue desarrollado por *Kylling et al.* (1995) y resuelve la ecuación de transferencia radiativa mediante la aproximación de dos flujos y bajo una atmósfera pseudo-esférica (apartado 1.3). El método “cdisor” es el método por defecto que toma el programa UVSPEC, es la versión en lenguaje C del algoritmo de ordenadas discretas DISORT (versión 2.0) bajo una atmósfera plano-paralela (*Buras et al.*, 2011), escrito originalmente en lenguaje Fortran. El método de dos flujos es más rápido pero menos preciso que el de ordenadas discretas, por lo que se ha seleccionado para el cálculo de la irradiancia SW pues tiene más longitudes de onda que calcular (mayor tiempo de ejecución) y no es necesaria una precisión tan alta como en el caso de la radiación UVER.

**nstr:** Es el número de flujos a elegir cuando se utiliza el método de ordenadas discretas, por lo que sólo se tiene en cuenta para calcular la radiación UVER como se ve en la Figura 4.1. El número de flujos por defecto es 6 para el cálculo de irradiancias (16 para el cálculo de radiancias), que es el que se ha seleccionado en este trabajo.

**transmittance\_wl\_file:** El fichero que se introduce en esta entrada contiene las longitudes de onda en las que se quiere calcular la irradiancia (para después integrar). Se han creado dos ficheros (“longiSW.dat” para SW y “longiUVER.dat” para UVER) en la carpeta “/data/solar\_flux” en el que se introducen las longitudes de onda que se quieren utilizar (en nm). En este trabajo se han seleccionado las longitudes de onda de 280 a 400 nm cada 1 nm para la radiación UVER. En el caso de la radiación SW, se han seleccionado las longitudes de onda cada 2 nm en el intervalo 280-800 nm, cada 5 nm desde 800 nm a 1600 nm y cada 10 nm desde 1600 nm a 2800 nm. En total se calcula la irradiancia en 121 longitudes de onda para la UVER y en 541 para la SW, lo que es una de las razones de elegir un método “rte\_solver” más rápido para la radiación SW, pues hay que calcular la irradiancia en más longitudes de onda.

**spline:** Esta opción sirve para obtener mediante una interpolación los valores de las irradiancias espectrales que no se han calculado. Calculada la transmitancia de la atmósfera en dos longitudes de onda (la irradiancia en la superficie entre la irradiancia extraterrestre), se puede interpolar linealmente en longitudes intermedias y luego se multiplica por la irradiancia extraterrestre correspondiente a esas longitudes intermedias. En la opción “spline” hay que introducir la longitud inicial y la final en las que se quiere interpolar y el paso en el que se quiere hacer. En este trabajo se ha interpolado la irradiancia SW desde 280 nm a 2800 nm en pasos de 1 nm (por eso se ha escogido el espectro de Kurucz cada 1 nm); la irradiancia UVER ha sido interpolada de 280 nm a 400 nm cada 0.05 nm (por eso se ha seleccionado el espectro SUSIM SL2 con resolución de 0.05 nm).

**filter\_function\_file:** En esta entrada se introduce la ruta de un fichero que contenga un espectro con el que se quiera pesar la irradiancia espectral obtenida. Esto es sólo de interés en el caso de la irradiancia UVER, que se tiene que pesar con el espectro eritemático de la CIE, por lo que se ha creado una carpeta “/simulaciones/archivos” y dentro se ha creado el fichero “espectro\_eritematico.txt” que incluye el espectro mencionado con una resolución de 0.05 nm.

**aerosol\_vulcan:** Sirve para seleccionar el perfil atmosférico del aerosol por encima de 2 km. Se ha seleccionado el valor 1 para todos los casos, que corresponde con un perfil estándar de aerosoles de fondo (“background”) definido en *Shettle* (1989).

**aerosol\_haze:** Este parámetro de entrada selecciona el perfil atmosférico del aerosol por debajo de 2 km, eligiendo uno de los tipos definidos por *Shettle* (1989). Se han seleccionado distintas opciones según la localidad y los resultados del capítulo anterior: el valor 5 (tipo urbano) se ha introducido en las localidades de Madrid y Murcia; el valor 2 (tipo marítimo) se ha seleccionado para San Sebastián; y el valor 1 (tipo rural) se ha introducido para el resto de localidades.

**aerosol\_season:** En esta opción se puede elegir el tipo de perfil vertical del aerosol entre los tipos “primavera-verano” (valor 1) y “otoño-invierno” (valor 2). Se ha seleccionado el tipo “primavera-verano” para los meses con una atmosfera de medias latitudes verano y el tipo “otoño-invierno” el resto de meses. Los perfiles seleccionados en las opciones “aerosol\_vulcan” y “aerosol\_haze” se escalan en este perfil para obtener el perfil del aerosol final.

La Figura 4.2 muestra los 6 perfiles diferentes utilizados en este trabajo, no existiendo apenas variación entre el perfil urbano y rural, aunque sí hay mucha diferencia con el marítimo, pues este último apenas considera aerosol en las capas bajas. El perfil del aerosol de verano incluye más aerosol en las capas bajas de la atmósfera, siendo mayor el aerosol en el perfil de invierno a partir de 10 km.

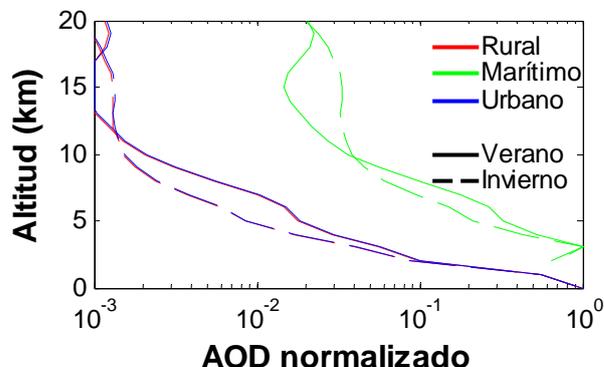


Figura 4.2: Perfil vertical del espesor óptico de aerosoles (normalizado) en unidades arbitrarias, para los tipos rural, marítimo y urbano, cada uno de ellos escalados con los perfiles de “primavera-verano” y “otoño-invierno”.

**aerosol\_visibility:** En esta opción se introduce la visibilidad horizontal en km. El valor introducido se ha calculado a partir de la ecuación (6.6.2) en *Iqbal* (1983) utilizando los coeficientes de Ångström. UVSPEC necesita que se le introduzca esta opción, a pesar de que si después se introducen los coeficientes de Ångström, el resultado no varía aunque se cambie la visibilidad. Por lo tanto esta opción se introduce, pero no va a tener ningún efecto en el resultado final ya que más adelante se introducen los coeficientes de Ångström.

**aerosol\_set\_gg:** Aquí se introduce el valor del parámetro de asimetría. En este trabajo se ha introducido el parámetro de asimetría seleccionado en la Tabla 3.21 para cada localidad. En la Figura 4.1 aparece el valor de 0.709, correspondiente al seleccionado para Cáceres (“continental limpio”). El modelo UVSPEC utiliza este valor de  $g$  para obtener la función de fase de aerosoles a través de la función de Henyey-Greenstein según la ecuación (1.4).

**aerosol\_set\_ssa:** El parámetro que hay que introducir aquí es el albedo de dispersión simple de aerosoles. En este trabajo se ha introducido el valor medio mensual a 500 nm calculado en la Tabla 3.19 para calcular la irradiancia SW y el mismo valor pero a 354 nm (Tabla 3.20) para calcular la UVER. Se puede observar como los valores de SSA seleccionados en la Figura 4.1 coinciden con los mostrados en las Tablas 3.19 y 3.20 para el mes de febrero en Cáceres.

**aerosol\_angstrom:** En esta entrada hay que indicar el valor del exponente  $\alpha$  y del parámetro  $\beta$  de Ångström. Los valores utilizados de  $\alpha$  se han introducido en este trabajo dependiendo del mes y de la localidad, siendo los que se muestran en la Tabla 3.18. El valor introducido de  $\beta$  ha sido calculado utilizando el exponente de Ångström mencionado y el espesor óptico medio mensual a 443 nm (Tabla 3.17) a través de la siguiente expresión:

$$\beta = \tau_{a-443} 0.433^\alpha. \tag{4.1}$$

Se puede apreciar en la Figura 4.1 como los valores de  $\alpha$  y  $\beta$  coinciden con los calculados en el capítulo 3.

**correlated\_k:** La absorción molecular varía suavemente con la longitud de onda en la región del UV y en las longitudes más cortas del espectro visible, por lo que una resolución de 1 nm es suficiente. Sin embargo a partir de 500 nm comienzan a producirse fenómenos de absorción por vapor de agua, oxígeno y otros gases traza. Las líneas de absorción de estos gases son muy estrechas en estas longitudes de onda por lo que se debería de resolver la ecuación de transferencia radiativa línea a línea utilizando una resolución espectral mayor, gastando mucho más tiempo de computación. Una aproximación para resolver el problema es seleccionar la opción “correlated\_k” que toma una distribución que permite cálculos pseudo-espectrales (es decir, todavía se puede calcular la radiación en cualquier longitud de onda que se quiera, pero la absorción del gas sólo se proporciona con una resolución limitada). Se recomienda usar una de las distribuciones “correlated\_k” predefinidas en libRadtran para el cálculo de la radiación integrada SW. En este trabajo se ha utilizado la distribución “SBDART” cuyo código es adoptado de *Ricchiazzi et al.* (1998). La distribución predefinida “SBDART”, a diferencia del resto, no modifica el espectro extraterrestre seleccionado en el input “solar\_file”. En la Figura 4.1 se puede observar que en los ficheros de entrada la opción “correlated\_k SBDART” sólo se ha introducido para la irradiancia SW.

**output:** En este parámetro de entrada hay que introducir cómo se quiere el resultado final en el fichero de salida, pues se puede obtener la irradiancia a cada longitud de onda seleccionada en el fichero “transmittance\_wl\_file”, la suma de todas ellas, o su integración respecto a la longitud de onda (recomendado para la distribución “SBDART”). En este trabajo se ha seleccionado la opción “integrate” para el parámetro “output” para obtener las irradiancias SW y UVER integradas.

**output\_user:** El formato del fichero de salida con los resultados obtenidos se introduce en esta opción. En este trabajo se ha configurado la opción “output\_user” para que el fichero de salida esté compuesto por cuatro columnas: ángulo solar cenital (sza), irradiancia global (eglo), irradiancia directa horizontal (edir) e irradiancia difusa (edn). Las unidades de las irradiancias vienen dadas en  $\text{mWm}^{-2}$ .

Creados los ficheros de entrada, el programa UVSPEC se ejecuta desde la consola de comandos (situados en la carpeta “/libradtran-1.7/bin”) introduciendo la siguiente sentencia:

```
./UVSPEC <nombre_ruta_fichero_entrada> nombre_ruta_fichero_salida
```

Como ejemplo supongamos que el fichero “Caceres\_SW\_mes\_2.txt” mostrado en la Figura 4.1 se encuentra en la carpeta “/libradtran-1.7/Caceres/inp” y queremos guardar la salida en la carpeta “/libradtran-1.7/Caceres/out” en un fichero llamado “SW\_mes\_2.txt”, entonces el comando a introducir en la consola será:

```
./UVSPEC <./Caceres/inp/Caceres_SW_mes_2.txt> ../Caceres/out/SW_mes_2.txt
```

El resultado que aparece escrito en el fichero de salida “SW\_mes\_2.txt” es:

```
60.000 5.028984e+05 4.123189e+05 9.057952e+04
```

que corresponde con lo seleccionado en la opción “output\_user”. Si se quiere ejecutar varias veces el programa UVSPEC escribiendo solamente una orden en la consola de comandos, entonces se crea en un fichero llamado “ordenes.txt” en la carpeta “/bin” en el que se escriben las ordenes que se quieren realizar.

Por ejemplo para realizar el cálculo de la irradiancia SW y UVER en febrero para Cáceres se escribiría en el fichero “ordenes.txt”:

```
./UVSPEC <../Caceres/inp/Caceres_SW_mes_2.txt> ../Caceres/out/SW_mes_2.txt;
```

```
./UVSPEC<../Caceres/inp/Caceres_UVER_mes_2.txt>../Caceres/out/UVER_mes_2.txt;
```

y en la consola de comandos se introduciría la sentencia:

```
./ordenes.txt
```

Utilizando este método se pueden realizar todas las simulaciones que se quiera de forma automática mediante la creación de un fichero como “ordenes.txt”.

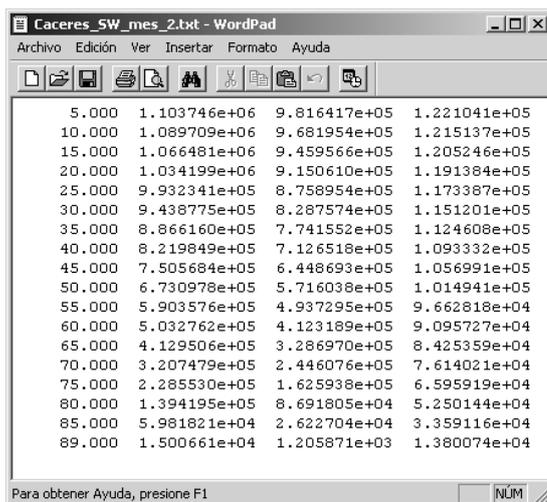
Otro método útil es el uso de bucles para las sentencias. Si se quiere simular por ejemplo la irradiancia SW cada 5° de ángulo solar cenital utilizando las mismas condiciones (las de febrero para Cáceres), entonces hay que modificar el fichero “Caceres\_SW\_mes\_2.txt” de la Figura 4.1 y donde pone “sza 60” escribir “sza SZA” y después utilizar la siguiente sentencia en la consola de comandos:

```
for sza in 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 89; do sed s/SZA/$sza/
```

```
../Caceres/inp/Caceres_SW_mes_2.txt> provisional.txt;
```

```
../bin/UVSPEC <provisional.txt>> ../Caceres/out/SW_mes_2.txt; done;
```

Esta orden lo que hace es crear un fichero llamado “provisional.txt” en el que se escribe lo mismo que en el fichero de entrada, pero cambiando el valor del SZA desde 5° a 89°. Este fichero provisional se ejecuta con UVSPEC, a continuación se genera un fichero provisional nuevo con un SZA diferente, se vuelve a ejecutar y así hasta que llega al valor de SZA de 89°. El resultado de este bucle crea en el fichero de salida el resultado mostrado en la Figura 4.3:



SZA (°)	Irradiancia Global (mWm <sup>2</sup> )	Irradiancia Directa (mWm <sup>2</sup> )	Irradiancia Difusa (mWm <sup>2</sup> )
5.000	1.103746e+06	9.816417e+05	1.221041e+05
10.000	1.089709e+06	9.681954e+05	1.215137e+05
15.000	1.066481e+06	9.459566e+05	1.205246e+05
20.000	1.034199e+06	9.150610e+05	1.191384e+05
25.000	9.932341e+05	8.758954e+05	1.173387e+05
30.000	9.438775e+05	8.287574e+05	1.151201e+05
35.000	8.866160e+05	7.741552e+05	1.124608e+05
40.000	8.219849e+05	7.126518e+05	1.093332e+05
45.000	7.505684e+05	6.448693e+05	1.056991e+05
50.000	6.730978e+05	5.716038e+05	1.014941e+05
55.000	5.903576e+05	4.937295e+05	9.662818e+04
60.000	5.032762e+05	4.123189e+05	9.095727e+04
65.000	4.129506e+05	3.286970e+05	8.425359e+04
70.000	3.207479e+05	2.446076e+05	7.614021e+04
75.000	2.285530e+05	1.625938e+05	6.595919e+04
80.000	1.394195e+05	8.691805e+04	5.250144e+04
85.000	5.981821e+04	2.622704e+04	3.359116e+04
89.000	1.500661e+04	1.205871e+03	1.380074e+04

Figura 4.3: Fichero de salida que contiene la irradiancia SW global (segunda columna), directa (tercera columna) y difusa (cuarta columna) en mWm<sup>2</sup> para distintos SZA (primera columna) en °. Los valores obtenidos corresponden a la localidad de Cáceres con los valores promedio de febrero.

Las sentencias para realizar bucles también pueden escribirse en un solo fichero, el cual se puede ejecutar directamente. En este trabajo se han utilizado las dos técnicas para automatizar los cálculos realizados, escribiendo todos los bucles posibles en ficheros de órdenes.

## 4.2.- Sensibilidad a la incertidumbre de cada uno de los valores utilizados

Los valores que se van a introducir como parámetros de entrada en el modelo UVSPEC tienen una incertidumbre que se ha caracterizado en el capítulo 2. Además, hay que añadir la incertidumbre debida a la variación intra-mensual en los parámetros que se van a introducir como medias mensuales ( $AOD_{443}$ ,  $\alpha$ , SSA y  $w$ ). La incertidumbre de estos valores mensuales puede considerarse como la raíz de la suma de los cuadrados de la incertidumbre de la medida y la desviación estándar mensual:

$$\sigma = \sqrt{\sigma_i^2 + \sigma_m^2}, \quad (4.2)$$

donde  $\sigma_i$  es la incertidumbre de la medida utilizada y  $\sigma_m$  la desviación estándar de la media mensual. Para saber como afecta esta incertidumbre a la radiación UVER y SW simuladas con UVSPEC, se ha calculado la irradiancia con los valores promedio (albedos mensuales y Tablas 3.15, 3.17, 3.18, 3.19, 3.20 y 3.23) para cada mes y cada localidad para los ángulos cenitales de 5° a 85° cada 5° y también a 89° (ya que no se puede 90°). A esta serie de datos simulados se la va a llamar serie “inicial” (1944 simulaciones de SW y 1944 de UVER). Después se han realizado las mismas simulaciones pero cambiando uno de los parámetros por su valor más su incertidumbre total (se va a llamar serie “parámetro+”) y otra serie de simulaciones igual pero restando la incertidumbre total en vez de sumarla (se va a llamar serie “parámetro-”). Cada una de ellas está compuesta de 1944 simulaciones para SW y 1944 para UVER. Por ejemplo, para obtener la serie “SSA-” en el caso de la localidad de Cáceres en el mes de febrero y para ver la sensibilidad a la incertidumbre del SSA, se escribe un fichero de entrada igual al de la Figura 4.1 (derecha) pero cambiando el SSA por 0.944426 (que corresponde al SSA de la Figura 4.1 menos la desviación estándar de la Tabla 3.19). En ese mismo ejemplo se introduce SSA igual a 1 para obtener la serie “SSA+” pues aunque el valor más la incertidumbre sea mayor que 1, no tiene sentido un SSA mayor que la unidad.

Calculadas la serie “inicial”, así como las series de un parámetro concreto “parámetro+” y “parámetro-”, se realiza la diferencia entre estas dos últimas series y la serie “inicial” y se selecciona la máxima diferencia en valor absoluto. Este valor  $\Delta R_{mx}$  (uno por cada SZA, mes y localidad) será la máxima desviación en la irradiancia  $R$  simulada debida a la incertidumbre en el parámetro de entrada:

$$\Delta R_{mx} = \max\left(\left|R_{p-} - R_{inicial}\right|, \left|R_{p+} - R_{inicial}\right|\right), \quad (4.3)$$

donde  $R$  es el tipo de irradiancia, pudiendo ser la irradiancia UVER o SW;  $R_{p-}$  es la irradiancia calculada en la serie del “parámetro p-”;  $R_{p+}$  es la irradiancia calculada en la serie del “parámetro p+”, y  $R_{inicial}$  es la irradiancia calculada en la serie “inicial”. Otra manera de calcular la desviación máxima es en porcentaje según la expresión:

$$\Delta R_{mx} (\%) = 100\% \max\left(\left|\frac{R_{p-} - R_{inicial}}{R_{inicial}}\right|, \left|\frac{R_{p+} - R_{inicial}}{R_{inicial}}\right|\right). \quad (4.4)$$

Para el caso concreto del ozono, la máxima desviación de la irradiancia SW se calculará para cada SZA, mes y localidad mediante:

$$\Delta SW_{mx} = \max\left(|SW_{TOC-} - SW_{inicial}|, |SW_{TOC+} - SW_{inicial}|\right) \quad (4.5)$$

y en porcentaje:

$$\Delta SW_{mx} (\%) = 100\% \max\left(\left|\frac{SW_{TOC-} - SW_{inicial}}{SW_{inicial}}\right|, \left|\frac{SW_{TOC+} - SW_{inicial}}{SW_{inicial}}\right|\right) \quad (4.6)$$

#### 4.2.1.- Columna de ozono

Introduciendo los valores mensuales de TOC de la Tabla 3.15 en la expresión (2.13) se obtienen las incertidumbres del ozono para cada mes y localidad. Como el ozono que se va a introducir en las simulaciones del capítulo 5 va a ser el diario, no se tiene en cuenta la desviación estándar mensual. Con la incertidumbre calculada se obtienen las series “TOC+” y “TOC-” y, utilizando la serie “inicial”, se calculan las desviaciones máximas de la irradiancia UVER y SW para cada SZA, mes y localidad.

La Figura 4.4 muestra  $\Delta SW_{mx}$  debido al ozono para las distintas localidades en función del mes y el SZA. La diferencia máxima decrece cuando el SZA aumenta y a penas muestra variación con el mes y con la localidad. La máxima  $\Delta SW_{mx}$  que se alcanza en las localidades de estudio no es superior de  $0.4 \text{ Wm}^{-2}$ , que es un valor muy pequeño en comparación con la radiación que llega, por lo que la incertidumbre en el ozono apenas afecta al cálculo de la radiación SW.

La máxima diferencia en valor absoluto siempre se produce entre la serie “inicial” y la serie “TOC-”. Esto se explica mediante la ley de Beer-Lambert-Bouger (apartado 1.3.4) que dice que la irradiancia directa  $I^{dir}$  a una longitud de onda fija es proporcional a la columna de ozono según:

$$I^{dir} = C_1 \exp(-\Omega_{TOC}), \quad (4.7)$$

donde  $C_1$  es un valor que depende del SZA y del resto de componentes atmosféricos. La diferencia  $\Delta I^{dir}$  entre la irradiancia directa con el TOC de la serie “inicial” y la misma con el TOC menos su incertidumbre  $\sigma$  será:

$$\Delta I^{dir} (TOC-) = C \left| \exp(-\Omega_{TOC}) - \exp(-\Omega_{TOC} + \sigma) \right| = C \exp(-\Omega_{TOC}) |1 - \exp(\sigma)|, \quad (4.8)$$

y para la serie “TOC+”:

$$\Delta I^{dir} (TOC+) = C \left| \exp(-\Omega_{TOC}) - \exp(-\Omega_{TOC} - \sigma) \right| = C \exp(-\Omega_{TOC}) |1 - \exp(-\sigma)|. \quad (4.9)$$

Como la incertidumbre es un valor mayor que cero, entonces:

$$|1 - \exp(-\sigma)| < |1 - \exp(\sigma)|, \quad (4.10)$$

lo que determina que la diferencia con el TOC de la serie “TOC-” va a ser mayor.

Como esto sucede en todas las longitudes de onda, entonces también es válido para la irradiancia SW (y UVER) directa y al ser el ozono un gas absorbente, que no produce “scattering” (lo que aumentaría la radiación difusa), su efecto atenuante sobre la componente directa aparece también en la difusa (menor radiación directa implica menor radiación que es transformada en difusa) y por tanto en la global.

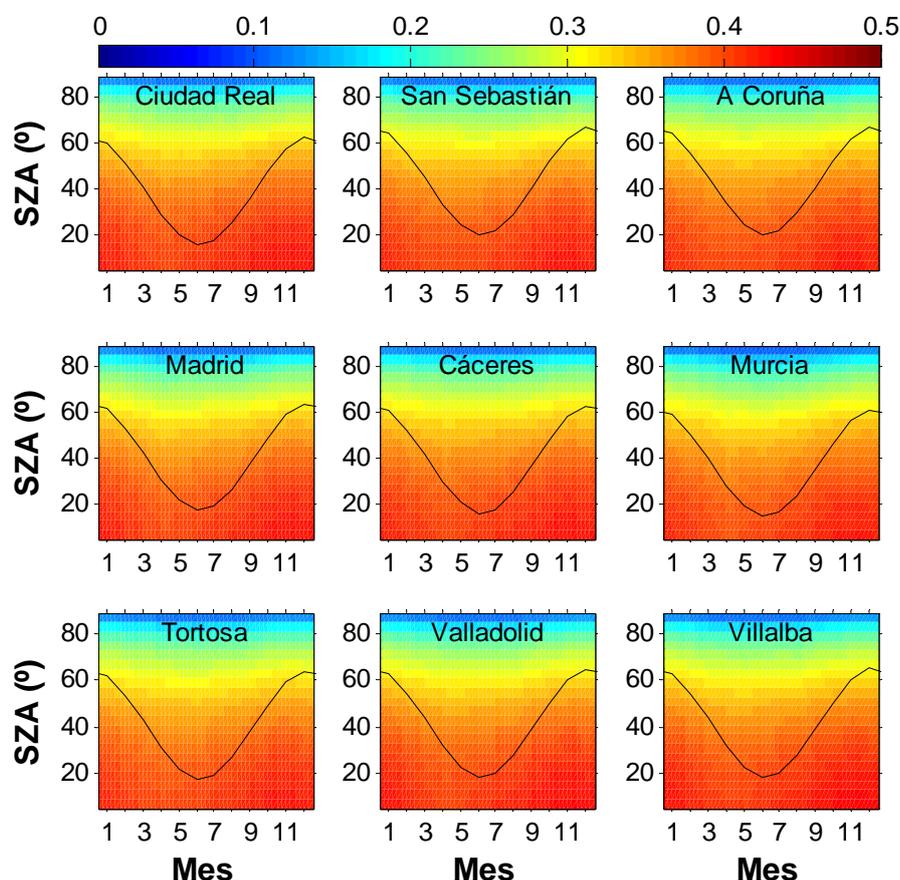


Figura 4.4: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia SW global simulada con los valores promedios de cada mes (serie “inicial”) y la misma pero simulada con el valor de TOC difiriendo más (serie “TOC+”) y menos (serie “TOC-”) su incertidumbre. La diferencia (en  $Wm^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

En el caso de la irradiancia UVER global, el valor de  $\Delta UVER_{mx}$  debido al ozono se encuentra en la Figura 4.5 para las distintas localidades en función del mes y el SZA.  $\Delta UVER_{mx}$  aumenta cuando el SZA disminuye y no existe una variación apreciable en  $\Delta UVER_{mx}$  con las distintas localidades, igual que en el caso de  $\Delta SW_{mx}$ , sin embargo existe una dependencia de  $\Delta UVER_{mx}$  con el mes, mostrando los valores más altos en los meses en los que el ozono es más bajo (noviembre y diciembre). Esto se explica con las ecuaciones (4.8) y (4.9), donde se observa que las diferencias son proporcionales a  $\exp(-TOC)$ , por lo que a menor valor de TOC, mayor será este valor y en definitiva  $\Delta UVER_{mx}$ . Los valores máximos de  $\Delta UVER_{mx}$  que se tienen en las localidades de estudio son menores de  $12 mWm^{-2}$ , pues mayores valores aparecen en los meses de otoño e invierno, pero en ángulos que no alcanzan las localidades de estudio en esas fechas. La máxima diferencia en valor absoluto siempre se produce entre la serie “inicial” y la serie “TOC-”, debido a la misma razón que en  $\Delta SW_{mx}$ .

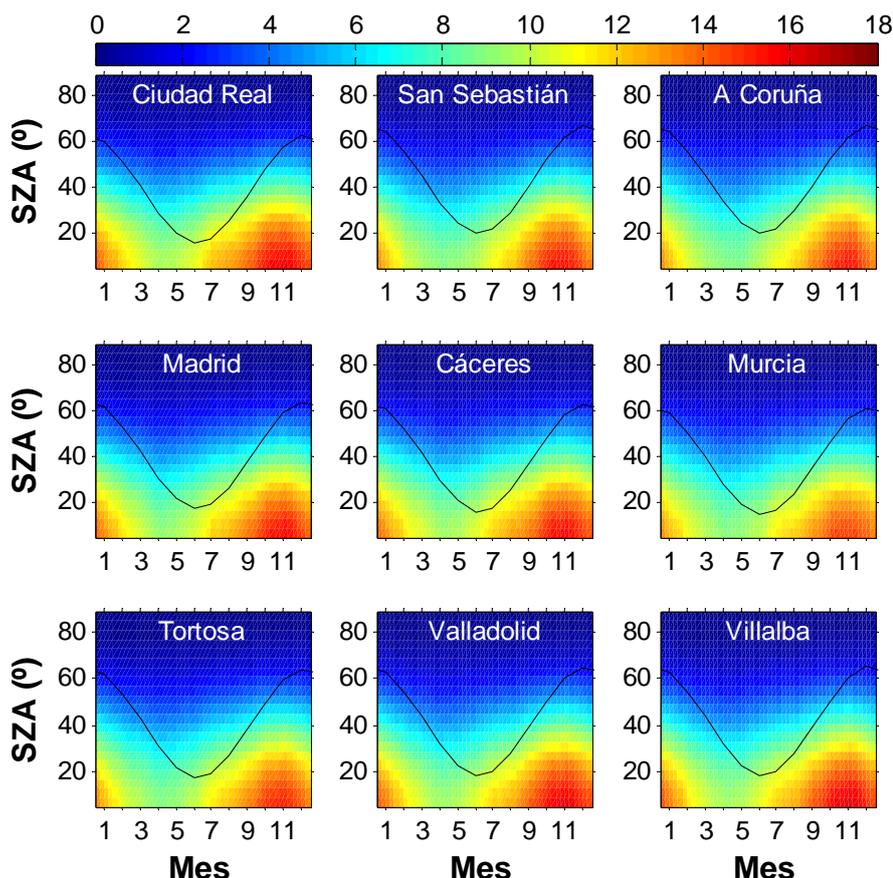


Figura 4.5: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia UVER global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de TOC difiriendo más (serie “TOC+”) y menos (serie “TOC-”) su incertidumbre. La diferencia (en  $\text{mWm}^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Los nueve valores de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  (uno por cada localidad) han sido promediados para cada SZA y mes, tanto para la componente global como para la directa y la difusa. La Figura 4.6 muestra estos valores promedio en función del SZA para seis meses distintos. Respecto a  $\Delta SW_{mx}$ , el comportamiento de la componente global es como el de la Figura 4.4, sin mostrar ninguna dependencia estacional, pudiéndose observar que la diferencia máxima debida a la incertidumbre en el ozono en el cálculo de la radiación SW global es menor del 0.1% para valores de SZA menores de  $70^\circ$ . Las componentes directa y difusa también muestran muy poca variación, siendo menor del 0.1% y 0.2% para ángulos cenitales menores de  $80^\circ$ , respectivamente. La dependencia mensual de  $\Delta UVER_{mx}$  se aprecia claramente en la Figura 4.6, pues los máximos valores aparecen en noviembre y septiembre, cuando el TOC es más bajo, al revés que en mayo y marzo. La variación de  $\Delta UVER_{mx}$  es mayor para valores bajos de SZA encontrándose entre el 2% y el 5% en las tres componentes. Al igual que en la componente global, el valor absoluto de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  corresponde al de la diferencia entre la serie “inicial” y la serie “TOC-” en el caso de las componentes directa y difusa.

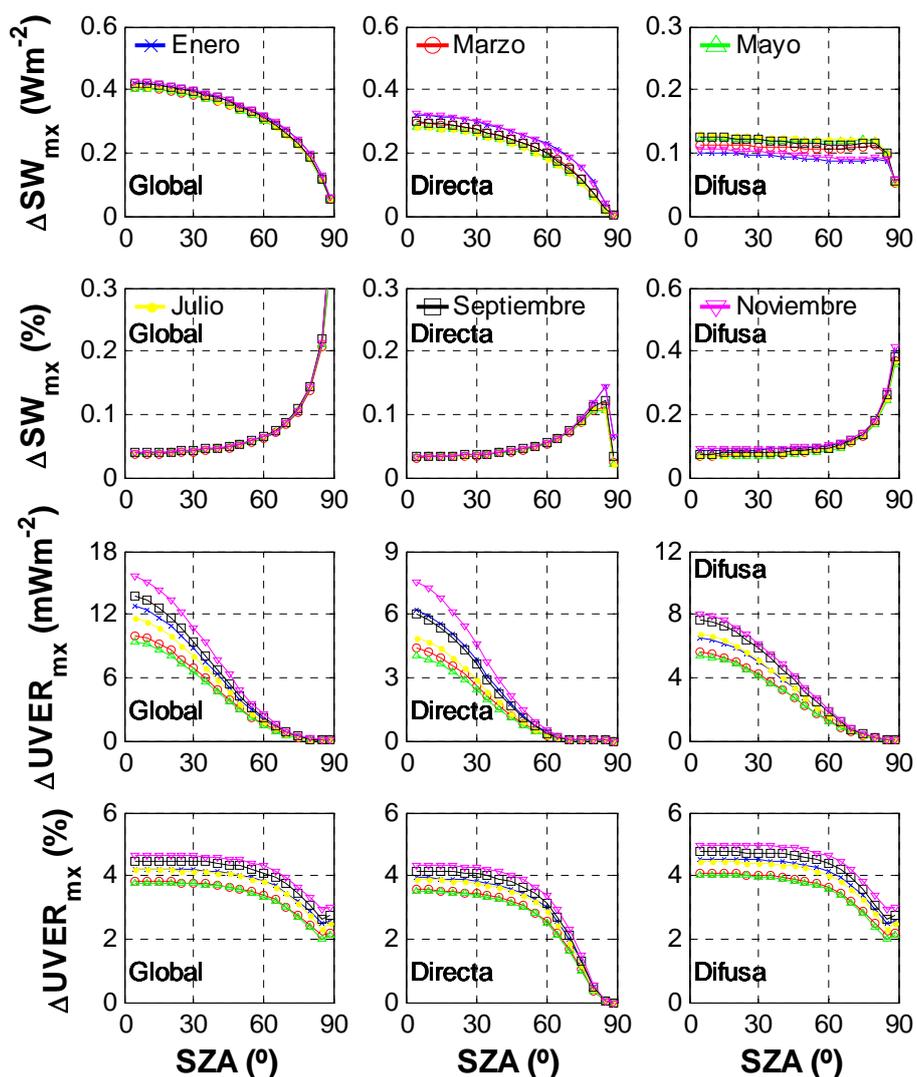


Figura 4.6: Promedio de las nueve localidades del valor absoluto (fila 1 y 3) y porcentual (fila 2 y 4) de la máxima diferencia entre la irradiancia simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de TOC difiriendo más y menos su incertidumbre, en función de SZA para 6 meses. Los valores están representados para la irradiancia SW (filas 1 y 2) y UVER (filas 3 y 4) y para sus componentes global (izquierda), directa (centro) y difusa (derecha).

#### 4.2.2.- Espesor óptico de aerosoles

La incertidumbre total del espesor óptico de aerosoles a 443 nm se ha calculado mediante la ecuación (4.2), donde la incertidumbre de la medida es 0.074 y viene dada por la ecuación (2.18), y la desviación estándar mensual es la de la Tabla 3.17. La incertidumbre total se usa para obtener las series “AOD+” y “AOD-”, que corresponden a las mismas simulaciones que la serie “inicial” pero sumando y restando la incertidumbre total al AOD a 443 nm. Como en el caso de la columna de ozono, se calculan las desviaciones máximas entre las series “AOD+” y “AOD-” y la serie “inicial” para cada SZA, mes y localidad. La máxima desviación  $\Delta SW_{mx}$  debida a la incertidumbre del espesor óptico está representada en la Figura 4.7 para las distintas localidades.

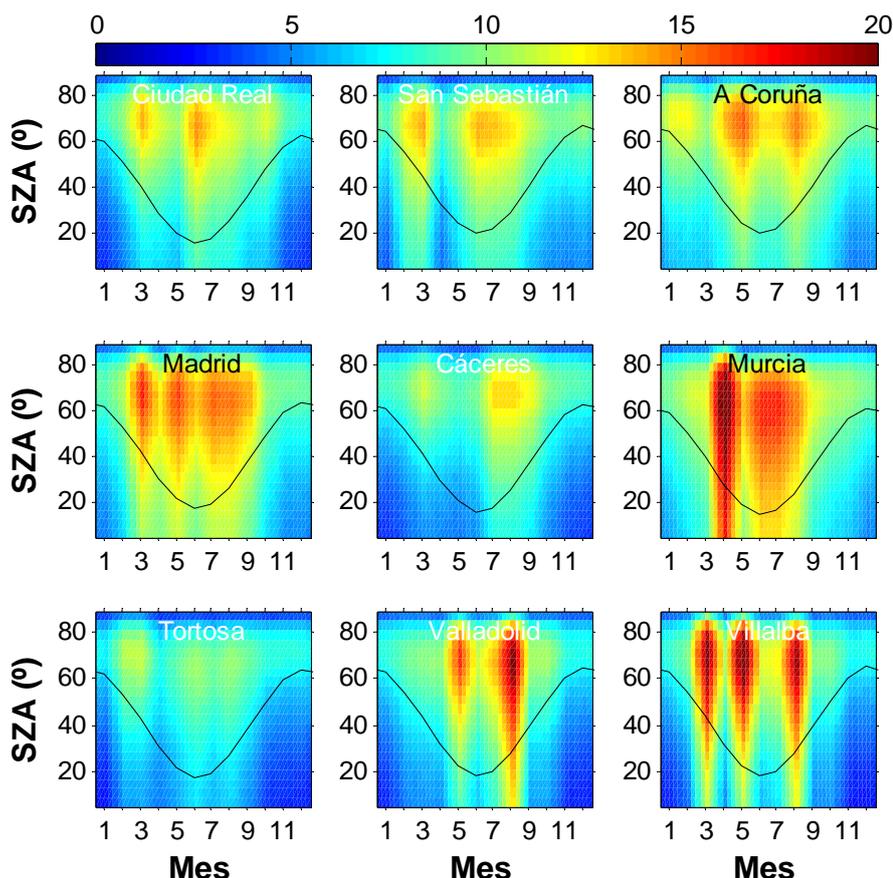


Figura 4.7: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia SW global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de AOD a 443 nm difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $\text{Wm}^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Aunque los valores de  $\Delta SW_{mx}$  varían de una localidad a otra, el comportamiento es similar en todas las localidades: valores altos localizados en meses concretos y alcanzando los valores más altos en torno a  $\text{SZA}=70^\circ$ . La incertidumbre es mayor en las localidades y meses donde la desviación estándar mensual es mayor, lo que hace que aumente el valor de  $\Delta SW_{mx}$  como es el caso de Murcia en abril ( $\sigma_m=0.21$ ), o de Villalba en marzo ( $\sigma_m=0.25$ ) y mayo ( $\sigma_m=0.24$ ). Cáceres y Tortosa muestran los valores más bajos de  $\Delta SW_{mx}$ . La máxima diferencia coincide con la diferencia entre la serie “inicial” y la “AOD+” cuando el SZA es menor que  $50^\circ$ ; entre la serie “inicial” y la “AOD-” para ángulos mayores.

La Figura 4.8 es similar a la anterior pero con  $\Delta UVER_{mx}$ . El comportamiento también es localizado en meses concretos, sin embargo  $\Delta UVER_{mx}$  siempre crece cuando el SZA disminuye, por lo que los valores más altos nunca son alcanzados ya que no se llega a ángulos cenitales tan bajos en las localidades. Por debajo de  $60^\circ$  la desviación máxima cae por debajo de  $5 \text{ mWm}^{-2}$  en todas las localidades. En este caso la máxima desviación siempre coincide cuando se compara la serie “inicial” con la serie “AOD-”.

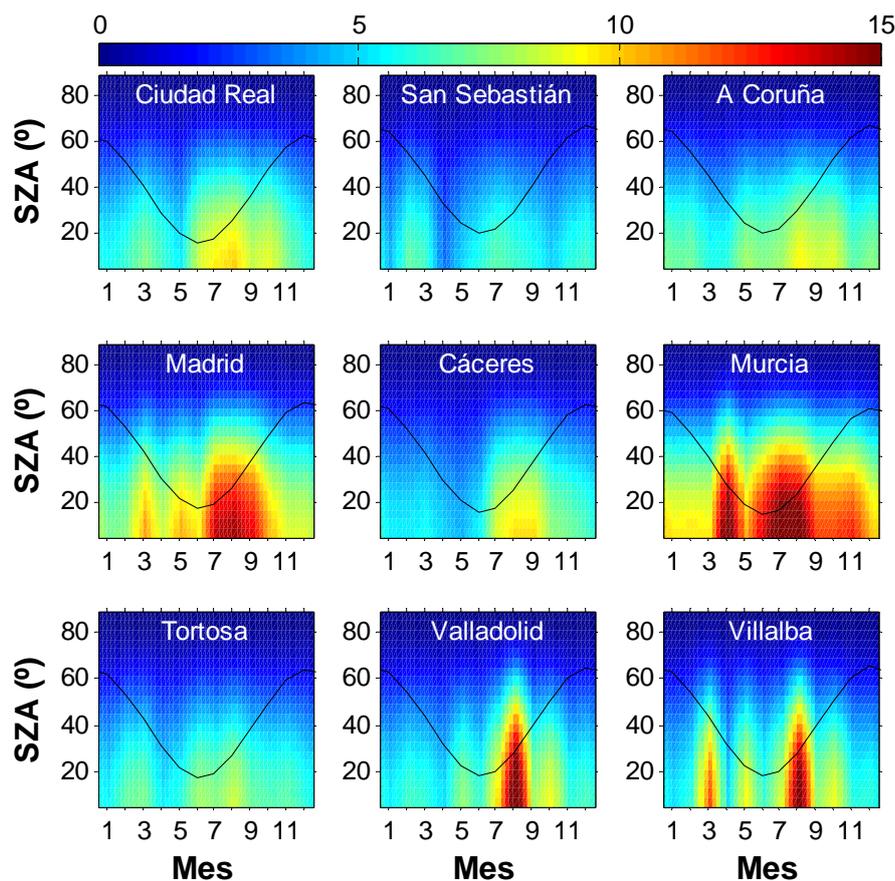


Figura 4.8: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia UVER global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de AOD a 443 nm difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $\text{mWm}^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Los valores de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  (global, directa y difusa) de las nueve localidades han sido promediados para cada mes y SZA. Estos valores promedio se encuentran dibujados en la Figura 4.9 en valor absoluto y en porcentaje para seis meses diferentes. Las componentes globales de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  muestran el comportamiento observado en las Figura 4.7 y 4.8, siendo los meses de primavera y verano los que tienen valores más altos al ser los meses con mayor incertidumbre. La máxima diferencia debida al AOD en la irradiancia SW global es menor del 5%, para valores de SZA menores de  $75^\circ$ , y menor del 6% en casi todos los casos en la irradiancia UVER. Las componentes directa y difusa tienen la misma dependencia mensual que la global, pero muestran valores mucho más altos de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  que en la componente global. Esto se debe a que una variación en el AOD varía fuertemente la componente directa, por ejemplo al incrementar el AOD la directa disminuye, pero esa misma variación de AOD afecta de manera contraria a la componente difusa: al incrementar el AOD la difusa aumenta. Al variar el AOD las dos componentes (directa y difusa) varían incrementando una y disminuyendo la otra, lo que hace que la componente global (suma de ambas) se compense y no varíe demasiado. La máxima variación en la componte difusa y directa de  $\Delta SW_{mx}$  aparece cuando se compara la serie “inicial” con la serie “AOD-”; lo mismo sucede en el caso de la irradiancia UVER excepto en ángulos cenitales cercanos a  $80^\circ$  en la componente difusa.

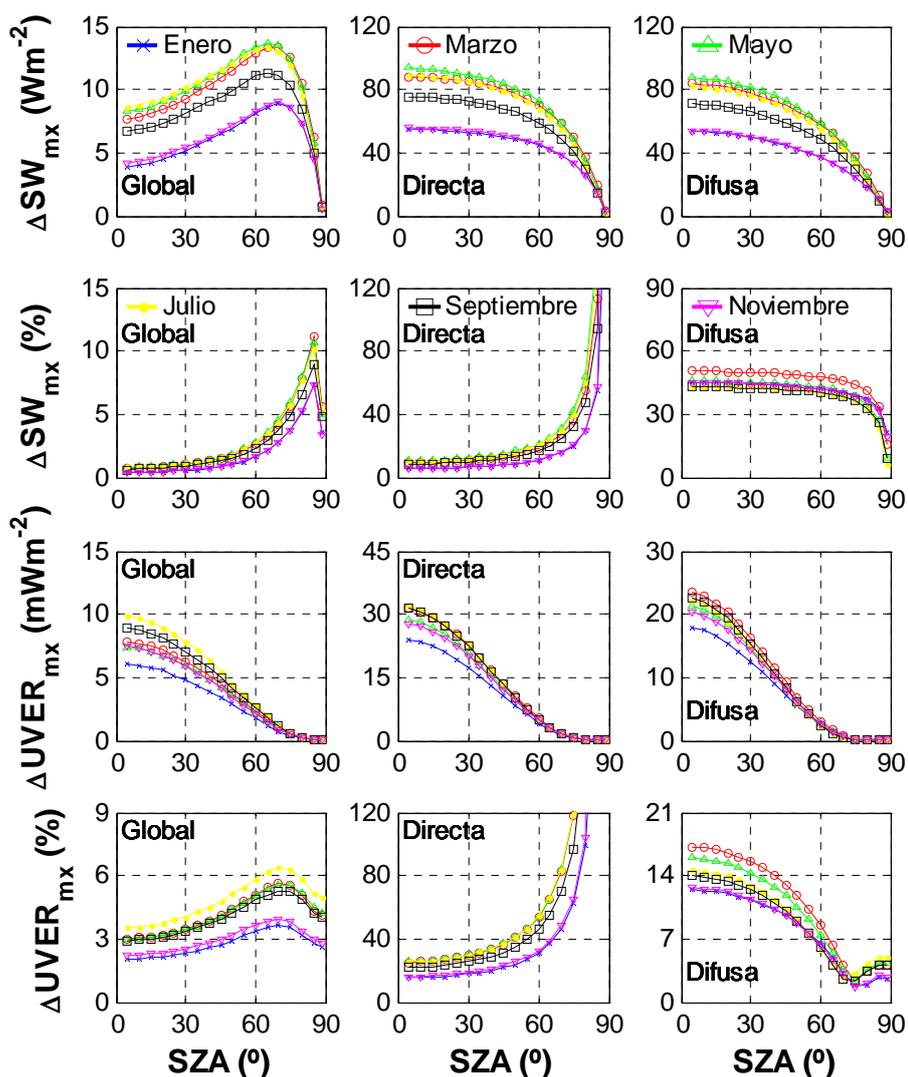


Figura 4.9: Promedio de las nueve localidades del valor absoluto (fila 1 y 3) y porcentual (fila 2 y 4) de la máxima diferencia entre la irradiancia simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de AOD a 443 nm difiriendo más y menos su incertidumbre, en función de SZA. Los valores están representados para la irradiancia SW (filas 1 y 2) y UVER (filas 3 y 4) y para sus componentes global (izquierda), directa (centro) y difusa (derecha).

#### 4.2.3.- Exponente de Ångström

Para el cálculo de la incertidumbre total del exponente de Ångström se ha utilizado la ecuación (4.2), considerando la incertidumbre de la medida la dada por la ecuación (2.26), y la desviación estándar la mensual de la Tabla 3.18. La incertidumbre total se usa para obtener las series “ $\alpha+$ ” y “ $\alpha-$ ” y así calcular  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  utilizando la serie “inicial” de la misma forma que se ha hecho con el ozono y el espesor óptico de aerosoles.

La Figura 4.10 muestra la máxima variación en las simulaciones de irradiancia SW debida a la incertidumbre total de  $\alpha$  para las distintas localidades. Al igual que en el caso del AOD, los máximos valores aparecen localizados en meses, alrededor de ángulos de SZA de  $70^\circ$  y varían de unas localidades a otras. Los máximos valores aparecen en Murcia y San Sebastián mostrando siempre un valor por debajo de  $8 \text{ Wm}^{-2}$ . Los máximos valores de  $\Delta SW_{mx}$  son debidos a la combinación de una alta desviación estándar mensual con un alto valor de AOD. Esto se puede observar en la localidad de Madrid, donde los máximos aparecen en abril, que tiene una desviación mensual alta, pero no mayor que en marzo, sin embargo en abril se alcanza un AOD de 0.26 (0.19 en marzo), lo que causa que el efecto de  $\alpha$  sea más fuerte. La máxima diferencia en valor absoluto siempre se produce entre la serie “inicial” y la “ $\alpha^-$ ”.

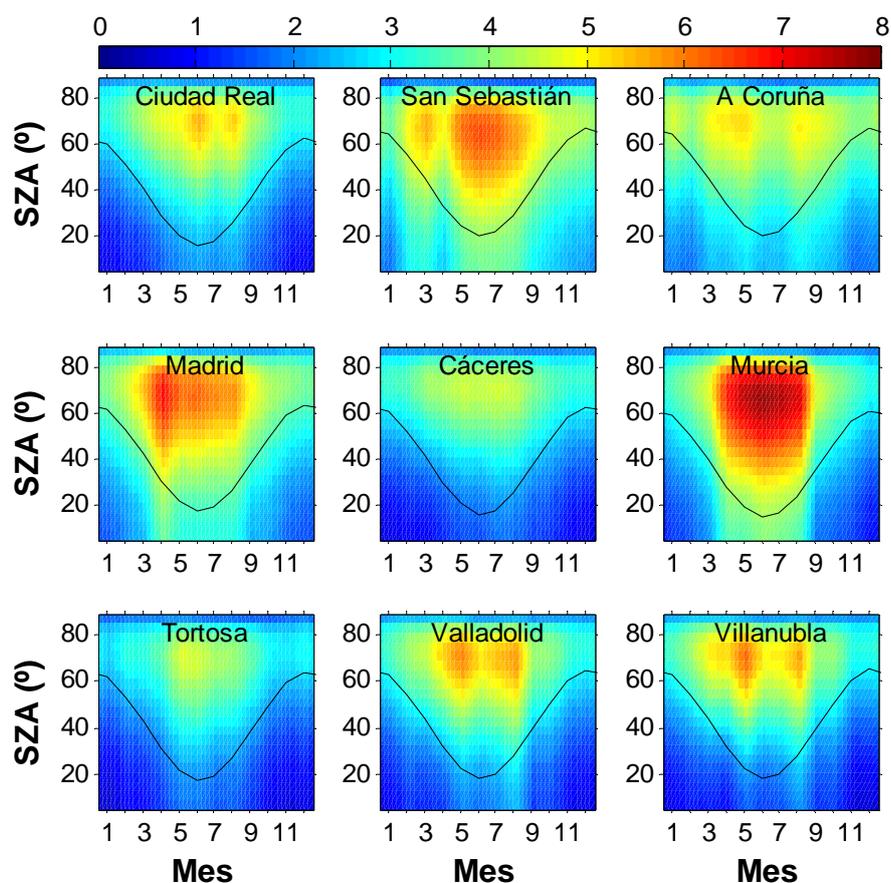


Figura 4.10: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia SW global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de  $\alpha$  difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $\text{Wm}^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Los valores de  $\Delta UVER_{mx}$  debido al exponente de Ångström se encuentran en la Figura 4.11. El comportamiento también se parece al que causa la incertidumbre en el AOD, pues los máximos valores aparecen en meses concretos para los SZA más bajos, que no se llegan a alcanzar en ninguna de las localidades. A diferencia que en  $\Delta SW_{mx}$ , el valor de  $\Delta UVER_{mx}$  corresponde a la diferencia absoluta entre la serie “inicial” y la serie “ $\alpha^+$ ”.

Para un mismo valor de AOD a 443 nm, un valor alto de  $\alpha$  implica altos espesores ópticos por debajo de 443 nm y muy bajos para las longitudes más largas, es por ello que la serie “ $\alpha+$ ” difiere más de la serie “inicial” en la región del UV; sin embargo la serie “ $\alpha-$ ” difiere más de la serie “inicial” para SW pues no decrece tanto el espesor óptico en las longitudes mayores de 443 nm como en el caso de la serie “ $\alpha+$ ”. Esta diferencia con  $\alpha$  se observa comparando  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  en San Sebastián, que presenta valores bajos de  $\alpha$  en verano, lo que provoca fuertes variaciones en  $\Delta SW_{mx}$  (Figura 4.10) y no en  $\Delta UVER_{mx}$  (Figura 4.11). Por lo que  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  debidas a  $\alpha$ , dependerán del valor de  $\alpha$ , de la incertidumbre de  $\alpha$  y del valor del AOD a 443 nm.

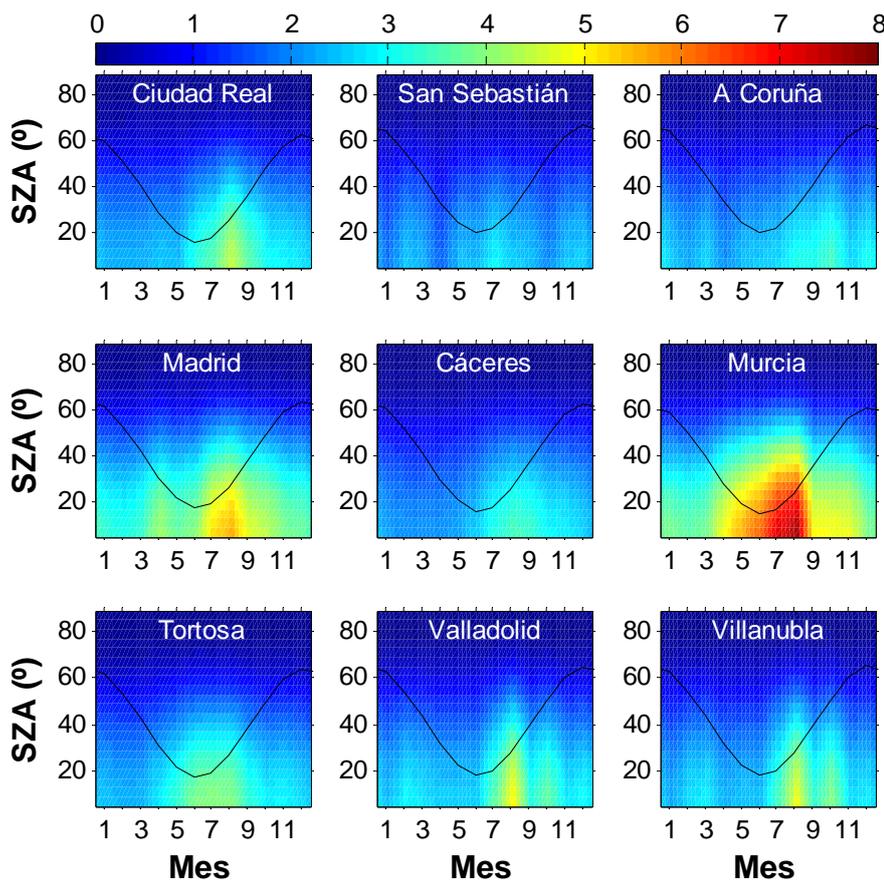


Figura 4.11: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia UVER global simulada con los valores promediados de cada mes y la misma pero simulada con el valor de  $\alpha$  difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $mWm^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Los valores de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  de las nueve localidades se han promediado y representado en la Figura 4.12 en función del SZA para seis meses. El comportamiento de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  debido al exponente de Ångström es similar al debido al espesor óptico de aerosoles (Figura 4.9). Las componentes globales muestran la dependencia del ángulo cenital mostrada en las figuras anteriores, siendo los meses de primavera y verano los de mayor valor, aunque no alcanzan un 2% para ángulos cenitales menores de  $70^\circ$  tanto para SW como UVER. Los valores de las componentes directa y difusa son mayores que en el caso de la global, lo cual se explica de la misma manera que en el caso del AOD, variaciones en  $\alpha$  que aumentan la directa disminuyen la difusa y viceversa, lo que compensa la global. Las componentes directa y difusa de  $\Delta SW_{mx}$  coinciden con la diferencia entre la serie “inicial” y la serie “ $\alpha-$ ”; en el caso de las componentes de  $\Delta UVER_{mx}$  coinciden con la diferencia entre la serie “ $\alpha+$ ” en la mayoría de los casos.

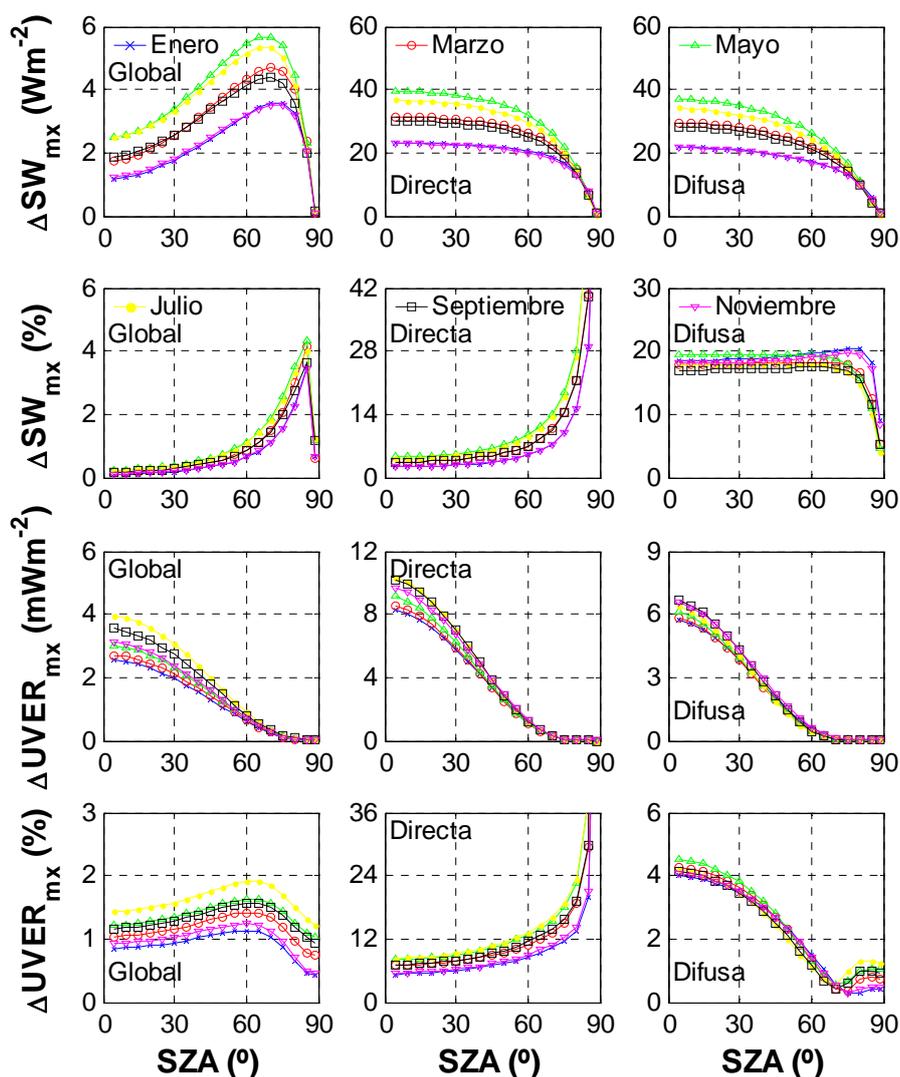


Figura 4.12: Promedio de las nueve localidades del valor absoluto (fila 1 y 3) y porcentual (fila 2 y 4) de la máxima diferencia entre la irradiancia simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de  $\alpha$  difiriendo más y menos su incertidumbre, en función de SZA. Los valores están representados para la irradiancia SW (filas 1 y 2) y UVER (filas 3 y 4) y para sus componentes global (izquierda), directa (centro) y difusa (derecha).

#### 4.2.4.- SSA

Al no conocer la incertidumbre de la medida del SSA obtenido a través del OMI, se ha supuesto su incertidumbre total igual a su desviación estándar mensual (Tablas 3.19 y 3.20). La incertidumbre total se usa para obtener las series “SSA+” y “SSA-” utilizando los valores a 500 nm para la irradiancia SW y a 354 nm para la irradiancia UVER; con esas series se determina  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  para la incertidumbre de SSA.

La Figura 4.13 presenta  $\Delta SW_{mx}$  debida al SSA a 500 nm para las distintas localidades. Los valores fluctúan de unos meses a otros y siendo diferentes de unas localidades a otras, pero mostrando los valores más altos de cada mes siempre para los SZA más bajos. Los valores máximos aparecen en los meses que la desviación del SSA es más alta, pero en los que también el AOD es alto ya que cuanto mayor es el AOD mayor es la radiación que interactúa con el aerosol y, por tanto, la radiación absorbida por el aerosol es mayor. Por ejemplo, los meses de marzo y abril en Murcia presentan la misma desviación de SSA a 500 nm (0.05) y el mismo valor mensual (0.95), sin embargo el AOD es de 0.19 en marzo y de 0.28 en abril, por lo que se ve un  $\Delta SW_{mx}$  mucho mayor en abril que en marzo en la Figura 4.13. Madrid muestra un valor alto de  $\Delta SW_{mx}$  en el mes de abril debido a un alto valor de la desviación (0.04) y un alto AOD (0.28). La suma de la incertidumbre al SSA de la serie “inicial” es muchas veces mayor que la unidad (lo cual no tiene sentido) y para estos casos se ha supuesto SSA=1 al calcular la serie “SSA+”. Cuando el valor de SSA en la serie “SSA+” no ha sido 1, entonces  $\Delta SW_{mx}$  ha coincidido con el valor de la diferencia absoluta entre la serie inicial y la serie “SSA+”.

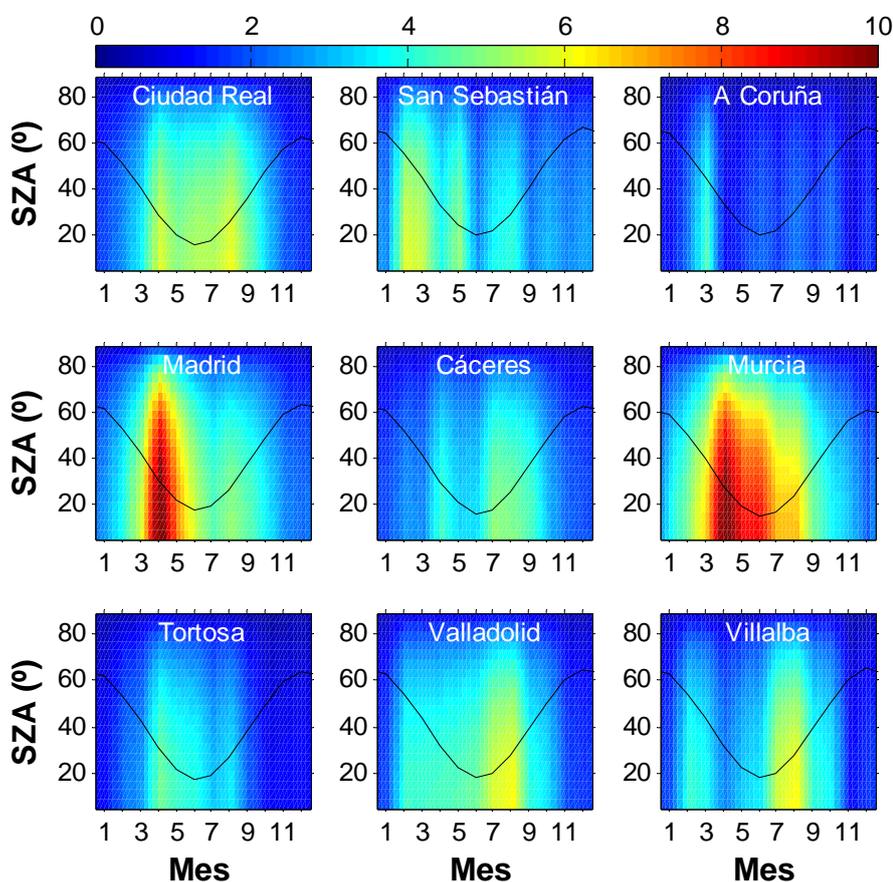


Figura 4.13: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia SW global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de SSA a 500 nm difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $Wm^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Los valores de  $\Delta UVER_{mx}$  debidos a la incertidumbre en el SSA a 354 nm están representados en la Figura 4.14. El comportamiento es similar que en el caso de la radiación SW, ocurriendo los máximos valores para bajos SZA y en meses localizados en los que la incertidumbre en el SSA es alta y, a su vez, hay un alto valor de AOD, como es en el caso del mes de agosto en Murcia.  $\Delta UVER_{mx}$  ha coincidido con el valor de la diferencia absoluta entre la serie “inicial” y la serie “SSA+” cuando el valor de SSA en la serie “SSA+” ha sido menor que 1.

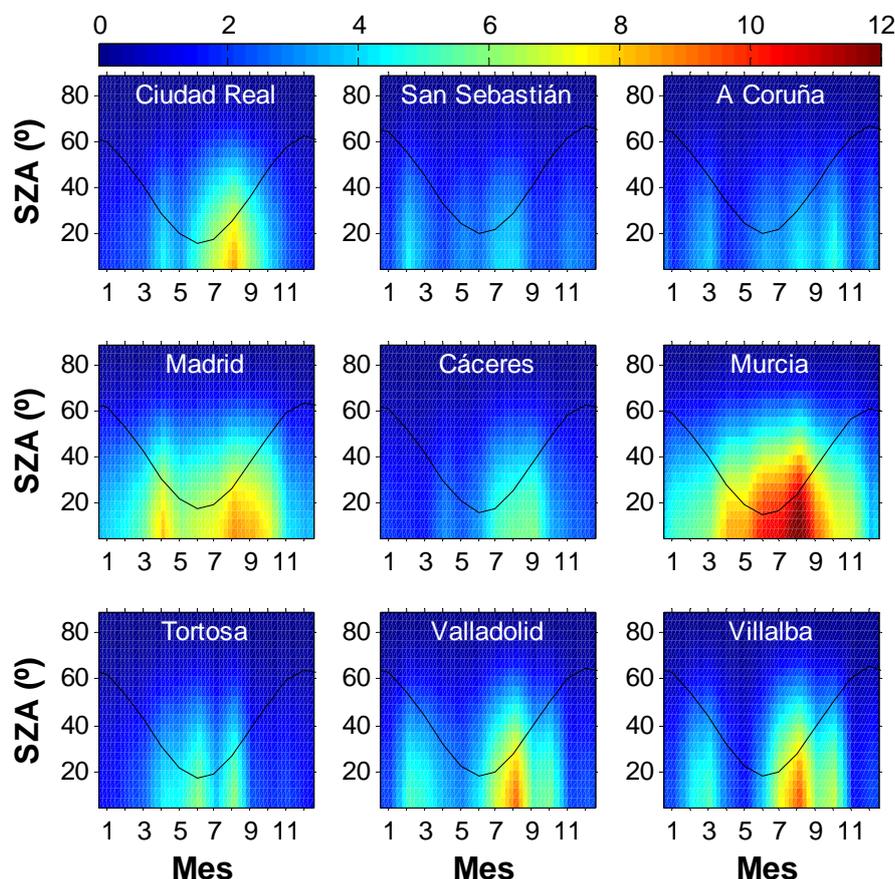


Figura 4.14: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia UVER global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de SSA a 354 nm difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $\text{mWm}^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Finalmente se ha representado en la Figura 4.15 el promedio de las nueve localidades de las variables  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  debidas a la incertidumbre del SSA. En este caso la componente directa no se ha tenido en cuenta, pues para un mismo AOD el cambio en SSA no afecta a la radiación directa ya que según la ley de Beer-Lambert-Bouger (apartado 1.3.4) para una longitud de onda fija:

$$I^{dir} = C_2 \exp(-\tau_a), \quad (4.11)$$

donde  $C_2$  es un valor que depende del SZA y del resto de componentes atmosféricos. Sin embargo el SSA controla la proporción de radiación directa extinguida que se transforma en radiación difusa (“scattering”) o en su defecto es absorbida, teniendo a menor valor de SSA menor radiación difusa.

La Figura 4.15 muestra que las componentes globales de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  debidas a la incertidumbre del SSA tienen el mismo comportamiento visto en las figuras anteriores. Los meses de otoño e invierno muestran los valores más bajos tanto en la global como en la difusa. El efecto del SSA en la irradiancia UVER es mayor en porcentaje que en la irradiancia SW, pero sin llegar a superar el 4%. La componente difusa de  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  en porcentaje se mantiene constante con el SZA tomando valores entre el 2% y el 4% en ambas. La incertidumbre en los valores del SSA afecta más a las simulaciones de irradiancia SW y UVER global que la incertidumbre en el exponente de Ångström, lo que se debe a que la incertidumbre en el SSA no afecta a la componente directa, por lo que los cambios en la difusa no se ven compensados con los cambios en la directa (como en el caso del exponente de Ångström y del AOD) a la hora de sumar las componentes para obtener la global. Los cambios en la componente difusa son menores por la incertidumbre en el SSA que por la incertidumbre en  $\alpha$ .

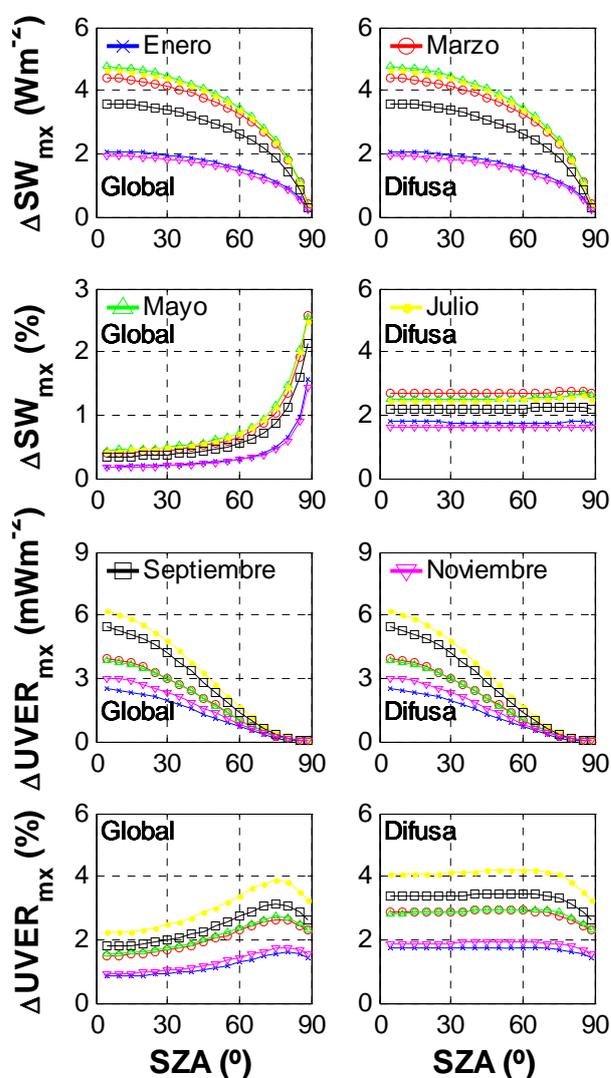


Figura 4.15: Promedio de las nueve localidades del valor absoluto (fila 1 y 3) y porcentual (fila 2 y 4) de la máxima diferencia entre la irradiancia simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de SSA (a 500 nm para SW y a 354 nm para UVER) difiriendo más y menos su incertidumbre, en función del SZA. Los valores están representados para la irradiancia SW (filas 1 y 2) y UVER (filas 3 y 4) y para sus componentes global (izquierda) y difusa (derecha).

4.2.5.- Vapor de agua

La incertidumbre total del vapor de agua viene dada por la ecuación (4.2), siendo la incertidumbre de medida expresada por la ecuación (2.27) y la desviación estándar de la media mensual la que viene en la Tabla 3.23. Con los valores de esta incertidumbre se ha calculado la serie “w+” y “w-” variando la columna de vapor de agua sumando (“w+”) y restando (“w-”) la incertidumbre en la serie “inicial”. Sin embargo, como el vapor de agua no presenta banda de absorción en la región UV, las series “w+” y “w-” sólo se han calculado para la irradiancia SW.

La Figura 4.16 muestra los valores de  $\Delta SW_{mx}$  debidos al vapor de agua en función del mes y el SZA para cada localidad. Se observa el mismo patrón en todas las localidades:  $\Delta SW_{mx}$  aumenta cuando el SZA disminuye; los meses de invierno y primavera muestran los valores más altos. Debido al patrón mencionado, los valores más altos de  $\Delta SW_{mx}$  jamás se tienen en las localidades de estudio, pues se encuentran en ángulos cenitales que no se alcanzan. A pesar de que el patrón es igual en las nueve localidades, las ciudades con valores más bajos de vapor de agua muestran mayor  $\Delta SW_{mx}$ ; a su vez los máximos en cada localidad aparecen cuando el vapor de agua es menor (invierno y primavera) y no cuando la incertidumbre es mayor (verano-otoño). Además los máximos siempre coinciden con la diferencia entre la serie “inicial” y la serie “w-”, lo cual se puede explicar de la misma manera que en el caso del ozono, pues el vapor de agua sólo absorbe radiación.

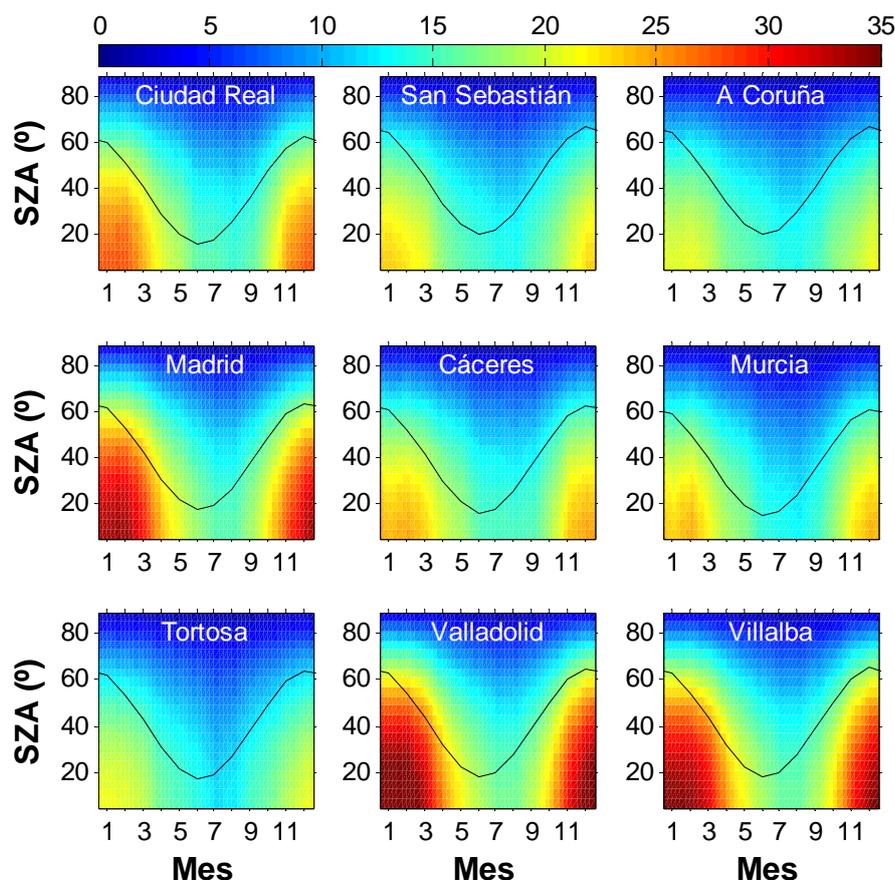


Figura 4.16: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia SW global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de  $w$  difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $Wm^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

Siguiendo el procedimiento utilizado en el apartado 4.2.1 se llega a que, por similitud con el ozono y según la ley de Lambert-Beer, la ecuación (4.7) puede escribirse para el vapor de agua:

$$\Delta I^{dir}(w-) = C_3 \exp(-w) |1 - \exp(\sigma)|, \quad (4.12)$$

donde  $C_3$  es un valor que depende del SZA y del resto de componentes atmosféricos. Entonces la diferencia depende de la incertidumbre, pero también de la columna de vapor de agua; en este caso es más fuerte el efecto del vapor que el de su incertidumbre, así cuanto menor es el vapor, mayor será la diferencia, como se ha observado.

El promedio para las nueve localidades de  $\Delta SW_{mx}$  se encuentra en la Figura 4.17 para seis meses. Existe una dependencia estacional en la que los meses de verano y otoño muestran valores más bajos que el resto, como se ha visto con anterioridad. Las variaciones debidas a la incertidumbre en el vapor de agua son menores del 4% en la irradiancia SW global y directa, para SZA menor de  $75^\circ$ , y son menores del 3% para la componente difusa.

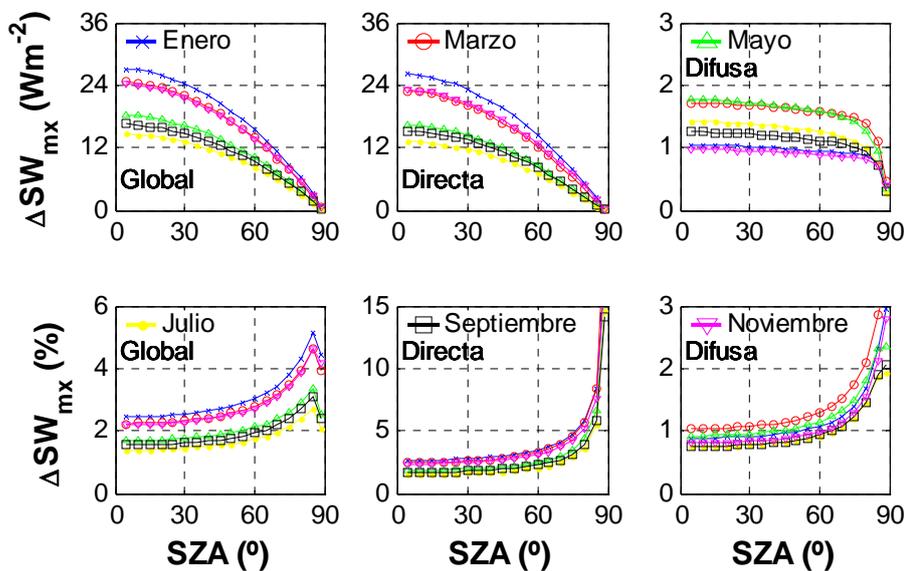


Figura 4.17: Promedio de las nueve localidades del valor absoluto (arriba) y porcentual (abajo) de la máxima diferencia entre la irradiancia SW simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con el valor de  $w$  difiriendo más y menos su incertidumbre, en función del SZA. Los valores están representados para las componentes global (izquierda) y difusa (derecha).

### **4.3.- Sensibilidad a la incertidumbre conjunta de los valores utilizados**

En el apartado anterior se ha analizado el efecto de la incertidumbre de cada parámetro de entrada sobre las simulaciones de irradiancia SW y UVER. Sin embargo el efecto real es una combinación de los efectos de cada uno de los parámetros y hay que tener en cuenta las incertidumbres de todos a la vez. Con este fin se han creado 32 series de datos para la irradiancia SW y 16 para la UVER, en las que se han ido modificando todos los parámetros de entrada de la serie “inicial”. Para la irradiancia SW se han modificado los parámetros TOC, AOD,  $\alpha$ , SSA y  $w$  a la vez, pero permutando si se le suma o resta la incertidumbre (la misma que en el apartado anterior), así se ha obtenido la serie: “TOC+AOD+ $\alpha$ +SSA+ $w$ +” en la que se ha sumado la incertidumbre total a cada uno de los parámetros; la serie “TOC+AOD+ $\alpha$ +SSA+ $w$ -” en la que se ha sumado la incertidumbre a todos los parámetros menos al vapor de agua que se le ha restado, etc. Se han obtenido en total 32 series ( $2^5$ ) para la irradiancia SW y, como en la UVER el vapor de agua no afecta, se tienen 16 para la irradiancia UVER ( $2^4$ : “TOC+AOD+ $\alpha$ +SSA+” y otras 15). En total suman 93312 simulaciones ( $32 \times 1944 + 16 \times 1944$ ).

Como en el caso del apartado anterior,  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  se calculan con la ecuación (4.3), pero en este caso se elige el máximo de las 32 diferencias entre la serie “inicial” y el resto de series para  $\Delta SW_{mx}$ ; el máximo de las 16 diferencias entre la serie “inicial” y el resto de series para  $\Delta UVER_{mx}$ .

La Figura 4.18 muestra  $\Delta SW_{mx}$  teniendo en cuenta las incertidumbres de todos los parámetros a la vez. Murcia muestra los valores más altos ( $\sim 50 \text{ Wm}^{-2}$  en abril) mientras que Tortosa y A Coruña presentan los más bajos ( $\sim 30 \text{ Wm}^{-2}$  como máximo).  $\Delta SW_{mx}$  varía de un mes a otro, pero dentro de un mes siempre crece cuando el SZA disminuye. El comportamiento de  $\Delta SW_{mx}$  es similar al obtenido al estudiar los parámetros por separado. En Madrid el mes de abril muestra un máximo de igual manera que se observaba al analizar el SSA. En Murcia se pueden observar máximos en el mes de abril que coinciden con los máximos obtenidos por el AOD y el exponente de Ångström. En este caso concreto coincide un alto valor de AOD (0.28), con una alta desviación mensual (0.21), un SSA bajo (0.95) con alta incertidumbre (0.05) y un vapor de agua bajo (1.3 cm). En las localidades con menor vapor de agua se observan mayores valores en los meses de invierno y primavera. La mayoría de valores de  $\Delta SW_{mx}$  coinciden con la diferencia absoluta de la serie inicial con la serie “TOC+AOD+ $\alpha$ -SSA- $w$ +”, que es una configuración en la que todos los parámetros reducen la irradiancia SW global.

En la Figura 4.19 está representado  $\Delta UVER_{mx}$ , observándose que apenas se alcanza en ninguna localidad un valor de SZA que proporcione un valor mayor de  $30 \text{ mWm}^{-2}$ . San Sebastián, A Coruña y Tortosa muestran los valores más bajos. La influencia del espesor óptico de aerosoles se observa claramente pues aparecen valores altos localizados en algunos meses, coincidiendo con lo observado en el apartado anterior. El ozono tiene también una fuerte influencia pues se puede observar como los valores de  $\Delta UVER_{mx}$  presentan mínimos en primavera salvo en casos de alto AOD. La serie que da la máxima diferencia con la serie “inicial” en todos los valores es la “TOC+AOD+ $\alpha$ +SSA-”, que es la configuración en la que todos los parámetros atenúan la radiación UVER global.

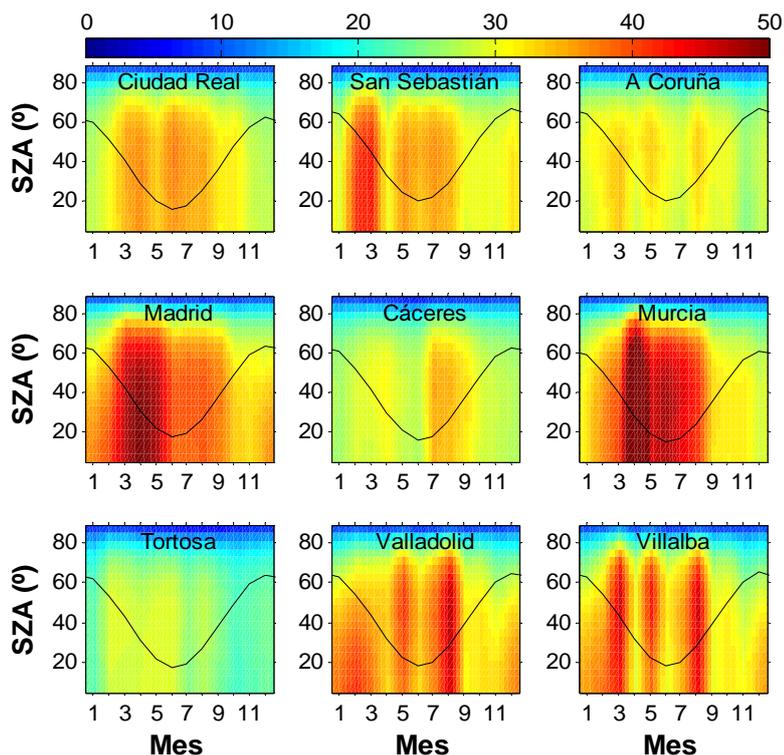


Figura 4.18: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia SW global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con los valores de TOC,  $AOD_{443}$ ,  $\alpha$ ,  $SSA_{500}$  y  $w$  difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $Wm^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

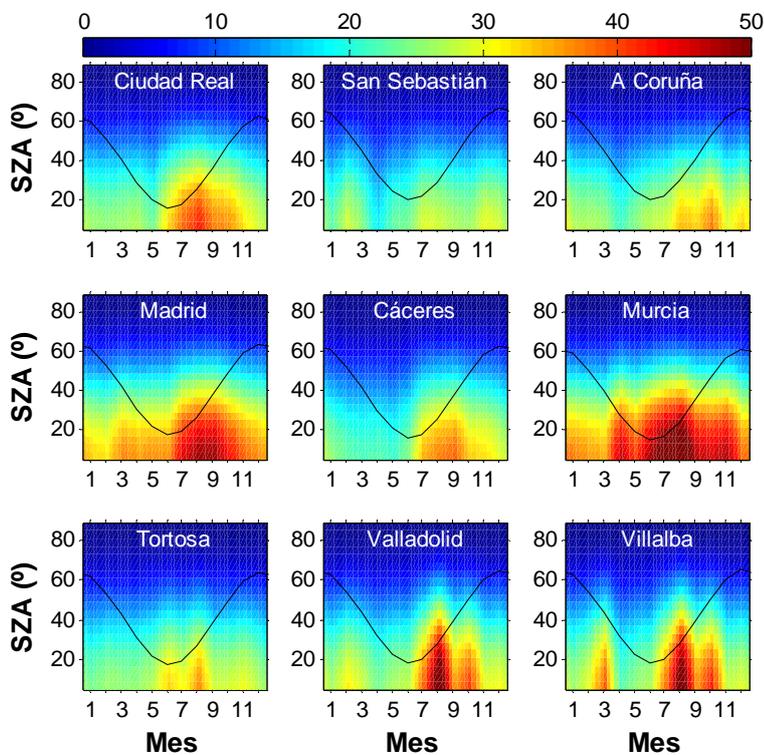


Figura 4.19: Valor absoluto de la máxima diferencia entre la irradiancia UVER global simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con los valores de TOC,  $AOD_{443}$ ,  $\alpha$  y  $SSA_{354}$  difiriendo más y menos su incertidumbre. La diferencia (en  $mWm^{-2}$ ) está representada en función del mes y el SZA para cada localidad. La línea negra representa el SZA mínimo que se alcanza en cada localidad en función del mes.

El valor medio de  $\Delta SW_{mx}$  y de  $\Delta UVER_{mx}$ , promediando las nueve localidades, ha sido representado en la Figura 4.20. El valor absoluto de las componentes difusa y directa de SW es mucho mayor que la componente global, sin embargo son similares para la irradiancia UVER. Los valores altos en la componente global de  $\Delta SW_{mx}$  son principalmente debidos al vapor de agua, mientras que el AOD es el principal responsable de los valores de sus componentes directa y difusa. El AOD también es la principal causa de los altos valores de las componentes directa y difusa en  $\Delta UVER_{mx}$  pero es el ozono el que proporciona más variación en la componente global. Se puede concluir que las máximas desviaciones, debidas a la incertidumbre de los parámetros de entrada en las simulaciones de irradiancia SW global, serán menores del 12% para SZA menor de 75° y del 6% si SZA es menor de 60°, mientras que en el caso de la irradiancia UVER, la máxima desviación se encontrará entre el 8% y el 17% dependiendo del mes.

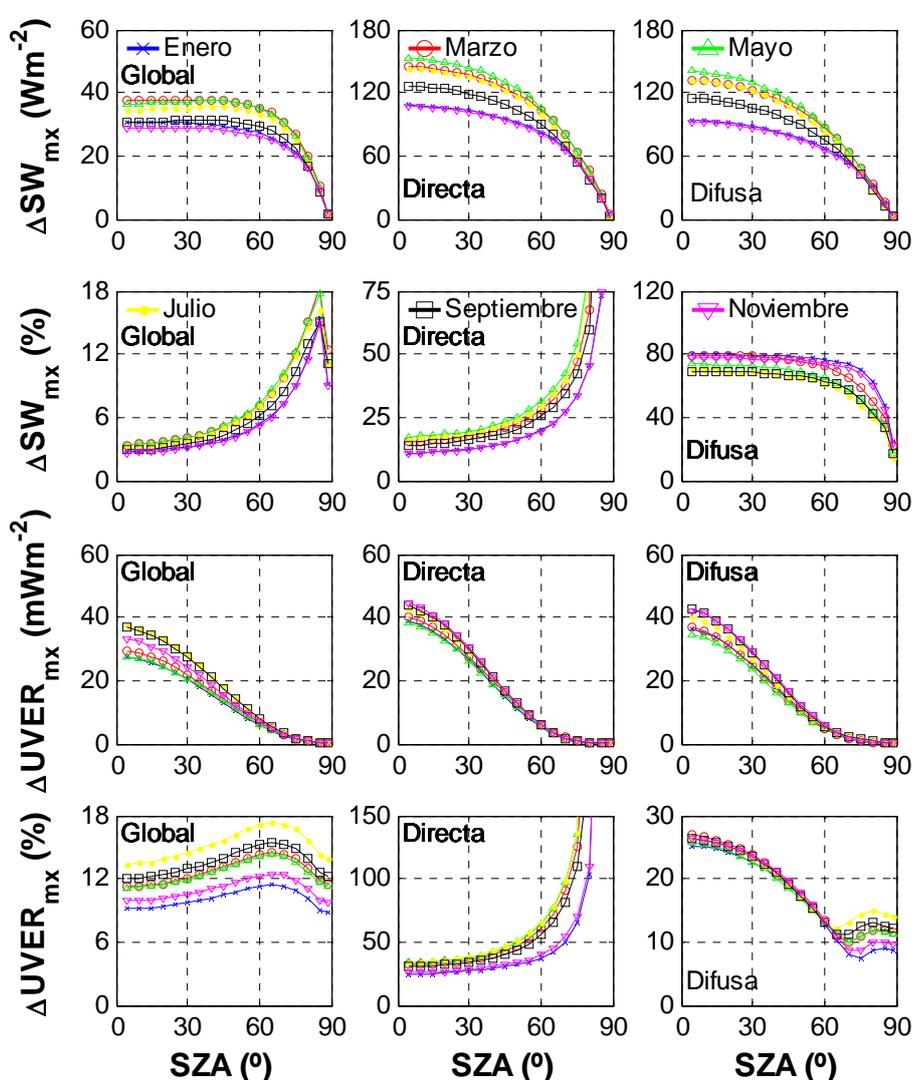


Figura 4.20: Promedio de las nueve localidades del máximo absoluto y porcentual (fila 1 y 2), el valor medio y la desviación estándar de las diferencias entre la irradiancia SW simulada con los valores promedios de cada mes y la misma pero simulada con los valores de TOC,  $AOD_{443}$ ,  $\alpha$ , SSA (500 nm para SW y 354 nm para UVER) y  $w$  (sólo SW) difiriendo más y menos su incertidumbre, en función de SZA. Los valores están representados para la irradiancia SW global (izquierda), directa (centro) y difusa (derecha).

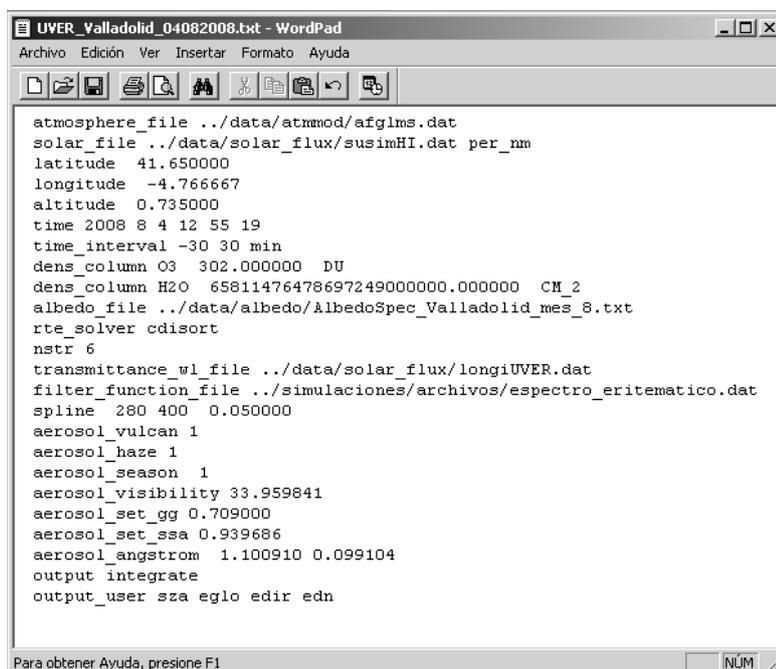
## 4.4.- Comparación del modelo frente a medidas experimentales

### 4.4.1.- Simulación de las irradiancias SW y UVER

Con el fin de contrastar las simulaciones realizadas con el modelo UVSPEC, se ha simulado la irradiancia SW y UVER horaria los días seleccionados como con cielos sin nubes del apartado 3.6.3. Para simular la irradiancia en las distintas localidades no se ha introducido el ángulo solar cenital directamente como en los ficheros mostrados en la Figura 4.1, si no que en su lugar se ha recurrido a los parámetros “time” y “time\_interval” (Figura 4.21) que vienen incluidos en el paquete libRadtran:

**time:** Se introduce la fecha y la hora (en UTC) en el siguiente orden: año, mes, día, hora, minuto, segundo. Este parámetro sirve para calcular la distancia Tierra-Sol en la fecha dada y así corregir el efecto su influencia. Además en conjunto con las coordenadas geográficas, calcula el SZA con el algoritmo de *Blanco-Muriel et al.* (2001). La hora que se ha introducido en UTC ha sido convertida desde TSV utilizando la expresión de *Iqbal* (1983).

**time\_interval:** Esta opción calcula un ángulo solar cenital efectivo para un intervalo de tiempo en lugar de en un momento concreto. El coseno del ángulo solar cenital es promediado temporalmente en el intervalo seleccionado; el SZA que selecciona es el correspondiente a ese promedio. Se introduce el intervalo temporal y sus unidades, como en el caso de la Figura 4.21: “time\_interval -30 30 min”, que indica que se promedie el SZA desde 30 minutos antes (-30) de la hora seleccionada en “time” y 30 minutos después.



```

atmosphere_file ../data/atmmod/afgllms.dat
solar_file ../data/solar_flux/susimHI.dat per_nm
latitude 41.650000
longitude -4.766667
altitude 0.735000
time 2008 8 4 12 55 19
time_interval -30 30 min
dens_column O3 302.000000 DU
dens_column H2O 65811476478697249000000.000000 CM_2
albedo_file ../data/albedo/AlbedoSpec_Valladolid_mes_8.txt
rte_solver cdisort
nstr 6
transmittance_wl_file ../data/solar_flux/longiUVER.dat
filter_function_file ../simulaciones/archivos/espectro_eritematico.dat
spline 280 400 0.050000
aerosol_vulcan 1
aerosol_haze 1
aerosol_season 1
aerosol_visibility 33.959841
aerosol_set_gg 0.709000
aerosol_set_ssa 0.939686
aerosol_angstrom 1.100910 0.099104
output integrate
output_user sza eglo edir edn
    
```

Figura 4.21: Fichero de entrada para calcular la irradiancia UVER horaria en Valladolid el 4 de agosto de 2008 a las 12:55 UTC.

#### 4.4.2.- Comparación de todos los datos horarios

Utilizando las opciones “time” y “time\_interval”, en conjunto con el resto de opciones del apartado 4.1, se calculan las irradiancias SW y UVER horarias para todos los días, considerados como días sin nubes (apartado 3.6.3), en los que hay medidas de esas irradiancias. Se han juntado las medidas y las simulaciones para compararse, descartando los valores con un SZA (utilizando el calculado por el modelo) mayor de 89°. La Figura 4.22 muestra los valores de irradiancia SW y UVER horarios obtenidos con el modelo UVSPEC ( $SW_{mod}$  y  $UVER_{mod}$ ) en función de los mismos valores medidos ( $SW_{med}$  y  $UVER_{med}$ ) para todas las localidades en conjunto. Se puede observar una alta correlación entre los valores simulados y los valores medidos, con coeficientes de correlación cercanos a la unidad tanto en el caso de la irradiancia SW como en la UVER. Esta correlación no implica causalidad, si no que indica que ambas series de datos son sensibles de forma similar a las variaciones en el SZA. Los valores simulados son similares a las medidas y el ajuste entre ambas variables muestra una pendiente cercana a la unidad y una ordenada pequeña, lo que indica que los valores simulados se ajustan bastante bien a los valores medidos. Hay mayor dispersión en los datos simulados para el caso de la irradiancia UVER. Existen menos datos de irradiancia UVER (47356) que de irradiancia SW (48194) ya que en muchas ocasiones para ángulos solares cenitales muy altos (>80°) la irradiancia UVER medida ha sido nula y no se ha tenido en cuenta.

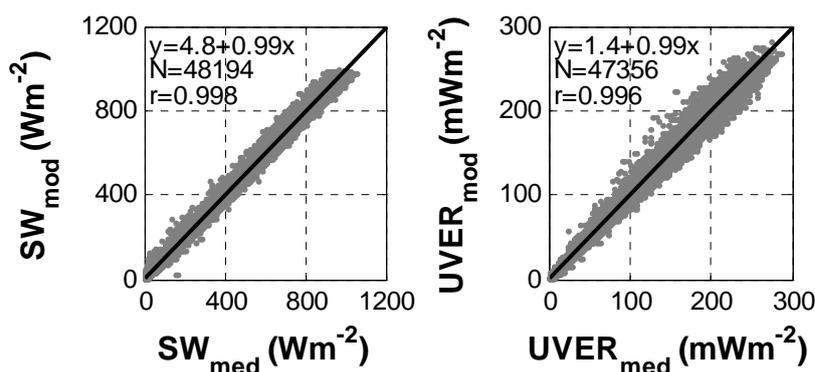


Figura 4.22: Irradiancias SW (izquierda) y UVER (derecha) horarias simuladas con el modelo UVSPEC en función de las irradiancias medidas bajo cielo sin nubes utilizando los datos de las nueve localidades. La línea corresponde al ajuste lineal por mínimos cuadrados del que se incluye la ecuación  $y=a+bx$ .  $N$  es el número de datos y  $r$  el coeficiente correlación de Pearson.

Una manera de cuantificar la bondad entre los valores modelizados y las medidas es a través de los índices estadísticos MBE, MABE y RMSE (Anexo I). En la Tabla 4.1 se muestran estos índices estadísticos, además de la desviación estándar de la serie de las diferencias entre los valores estimados y medidos (absolutas y relativas), para cada localidad y para las irradiancias SW y UVER. Los valores de los índices estadísticos son mayores en el caso de la irradiancia UVER que en el de la SW. El MBE varía entre -1.5% (Ciudad Real) y 7% (San Sebastián) en el caso de la irradiancia UVER; entre -1.9% (San Sebastián) y 2.5% (Ciudad Real) para la irradiancia SW. Los menores valores de MABE se encuentran en Cáceres, siendo 3.1% y 5.2% para la SW y la UVER respectivamente, mientras que en San Sebastián aparecen los valores más altos: 4.4% en la SW y 7.6% en la UVER. Los máximos de RMSE y SD aparecen en Ciudad Real (14%) y los mínimos en Cáceres en torno al 4% para la irradiancia SW.

Para la irradiancia UVER el mínimo valor de RMSE aparece en Villalba (7.7%) y el máximo en Valladolid (13%), mientras que la mínima SD aparece en Tortosa (7.4%) y la máxima en Valladolid (12%). Teniendo en cuenta todas las localidades se tienen casi 40000 datos, siendo la irradiancia UVER medida sobreestimada por el modelo (MBE>0); con una incertidumbre del 6% y del 10% para la irradiancia SW y UVER, respectivamente. Los resultados de la Tabla 4.1 son similares a los obtenidos por *Bilbao et al.* (2011) para el modelo SMARTS 2.9.5 de *Gueymard* (2005).

Tabla 4.1: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar de las diferencias modelo-medido para las irradiancias SW y UVER en cada localidad sin considerar las medidas con SZA>80°. Las unidades son Wm<sup>-2</sup> en el caso de la radiación SW y mWm<sup>-2</sup> para la UVER. El resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Localidad	Radiación	N	MBE	MABE	RMSE	SD
Ciudad Real	SW	1742	5.9 (2.5)	15.6 (4.2)	20.9 (14.1)	20.1(13.8)
	UVER	1741	-3.5 (-1.5)	5.6 (6.3)	8.2 (9.5)	7.3 (9.4)
San Sebastián	SW	1698	-12.0 (-1.9)	19.6 (4.4)	24.3 (6.6)	21.2 (6.3)
	UVER	1698	3.4 (7.0)	4.0 (7.6)	6.2 (10.3)	5.2 (7.6)
A Coruña	SW	4998	-8.2 (-0.8)	17.6 (3.8)	22.5 (6.3)	21.0 (6.3)
	UVER	4998	2.8 (6.2)	4.1 (7.5)	6.3 (10.7)	5.6 (8.7)
Madrid	SW	7776	0.5 (0.5)	15.5 (3.2)	19.9 (4.9)	19.9 (4.8)
	UVER	7775	-1.1 (1.7)	5.1 (6.9)	7.2 (11.2)	7.1 (11.0)
Cáceres	SW	2640	-12.3 (-1.9)	16.3 (3.1)	20.0 (4.3)	15.8 (3.9)
	UVER	2640	-2.2 (0.4)	4.2 (5.2)	6.3 (8.2)	5.9 (8.2)
Murcia	SW	8860	1.9 (1.0)	15.8 (3.5)	20.7 (5.7)	20.6(5.6)
	UVER	8860	1.7 (4.0)	4.7 (6.7)	7.4 (10.3)	7.2 (9.5)
Tortosa	SW	1144	-1.6 (0.4)	16.3 (3.6)	20.4 (5.7)	20.3 (5.6)
	UVER	1144	0.5 (2.8)	3.7 (5.6)	5.3 (7.9)	5.3 (7.4)
Valladolid	SW	6354	3.9 (1.1)	18.2 (3.8)	24.0 (6.1)	23.7 (6.0)
	UVER	6356	0.3 (3.7)	5.2 (7.4)	7.3 (12.9)	7.3 (12.3)
Villalba	SW	3367	-7.8 (-1.4)	16.9 (3.7)	21.2 (5.4)	19.7 (5.3)
	UVER	3367	3.1 (1.3)	4.5 (5.7)	7.0 (7.7)	6.3 (7.6)
Todas	SW	38579	-1.7 (0.2)	16.7 (3.6)	21.5 (6.3)	21.5(6.3)
	UVER	38579	0.7 (3.1)	4.7 (6.8)	7.0 (10.6)	7.0 (10.1)

#### 4.4.3.- Comparación de los datos en función del SZA

Los índices estadísticos mostrados en la Tabla 4.1 se han calculado con todos los valores medidos y simulados con SZA<80°, sin tener en cuenta si estos varían con el SZA. Además, el valor absoluto de los índices de la Tabla 4.1 no es significativo, pues para valores de SZA altos serán grandes y viceversa. Por tanto, se han calculado los valores de MBE, MABE y RMSE para cada localidad en intervalos de SZA de 5°. De esta manera en las Figuras 4.23 (irradiancia SW) y 4.24 (irradiancia UVER) se presentan los índices estadísticos (en valor relativo) para cada localidad, calculados utilizando exclusivamente los datos con SZA entre 15° y 20°, entre 20° y 25°, etc. La Figura 4.23 muestra que todos los índices crecen con el SZA, llegando a un incremento brusco a partir de los 70°. Para los SZA más bajos el RMSE no alcanza el 3%, es menor del 4% para SZA<45° y del 5% para SZA<60° en todas las localidades. Los valores de irradiancia SW simulados infravaloran ligeramente (MBE~-2%) las medidas en el caso de San Sebastián, A Coruña y Cáceres para valores bajos de SZA.

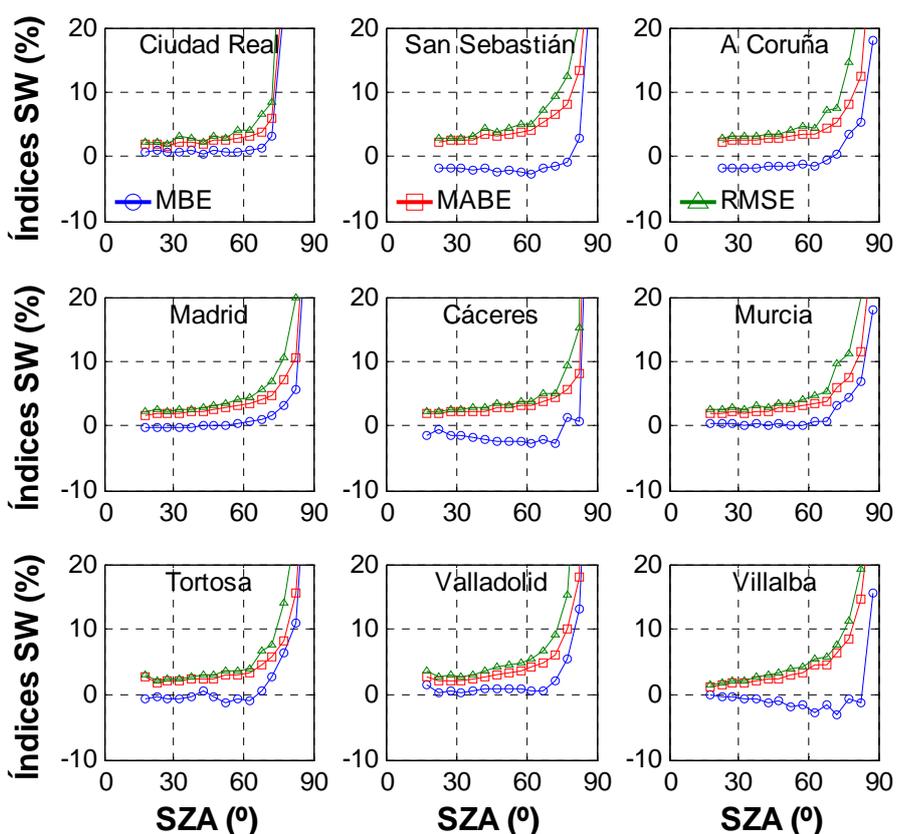


Figura 4.23: Índices MBE, MABE y RMSE de los valores simulados y medidos de irradiancia SW horaria en función del SZA para cada una de las localidades.

Resultados similares se observan en la Figura 4.24 para la irradiancia UVER. En este caso los índices son mayores para la irradiancia UVER que en la SW, mostrando también un incremento en sus valores con el crecimiento del SZA. Los valores de RMSE no superan el 6% para los ángulos cenitales más bajos. El MBE varía más fuertemente con el SZA en la irradiancia UVER que en la SW. El resultado obtenido tanto en la irradiancia SW como en la UVER, para los valores de SZA más altos, puede ser debido a la selección de los días sin nube, pues el criterio utilizado (apartado 3.6.3) es fiable para los valores más altos de la irradiancia, sin embargo es más difícil discernir la presencia de nubes a las primeras y últimas horas del día.

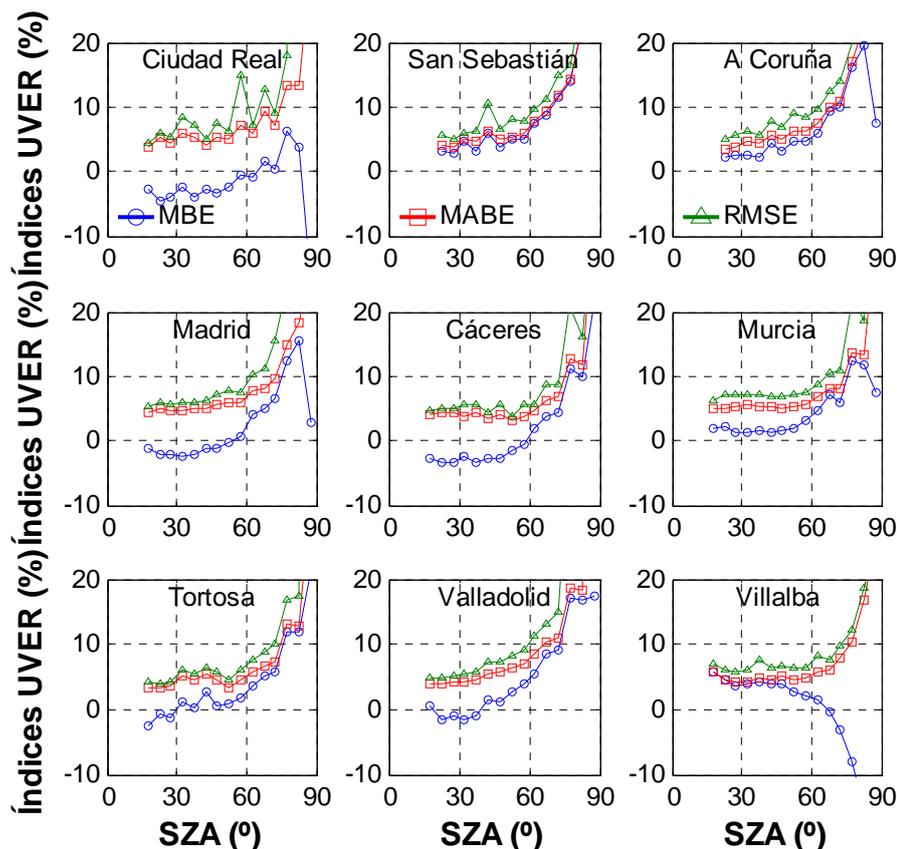


Figura 4.24: Índices MBE, MABE y RMSE de los valores simulados y medidos de irradiancia SW horaria en función del SZA para cada una de las localidades.

Un análisis más detallado se ha hecho utilizando todos los valores de las nueve localidades de irradiancia (simulados y medidos) SW y UVER horaria ( $SZA < 89^\circ$ ). Estos datos se han subdividido en grupos según su ángulo cenital, agrupando en intervalos de  $5^\circ$ : datos con SZA entre  $15^\circ$  y  $20^\circ$ , entre  $20^\circ$  y  $25^\circ$ , etc. Para cada grupo seleccionado se ha calculado la diferencia entre los valores simulados y medidos  $\Delta R$ , absoluta y en porcentaje:

$$\Delta R = R_{\text{mod}} - R_{\text{med}}, \quad (4.13)$$

$$\Delta R(\%) = 100\% \frac{R_{\text{mod}} - R_{\text{med}}}{R_{\text{med}}}, \quad (4.14)$$

donde  $R$  es el tipo de irradiancia horaria, pudiendo ser UVER o SW. La Figura 4.25 muestra la distribución de la diferencia  $\Delta SW$  (absoluta y relativa) para cada grupo seleccionado de SZA. El 90% de los datos estimados muestran una diferencia entre  $-40$  y  $40 \text{ Wm}^{-2}$ . La media de la Figura 4.25 coincide con el valor del MBE y es cercana a cero, por lo que el modelo no sobreestima ni infravalora las medidas de irradiancia SW. Existe cierta simetría en las distribuciones dotándolas de carácter de distribución normal, por lo que la desviación estándar puede considerarse la incertidumbre de  $\Delta SW$ . El carácter de distribución normal también se aprecia en la distribución de las diferencias relativas, con los valores de la media coincidiendo con los de la mediana salvo para altos valores de SZA. La media de las distribuciones relativas incrementa fuertemente a partir de un ángulo cenital mayor de  $75^\circ$ . Para ángulos menores de  $50^\circ$  las diferencias se encuentran todas entre  $-10$  y  $10\%$ .

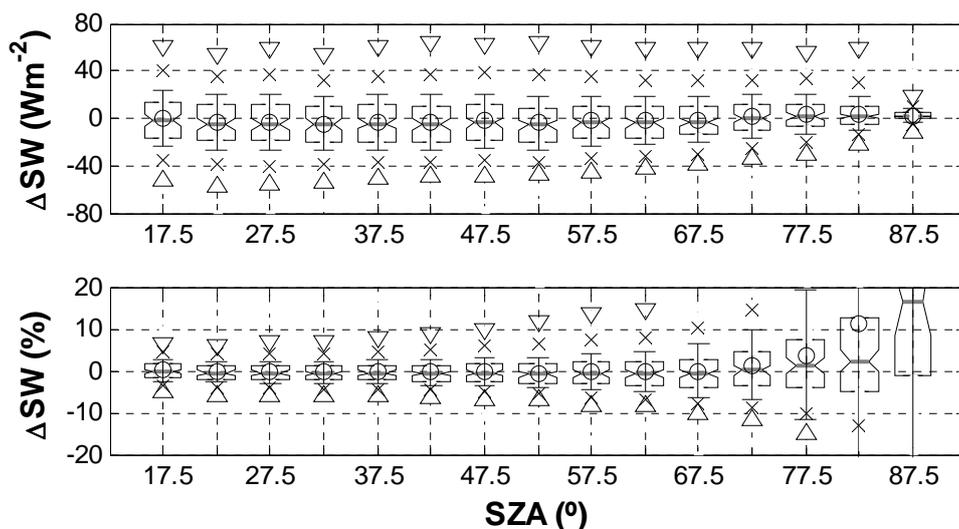


Figura 4.25: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta SW$  absoluta (arriba) y relativa (abajo) para los distintos intervalos de SZA. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

En la Figura 4.26 se encuentran las mismas diferencias que en la Figura 4.25 pero para la irradiancia UVER. Las diferencias absolutas disminuyen con el SZA mostrando una media cercana a cero. El 90% de las diferencias se encuentran entre  $-20$  y  $20 \text{ mWm}^{-2}$  y, para ángulos mayores de  $50^\circ$ , entre  $-10$  y  $10 \text{ mWm}^{-2}$ . La media de las distribuciones relativas muestra un crecimiento con el SZA a partir de  $60^\circ$ . Las diferencias relativas son mayores que en el caso de la irradiancia SW encontrándose casi todos los valores de  $\Delta UVER$  entre  $-20$  y  $20\%$  para  $SZA < 50^\circ$ .  $\Delta UVER$  también muestra el comportamiento de una distribución normal.

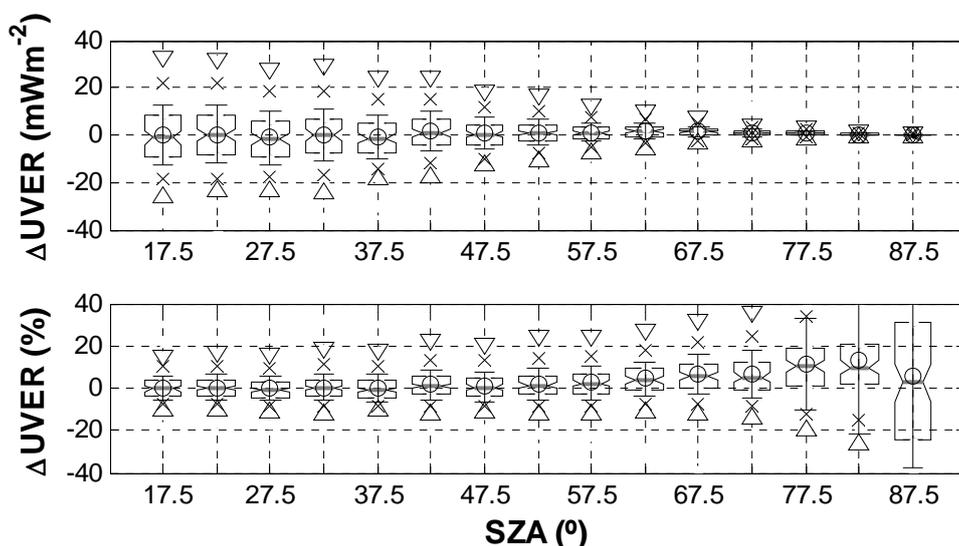


Figura 4.26: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta UVER$  absoluta (arriba) y relativa (abajo) para los distintos intervalos de SZA. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

Con los datos divididos en intervalos de SZA se han calculado los índices estadísticos de la Tabla 4.2. El MBE muestra valores menores del 1% para valores de SZA menores de 70° en el caso de la irradiancia SW y para valores de SZA menores de 40° para la irradiancia UVER. Los valores aumentan con el SZA en porcentaje, pero no en valor absoluto. Los valores del MABE se acercan a un valor intermedio entre el RMSE y el MBE. Los valores de RMSE son menores de 24 Wm<sup>-2</sup> en el caso de la irradiancia SW y de 13 mWm<sup>-2</sup> para la UVER. Como la distribución de las diferencias se aproxima a una distribución normal tanto para la radiación SW como para la UVER, se puede suponer que la incertidumbre de  $\Delta SW$  y  $\Delta UVER$  es la desviación estándar de la Tabla 4.2. La incertidumbre de  $\Delta SW$  es menor del 3% para SZA<40°, menor del 4% para SZA<55° y menor del 5% para SZA<65°. En el caso de  $\Delta UVER$ , su incertidumbre es menor del 7% para valores de SZA menores de 50° y menor del 10% para ángulos menores de 70°.

Tabla 4.2: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar de las diferencias modelo-medido para las irradiancias SW y UVER considerando intervalos de SZA y utilizando los *N* datos de todas las localidades. Las unidades son Wm<sup>-2</sup> en el caso de la radiación SW y mWm<sup>-2</sup> para la UVER. El resultado en porcentaje está entre paréntesis.

SZA (°)	Radiación	N	MBE	MABE	RMSE	SD
(15-20)	SW	1013	-0.2 (0.0)	18.6 (1.9)	23.6 (2.5)	23.6 (2.5)
	UVER	1013	0.1 (0.3)	10.3 (4.4)	12.8 (5.6)	12.8 (5.6)
(20-25)	SW	1688	-3.5 (-0.3)	18.4 (1.9)	23.4 (2.5)	23.2 (2.4)
	UVER	1688	0.4 (0.4)	9.9 (4.5)	12.4 (5.8)	12.4 (5.8)
(25-30)	SW	2695	-3.1 (-0.3)	19.1 (2.1)	24.1 (2.7)	23.9 (2.6)
	UVER	2695	-1.2(-0.3)	9.1 (4.5)	11.4 (5.8)	11.3 (5.8)
(30-35)	SW	1743	-4.4(-0.4)	18.0 (2.1)	22.7 (2.6)	22.3 (2.6)
	UVER	1743	0.1 (0.4)	8.6 (4.8)	11.0 (6.3)	11.0 (6.2)
(35-40)	SW	3518	-3.1 (-0.3)	18.4 (2.3)	23.3 (2.9)	23.1 (2.9)
	UVER	3518	-0.7 (-0.1)	7.4 (4.9)	9.3 (6.3)	9.3 (6.3)
(40-45)	SW	2300	-3.3 (-0.4)	18.3 (2.4)	23.2 (3.1)	23.0 (3.1)
	UVER	2300	1.6 (1.5)	6.6 (5.1)	8.6 (6.9)	8.5 (6.8)
(45-50)	SW	4019	-2.4 (-0.2)	18.2 (2.7)	23.3(3.5)	23.2 (3.5)
	UVER	4019	0.5 (0.7)	5.3 (5.2)	6.8 (6.9)	6.7 (6.9)
(50-55)	SW	2826	-3.9 (-0.5)	18.1 (3.0)	22.9 (3.8)	22.5 (3.8)
	UVER	2826	1.1 (1.8)	4.4 (5.5)	5.7 (7.4)	5.6 (7.2)
(55-60)	SW	4141	-2.3 (-0.3)	16.7 (3.3)	21.5 (4.3)	21.3 (4.3)
	UVER	4141	1.3 (2.5)	3.2 (5.8)	4.2 (8.2)	4.0 (7.8)
(60-65)	SW	4043	-2.3 (-0.3)	15.7 (3.6)	20.2 (4.7)	20.1 (4.7)
	UVER	4043	1.6 (4.3)	2.8 (7.1)	3.6 (9.4)	3.2 (8.3)
(65-70)	SW	3639	-1.3 (0.0)	14.8 (4.4)	19.4 (6.2)	19.3 (6.2)
	UVER	3639	1.5 (6.3)	2.1 (8.5)	2.7 (11.2)	2.3 (9.3)
(70-75)	SW	4024	1.8 (1.3)	13.7 (5.5)	18.3 (8.3)	18.2 (8.2)
	UVER	4022	0.8 (6.3)	1.3 (9.2)	1.8 (12.9)	1.6 (11.2)
(75-80)	SW	2930	3.7 (3.8)	12.5 (8.5)	17.3 (15.9)	16.9 (15.4)
	UVER	2932	0.7 (11.0)	1.0 (14.5)	1.3 (24.2)	1.1 (21.6)
(80-85)	SW	4309	4.0 (11.1)	10.0 (17.2)	15.1 (43.6)	14.5 (42.2)
	UVER	4308	0.3 (13.0)	0.5 (16.9)	0.6 (36.6)	0.5 (34.2)
(85-89)	SW	5306	2.2 (35.4)	3.9 (42.1)	6.2 (73.1)	5.8 (64.0)
	UVER	4469	0.0 (6.0)	0.2 (33.6)	0.3 (44.1)	0.3 (43.7)

4.4.4.- Simulaciones dentro de la incertidumbre de los parámetros de entrada

La incertidumbre total introducida en los cálculos de las Figuras 4.18 y 4.19 corresponde a la de la ecuación (4.2), que es la incertidumbre combinada con un factor de cobertura  $k=1$ , lo que significa que bajo esa incertidumbre se encuentran aproximadamente el 68% de los datos. Si a la incertidumbre de la ecuación (4.2) se le multiplica por el factor de cobertura  $k=2$ , se obtiene la incertidumbre expandida, cuyo significado es que por debajo de su valor se encuentra el 95% de los datos (Anexo III). Aunque no se han mostrado, los mismos cálculos que en el apartado 4.3 se han realizado utilizando la incertidumbre expandida de los parámetros de entrada.

Por lo tanto se dispone de las máximas diferencias ( $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$ ) debidas a la incertidumbre total ( $k=1$ ) y a la incertidumbre expandida ( $k=2$ ) en los parámetros de entrada para cada localidad y mes en función del SZA. Con estos valores se puede calcular el número de datos que muestran una diferencia  $\Delta SW$  y  $\Delta UVER$  menor que  $\Delta SW_{mx}$  y  $\Delta UVER_{mx}$  (para  $k=1$  y  $k=2$ ), diferencia que puede ser explicada por la incertidumbre en los parámetros de entrada. La Tabla 4.3 recoge el porcentaje de datos simulados (SW y UVER) que muestran una diferencia con la medida menor que la máxima explicable por la incertidumbre combinada ( $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=1)$ ) y por la incertidumbre expandida ( $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=2)$ ) en los parámetros de entrada.

Tabla 4.3: Porcentaje de datos simulados que muestran una diferencia con la medida menor que la máxima debida a la incertidumbre total ( $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=1)$ ) y a la incertidumbre expandida ( $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=2)$ ) para la irradiancia SW y UVER en cada localidad.

Localidad	Radiación	N	$\Delta R < \Delta R_{mx}(k=1)$	$\Delta R < \Delta R_{mx}(k=2)$
Ciudad Real	SW	1742	90.01	98.56
	UVER	1741	91.90	99.43
San Sebastián	SW	1698	79.39	98.41
	UVER	1698	79.33	98.06
A Coruña	SW	4998	81.25	99.22
	UVER	4998	83.45	99.22
Madrid	SW	7776	93.30	99.86
	UVER	7775	94.42	99.68
Cáceres	SW	2640	86.36	99.73
	UVER	2640	92.01	99.43
Murcia	SW	8860	92.34	99.74
	UVER	8860	96.39	99.97
Tortosa	SW	1144	76.75	99.56
	UVER	1144	91.00	99.65
Valladolid	SW	6354	85.63	99.10
	UVER	6356	88.17	99.21
Villalba	SW	3367	89.31	99.41
	UVER	3367	92.25	99.64
Todas	SW	38579	88.18	99.45
	UVER	38579	91.19	99.50

Según la Tabla 4.3, en las localidades donde la incertidumbre es menor se encuentran los valores más bajos de  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=1)$  y  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=2)$ . El porcentaje de las diferencias que pueden explicarse mediante la incertidumbre total ( $k=1$ ) varía entre el 77% (Tortosa) y el 93% (Madrid) para la irradiancia SW y entre el 79% (San Sebastián) y el 96% (Murcia) para la UVER. Más del 98% de las diferencias entre los valores simulados y las medidas son menores que la máxima que genera la incertidumbre expandida ( $k=2$ ), tanto para la irradiancia SW como para la UVER en todas las localidades.

Teniendo en cuenta los valores de todas las localidades, el 91% de las simulaciones de irradiancia UVER son menores que la máxima que causa la incertidumbre total; este porcentaje se reduce al 88% en el caso de la irradiancia SW. Más del 99% de las diferencias entre valores simulados están por debajo de la máxima diferencia que causa la incertidumbre expandida, tanto para la irradiancia SW como para la UVER.

Los valores mostrados en la Tabla 4.3 son para todos los datos con SZA menor de 80°, sin embargo, interesa ver como varían  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=1)$  y  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=2)$ , con el SZA. Se han seleccionado todos los datos de las localidades, se han subdividido en intervalos de 5° de SZA y se han calculado los valores de  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=1)$  y  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=2)$ . Los valores en función del SZA están en la Figura 4.27. El porcentaje de simulaciones que se encuentran dentro de los márgenes de la incertidumbre combinada y expandida decrece con el SZA. Para valores de SZA menores de 75° más del 80% de las simulaciones de irradiancia SW y UVER muestran una diferencia menor con las medidas que la máxima diferencia que proporciona la incertidumbre combinada de los parámetros de entrada. Prácticamente el 100% de las diferencias entre los valores modelizados y medidos es menor que la máxima diferencia debida a la incertidumbre expandida en los parámetros de entrada del modelo para valores de SZA menores de 75°. Los peores resultados, obtenidos para ángulos cenitales grandes, pueden deberse a que las medidas han sido mal consideradas como medidas bajo cielo sin nubes por el método de selección, ya que es difícil discernir para ángulos tan altos.

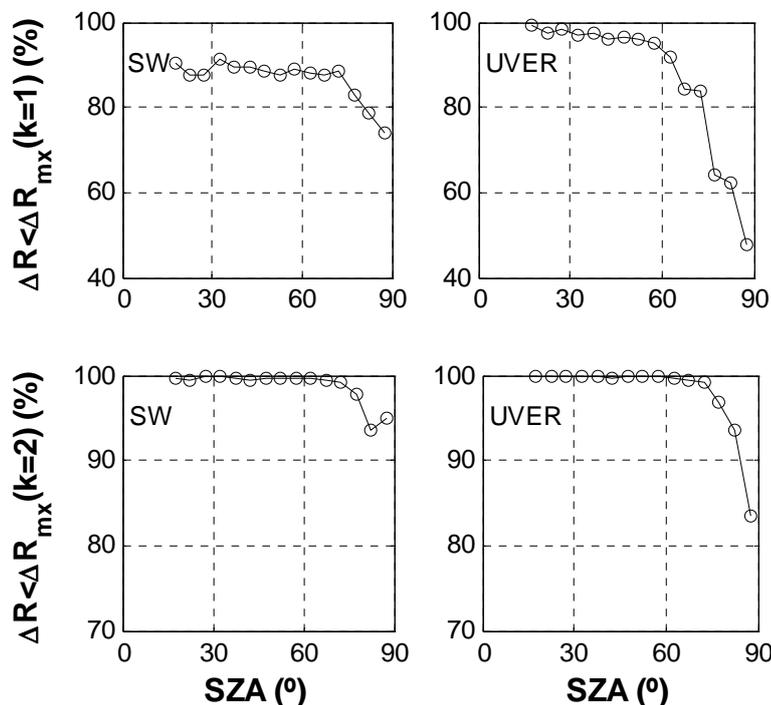


Figura 4.27: Valores de  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=1)$  (arriba) y  $\Delta R < \Delta R_{mx}(k=2)$  (abajo) en función del SZA para la irradiancia SW (izquierda) y UVER (derecha).

#### 4.4.5.- Comparación de los valores diarios

Finalmente se han calculado los valores diarios de irradiación SW y UVER (simulada y medida) para los días seleccionados bajo cielo sin nubes. Los índices estadísticos utilizados en el caso de la irradiancia horaria han sido calculados para la irradiación diaria y se muestran en la Tabla 4.4 para cada localidad. El MBE varía entre -1.9% (Cáceres) y 1.6% (Ciudad Real) para la irradiación SW y entre -2.0% (Ciudad Real) y 5.5% (A Coruña) para la UVER. Los valores de RMSE son menores de 4.5% y de 8.8% en la irradiación SW y UVER, respectivamente. Los valores de la desviación estándar son similares al RMSE, sobre todo cuanto más cercano a cero es el MBE. Las mayores diferencias, encontradas para valores de SZA altos, influyen menos en el resultado de la irradiación diaria, donde tienen más peso los valores de irradiancia más cercanos al mediodía. Esto implica que los índices de la Tabla 4.4 sean menores que los encontrados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.4: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar de las diferencias modelo-medido para la irradiación SW y UVER diaria en cada localidad. Las unidades son  $\text{kJm}^{-2}$  en el caso de la radiación SW y  $\text{Jm}^{-2}$  para la UVER. El resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Localidad	Radiación	N	MBE	MABE	RMSE	SD
Ciudad Real	SW	158	406 (1.6)	598 (2.5)	796 (3.3)	687 (3.0)
	UVER	158	-141 (-2.0)	205 (4.8)	270 (6.2)	231 (5.9)
San Sebastián	SW	172	-419 (-2.0)	670 (3.7)	824 (4.5)	712 (4.0)
	UVER	172	124 (6.4)	138 (6.7)	196 (8.7)	152 (5.9)
A Coruña	SW	472	-298 (-1.2)	597 (2.8)	782 (3.5)	724 (3.3)
	UVER	472	108 (5.5)	146 (6.3)	201 (8.7)	170 (6.7)
Madrid	SW	735	44 (0.5)	561 (2.6)	724 (3.5)	723 (3.5)
	UVER	735	-42 (1.2)	182 (5.9)	232 (7.6)	228 (7.5)
Cáceres	SW	248	-452 (-1.9)	579 (2.5)	719 (3.0)	561 (2.3)
	UVER	248	-84 (-0.5)	150 (4.1)	201 (5.3)	183 (5.2)
Murcia	SW	855	91 (0.5)	554 (2.7)	742 (3.6)	737 (3.5)
	UVER	855	65 (3.7)	165 (5.9)	235 (7.7)	226 (6.7)
Tortosa	SW	113	-14 (-0.2)	560 (2.7)	684 (3.2)	687 (3.2)
	UVER	113	19.8 (2.5)	128 (4.8)	170 (6.2)	169 (5.8)
Valladolid	SW	580	198 (0.9)	690 (3.0)	925 (4.2)	905 (4.1)
	UVER	580	13.9 (2.8)	191 (6.2)	242 (8.8)	242 (8.4)
Villalba	SW	298	-327 (-1.3)	549 (2.4)	715 (3.3)	636 (3.0)
	UVER	298	123 (4.0)	150 (4.6)	208 (6.4)	168 (5.1)

En la Tabla 4.5 se han calculado los mismos índices estadísticos utilizando los datos de todas las localidades, pero dividiendo en estaciones del año según el mes: invierno (enero, febrero y diciembre), primavera (marzo, abril y mayo), verano (junio, julio y agosto) y otoño (septiembre, octubre y noviembre). Los mejores resultados aparecen en el mes de verano, con valores de MBE muy próximos a cero y con un RMSE del 3.1% y del 5.6% para la irradiación SW y UVER, respectivamente. Por lo contrario invierno muestra el peor comportamiento, especialmente en la irradiación UVER, donde se encuentra un MBE del 10% y un RMSE del 12%. Los meses de invierno muestran peor comportamiento ya que en esos meses no se alcanzan valores muy bajos de SZA, que es cuando mejor predice el modelo. Los valores de irradiación SW diaria simulados no sobrestiman las medidas ( $\text{MBE} \sim 0$ ) y además presenta una diferencia absoluta media del 2.7% y un RMSE del 3.6%, igual que la desviación estándar de las diferencias. La irradiación UVER simulada sobrestima las medidas ( $\text{MBE} \sim 3\%$ ) con un error absoluto medio de 5.7% y un RMSE del 7.7%.

## Capítulo 4:

---

Tabla 4.5: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar de las diferencias modelo-medido para la irradiación SW y UVER diaria en cada estación del año. Las unidades son  $\text{kJm}^{-2}$  en el caso de la irradiación SW y  $\text{Jm}^{-2}$  para la UVER. El resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Estación	Radiación	N	MBE	MABE	RMSE	SD
Invierno	SW	571	3 (0.0)	361 (3.1)	474 (4.1)	475 (4.1)
	UVER	571	84 (10.0)	86 (10.1)	100 (12.1)	53 (6.9)
Primavera	SW	777	-50 (0.0)	670 (2.8)	871 (3.7)	870 (3.7)
	UVER	777	40 (2.2)	179 (5.3)	234 (7.4)	230 (7.0)
Verano	SW	1437	-54 (-0.1)	687 (2.4)	873 (3.1)	871 (3.1)
	UVER	1437	-25 (-0.2)	224 (4.4)	284 (5.6)	283 (5.6)
Otoño	SW	846	-24 (-0.1)	514 (3.0)	669 (4.0)	669 (4.0)
	UVER	846	67 (3.8)	115 (5.4)	156 (7.3)	140 (6.2)
Todas	SW	3631	-37 (-0.1)	592 (2.7)	777 (3.6)	776 (3.6)
	UVER	3631	28 (2.9)	167 (5.7)	225 (7.7)	224 (7.2)

## **Capítulo 5: Modelización de la radiación solar UVER y comparación de los valores calculados con las medidas**

*En este capítulo se proponen dos nuevos métodos para estimar la radiación UVER: un modelo para obtener la irradiancia UVER horaria a partir de medidas de irradiancia SW y otro para calcular la irradiación UVER diaria a partir de medidas de insolación. Estos modelos han sido desarrollados y comparados con medidas realizadas en las localidades de estudio. En la comparación de los modelos con las medidas se han incluido otros siete modelos, propuestos en la bibliografía, para observar cuál predice mejor las medidas según la nubosidad, la posición del sol, etc. Además se ha obtenido un modelo para poder estimar la irradiación SW diaria a partir de medidas de insolación.*

## 5.1.- Modelización de la irradiancia UVER en función de la radiación SW

### 5.1.1.- Desarrollo y caracterización de un modelo

#### 5.1.1.1.- *Obtención del modelo*

La radiación UVER y SW bajo cielo sin nubes se puede calcular mediante modelos de transferencia radiativa una vez conocidas las condiciones atmosféricas (aerosoles, ozono, etc.) y locales (SZA, albedo, etc.) como se ha hecho en el capítulo 4. Sin embargo, incluir el efecto real de las nubes en los modelos de transferencia es más complejo debido a su distribución inhomogénea sobre el cielo y su rápida variación temporal. Una variable útil para observar el efecto de las nubes sobre la radiación solar es el llamado factor de modificación por nubes: CMF (Cloud Modification Factor). El CMF se define como el cociente entre la radiación solar que llega a la superficie terrestre, en cualquier condición atmosférica, y la radiación que llegaría en las mismas condiciones pero en ausencia de nubes:

$$CMF_R = \frac{R}{R_{sn}}, \quad (5.1)$$

donde  $R$  es la radiación (puede ser SW, UVER, etc.) y el subíndice  $sn$  indica la radiación  $R$  bajo cielo sin nubes. El significado físico del CMF coincide con la transmitancia de las nubes para un intervalo espectral dado.

La transmitancia de las nubes sobre la radiación SW ( $CMF_{SW}$ ) no tiene porqué ser la misma que sobre la UVER ( $CMF_{UVER}$ ), sin embargo, si se consigue relacionar  $CMF_{UVER}$  con  $CMF_{SW}$ , entonces las propiedades de las nubes medidas indirectamente en  $CMF_{SW}$  se pueden trasladar a la radiación UVER. Si se obtiene la relación entre las dos variables, dada por la función  $f$ :

$$CMF_{UVER} = f(CMF_{SW}), \quad (5.2)$$

entonces ésta se puede expresar como:

$$\frac{I_{UVER}}{UVER_{sn}} = f(CMF_{SW}), \quad (5.3)$$

y si se conoce la irradiancia SW medida, los valores de la irradiancia sin nubes de UVER y SW y la función  $f$ , entonces se puede obtener la irradiancia UVER a partir de esas variables mediante:

$$I_{UVER} = f(CMF_{SW}) UVER_{sn}. \quad (5.4)$$

El objetivo de este apartado es obtener una relación como la ecuación (5.2) entre  $CMF_{UVER}$  y  $CMF_{SW}$  que sea útil para poder estimar la irradiancia UVER a partir de otras variables utilizando la ecuación (5.4).

Los valores horarios de CMF para la radiación UVER y para la SW han sido calculados utilizando las medidas radiométricas y los valores simulados con el modelo UVSPEC/LibRadtran. La Figura 5.1 muestra (para valores con SZA menores de 85°) el  $CMF_{UVER}$  en función del  $CMF_{SW}$  en la localidad de Valladolid (izquierda) desde el año 2008 al 2012, así como el número de datos obtenidos para distintos valores de  $CMF_{SW}$  y  $CMF_{UVER}$  utilizando los datos de todas las localidades, con un total de 294047 datos. Los valores de  $CMF_{UVER}$  suelen ser mayores que los de  $CMF_{SW}$ . Existe un gran número de datos en torno al punto  $(CMF_{UVER}, CMF_{SW}) = (1,1)$ , que corresponde a la situación de cielo sin nubes. El  $CMF_{UVER}$  muestra una variación del tipo potencial con el  $CMF_{SW}$ . Walker (2010) interpretó que la dependencia de  $CMF_{UVER}$  con  $CMF_{SW}$  es potencial por debajo de un valor umbral de  $CMF_{SW}$  y lineal a partir de ese valor umbral. Los valores más dispersos son los menos frecuentes como indica el panel de la derecha de la Figura 5.1.

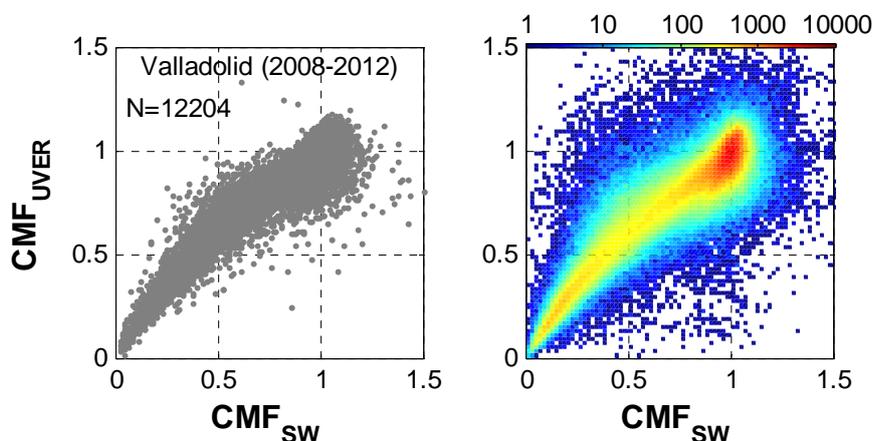


Figura 5.1:  $CMF_{UVER}$  en función del  $CMF_{SW}$  en la localidad de Valladolid (2008-2012) para valores de SZA menores de 85° (izquierda). Número de datos (SZA<85°) que se encuentran entre dos valores de  $CMF_{UVER}$  y  $CMF_{SW}$  para todas las localidades (derecha), la escala es logarítmica.

La variación de  $CMF_{UVER}$  con  $CMF_{SW}$  puede depender del SZA como proponen varios autores (Bodeker y McKenzie, 1996; den Outer et al., 2005; Lindfors et al., 2007; Walker, 2010; Bilbao et al., 2011). La Figura 5.2 presenta los valores de  $CMF_{UVER}$  y  $CMF_{SW}$  para cuatro intervalos de SZA fijados a 20°, 40°, 60° y 80°, todos con  $\pm 0.5^\circ$ . La dependencia de  $CMF_{UVER}$  con  $CMF_{SW}$  varía con el SZA, siendo menos lineal cuando aumenta el SZA, mostrando un comportamiento potencial en estos casos.

La Figura 5.2 también muestra dos tipos de ajustes entre el  $CMF_{UVER}$  y el  $CMF_{SW}$ :

$$CMF_{UVER} = A \cdot CMF_{SW}^B, \quad (5.5)$$

y:

$$CMF_{UVER} = CMF_{SW}^B, \quad (5.6)$$

donde  $A$  y  $B$  son valores que varían con el SZA. Los ajustes de las ecuaciones (5.5) y (5.6) son similares en la Figura 5.2 excepto para el valor de 80°. Por definición, cuando  $CMF_{SW}$  vale 1 entonces se está en una situación de cielo sin nubes ( $I_{SW}=SW_{sn}$ ), por lo que el valor que debe tomar  $CMF_{UVER}$  también es la unidad ( $I_{UVER}=UVER_{sn}$ ). La ecuación (5.6) sí predice que cuando  $CMF_{SW}$  es 1, entonces  $CMF_{UVER}$  también lo es, sin embargo la ecuación (5.5) indica que si  $CMF_{SW}$  es 1, entonces  $CMF_{UVER}$  va a tomar el valor de  $A$ .

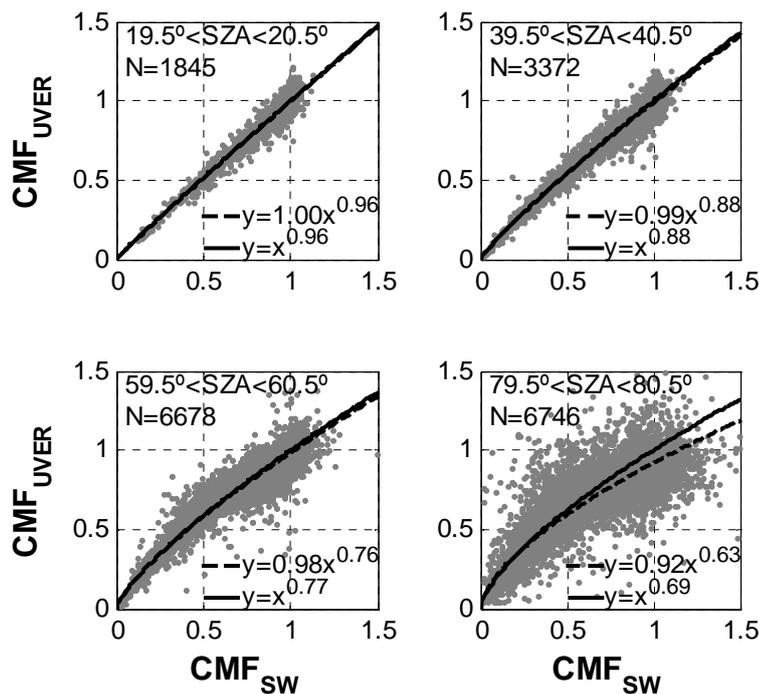


Figura 5.2:  $CMF_{UVER}$  en función de  $CMF_{SW}$  para 4 ángulos cenitales distintos ( $20^\circ$ ,  $40^\circ$ ,  $60^\circ$  y  $80^\circ$ ). La línea continua y la discontinua corresponden a dos ajustes potenciales.

Para obtener a distintos ángulos cenitales los valores de  $A$  y  $B$  de las ecuaciones (5.5) y (5.6), se han seleccionado de entre todos los datos de todas las estaciones distintos subgrupos de datos divididos por el valor de su SZA. En total se han obtenido 87 subgrupos con intervalos del coseno de SZA centrados desde 0.1 hasta 0.96 en saltos de 0.01; de esta manera se tiene un grupo con datos con el coseno de SZA entre 0.095 y 0.105, otro con el coseno entre 0.105 y 0.115, etc. Cada subgrupo se ha dividido en otros 15 subgrupos según su valor de  $CMF_{SW}$ , siendo en intervalos de 0.1 desde 0 hasta 1.5; de cada intervalo se han seleccionado de manera aleatoria 50 pares de datos  $CMF_{UVER}$ - $CMF_{SW}$  de entre los datos de todas las localidades. Para valores altos de  $CMF_{SW}$  a veces no se ha podido obtener 50 datos. De esta manera se tienen un total de 87 gráficos (87 subgrupos con un total de 49777 pares de datos entre todos) similares a los de la Figura 5.2, a partir de los cuales se puede calcular  $A$  y  $B$ . Los valores  $A$  y  $B$  de la ecuación (5.5) y sus incertidumbres han sido calculados para cada subgrupo mediante un ajuste por mínimos cuadrados (Anexo II) de la expresión linealizada:

$$\ln(CMF_{UVER}) = \ln(A) + B \ln(CMF_{SW}), \quad (5.7)$$

La Figura 5.3 muestra los valores obtenidos de  $A$  y  $B$  en función del coseno del ángulo solar cenital. Los valores de  $B$  crecen de manera monótonamente lineal con el coseno de SZA, sin embargo los valores de  $A$  no muestran una dependencia clara, tomando en la mayoría de casos valores cercanos a 1 excepto para altos SZA, donde  $A$  muestra valores menores que la unidad. Como  $A$  se encuentra cerca de la unidad para todos los SZA, se va a suponer que  $A$  es siempre igual a 1, descartando el uso de la ecuación (5.5) en favor de la (5.6).

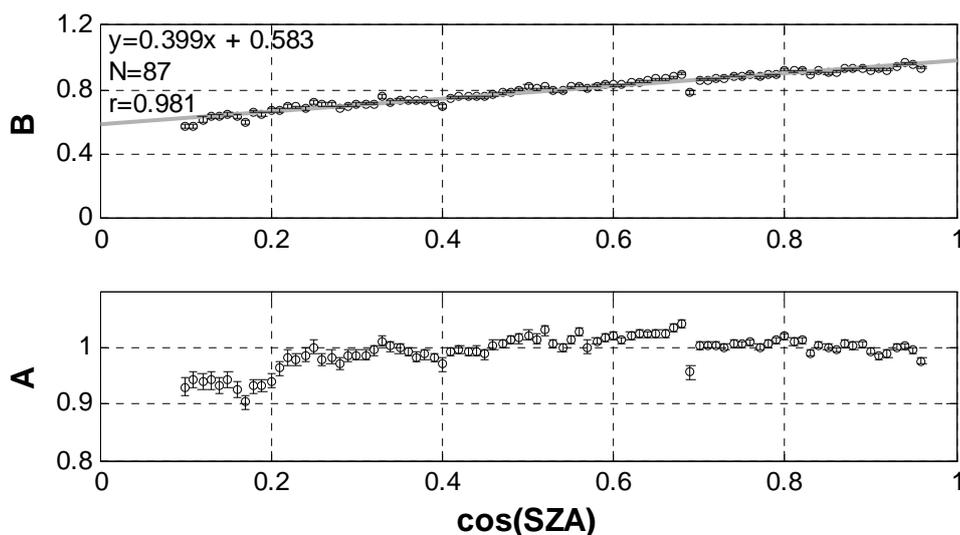


Figura 5.3: Parámetros  $B$  (arriba) y  $A$  (abajo) de la ecuación (5.5) calculados para 87 intervalos distintos del coseno de  $SZA$ . Las barras de error corresponden a la incertidumbre.

Siguiendo el mismo proceso que en la Figura 5.3, se han ajustado los 87 subgrupos a la ecuación (5.6) (expresión (5.7) pero sin el factor  $\ln(A)$ ) para obtener el valor de  $B$  en cada intervalo de  $SZA$  mediante un ajuste lineal sin ordenada, considerando la ordenada en el origen igual a cero (Anexo II). El resultado se muestra en la Figura 5.4, donde puede observarse que el parámetro  $B$  depende linealmente con el coseno de  $SZA$ , de la forma:

$$B = c + d \cos(SZA), \quad (5.8)$$

por lo que la ecuación (5.6) puede expresarse de la siguiente manera (Bilbao *et al.*, 2011):

$$CMF_{UVER} = CMF_{SW}^{c+d \cos(SZA)}, \quad (5.9)$$

Ecuación que se puede linealizar para calcular los parámetros  $c$  y  $d$ :

$$Y_1 = cX_1 + dX, \quad (5.10)$$

siendo:

$$\begin{aligned} Y_1 &= \ln(CMF_{UVER}), \\ X_1 &= \ln(CMF_{SW}), \\ X_2 &= \cos(SZA) \ln(CMF_{SW}). \end{aligned} \quad (5.11)$$

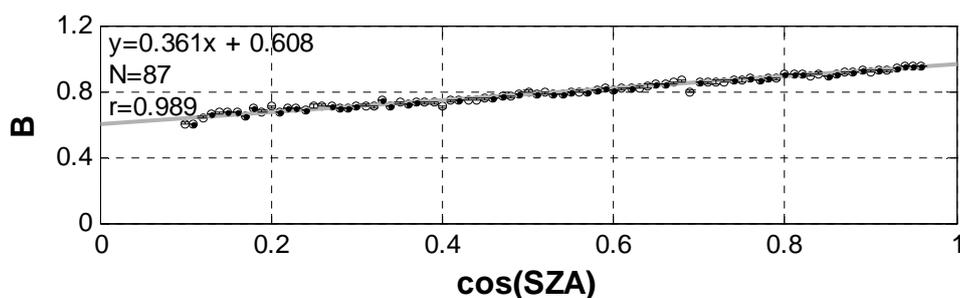


Figura 5.4: Parámetro  $B$  de la ecuación (5.6) calculados para 87 intervalos distintos del coseno de  $SZA$ . Las barras de error corresponden a la incertidumbre y la línea roja al ajuste lineal de los 87 puntos.

A su vez se puede calcular la incertidumbre de los logaritmos de los valores de CMF según la ecuación (5.1):

$$\sigma(\ln(CMF_R)) = \sqrt{\left(\frac{1}{R_{sn}}\right)^2 \sigma(R)^2 + \left(\frac{R}{R_{sn}^2}\right)^2 \sigma(R_{sn})^2}, \quad (5.12)$$

donde  $\sigma(R_{sn})$  es la incertidumbre de la irradiancia  $R$  bajo cielo sin nubes; ésta se va a suponer igual a la diferencia máxima  $\Delta R_{mx}$  con un factor de cobertura  $k=1$  calculada para la irradiancia  $R$  en el capítulo 4. Con las ecuaciones (5.10), (5.11) y (5.12) y los 49777 pares de datos seleccionados, se puede realizar un ajuste con más de una variable ponderado con la incertidumbre de los valores (Anexo II). El resultado del ajuste realizado da un valor de  $c$  igual a 0.6106, con una incertidumbre de 0.0014, y un valor de  $d$  igual a 0.358 con una incertidumbre de 0.002. Este resultado nos da que la función  $f$  de la ecuación (5.2) puede expresarse como:

$$f(CMF_{SW}) = (CMF_{SW})^{(0.6106 \pm 0.0014) + (0.358 \pm 0.002) \cos(\theta_0)}, \quad (5.13)$$

y sustituyendo en la ecuación (5.4) se tiene que el modelo obtenido y propuesto en este trabajo para calcular la irradiancia UVER ( $I_{UVER}$ ), a partir de la irradiancia SW medida ( $I_{SW}$ ) y de las irradiancias SW y UVER calculadas bajo cielo sin nubes, es la siguiente ecuación:

$$I_{UVER} = \left(\frac{I_{SW}}{SW_{sn}}\right)^{(0.6106 \pm 0.0014) + (0.358 \pm 0.002) \cos(\theta_0)} UVER_{sn}. \quad (5.14)$$

A esta expresión se la va a llamar “modelo 0” para distinguirla de otros modelos que se van a utilizar más adelante.

#### 5.1.1.2.- Comparación de todos los datos horarios

Los datos disponibles de todas las estaciones (con  $SZA < 85^\circ$ ) que no se han utilizado para desarrollar el modelo propuesto en el apartado anterior, han sido utilizados para observar la bondad del modelo contrastando los valores de irradiancia UVER medidos con los obtenidos mediante la ecuación (5.14). 25 pares de datos correspondientes a tres días diferentes han sido descartados en un nuevo control de los datos. En total se dispone de 244245 pares de datos de irradiancia UVER medida ( $UVER_{med}$ ) y calculada con el modelo ( $UVER_{mod}$ ). La incertidumbre de los valores modelizados ha sido calculada según el Anexo III.

En la Figura 5.5 se presentan cuatro días diferentes con los valores medidos y modelados de irradiancia UVER, así como la irradiancia simulada bajo cielo sin nubes. Se observa que en los 4 días los valores medidos se encuentran dentro de las incertidumbres del modelo. También se puede observar que los valores que predice el modelo son sensibles a los cambios en las condiciones de nubosidad entre horas consecutivas, como es en el caso del día mostrado para San Sebastián. En general parece que los valores calculados con el modelo 0 están en acuerdo con los valores medidos durante los cuatro días mostrados.

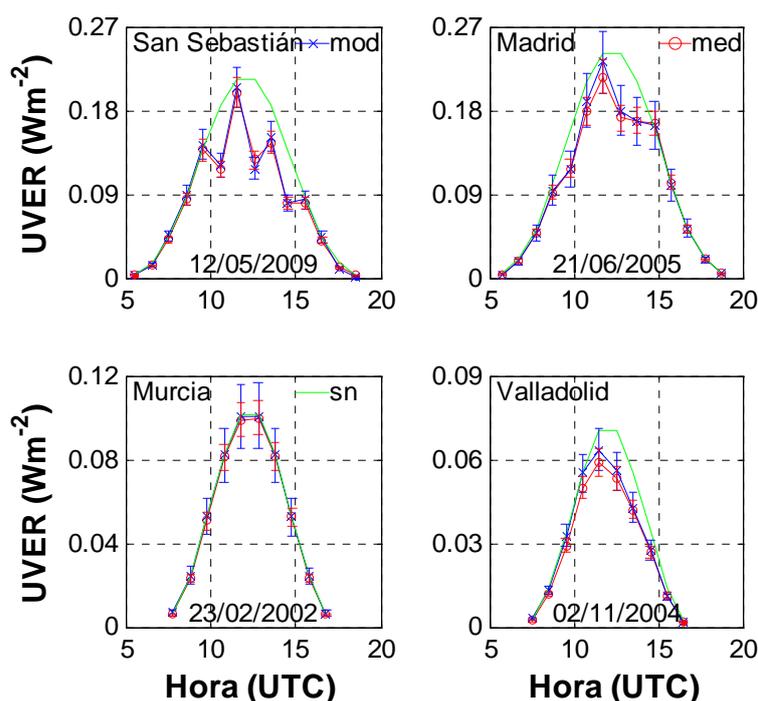


Figura 5.5: Irradiancia UVER medida (med), modelizada (mod) y bajo cielo sin nubes (sn) para cuatro días distintos. Las barras de error representan la incertidumbre en las medidas y en los valores del modelo.

La irradiancia UVER calculada con el modelo 0 está representada en la Figura 5.6 en función de la irradiancia medida. Los valores obtenidos con el modelo son similares a los medidos, mostrando una pendiente igual a 1 en el ajuste por mínimos cuadrados, una ordenada de tan sólo  $0.26 \text{ mWm}^{-2}$  y un coeficiente de correlación próximo a la unidad. En el panel de la derecha se puede apreciar que los datos más dispersos son los menos frecuentes y, además, que los valores más frecuentes están por debajo de  $100 \text{ mWm}^{-2}$ .

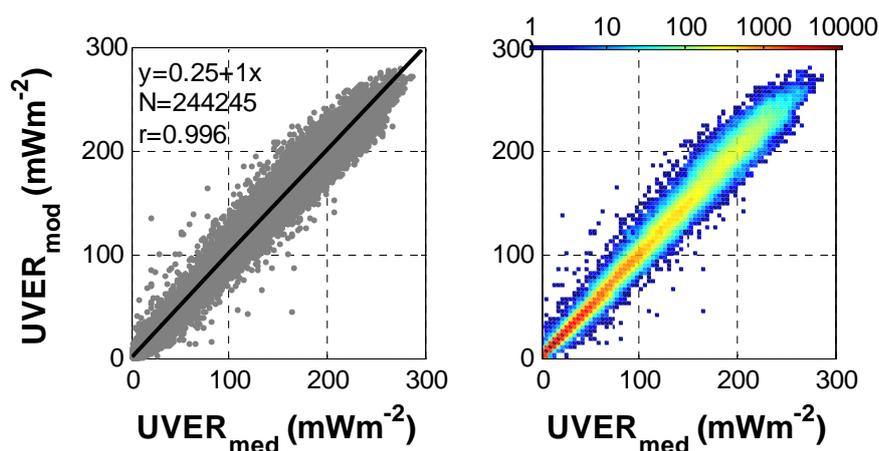


Figura 5.6: Irradiancia UVER modelizada ( $UVER_{mod}$ ) en función de la irradiancia medida ( $UVER_{med}$ ) (izquierda). La línea representa el ajuste por mínimos cuadrados. Número de datos que se encuentran entre dos valores de  $UVER_{mod}$  y  $UVER_{med}$  (derecha), la escala es logarítmica.

La Tabla 5.1 muestra los índices estadísticos (Anexo I) calculados con todos los datos con SZA menor de 80°, para cada localidad. El valor absoluto del MBE es menor de 3.2 mWm<sup>-2</sup> y el del MABE menor de 5 mWm<sup>-2</sup> en todas las localidades, alcanzando los valores más extremos en Villalba. El RMSE no supera el valor de 6.5 mWm<sup>-2</sup>, excepto en Villalba donde toma el valor de 7.5 mWm<sup>-2</sup>, dando valores mayores del 10% en todas las estaciones. La desviación estándar muestra valores similares a los del RMSE. Estos resultados en valor absoluto son ligeramente menores a los obtenidos por *Bilbao et al.* (2011), aunque no en porcentaje, posiblemente por la presencia de unos pocos datos erróneos o atípicos que muestran una alta diferencia en porcentaje entre el valor medido y el modelo, afectando fuertemente al promedio en el cálculo del MBE, MABE y RMSE. Otro factor que puede influenciar es la presencia de valores muy pequeños de radiación UVER, por ejemplo a altos valores de SZA, que aunque muestren una pequeña diferencia entre el valor medido y el modelado, ésta puede ser grande en valor porcentual. Para ello se va a analizar la bondad del modelo en función del SZA.

Tabla 5.1: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias  $UVER_{mod}$  y  $UVER_{med}$  utilizando los  $N$  datos de cada localidad con valores de SZA menores de 80°. Las unidades son mWm<sup>-2</sup> y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Localidad	N	MBE	MABE	RMSE	SD
Ciudad Real	5830	-2.9 (-3.4)	4.5 (7.1)	6.4 (10.0)	5.7 (9.4)
San Sebastián	14743	2.4 (4.3)	3.8 (9.0)	6.2 (16.0)	5.8 (15.4)
A Coruña	35166	0.7 (1.0)	3.8 (9.3)	5.9 (14.1)	5.9 (14.0)
Madrid	49315	-0.10 (1.7)	4.1 (8.5)	6.2 (16.2)	6.2 (16.1)
Cáceres	11165	-0.5 (0.5)	3.2 (6.4)	4.8 (10.2)	4.8 (10.2)
Murcia	44007	1.4 (3.0)	3.9 (7.5)	6.3 (21.2)	6.1 (21.0)
Tortosa	5496	-0.13 (-0.13)	3.1 (6.5)	4.7 (14.4)	4.7 (14.4)
Valladolid	33620	0.10 (1.3)	4.0 (8.2)	6.0 (13.3)	6.0 (13.3)
Villalba	20763	3.2 (1.0)	4.9 (8.3)	7.5 (11.3)	6.8 (11.2)
Todas	220105	0.7 (1.6)	4.0 (8.2)	6.2 (15.8)	6.2 (15.7)

### 5.1.1.3.- Comparación de los datos en función del SZA

Los resultados obtenidos en el apartado anterior no desvelan si el comportamiento del modelo es válido para todos los valores de SZA, ni en cuales de ellos muestra mejor comportamiento. Es de interés que el modelo calcule bien la irradiancia para los ángulos cenitales más bajos, pues es cuando mayor es la irradiancia que llega a la superficie. La Figura 5.7 presenta los índices estadísticos MBE, MABE y RMSE calculados en intervalos de 5° de SZA para las nueve localidades. Los valores de MBE están próximos a cero para los valores de SZA menores de 60° excepto en la localidad de Villalba. El MBE es muy similar al comportamiento que muestran los valores simulados bajo cielo claro de la Figura 4.24, por lo que el factor  $UVER_{sn}$  de la ecuación (5.14) puede ser el responsable de que exista sobrestimación o infraestimación. En la mayoría de localidades el RMSE es menor del 10% para valores de SZA menores de 60°, sin embargo, aparecen picos en algunas localidades como San Sebastián y Tortosa, debidos a valores de  $UVER_{med}$  o  $UVER_{mod}$  erróneos o atípicos que hacen que la diferencia en porcentaje se dispare (no en valor absoluto) al tratarse de la diferencia cuadrática, pues el MABE no muestra este problema. Para valores de SZA mayores de 60° los estadísticos muestran los peores valores, en parte debido a que los valores de  $UVER_{sn}$  de la Figura 4.24 también tienen ese comportamiento.

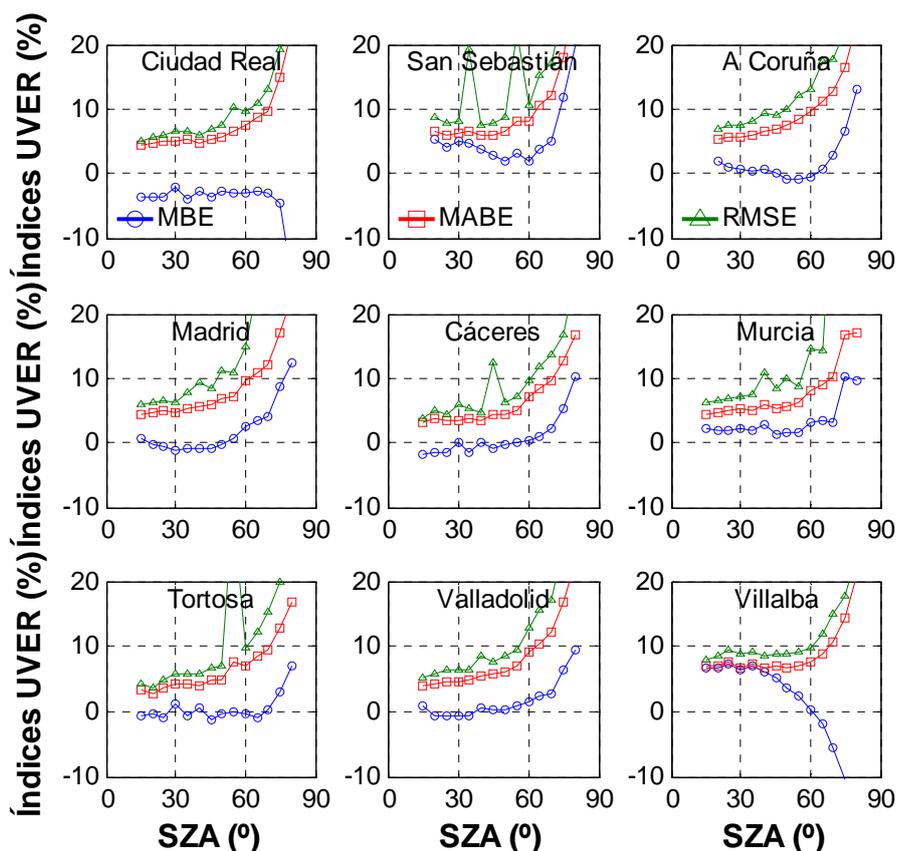


Figura 5.7: Índices MBE, MABE y RMSE de los valores modelizados y medidos de la irradiancia UVER horaria en función del SZA para cada una de las localidades.

Para seguir estudiando el comportamiento del modelo según el SZA, se han utilizado en conjunto los datos utilizados para comparar de todas las localidades y se han calculado los índices estadísticos de la Tabla 5.2 para distintos intervalos de SZA como en la Figura 5.7.

Tabla 5.2: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias  $UVER_{mod}$  y  $UVER_{med}$  utilizando los  $N$  datos de cada intervalo de SZA cada  $5^\circ$  utilizando los valores de todas las localidades. Las unidades son  $mWm^{-2}$  y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

N	SZA	MBE	MABE	RMSE	SD
3874	(15-20)	2.0 (1.1)	9.3 (4.4)	12.0 (5.8)	11.8 (5.7)
7545	(20-25)	2.9 (1.6)	9.3 (5.1)	12.1 (6.8)	11.8 (6.7)
13113	(25-30)	1.2 (0.8)	8.3 (5.1)	10.8 (6.9)	10.8 (6.9)
8422	(30-35)	2.0 (1.4)	7.7 (5.3)	10.1 (7.1)	9.9 (7.0)
17736	(35-40)	0.7(0.7)	6.5 (5.4)	8.6 (8.7)	8.6 (8.7)
11973	(40-45)	1.7 (1.6)	5.9 (5.8)	7.8 (9.1)	7.7 (8.9)
20244	(45-50)	0.5 (0.5)	4.7 (5.8)	6.2 (8.6)	6.2 (8.6)
16933	(50-55)	0.6 (0.6)	3.9 (6.3)	5.2 (9.6)	5.2 (9.6)
23644	(55-60)	0.5 (0.9)	3.1 (7.1)	4.1 (12.3)	4.1 (12.3)
27880	(60-65)	0.6 (1.5)	2.7 (8.6)	3.6 (13.2)	3.6 (13.1)
25760	(65-70)	0.4 (1.8)	2.0 (10.2)	2.7 (17.0)	2.7 (16.9)
25150	(70-75)	0.2 (2.4)	1.3 (11.5)	1.9 (25.9)	1.9 (25.8)
17831	(75-80)	0.16 (5.7)	0.9 (16.2)	1.2 (29.3)	1.2 (28.8)
24140	(80-85)	0.10 (9.0)	0.5 (21.5)	0.7 (42.2)	0.7 (41.2)

Los valores de MBE son menores del 2% para los valores de SZA menores de 70°. El RMSE y el MABE aumentan con el SZA desde 5.8% y 4.4% (SZA entre 15° y 20°) hasta 13.2% y 8.6% (SZA entre 60° y 65°), respectivamente. Aunque los índices aumentan en porcentaje considerablemente con el SZA, su valor absoluto decrece bruscamente pues son medidas que reciben menor cantidad de radiación. Walker (2010) encontró valores de RMSE y MBE ligeramente mayores a los obtenidos para valores de SZA menores de 55° utilizando otro modelo semi-empírico en las localidades suizas de Payerne, Davos, Locarno y Jungfrauoch, observando también un crecimiento del RMSE con el SZA.

Finalmente, las diferencias (absolutas y en porcentaje) entre los valores de irradiancia UVER medidos y calculados con el modelo están representadas mediante sus distribuciones en la Figura 5.8 para distintos intervalos de SZA. Para todos los intervalos de SZA la distribución de diferencias se asemeja a distribuciones normales centradas en el valor cero. Los valores absolutos de la diferencia aumentan cuando disminuye el SZA porque en esos ángulos se registran las mayores irradiancias, sin embargo ocurre al revés con la diferencia porcentual. Aproximadamente un 90% de las diferencias en valor absoluto es menor de 20 mWm<sup>-2</sup> para todos los SZA. Existe una ligera sobrestimación del modelo pues la media de las distribuciones es mayor que cero, como se aprecia en el MBE de la Tabla 5.2. Las diferencias en porcentaje muestran que un 98% de sus valores absolutos está aproximadamente por debajo del 20% para los SZA menores de 55°. Para ángulos mayores las diferencias crecen en porcentaje; para ángulos mayores de 75° la distribución deja de estar centrada en cero y la media se aleja de la mediana. Este análisis indica que el modelo propuesto estima mejor la irradiancia UVER para los valores de SZA más bajos, que es cuando mayor irradiancia llega, y por tanto cuando más importante es hacer una buena estimación.

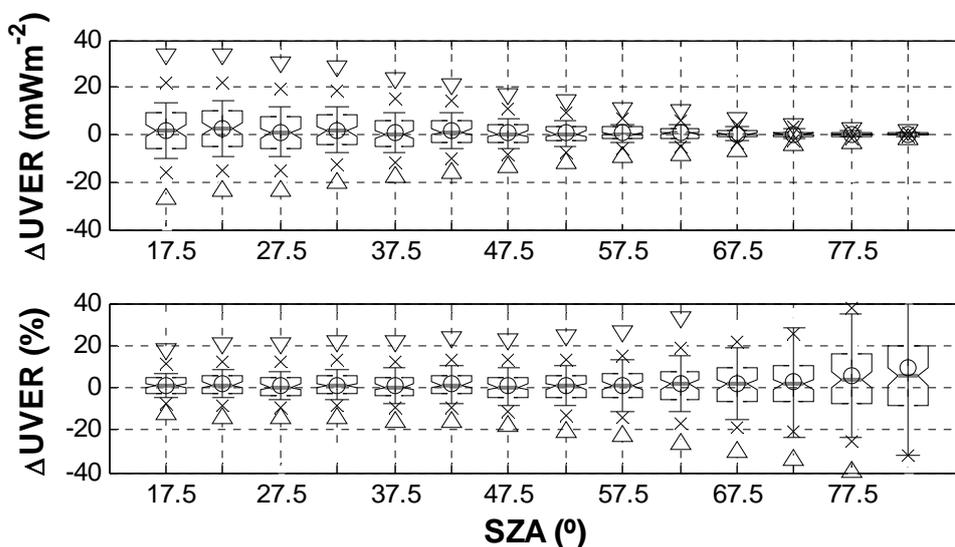


Figura 5.8: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta UVER$  absoluta (arriba) y relativa (abajo) para los distintos intervalos de SZA. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

5.1.1.4.- *Comparación de los datos en función de la nubosidad*

El comportamiento del modelo propuesto en función de la nubosidad también es de interés, por lo que se ha utilizado el  $CMF_{SW}$  para cuantificar la situación de nubosidad, suponiendo que los valores más bajos corresponden a cielos completamente nubosos, los más cercanos a la unidad son cielos despejados y los valores más altos que la unidad son de una situación de efecto realce. Así los datos se han agrupado en intervalos de  $CMF_{SW}$  desde 0 a 1.4 cada 0.1. La Tabla 5.3 es similar a la Tabla 5.2, pero en intervalos de  $CMF_{SW}$  en lugar de intervalos de SZA. La mayoría de datos se encuentran entre los valores de  $CMF_{SW}$  de 0.7 y 1.1, donde muestra los menores valores de MABE, RMSE y SD en porcentaje, pero no en valor absoluto debido a que en esos intervalos (cerca de cielos despejados) se alcanzan irradiancias más altas. El valor máximo del MBE es de 2.1  $mWm^{-2}$ .

Tabla 5.3: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias  $UVER_{mod}$  y  $UVER_{med}$  utilizando los  $N$  datos de cada intervalo de  $CMF_{sw}$  cada 0.1 utilizando los valores de todas las localidades. Las unidades son  $mWm^{-2}$  y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

N	$CMF_{SW}$	MBE	MABE	RMSE	SD
1421	(0.0-0.1)	0.14 (17.6)	0.5 (30.2)	0.8 (48.4)	0.8 (45.1)
9082	(0.1-0.2)	-0.2 (4.1)	0.9 (15.4)	1.8 (30.2)	1.7 (29.9)
11446	(0.2-0.3)	-0.8 (-2.3)	1.5 (13.8)	2.8 (26.9)	2.7 (26.8)
12648	(0.3-0.4)	-1.3 (-5.3)	2.2 (13.9)	3.4 (24.5)	3.2 (23.9)
12782	(0.4-0.5)	-1.7 (-5.8)	2.8 (13.3)	4.4 (23.0)	4.0 (22.3)
12847	(0.5-0.6)	-1.6 (-3.9)	3.1 (12.0)	4.9 (25.3)	4.7 (25.0)
13078	(0.6-0.7)	-1.0 (-1.6)	3.4 (10.1)	5.4 (17.4)	5.3 (17.3)
15463	(0.7-0.8)	-0.10 (1.5)	3.4 (9.3)	5.7 (18.1)	5.7 (18.0)
24419	(0.8-0.9)	1.2 (4.8)	3.8 (9.4)	6.5 (20.5)	6.4 (19.9)
73395	(0.9-1.0)	2.1 (4.6)	4.6 (7.3)	7.1 (15.3)	6.8(14.6)
55667	(1.0-1.1)	1.1 (4.3)	4.0 (7.1)	6.0 (17.2)	5.9 (16.6)
1747	(1.1-1.2)	0.8 (17.1)	1.0 (20.7)	1.6 (33.8)	1.4 (29.2)
85	(1.2-1.3)	0.3 (22.4)	0.5 (29.0)	0.5 (36.0)	0.5 (28.4)
27	(1.3-1.4)	0.3 (24.2)	0.5 (30.8)	0.6 (38.0)	0.5 (29.9)

La Figura 5.9 ilustra bien esta situación. Las diferencias más altas en valor absoluto aparecen cerca de las condiciones de no nubosidad, mostrando cerca del 98% de los datos diferencias menores de 20  $mWm^{-2}$ . Para alta nubosidad y los episodios de realce, aparecen valores absolutos más bajos en las diferencias, pero no ocurre lo mismo en las diferencias porcentuales. Las diferencias en porcentajes indican una ligera infraestimación del modelo para cielos bastante nubosos ( $CMF_{SW}$  entre 0.2 y 0.7) y una ligera sobrestimación para cielos poco o nada nubosos ( $CMF_{SW}$  entre 0.7 y 1.1). Sin embargo, para cielos muy nubosos ( $CMF_{SW}$  menor que 0.2) el modelo sobreestima las medidas, lo mismo que sucede con otros modelos analizados por *den Outer et al.* (2010). En el caso de los episodios de realce el modelo muestra los peores resultados, dando un alto valor del MBE (~20%). Una de las causas de que los peores resultados se encuentren en condiciones de mucha nubosidad y en los episodios de realce es el bajo número de datos que se tiene en estas condiciones como indica la Tabla 5.3. El 90% de las diferencias con  $CMF_{SW}$  entre 0.2 y 1.1 (95% del total de los datos) muestran diferencias menores del 20%.

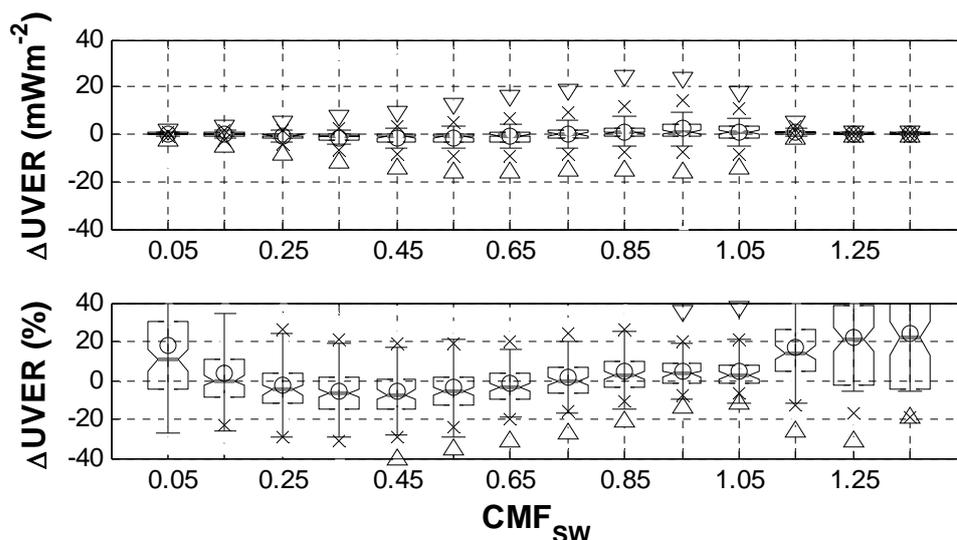


Figura 5.9: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta UVER$  absoluta (arriba) y relativa (abajo) para los distintos intervalos de  $CMF_{SW}$ . Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

#### 5.1.1.5.- Valores dentro de la incertidumbre

Como se ha observado en la Figura 5.5, los valores simulados con el modelo planteado por la ecuación (5.14), tienen una incertidumbre (Anexo III). A pesar de las diferencias encontradas en los apartados anteriores, es necesario saber si éstas se encuentran dentro de la incertidumbre del modelo, por lo que el modelo sería válido, o no. Para ello se han calculado las diferencias absolutas entre los valores calculados con el modelo y las medidas (tomando todos los datos utilizados en los apartados anteriores: datos no usados para obtener el modelo y con  $SZA < 85^\circ$ ) y se ha calculado el porcentaje de diferencias menores que la incertidumbre combinada ( $\Delta UVER < \sigma(k=1)$ ) y expandida ( $\Delta UVER < \sigma(k=2)$ ) del modelo. El resultado para cada localidad se encuentra en la Tabla 5.4, donde se observa que el mayor porcentaje se encuentra en Murcia, debido a que la incertidumbre de la simulación bajo cielos sin nubes en esa localidad es mayor. Entre el 76% y el 94% de las diferencias se encuentran dentro de la incertidumbre combinada variando según la localidad, mientras que más del 94% de las diferencias están dentro de la incertidumbre expandida ( $k=2$ ) en todas las localidades. Estos resultados indican que los valores simulados con el modelo predicen los valores medidos dentro de su incertidumbre.

Tabla 5.4: Porcentaje de datos simulados con el modelo que muestran una diferencia con la medida menor que la incertidumbre del modelo ( $\Delta UVER < \sigma(k=1)$ ) y que la incertidumbre expandida ( $\Delta UVER < \sigma(k=2)$ ) en cada localidad.

Localidad	N	$\Delta UVER < \sigma(k=1)$	$\Delta UVER < \sigma(k=2)$
Ciudad Real	6437	83.73	94.69
San Sebastián	16418	76.00	95.28
A Coruña	39139	75.68	94.94
Madrid	55121	87.66	97.66
Cáceres	12273	84.54	96.82
Murcia	48572	93.69	98.94
Tortosa	6126	85.29	95.94
Valladolid	37576	81.96	95.35
Villalba	22583	80.70	94.23
Todas	244245	84.31	96.48

En la Figura 5.10 se muestran los valores de  $\Delta UVER < \sigma(k=1)$  y  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  para distintos intervalos de SZA y de  $CMF_{SW}$  teniendo en cuenta los datos de todas las localidades. El porcentaje de diferencias menores que la incertidumbre crece cuando se considera la incertidumbre expandida, pero el comportamiento con SZA y  $CMF_{SW}$  es similar en ambos casos. Para valores de SZA menores de  $60^\circ$  prácticamente el 100% de las diferencias están dentro de la incertidumbre expandida del modelo, bajando este porcentaje para valores más altos. En el caso de la nubosidad, las diferencias entre los valores medidos y el modelo se encuentran con más frecuencia dentro de la incertidumbre del modelo para valores de  $CMF_{SW}$  entre 0.5 y 1.1, que son los más abundantes (Tabla 5.3). Más del 90% de las diferencias que se encuentran entre ese intervalo presentan un valor menor que el de la incertidumbre expandida ( $k=2$ ) del modelo. En el caso de mucha nubosidad y episodios de realce, las diferencias más altas que la incertidumbre del modelo aparecen con más frecuencia, tomando  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  valores entre el 70% y el 80% en estos casos.

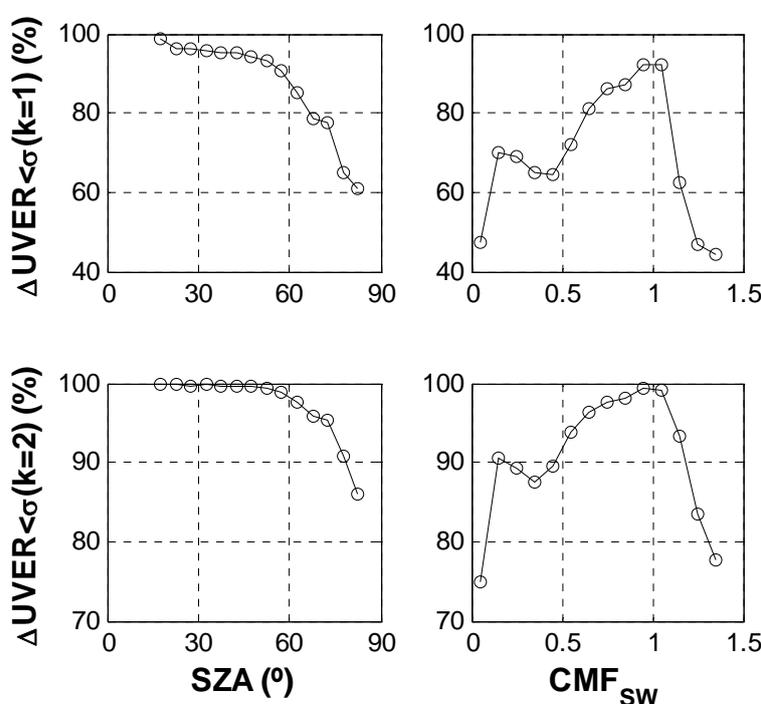


Figura 5.10: Valores de  $\Delta UVER < \sigma(k=1)$  (arriba) y  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  (abajo) en función del SZA (izquierda) y del  $CMF_{SW}$  (derecha).

### 5.1.2.- Otros modelos

#### 5.1.2.1.- Modelo empírico

Los modelos empíricos se basan en el ajuste de datos experimentales a ecuaciones o expresiones para expresar la realidad. Este tipo de modelos suelen tener sólo validez local. *Madronich* (2007) propuso una fórmula analítica para predecir la irradiancia UVER bajo cielos claros. *Antón et al.* (2011b) añadió a esa fórmula un factor dependiente del índice de claridad (cociente entre la radiación SW en superficie y la misma en lo más alto de la atmósfera) para poder calcular la irradiancia UVER bajo cualquier condición de nubosidad:

$$I_{UVER} = a\mu_0^b \Omega_{TOC}^c k_T^d, \quad (5.15)$$

donde  $\mu_0$  es el coseno del SZA,  $\Omega_{TOC}$  es la TOC,  $k_T$  el índice de claridad y  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $d$  son parámetros que se determinan mediante un ajuste empírico de la fórmula con datos.

Conocidos  $\mu_0$  y  $\Omega_{TOC}$  finalmente se calcula  $k_T$  como:

$$k_T = \frac{SW_{med}}{I_{sw}^{TOA} \mu_0 E_0}, \quad (5.16)$$

donde  $SW_{med}$  es la irradiancia SW medida,  $E_0$  es la excentricidad de la órbita Tierra-Sol, calculada según *Iqbal* (1983), y  $I_{sw}^{TOA}$  es la irradiancia SW en la cima de la atmósfera y se ha considerado  $1317.7 \text{ Wm}^{-2}$ , que corresponde al resultado de integrar el espectro extraterrestre de *Kurucz* (1992) desde 305 nm a 2800 nm, que es la respuesta espectral del sensor de irradiancia SW (capítulo 2).

En este trabajo se han calculado los cuatro parámetros de la ecuación (5.15) utilizando los mismos datos utilizados para obtener los parámetros de la ecuación (5.14), pero descartando los datos con valores de SZA mayores de  $60^\circ$ , pues *Antón et al.* (2011b) utilizaron los valores medidos al mediodía solar. Una vez linealizada la ecuación (5.15) se puede calcular los parámetros mediante un ajuste con más de una variable por mínimos cuadrados (Anexo II). El resultado para cada localidad está en la Tabla 5.5. *Antón et al.* (2011b) encontraron un valor de  $b$  de 2.24 y 2.35, un valor de  $c$  de -1.14 y -1.30 y un valor de  $d$  de 0.75 y 0.76 para las localidades de Badajoz y Cáceres, respectivamente. La Tabla 5.5 muestra valores similares de los parámetros. Para facilitar la distinción entre modelos, a este modelo empírico se le va a llamar “modelo 1”. La desventaja que presenta es que su validez sólo puede extenderse a las localidades con las que se ha desarrollado.

Tabla 5.5: Parámetros  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $d$  ( $\pm$  la desviación estándar) de la ecuación (5.15) calculados con los  $N$  datos de cada localidad.

Localidad	N	a	b	c	d
Ciudad Real	559	94±23	2.16±0.02	-0.98±0.04	0.876±0.006
San Sebastián	2645	108±12	2.022±0.011	-1.02±0.02	0.888±0.002
A Coruña	4944	157±13	2.117±0.008	-1.082±0.014	0.842±0.002
Madrid	4826	71±8	2.159±0.010	-0.95±0.02	0.864±0.004
Cáceres	993	141±25	2.174±0.014	-1.06±0.03	0.875±0.004
Murcia	4428	52±6	2.100±0.009	-0.90±0.02	0.907±0.002
Tortosa	634	55±15	2.06±0.03	-0.90±0.05	0.897±0.006
Valladolid	3486	154±17	2.169±0.011	-1.08±0.02	0.845±0.003
Villalba	2208	296±34	2.054±0.011	-1.20±0.02	0.880±0.003
Todas	24723	92±4	2.110±0.004	-0.993±0.008	0.8702±0.0010

### 5.1.2.2.- Modelos semi-empíricos

Un modelo semi-empírico ajusta a expresiones valores que no son puramente experimentales. Este es el caso por ejemplo del modelo propuesto en el apartado 5.1.1.1, pues aunque se trate de ajustar unos datos a una expresión empírica, los datos que se ajustan en este caso son de CMF, que no es una medida puramente experimental ya que depende del valor de irradiancia bajo cielo sin nubes que es calculado a través de un modelo teórico de transferencia radiativa. *den Outer et al.* (2005) analizó cuatro modelos diferentes, que se llamarán en este trabajo: modelo 2, 3, 4 y 5; todos ellos son expresiones como la ecuación (5.4), pero con distintos valores de la función  $f$ .

El modelo 2 es una relación lineal utilizada por *Kaurola et al.* (2000) que relaciona la irradiancia UVER asignando a la función  $f$  la siguiente expresión:

$$f(CMF_{SW}) = CMF_{SW} . \quad (5.17)$$

Este modelo supone que las nubes atenúan de igual manera la radiación UVER que la SW.

El modelo 3 fue introducido por *Matthijsen et al.* (2000) y supone una relación potencial de la irradiancia UVER con el  $CMF_{SW}$ :

$$f(CMF_{SW}) = CMF_{SW}^{0.84} . \quad (5.18)$$

Este modelo incluye una dependencia potencial como la observada en la Figura 5.1 entre las transmitancias de la nube, pero no supone cambios con el SZA.

El modelo 4 es el propuesto por *den Outer et al.* (2000) que incluyeron una dependencia de  $f$  con el SZA para distintos intervalos de éste:

$$f(CMF_{SW}) = 1 - (1 - CMF_{SW})^{1+q_1} , \quad (5.19)$$

donde  $q_1$  es una constante que toma distintos valores según el intervalo de SZA en el que se encuentre. Este modelo no está definido para valores en los que  $CMF_{SW}$  es mayor que 1, por lo que se ha considerado que cuando  $CMF_{SW} > 1$ , entonces  $f(CMF_{SW}) = 1$ .

Finalmente, el Modelo 5 aparece en *den Outer et al.* (2005) con la intención de mejorar la bondad del modelo para valores con mucha nubosidad. La expresión de  $f$  para este modelo es:

$$f(CMF_{SW}) = \frac{1 - (1 + q_2 CMF_{SW})^{-0.27}}{1 - (1 + q_2)^{-0.27}} , \quad (5.20)$$

donde  $q_2$ , al igual que  $q_1$  en el modelo 4, es una constante que está definida a intervalos. Estos dos últimos modelos ya incluyen una dependencia con el SZA, sin embargo, esta dependencia está definida a tramos, lo que hace que las expresiones no sean continuas, pues para un valor de SZA que se encuentre en el límite de un intervalo, la función  $f$  puede tomar dos valores claramente diferentes si el SZA varía lo más mínimo. El modelo propuesto en este trabajo a través de la ecuación (5.14) sí que garantiza continuidad en sus valores.

### 5.1.2.3.- Modelo teórico

Un modelo teórico utiliza expresiones y algoritmos basados en principios teóricos conocidos para obtener los resultados. Tal es el caso del modelo utilizado para calcular la irradiancia UVER y SW en condiciones de cielo sin nubes (UVSPEC/LibRadtran) que se basa en la teoría de la transferencia radiativa. La ventaja de un modelo teórico frente al empírico es que tiene carácter global y no sólo local.

*Lindfors et al.* (2007) calcularon la relación entre el  $CMF_{UVER}$  y el  $CMF_{SW}$  de la ecuación (5.2) de manera teórica utilizando el modelo UVSPEC/LibRadtran. *Lindfors et al.* (2007) realizaron para distintos valores de SZA simulaciones de irradiancia UVER y SW bajo cielos sin nubes; luego calcularon las mismas irradiancias con las mismas condiciones pero suponiendo presencia de una cubierta nubosa de ocho oktas. Los valores de los distintos CMF los obtuvieron haciendo simulaciones cambiando el espesor óptico de la nube; el resultado final fue una tabla con valores de  $CMF_{UVER}$  para distintos valores de  $CMF_{SW}$  y SZA, calculando los valores de  $CMF_{UVER}$  interpolando en esa tabla. Para valores de  $CMF_{SW}$  mayores que 1, consideraron que  $CMF_{UVER}$  es igual a  $CMF_{SW}$ .

Siguiendo el procedimiento utilizado por *Lindfors et al.* (2007), en este trabajo se ha calculado una tabla similar. Para ello, se han realizado simulaciones desde SZA igual a 15° a 89° en pasos de 1°. Para cada SZA se han realizado 110 simulaciones con distintos valores de espesor óptico de la nube a 550 nm: 100 valores de 0 a 99 espaciados logarítmicamente y 10 valores desde 100 a 1000, también espaciados logarítmicamente entre ellos.

Otros parámetros utilizados para realizar las simulaciones han sido: albedo fijo para SW y UVER de 0.12 y 0.05 respectivamente; las propiedades ópticas del aerosol se ha considerado las de rural de fondo definidas por *Shettle* (1989) en el modelo “aerosol\_default”; se ha asumido una capa de nube de agua líquida homogénea y horizontal que se extiende desde los 2 km a los 4 km s.n.m de altura con un radio efectivo de la gota de 10  $\mu\text{m}$  (opción “wc\_file” en el modelo); el espesor óptico ha sido introducido a 550 nm (función “wc\_set\_tau550”) y su variación espectral determinada con la parametrización de *Hu* y *Stamnes* (1993) (función “wc\_properties hu”). El resto de parámetros y funciones introducidas al modelo son las mismas que las usadas en el capítulo 4 para calcular la irradiancia bajo cielos sin nubes (espesor óptico de nubes igual a 0).

Una vez realizadas las 8250 simulaciones para cada intervalo de radiación, se calculan los CMF de cada rango dividiendo la irradiancia simulada con nubes entre la irradiancia simulada con espesor óptico de nubes cero. El  $CMF_{UVER}$  y el  $CMF_{SW}$  obtenidos para el mismo SZA y espesor óptico de nubes se relacionan entre sí y se obtiene una tabla en la que para un SZA y un valor de  $CMF_{SW}$  se tiene un valor de  $CMF_{UVER}$  mediante interpolación lineal.

La tabla de interpolación obtenida está representada en la Figura 5.11 (derecha), donde se observan los valores de  $CMF_{UVER}$  en función del SZA y del  $CMF_{SW}$ . El panel de la izquierda de la Figura 5.11 muestra la relación obtenida entre el  $CMF_{UVER}$  y el  $CMF_{SW}$  para cuatro valores de SZA. En ambos paneles se aprecia lo observado en la Figura 5.2: El  $CMF_{UVER}$  es mayor que el  $CMF_{SW}$  y su diferencia es mayor cuanto mayor es el SZA, mostrando un comportamiento del tipo potencial, siendo más lineal para valores pequeños de SZA. Estos resultados coinciden con lo encontrado por *Lindfors et al.* (2007).

Al modelo desarrollado mediante el método de *Lindfors et al.* (2007), que consiste en utilizar la tabla de la Figura 5.11 (derecha) como función  $f$  en la ecuación (5.4), se le va a llamar “modelo 6”, considerando que  $CMF_{UVER}$  va a ser igual que  $CMF_{SW}$  para valores de  $CMF_{SW}$  mayores que 1. Este modelo tiene la ventaja de estar desarrollado independientemente de medidas experimentales, sin embargo, de manera estricta su validez se debería limitar a cielos completamente cubiertos, pues se ha considerado así en las simulaciones del modelo de transferencia radiativa.

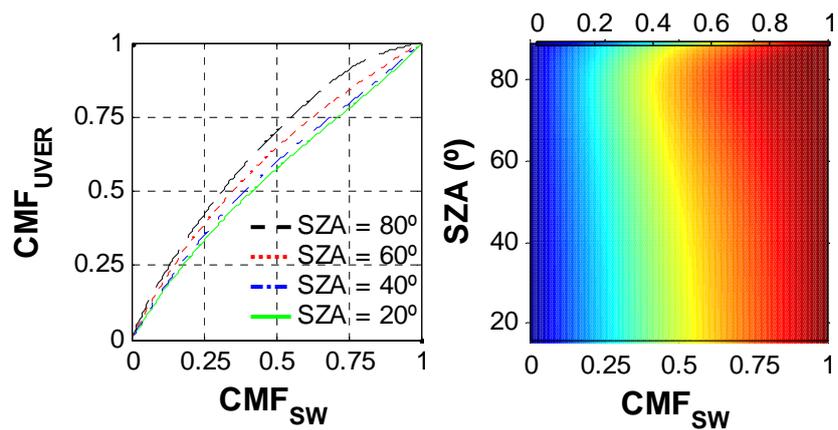


Figura 5.11: Valores de  $CMF_{UVER}$  calculados utilizando el método de Lindfors *et al.* (2007) en función del  $CMF_{SW}$  obtenido con el mismo método, para cuatro valores de SZA (izquierda). El mismo  $CMF_{UVER}$  en función del SZA y del  $CMF_{SW}$  (derecha).

## 5.2.- Comparación de los valores horarios de irradiancia UVER simulados con las medidas

### 5.2.1.- Comparación de todos los datos horarios

Los siete modelos explicados en el apartado anterior han sido utilizados para calcular la irradiancia UVER cuando ha habido medidas de esta variable. En el caso del modelo 1 se han utilizado los distintos valores de la Tabla 5.5 dependiendo de la localidad. Los valores simulados con los modelos han sido comparados con los mismos valores medidos que se han utilizado para contrastar el modelo 0 en la Figura 5.6.

En la Figura 5.12 se han representado los valores simulados con seis modelos diferentes frente a las medidas, mostrando todos una alta correlación ( $r > 0.99$ ). Esta alta correlación se debe a que tanto las medidas como los valores simulados son sensibles a las variaciones en el SZA y a los factores atmosféricos que hacen variar la irradiancia UVER en la superficie. Los modelos 4, 5 y 6 muestran una pendiente igual a 1, igual que en el modelo 0 y tan sólo el modelo 3 presenta una ordenada en el origen más cercana al valor nulo que el modelo 0.

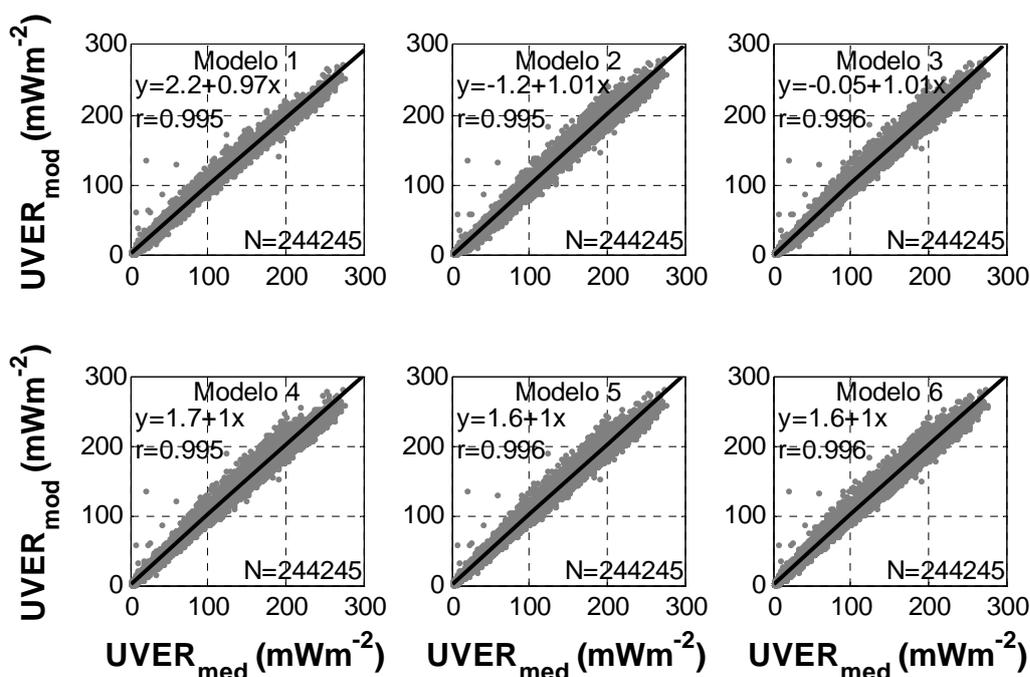


Figura 5.12: Irradiancia UVER modelizada ( $UVER_{mod}$ ) en función de la irradiancia medida ( $UVER_{med}$ ) para seis modelos diferentes. La línea representa el ajuste por mínimos cuadrados. Sólo se incluyen una décima parte de los datos totales en cada modelo para mayor claridad.

En la Tabla 5.6 están los índices estadísticos MBE, MABE y RMSE para cada uno de los modelos analizados en la Figura 5.12. Los modelos que presentan menor MBE son el 1, 2 y 3, que muestran un valor similar al obtenido para el modelo 0 en la Tabla 5.1. Los valores del MABE y del RMSE son menores en el modelo 0 que en los otros seis modelos de la Tabla 5.6, donde los modelos 3 y 6 muestran mejores valores de estos índices. La desviación estándar tiene un comportamiento similar al del RMSE. Con la información disponible hasta el momento, los modelos que proporcionan los mejores resultados son el modelo 0, seguido del modelo 3 y el modelo 6.

Tabla 5.6: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias  $UVER_{mod}$  de cada modelo y  $UVER_{med}$  utilizando los  $N$  datos de todas las localidades con valores de SZA menores de  $80^\circ$ . Las unidades son  $mWm^{-2}$  y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Modelo	N	MBE	MABE	RMSE	SD
1	220105	0.6 (1.7)	4.6 (10.3)	6.5 (17.4)	6.5 (17.3)
2	220105	-0.6(-4.5)	4.6 (11.8)	6.7 (19.3)	6.7 (18.7)
3	220105	0.8 (-0.11)	4.1 (9.1)	6.4 (16.2)	6.3 (16.2)
4	220105	1.8 (6.1)	4.5 (9.7)	6.8 (18.1)	6.6 (17.0)
5	220105	2.0 (7.0)	4.2 (9.9)	6.5 (18.9)	6.2 (17.6)
6	220105	1.9 (5.7)	4.2 (9.1)	6.4 (17.4)	6.1 (16.4)

### 5.2.2.- Comparación de los datos en función del SZA

Para observar con más detalle el comportamiento de cada uno de los modelos explicados en este capítulo, se han comparado los valores simulados con los modelos para distintos intervalos de SZA de manera similar al apartado 5.1.1.3. La Figura 5.13 muestra los distintos valores de MBE, MABE y RMSE en valor absoluto y relativo para cada modelo (el modelo 0 está representado en negro). Los mejores valores de MBE los presentan los modelos 2, 3 y 0, pues son más cercanos a un valor nulo y no presentan una fuerte dependencia con el SZA como el resto de modelos. El modelo 1 muestra un alto MBE negativo excepto para valores de SZA entre  $30^\circ$  y  $70^\circ$ . Los valores de MABE y RMSE muestran un comportamiento similar con el SZA. El modelo 0 muestra el menor valor de MBE y RMSE para todos los valores de SZA, excepto entre  $25^\circ$  y  $40^\circ$ , donde es el modelo 1 el que muestra los valores más bajos. Sin embargo, el modelo 1 muestra los valores más altos de MABE y RMSE para los ángulos bajos y altos, por lo que su buen comportamiento es sólo en una pequeña región de SZA, probablemente por haber sido el modelo calibrado (es el modelo empírico) con datos experimentales en su mayoría en esa región. El modelo 3 y 6 también muestran valores bajos de MABE y RMSE.

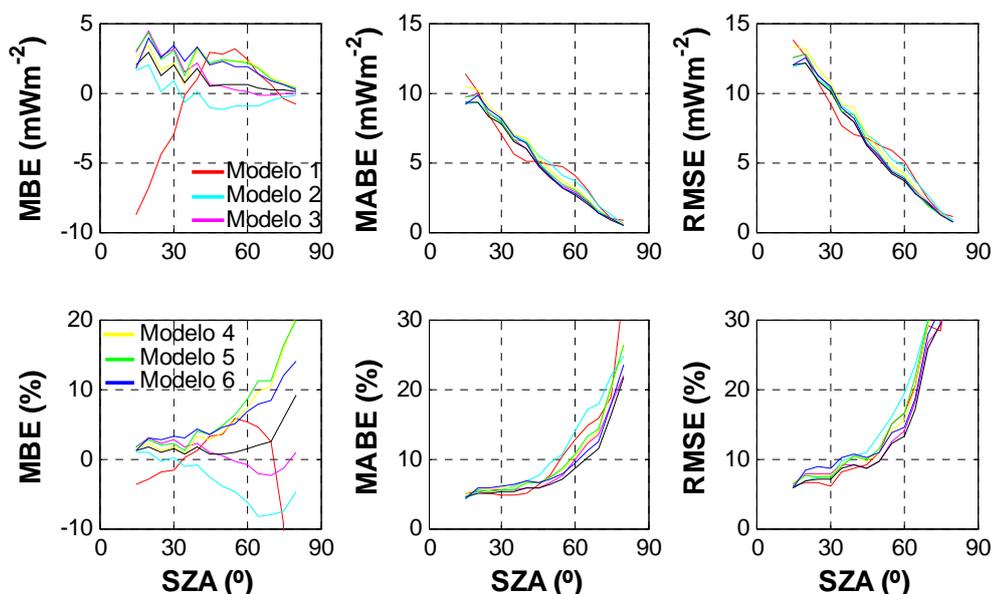


Figura 5.13: Índices MBE (izquierda), MABE (centro) y RMSE (derecha) en valor absoluto (arriba) y porcentaje (abajo) de los valores modelizados con seis modelos y medidos de irradiancia UVER horaria en función del SZA para cada uno de los modelos. La línea negra representa el modelo 0.

Las distribuciones de las diferencias relativas entre los valores simulados y medidos de irradiancia UVER están representadas para distintos intervalos de SZA en la Figura 5.14 para cada modelo. La media de las diferencias corresponde al mismo valor que el observado para el MBE en la Figura 5.13, mostrando el mejor comportamiento el modelo 3. Los percentiles 95 y 99 más bajos aparecen en el modelo 2 (similares a los del modelo 0, Figura 5.8), sin embargo los percentiles 1 y 5 de este modelo muestran los peores valores. El modelo 1 muestra un fuerte incremento en las diferencias a medida que crece el SZA. El cambio con el SZA no es tan grande en los modelos 3 y 6, excepto para altos valores de SZA, pero el modelo 6 tiende a sobrestimar las medidas. El modelo 0 (Figura 5.8) muestra el mejor comportamiento de los modelos seguido por el modelo 3.

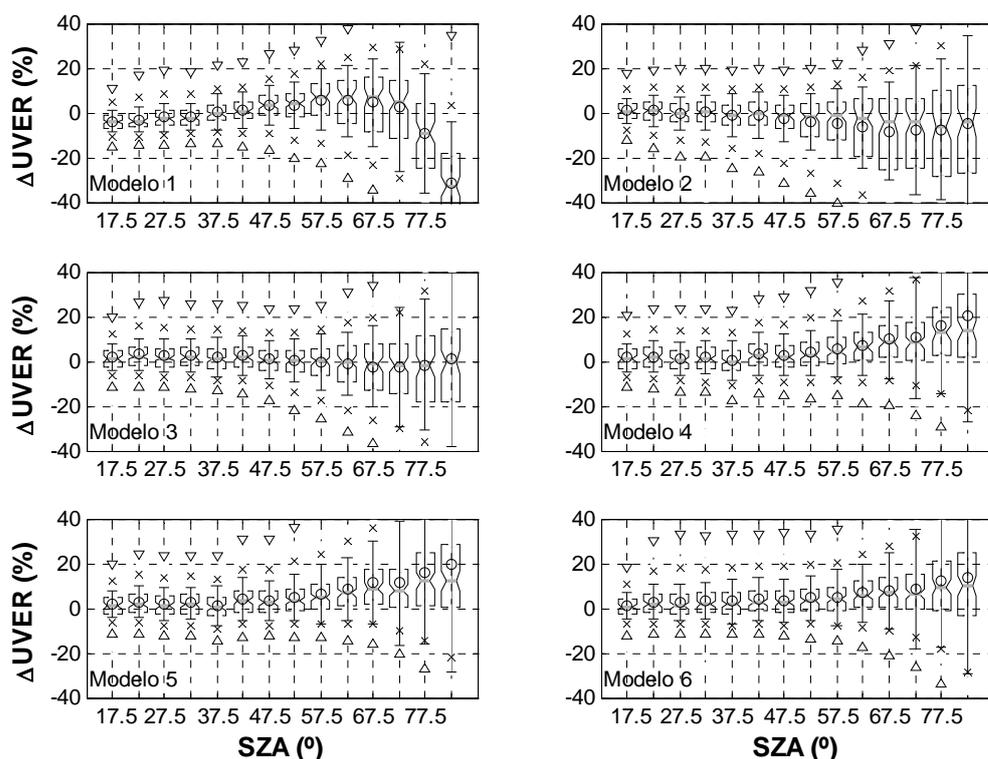


Figura 5.14: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta UVER$  relativa para los distintos intervalos de SZA. En cada panel hay representado un modelo diferente. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

### 5.2.3.- Comparación de los datos en función de la nubosidad

Siguiendo el procedimiento utilizado para analizar el modelo 0, se han calculado las diferencias entre los valores de irradiancia UVER simulados con los distintos modelos y las medidas en función del  $CMF_{SW}$  para observar el efecto de la nubosidad. La Figura 5.15 muestra los índices MBE, MABE y RMSE para los distintos modelos. El modelo 2 muestra los peores valores de MBE, alcanzando valores menores de -30% para nubosidades altas. El modelo 0 muestra los valores de MBE más cercanos a cero excepto para las situaciones de efecto realce y de máxima nubosidad, donde el modelo sobrestima a las medidas. El MBE de los modelos 3, 4 y 6 tienen un comportamiento similar al modelo 0. El modelo 4 y 5 muestran un buen valor de MBE para las situaciones de efecto realce, sin embargo el modelo 5 no se ajusta bien para valores de alta nubosidad.

El MABE y el RMSE muestran una dependencia con el  $CMF_{SW}$  similar. El modelo 0 muestra los mejores valores excepto para situaciones de efecto realce, donde los mejores valores los muestran los modelos 4 y 5, y excepto para cielos muy nubosos, donde el modelo 4 muestra un MBE más próximo al 0%. El MABE y el RMSE en porcentaje muestra mejor acuerdo en el modelo 3 para los valores más bajos de  $CMF_{SW}$ . El modelo 2 es el que peor reproduce los valores medidos cuando  $CMF_{SW}$  es menor que 1 y el modelo 6 para las situaciones de efecto realce.

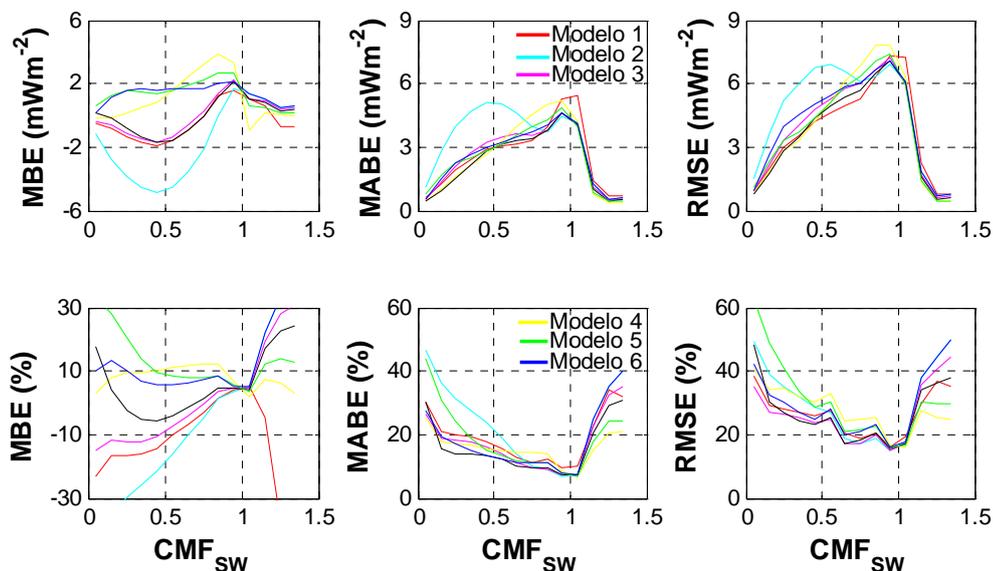


Figura 5.15: Índices MBE (izquierda), MABE (centro) y RMSE (derecha) en valor absoluto (arriba) y porcentaje (abajo) de los valores modelizados con seis modelos y medidos de irradiancia UVER horaria en función del  $CMF_{SW}$  para cada uno de los modelos. La línea negra representa el modelo 0.

La distribución de diferencias relativas de cada modelo con las medidas también se ha representado en función del  $CMF_{SW}$  en la Figura 5.16. El modelo 1 infraestima los valores medidos tanto para alta nubosidad como para efecto realce. El modelo 2 muestra una fuerte dependencia con  $CMF_{SW}$ , creciendo las diferencias según aumenta el valor de  $CMF_{SW}$ . El modelo 4 muestra el mejor comportamiento y es menos variable con  $CMF_{SW}$ , aunque el modelo 5 también muestra buenos resultados para las situaciones de efecto realce y el modelo 6 para las situaciones de alta nubosidad. El modelo 0 presenta, en general, menores valores de las diferencias, pero muestran mejores valores los modelo 4 y 6 para las situaciones de alta nubosidad y los modelo 4 y 5 para las situaciones de efecto realce.

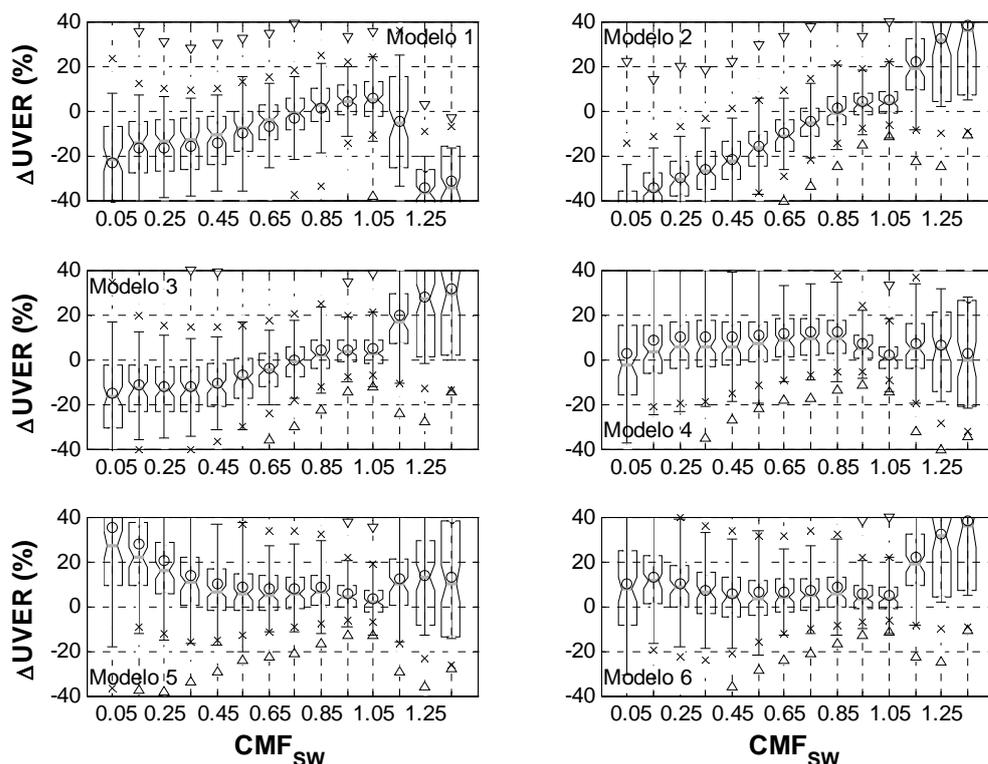


Figura 5.16: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta UVER$  relativa para los distintos intervalos de  $CMF_{sw}$ . En cada panel hay representado un modelo diferente. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

#### 5.2.4.- Valores dentro de la incertidumbre

Calculadas las incertidumbres de cada modelo (Anexo III) se puede calcular el porcentaje de veces que la diferencia entre el valor del modelo y la medida es menor que la incertidumbre del modelo. La Tabla 5.7 muestra el porcentaje de datos que caen dentro de la incertidumbre combinada ( $k=1$ ) y expandida ( $k=2$ ) para cada modelo. El modelo 6 y el modelo 0 (Tabla 5.4) muestra el mayor número de diferencias dentro de la incertidumbre, siendo el modelo 1 y el 2 los que peor resultado muestran.

Tabla 5.7: Porcentaje de datos simulados con los seis modelos que muestran una diferencia con la medida menor que la incertidumbre del modelo ( $\Delta UVER < \sigma(k=1)$ ) y que la incertidumbre expandida ( $\Delta UVER < \sigma(k=2)$ ).

Modelo	N	$\Delta UVER < \sigma(k=1)$	$\Delta UVER < \sigma(k=2)$
1	244245	74.46	89.25
2	244245	72.36	85.78
3	244245	80.25	93.98
4	244245	80.17	95.73
5	244245	80.12	95.51
6	244245	84.52	97.12

La Figura 5.17 muestra el mismo indicativo de la Tabla 5.7 pero en función del SZA y el  $CMF_{SW}$ . Los valores de  $\Delta UVER < \sigma(k=1)$  y  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  decrecen con el SZA siendo mayores del 90% cuando se considera  $k=2$ , excepto para valores muy altos de SZA en los modelos 0 y 6. Los modelos 1 y 2 muestran los peores resultados con el SZA como en el caso de la Tabla 5.7. Respecto a la variación de  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  con  $CMF_{SW}$ , los modelos 0 y 6 son los que muestran los mejores valores durante todo el rango de  $CMF_{SW}$ . Para alta nubosidad el modelo 4 muestra un alto valor de  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  y en situaciones de efecto realce el modelo 3 toma valores más altos que el modelo 0.

El análisis realizado durante toda la comparación indica que el modelo 0 es el más indicado para reconstruir series de datos horarios de irradiancia UVER. Aunque hay modelos que muestren mejores resultados para condiciones concretas como bajo mucha nubosidad o durante efecto realce, el modelo 0 muestra siempre buenos resultados para todos los valores de SZA y de  $CMF_{SW}$ .

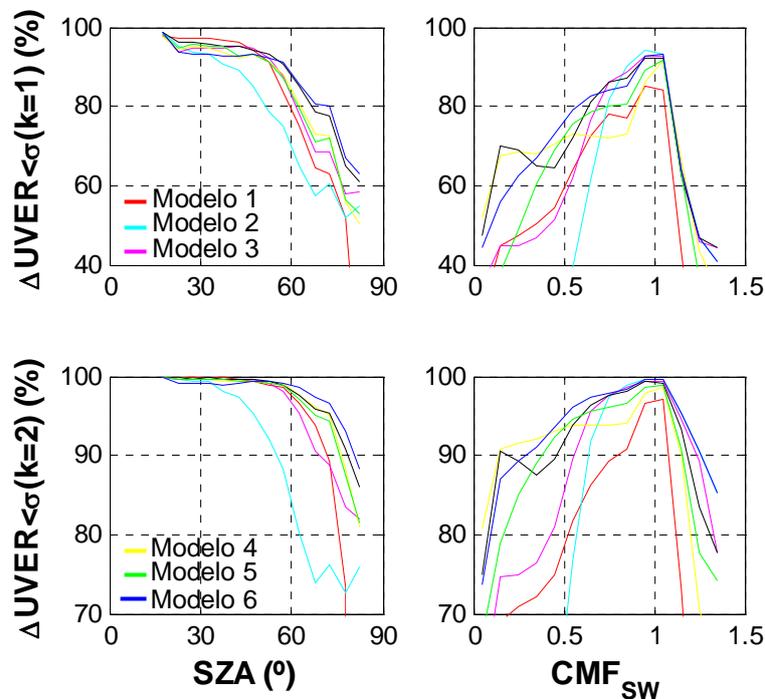


Figura 5.17: Valores de  $\Delta UVER < \sigma(k=1)$  (arriba) y  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  (abajo) en función del SZA (izquierda) y del  $CMF_{SW}$  (derecha) para los distintos modelos. El modelo 0 está representado por la línea negra.

### 5.3.- Modelización de la irradiación UVER y SW diarias en función de la insolación

#### 5.3.1.- Modelos para la irradiación UVER y SW

Las medidas de irradiancia SW más antiguas disponibles en este trabajo datan de 1973 para Madrid y de la década de 1980 para el resto de localidades. Por tanto, con los modelos analizados sólo se puede reconstruir la serie de radiación UVER desde esas fechas. Una magnitud de la que se tienen medidas más antiguas es la insolación, por lo que resulta de interés poder estimar la radiación UVER, también la SW, a través de la insolación o de la fracción de insolación. Al ser la insolación una variable diaria, se puede intentar modelizar la irradiación UVER y SW diarias, pero no los valores horarios como en el caso de los modelos anteriores.

*Lindfors et al.* (2003) modelizaron el  $CMF_{UVER}$  en función de la fracción de insolación y reconstruyeron la irradiación UVER diaria a partir de la ecuación:

$$I_{UVER} = CMF_{UVER} UVER_{sn}. \quad (5.21)$$

Una ecuación análoga a la (5.21) también puede utilizarse para calcular la irradiación SW. Se han calculado todos los valores de irradiación UVER y SW diaria y se han seleccionado los datos en los que hay medidas de ambos. A su vez se han dividido los datos seleccionados por estaciones: invierno (enero, febrero y diciembre), primavera (marzo, abril y mayo), verano (junio, julio y agosto) y otoño (septiembre, octubre y noviembre). De cada estación del año se han seleccionado aleatoriamente, para desarrollar el modelo, una décima parte de los datos disponibles. Con los datos seleccionados y siguiendo el método utilizado por *Lindfors et al.* (2003), para cada estación del año se ha representado el  $CMF_{UVER}$  en función de la fracción de insolación en la Figura 5.18. A su vez se han dividido los datos de cada panel de la Figura 5.18 en siete intervalos de la fracción de insolación  $F$ :  $F=0$ ,  $0 < F < 0.2$ ,  $0.2 \leq F < 0.4$ ,  $0.4 \leq F < 0.6$ ,  $0.6 \leq F < 0.8$ ,  $0.8 \leq F < 1$ ,  $F \geq 1$ . La Figura 5.18 presenta la media de los valores y su desviación estándar para cada uno de los intervalos mencionados (Tabla 5.8). Se puede observar que el  $CMF_{UVER}$  aumenta con la fracción de insolación de una manera potencial. La dispersión de los datos aumenta cuanto menor es la insolación y es mínima para las situaciones de cielo sin nubes ( $F=1$ ). Mediante los valores medios representados en la Figura 5.18 se puede estimar la irradiación UVER, pues, dado un valor medido de la fracción de insolación en una de las cuatro estaciones del año, se buscan los valores medios de la Figura 5.18 y se interpola el valor de  $CMF_{UVER}$  en función de la fracción medida. El valor obtenido de  $CMF_{UVER}$  se lleva a la ecuación (5.21) para estimar la irradiación UVER. Si la fracción de insolación es mayor o igual que uno, se considera que  $CMF_{UVER}$  es igual al coeficiente calculado con los datos de  $F \geq 1$ . A este modelo se le va a llamar “modelo 7”.

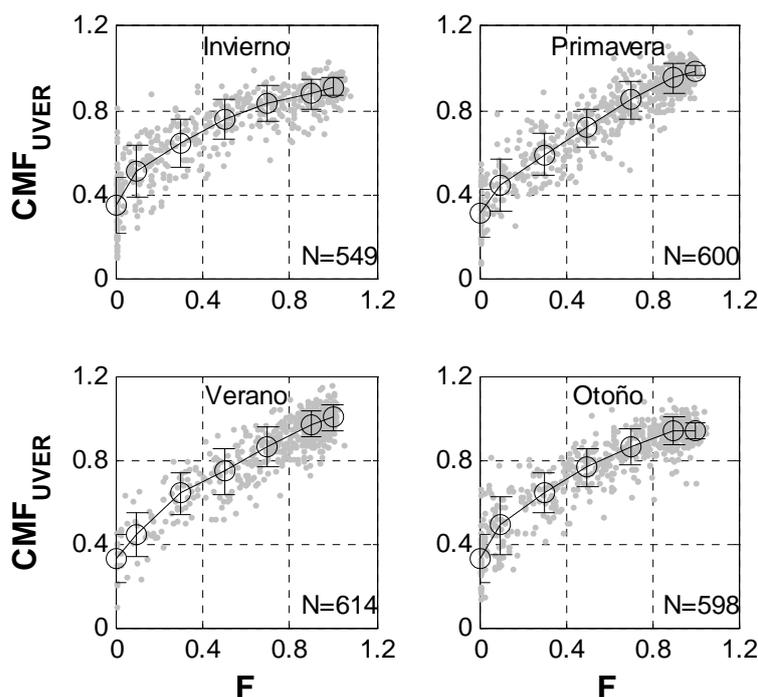


Figura 5.18: Valores de  $CMF_{UVER}$  en función de la fracción de insolución para las cuatro estaciones del año. Los círculos negros representan la media de  $CMF_{UVER}$  para distintos intervalos de la fracción de insolución y las barras de error la desviación estándar de ese valor medio.

Tabla 5.8: Promedio de los valores de CMF (UVER y SW) de las Figuras 5.18 y 5.19 para distintos valores de la fracción de insolución  $F$ . La desviación aparece entre paréntesis.

Radiación	Estación	F=0	F=0.1	F=0.3	F=0.5	F=0.7	F=0.9	F=1
UVER	Invierno	0.35 (0.14)	0.51 (0.12)	0.64 (0.12)	0.75 (0.10)	0.83 (0.09)	0.88 (0.07)	0.91 (0.05)
UVER	Primavera	0.31 (0.12)	0.44 (0.12)	0.59 (0.10)	0.71 (0.09)	0.85 (0.09)	0.95 (0.07)	0.99 (0.03)
UVER	Verano	0.33 (0.12)	0.44 (0.11)	0.64 (0.10)	0.75 (0.11)	0.86 (0.09)	0.97 (0.07)	1.00 (0.06)
UVER	Otoño	0.33 (0.12)	0.49 (0.13)	0.64 (0.09)	0.77 (0.09)	0.86 (0.08)	0.93 (0.07)	0.94 (0.04)
SW	Invierno	0.25 (0.13)	0.40 (0.12)	0.57 (0.11)	0.71 (0.09)	0.83 (0.09)	0.94 (0.07)	1.00 (0.04)
SW	Primavera	0.26 (0.11)	0.39 (0.10)	0.54 (0.09)	0.68 (0.08)	0.84 (0.09)	0.97 (0.06)	1.01 (0.03)
SW	Verano	0.28 (0.11)	0.40 (0.09)	0.59 (0.08)	0.71 (0.08)	0.84 (0.07)	0.97 (0.05)	1.00 (0.04)
SW	Otoño	0.23 (0.10)	0.38 (0.11)	0.56 (0.09)	0.70 (0.08)	0.84 (0.09)	0.96 (0.05)	1.00 (0.04)

Se puede utilizar la expresión del modelo 7 para estimar la irradiación SW de manera análoga, calculando unos coeficientes similares. La Figura 5.19 es igual a la Figura 5.18 pero utilizando los datos de  $CMF_{SW}$ . El comportamiento es similar, aunque en este caso los coeficientes muestran menor dispersión. Los coeficientes medios de  $CMF_{SW}$  representados en la Figura 5.18 (Tabla 5.8) serán utilizados para estimar la irradiación SW siguiendo el mismo método que con la irradiación UVER.

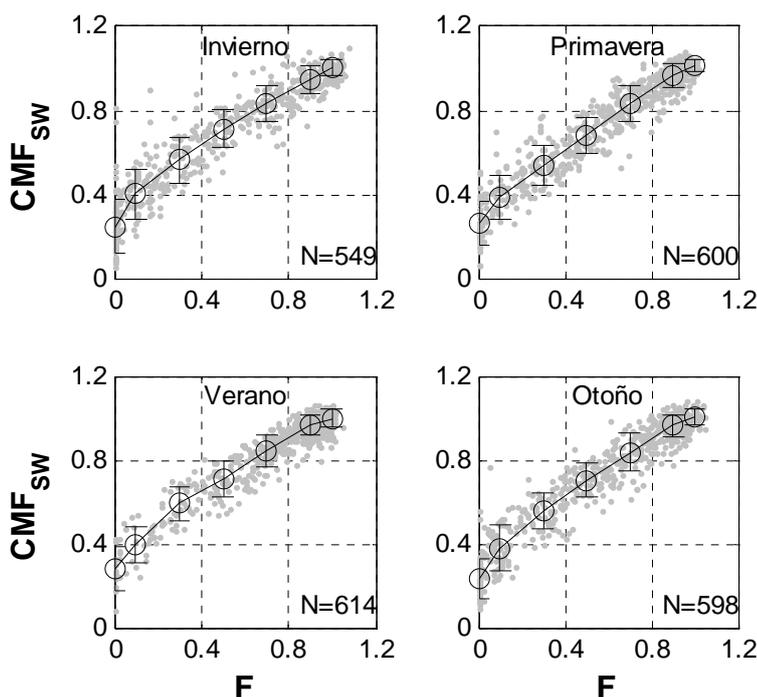


Figura 5.19: Valores de  $CMF_{SW}$  en función de la fracción de insolación para las cuatro estaciones del año. Los círculos negros representan la media de  $CMF_{SW}$  para distintos intervalos de la fracción de insolación y las barras de error la desviación estándar de ese valor medio.

5.3.1.1.- Comparación con las medidas de irradiación SW

Los valores simulados de irradiación UVER con el modelo 7 serán comparados con las medidas en el apartado 5.4 con el resto de modelos. Sin embargo, como el modelo 7 es el único modelo que se va a usar para reconstruir datos de irradiación SW, se va a comparar con las medidas en este apartado. Con este fin se han utilizado los 21349 datos no utilizados en el desarrollo del modelo. La Figura 5.20 muestra los datos simulados con el modelo 7 frente a los medidos, encontrándose una alta correlación ( $r > 0.98$ ). El valor del RMSE es de  $1.5 \text{ MJm}^{-2}$ , el MBE de  $0.03 \text{ MJm}^{-2}$  y sus valores relativos son del 25% y 3%, respectivamente. Estos resultados indican una ligera sobrestimación del modelo a las medidas. Los valores más dispersos son los menos frecuentes.

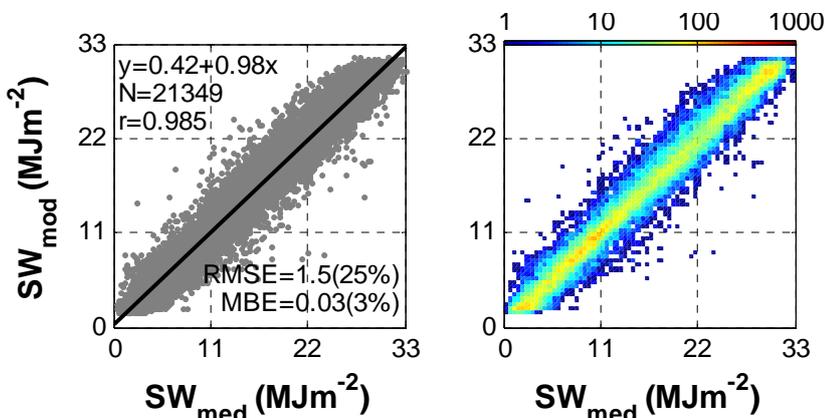


Figura 5.20: Irradiación diaria SW modelizada ( $SW_{mod}$ ) en función de la irradiación medida ( $SW_{med}$ ) (izquierda). La línea representa el ajuste por mínimos cuadrados. Número de datos que se encuentran entre dos valores de  $SW_{mod}$  y  $SW_{med}$  (derecha), la escala es logarítmica.

Los índices MBE, MABE y RMSE también se han calculado para distintos intervalos de la fracción de insolación y se muestran en la Tabla 5.9. Cuanto mayor es la fracción de insolación, más decrecen los valores relativos de MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar. El modelo sobrestima las medidas con valores positivos de MBE y todos los valores de MABE y RMSE están por debajo de los 2 MJm<sup>-2</sup>. El modelo predice bien las medidas pero su comportamiento es peor según va aumentando la nubosidad, que es cuando menor irradiación se registra.

Tabla 5.9: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias entre la irradiación SW diaria calculada con el modelo 7 y la medida para distintos intervalos de la fracción de insolación  $F$ . Se ha utilizado los  $N$  datos diarios correspondientes a todas las localidades. Las unidades son kJm<sup>-2</sup> para la irradiación SW y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

N	F	MBE	MABE	RMSE	SD
3949	(0-0.2)	-118 (10.5)	1248 (30.6)	1752 (53.0)	1748 (52.0)
2156	(0.2-0.4)	57 (3.3)	1356 (13.6)	1835 (18.6)	1835 (18.3)
2656	(0.4-0.6)	95 (2.5)	1312 (9.9)	1791 (14.8)	1789 (14.6)
3651	(0.6-0.8)	115 (1.5)	1195 (7.2)	1629 (10.5)	1625 (10.4)
8937	(>0.8)	27 (0.4)	818 (4.0)	1131 (5.8)	1130 (5.7)

La distribución de frecuencias de las diferencias entre la irradiación SW simulada con el modelo 7 y las medidas está representada en la Figura 5.21 para los mismos intervalos de la fracción de insolación que la Tabla 5.9. El modelo presenta similares diferencias absolutas para todos los valores de la fracción de insolación, encontrándose en torno al 98% de los datos entre -5 y 5 MJm<sup>-2</sup> y aproximadamente el 90% entre -2.5 y 2.5 MJm<sup>-2</sup>. La media de las diferencias está próxima a cero, indicando un buen ajuste con las medidas. Cuando la diferencia es relativa, la media se dispara para bajos valores de  $F$ , probablemente por algunas medidas de muy bajo valor, que hacen que la diferencia relativa sea muy grande, pues los valores de la mediana están todos próximos a cero. En general las diferencias relativas incrementan con la nubosidad.

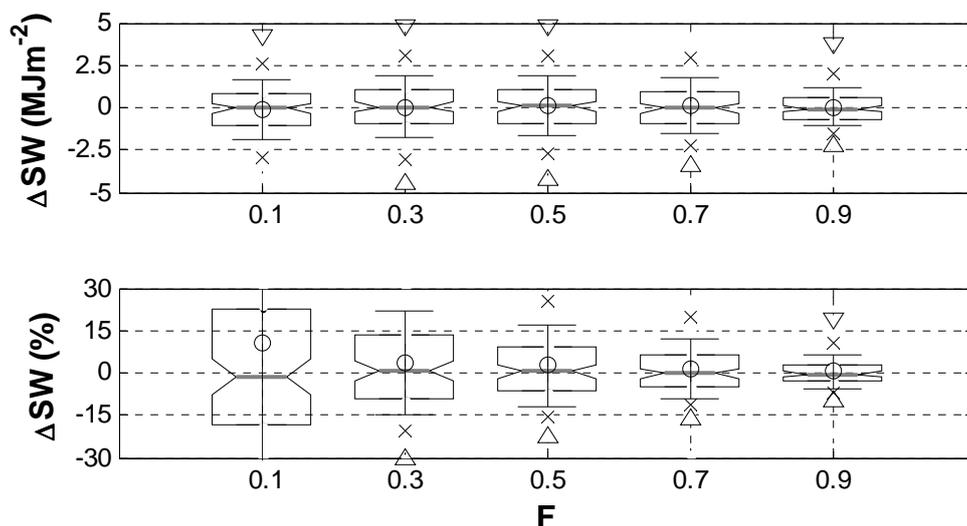


Figura 5.21: Distribución de los percentiles de la diferencia absoluta (arriba) y relativa (abajo) de  $\Delta SW$  para los distintos intervalos de la fracción de insolación. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

Finalmente se han calculado las incertidumbres de los valores simulados con el modelo 7 (Anexo III). En la Figura 5.22 se ha representado el porcentaje de la diferencia entre el modelo 7 y las medidas que son menores que la incertidumbre del modelo. Los valores de  $\Delta SW < \sigma(k=1)$  apenas varían con la insolación, encontrándose en torno al 68%; lo mismo sucede alrededor del 95% en el caso de  $\Delta SW < \sigma(k=2)$ . Si no se distingue entre valores de la fracción de insolación, el valor de  $\Delta SW < \sigma(k=1)$  es de 68.1% y el de  $\Delta SW < \sigma(k=2)$  es 93.6%. Estos resultados indican que el modelo es válido para la estimación de la irradiación SW si se tiene en cuenta su incertidumbre.

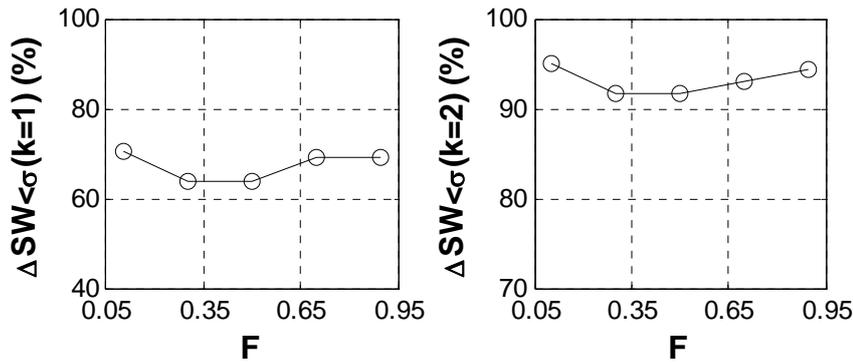


Figura 5.22: Valores de  $\Delta SW < \sigma(k=1)$  (izquierda) y  $\Delta SW < \sigma(k=2)$  (derecha) en función de la fracción de insolación.

### 5.3.2.- Desarrollo de un nuevo modelo para la irradiación UVER

La fracción de insolación representa la fracción de tiempo que el sol no ha sido cubierto por una nube durante el día. En una primera aproximación se puede expresar la cantidad de irradiación UVER directa  $UVER^{dir}$  que llega a la superficie durante un día como:

$$UVER^{dir} = UVER_{sn}^{dir} F, \quad (5.22)$$

donde  $F$  es la fracción de insolación y  $UVER_{sn}^{dir}$  la irradiación UVER directa diaria simulada sin nubes. Suponiendo que la ecuación (5.22) es cierta, entonces la irradiación UVER global  $I_{UVER}$  puede expresarse como la suma de la componente directa más la irradiación UVER difusa  $UVER^{dif}$ :

$$I_{UVER} = UVER_{sn}^{dir} F + UVER^{dif}. \quad (5.23)$$

En una segunda aproximación se va a considerar que la irradiación  $UVER^{dif}$  diaria se puede expresar como una función  $g_d$ , que depende de la irradiación difusa diaria bajo cielos sin nubes y de la fracción de insolación  $F$ :

$$UVER^{dif} = g_d(UVER_{sn}^{dif}, F), \quad (5.24)$$

entonces la ecuación (5.23) queda:

$$I_{UVER} = UVER_{sn}^{dir} F + g_d(UVER_{sn}^{dif}, F). \quad (5.25)$$

Una vez conocida la función  $g_d$ , se puede obtener la irradiación UVER mediante la ecuación (5.25) a partir de la fracción de insolación y las simulaciones bajo cielo sin nubes. Es por ello que el objetivo de este apartado es obtener una expresión para la función  $g_d$ , que experimentalmente se puede calcular como:

$$g_d = I_{UVER} - UVER_{sn}^{dir} F. \quad (5.26)$$

Con los datos utilizados para desarrollar el modelo 7 se ha representado la función  $g_d$ , calculada con la ecuación (5.26), en función de la irradiación SW difusa simulada sin nubes para cuatro intervalos de la fracción de insolación (Figura 5.23). Los valores de  $g_d$  aumentan linealmente con la irradiación difusa sin nubes, mostrando un coeficiente de correlación mayor de 0.87. Además esa dependencia varía con la insolación, presentando una pendiente mayor cuanto mayor es la fracción de insolación. Este resultado lleva a pensar en una dependencia de  $g_d$  con  $UVER_{sn}^{dif}$  y  $F$  del tipo:

$$g_d = a(F) + b(F) \cdot UVER_{sn}^{dif}, \quad (5.27)$$

donde  $a$  y  $b$  son dos parámetros que dependerán de la fracción de insolación.

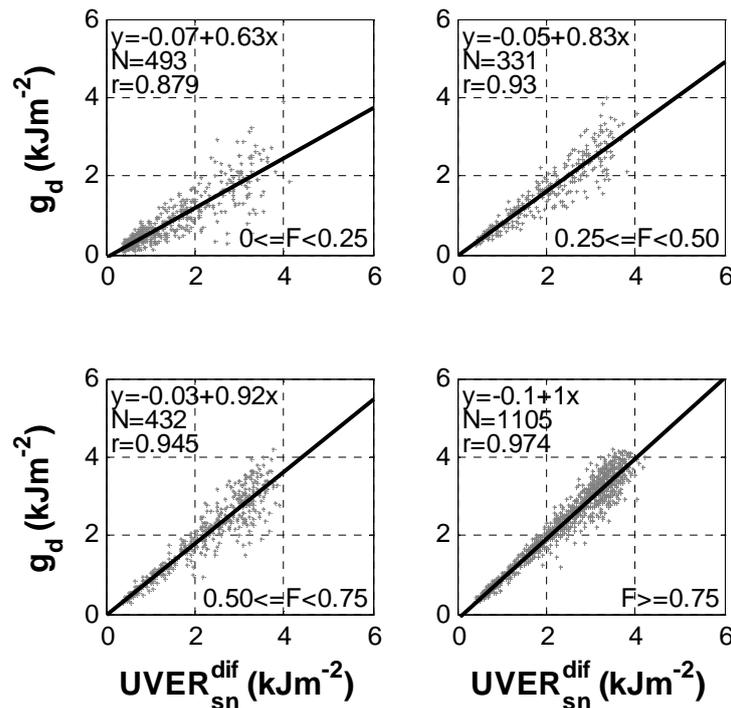


Figura 5.23: Función  $g_d$  representada frente a la irradiación UVER difusa diaria sin nubes ( $UVER_{sn}^{dif}$ ) para cuatro intervalos de la fracción de insolación  $F$ .

Los parámetros  $a$  y  $b$  de la ecuación (5.27) se han calculado mediante un ajuste por mínimos cuadrados para los mismos intervalos de fracción de insolación que en el caso del modelo 7. Los valores con su incertidumbre se muestran en la Figura 5.24, encontrando que el parámetro  $b$  aumenta con la insolación; el parámetro  $a$  no presenta una dependencia clara con la fracción de insolación y, además, sus valores son cercanos a cero.

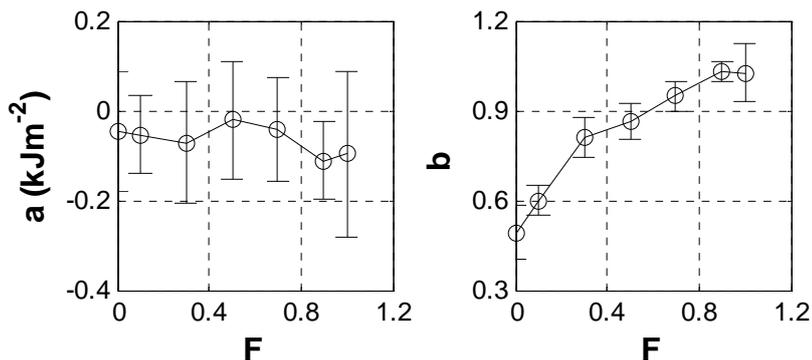


Figura 5.24: Parámetros  $a$  (izquierda) y  $b$  (derecha) en función de la fracción de insolación. Las barras de error corresponden a la incertidumbre.

Los resultados de la Figura 5.24 indican que se puede suponer que el parámetro  $a$  es nulo, por lo que la ecuación (5.27) se puede reescribir de la siguiente manera:

$$g_d = B(F) UVER_{sn}^{dif}, \tag{5.28}$$

donde  $B$  es un nuevo parámetro que también dependerá de la fracción de insolación. Utilizando un ajuste por mínimos cuadrados a una recta sin ordenada (Anexo II) se puede calcular el valor de  $B$  en distintos intervalos de la fracción de insolación (los mismos intervalos que para calcular los coeficientes del modelo 7).  $B$  y su desviación estándar están representados en la Figura 5.25 y sus valores se encuentran en la Tabla 5.10. Los valores de  $B$  aumentan con la fracción de insolación, alcanzando un valor cercano a la unidad cuando se aproxima a una fracción de insolación de 1. La desviación estándar es en torno a 0.2 excepto para  $F=1$ , que aumenta fuertemente hasta 0.55. Con los valores de la Tabla 5.10 y dada una medida de la fracción de insolación, se puede interpolar el valor de  $B$  para esa medida. Sustituyendo ese valor de  $B$  en la ecuación (5.28) y utilizando las ecuaciones (5.24) y (5.23), se puede estimar la irradiación UVER con la siguiente expresión, que se llamará en adelante “modelo 8”:

$$I_{UVER} = UVER_{sn}^{dir} F + B(F) UVER_{sn}^{dif}, \tag{5.29}$$

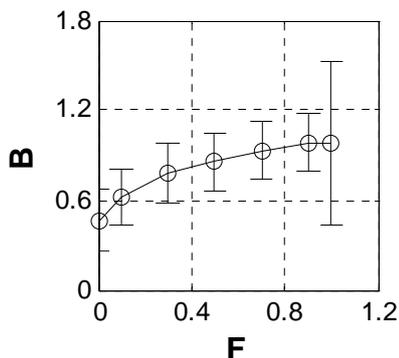


Figura 5.25: Parámetro  $B$  en función de la fracción de insolación. Las barras de error representan la incertidumbre.

Tabla 5.10: Promedio de los valores del parámetro  $B$  de la ecuación (5.28) para distintos valores de la fracción de insolación  $F$ . La desviación aparece entre paréntesis.

F=0	F=0.1	F=0.3	F=0.5	F=0.7	F=0.9	F=1
0.47 (0.21)	0.62 (0.18)	0.78 (0.21)	0.85 (0.19)	0.93 (0.19)	0.99 (0.20)	0.98 (0.55)

### 5.4.- Comparación de los valores diarios, mensuales y anuales de irradiación UVER simulados con las medidas

Los modelos que calculan la irradiancia UVER horaria ya han sido comparados con las medidas horarias en la sección 5.2, sin embargo no se han comparado los valores de irradiación diarios que se obtienen a partir de estos modelos horarios. En este apartado se han calculado los valores de irradiación UVER diaria a partir de los valores horarios simulados con cada modelo para los 21349 días utilizados para contrastar el modelo 7 (apartado 5.3.1.1). Los valores calculados esos días con el modelo 7 y 8 también se van a usar en la comparación.

La Figura 5.26 presenta los valores de irradiación UVER calculados con cada modelo en función de las medidas. Todos los modelos presentan una alta correlación ( $r > 0.98$ ). Los modelos 0, 3 y 6 muestran una pendiente igual a la unidad, siendo los dos primeros los que menor ordenada en el origen tienen. Los modelos basados en medidas de insolación (modelos 7 y 8) presentan mayor dispersión en los valores registrados.

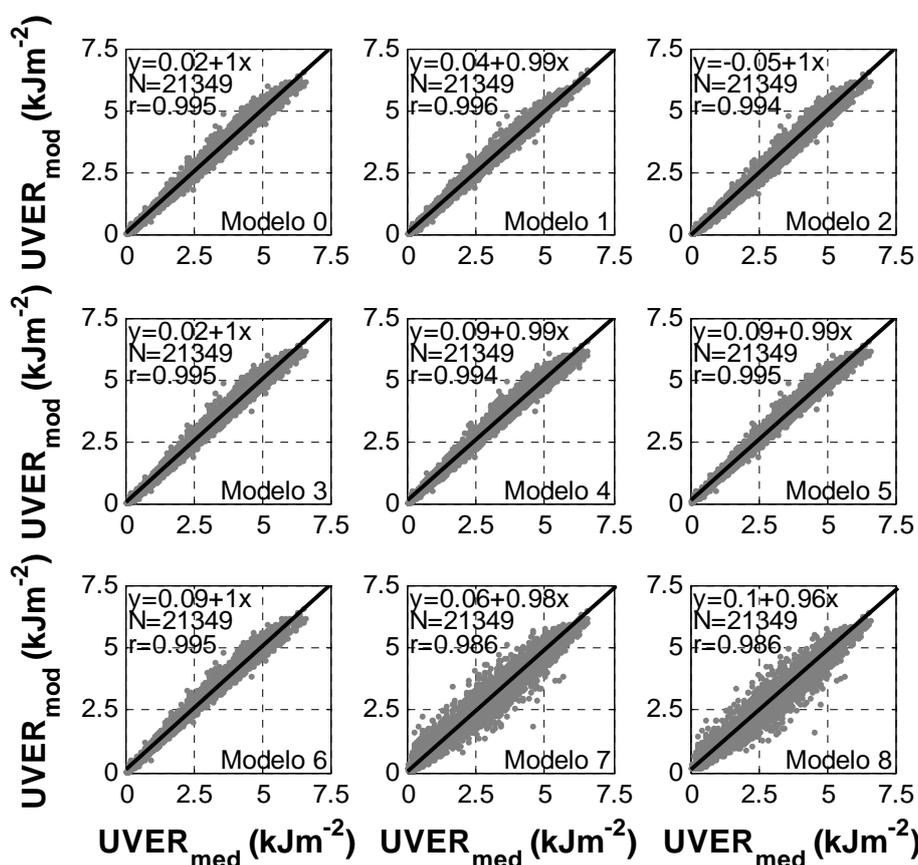


Figura 5.26: Irradiación UVER diaria modelizada ( $UVER_{mod}$ ) en función de la irradiación medida ( $UVER_{med}$ ) para nueve modelos diferentes. La línea representa el ajuste por mínimos cuadrados. Sólo se incluyen una tercera parte de los datos totales en cada modelo para mayor claridad.

La Tabla 5.11 muestra el resto de índices estadísticos que comparan las simulaciones con las medidas. Los valores de MBE más lejanos de cero los presentan los modelos 4, 5 y 6, siendo los modelos 1, 3 y 0 los que tienen menor MBE en porcentaje. Los modelos 7 y 8 presentan el menor valor absoluto del MBE. Tan sólo el modelo 2 infraestima las medidas debido a su MBE negativo. El MABE y RMSE más bajos suceden para el modelo 0, 1 y 3 y los más altos para los modelos 7 y 8, seguidos del modelo 2. Los valores de la desviación estándar son similares a los del RMSE.

El modelo que mejores resultados presenta es el modelo 0, aunque el modelo 1 y el modelo 3 también presentan un buen acuerdo con las medidas. *Lindfors et al. (2003)* encontraron un valor de RMSE (27%) mayor que los de la Tabla 5.11 al comparar un modelo similar al modelo 7 con medidas de irradiación UVER diaria en Sodankylä (Finlandia), probablemente debido a la presencia de más días nublados.

Tabla 5.11: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias de la irradiación diaria  $UVER_{mod}$  de cada modelo y  $UVER_{med}$  utilizando los  $N$  datos de todas las localidades. Las unidades son  $Jm^{-2}$  y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Modelo	N	MBE	MABE	RMSE	SD
0	21349	28 (1.5)	116 (5.9)	170 (8.4)	168 (8.3)
1	21349	16 (0.5)	111 (6.6)	157 (9.5)	156 (9.5)
2	21349	-27 (-4.2)	139 (9.4)	186 (13.3)	184 (12.7)
3	21349	34 (0.6)	120 (6.6)	174 (9.3)	170 (9.3)
4	21349	71 (5.5)	136 (7.6)	193 (10.6)	180 (9.1)
5	21349	80 (6.5)	132 (8.0)	186 (11.4)	167 (9.4)
6	21349	81 (5.8)	132 (7.4)	186 (10.4)	168 (8.7)
7	21349	5 (2.8)	188 (11.6)	282 (23.7)	282 (23.5)
8	21349	11 (5.1)	193 (12.4)	283 (25.2)	283 (24.7)

La influencia de la presencia de nubes en el comportamiento de los modelos se aprecia en la Figura 5.27, donde están representados los índices MBE, MABE y RMSE en distintos intervalos de la fracción de insolación para cada modelo.

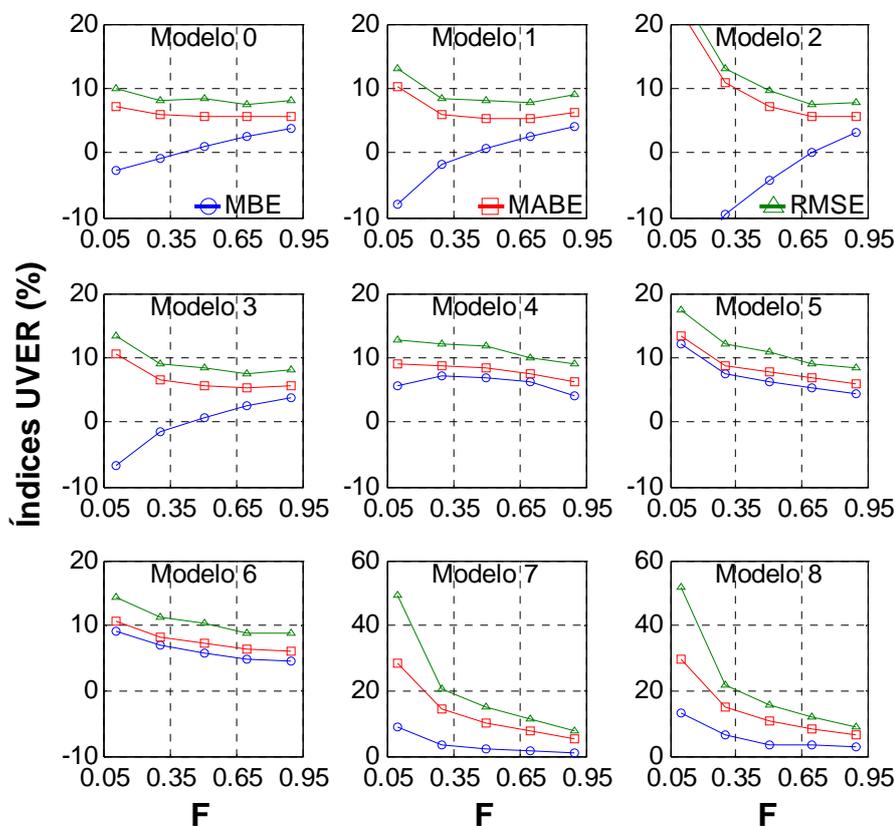


Figura 5.27: Índices MBE, MABE y RMSE de los valores modelizados y medidos de irradiación UVER diaria en función de la fracción de insolación para cada uno de los nueve modelos.

Todos los valores máximos de RMSE y MABE aparecen para la más baja fracción de insolación, pero sólo en el modelo 0 el RMSE no supera el valor del 10%. *den Outer et al. (2010)* también encontraron que los modelos predicen peor las medidas para altas nubosidades. El modelo 0 muestra los índices más constantes con la fracción de insolación. Los modelos 7 y 8 muestran muy mal resultado para condiciones de mucha nubosidad. Los modelos 0 y 3 muestran los mejores valores de MBE, siendo los más constantes dentro de los que el promedio está cercano a cero. Los menores valores de RMSE los presenta el modelo 0 seguido del modelo 1 y del modelo 3. Para valores de la fracción de insolación mayores de 0.5 todos los modelos tienen un comportamiento similar.

Las diferencias entre los modelos y las medidas están más detalladas en la Figura 5.28 en función de la fracción de insolación. El modelo 0 es el único que presenta al menos un 90% de las diferencias menores con un valor menor de  $\pm 15\%$  para todos valores de la fracción de insolación. El modelo 2 muestra una distribución de diferencias que varía mucho con la insolación. Los modelos 4, 5 y 6 muestran diferencias similares, mostrando siempre una sobrestimación del modelo hacia las medidas. Los modelos 7 y 8 presentan grandes diferencias para bajos valores de la fracción de insolación, con una media entre el 10 y el 15%, sin embargo la mediana está cercana a cero, por lo que seguramente la media presente un valor tan grande por culpa de algunos datos aislados.

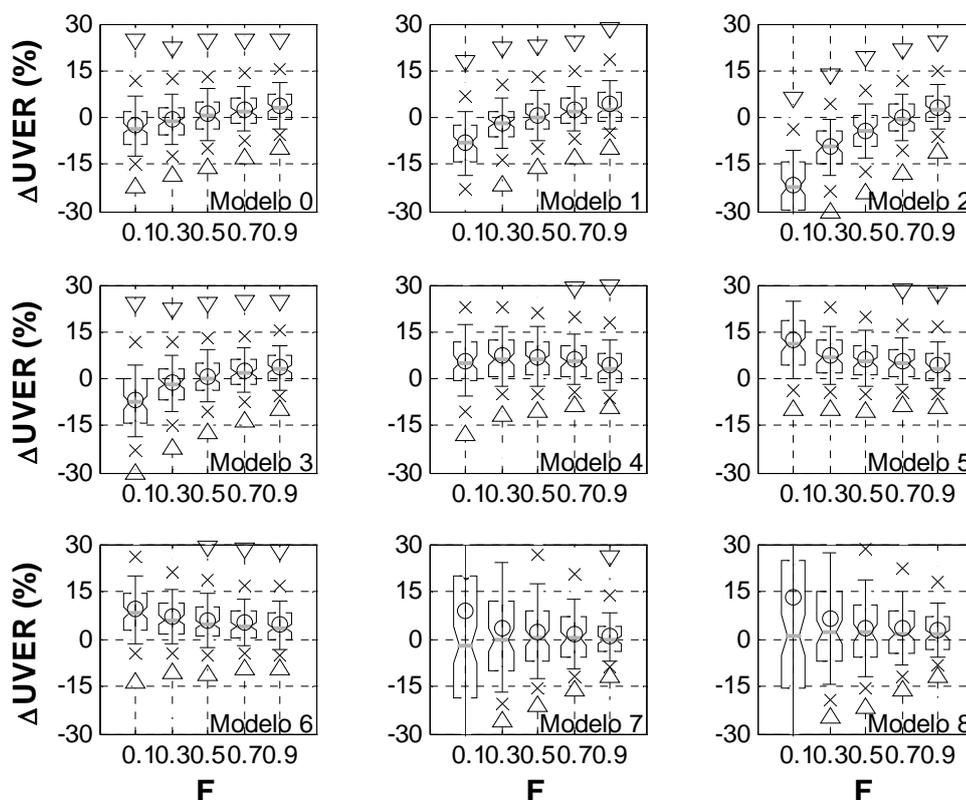


Figura 5.28: Distribución de los percentiles de la diferencia  $\Delta UVER$  relativa para los distintos intervalos de la fracción de insolación. En cada panel hay representado un modelo diferente. Los límites de la caja representan el percentil 25 y 75, la línea gris es la mediana y el círculo la media. La barra de error representa la desviación estándar, las cruces son los percentiles 5 y 95 y los triángulos los percentiles 1 y 99.

Las incertidumbres de cada modelo, así como las de cada medida, han sido calculadas. Se ha obtenido el porcentaje de diferencias entre modelo y medida que están por debajo de la suma de las incertidumbres combinadas del modelo y la medida,  $\Delta UVER < \sigma(k=1)$ , y el mismo porcentaje pero con las incertidumbres expandidas ( $k=2$ ):  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$ . En este caso, a diferencia que en los apartados anteriores, también se ha tenido en cuenta la incertidumbre de la irradiación UVER medida. La Tabla 5.12 presenta los valores de  $\Delta UVER < \sigma(k=1)$  y  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  para cada modelo. Los valores más elevados los presentan los modelos que obtienen la irradiación UVER a partir de la insolación seguidos del modelo 0. Los valores de  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  se encuentran por encima del 90% excepto para el modelo 2, que muestra los peores resultados.

Tabla 5.12: Porcentaje de datos de irradiación UVER diaria simulados con los nueve modelos que muestran una diferencia con la medida menor que la incertidumbre del modelo más la de la medida ( $\Delta UVER < \sigma(k=1)$ ) y que la suma de la incertidumbre expandida del modelo y de la medida ( $\Delta UVER < \sigma(k=2)$ ).

Modelo	N	$\Delta UVER < \sigma(k=1)$	$\Delta UVER < \sigma(k=2)$
0	21349	75.56	95.62
1	21349	74.96	93.91
2	21349	61.05	81.23
3	21349	71.34	92.02
4	21349	66.58	92.20
5	21349	65.07	90.35
6	21349	68.28	92.51
7	21349	81.99	97.93
8	21349	90.24	99.34

Los valores de  $\Delta UVER < \sigma(k=1)$  y  $\Delta UVER < \sigma(k=2)$  se han representado en intervalos de la fracción de insolación para cada modelo en la Figura 5.29. Todos los modelos muestran un buen resultado para altos valores de la fracción de insolación, sin embargo para valores bajos de insolación los modelos con más porcentaje de diferencias dentro de la incertidumbre son los modelos 0, 1, 7 y 8. El modelo 2 muestra valores mucho más bajos que el resto de modelos.

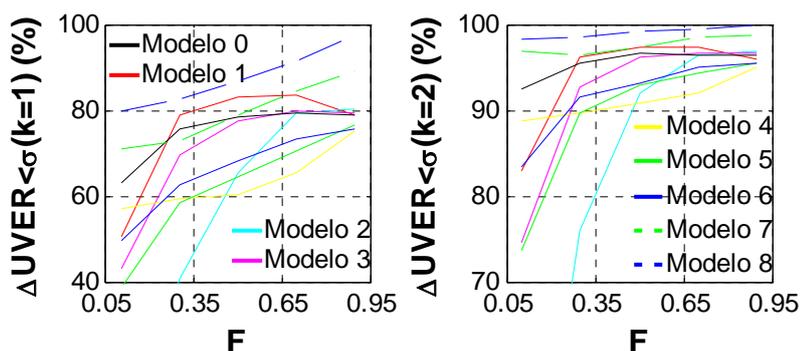


Figura 5.29: Porcentaje de datos de irradiación UVER diaria simulados con los nueve modelos que muestran una diferencia con la medida menor que la incertidumbre del modelo más la de la medida ( $\Delta UVER < \sigma(k=1)$ ) y que la suma de la incertidumbre expandida del modelo y de la medida ( $\Delta UVER < \sigma(k=2)$ ), en función de la fracción de insolación.

Respecto a la irradiación UVER diaria, se puede concluir que el modelo 0 es el que mejor reproduce las medidas, seguido del modelo 3. Todos los modelos pueden utilizarse para reconstruir series de radiación UVER siempre que se tenga en cuenta la incertidumbre, aunque el modelo 2 presenta los peores resultados con su incertidumbre. Los modelos 7 y 8 muestran diferencias más altas con la irradiación medida que el resto de modelos, pero estos dos modelos tienen un buen comportamiento para poder calcular la irradiación UVER cuando no existan medidas de irradiancia SW.

Finalmente se han calculado, para todas las localidades y para cada modelo, todos los valores promedio mensuales (exigiendo un mínimo de 25 días por mes) utilizando exclusivamente días en los que exista medida de irradiación diaria y valor del modelo utilizado. Los valores de MBE, MABE y RMSE, calculados en la comparación entre estos promedios mensuales, se encuentran en la Tabla 5.13. Los modelos 4, 5 y 6 muestran los valores más altos de MBE, MABE y RMSE, sobrestimando las medidas. El modelo 7 presenta el menor valor de MBE, seguido de los modelos 3, 1 y 0. El modelo 1 y 7 tienen los valores de RMSE más bajos en porcentaje seguidos del modelo 0 y 3. En cuanto a la irradiación SW media mensual, el modelo 7 presenta un valor de MBE muy cercano a cero y el RMSE es del 5%. Estos resultados indican que los modelos 4, 5 y 6 no son los más adecuados para realizar la reconstrucción de los datos.

Tabla 5.13: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias de la media mensual de la irradiación diaria  $UVER_{mod}$  de cada modelo y  $UVER_{med}$  utilizando los  $N$  datos mensuales de todas las localidades. Las unidades son  $Jm^{-2}$  ( $kJm^{-2}$  para el modelo 7-SW) y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Modelo	N	MBE	MABE	RMSE	SD
0	845	23 (1.8)	83 (3.9)	116(5.2)	114 (4.9)
1	845	13 (1.4)	69 (3.5)	97 (4.9)	97 (4.7)
2	845	-32 (-2.1)	87 (4.4)	121(6.0)	117 (5.6)
3	845	28 (1.2)	84 (3.9)	118(5.0)	115 (4.9)
4	845	66 (5.2)	106 (6.3)	134(8.2)	117 (6.3)
5	845	74 (5.6)	108 (6.4)	136(8.3)	114 (6.1)
6	845	75 (5.0)	106 (5.8)	138(7.5)	116 (5.5)
7-UVER	783	5 (0.11)	88 (3.8)	129(4.9)	129 (4.9)
7-SW	2166	100 (0.7)	536 (3.7)	738(5.0)	731 (4.9)
8	783	10 (2.3)	96 (4.9)	134(6.4)	134 (6.0)

Los datos mensuales se utilizan para calcular los promedios anuales de la irradiación diaria, siempre y cuando estén disponibles los 12 valores mensuales. Los promedios anuales medidos y estimados han sido comparados; los valores de MBE, MABE y RMSE se encuentran en la Tabla 5.14. El modelo 0 presenta el MBE más próximo a cero, junto con el modelo 8. El modelo 1 muestra un MABE y un RMSE menor que el resto de modelos, teniendo valores próximos los modelos 0, 3, 7 y 8. El 95% de los valores anuales obtenidos con el modelo 0 muestran una diferencia menor del 5% cuando se comparan con los datos de todas las localidades. En el caso de la irradiación SW, el modelo 7 muestra un RMSE del 3% y un MBE menor del 1%. Aunque los modelos basados en medidas de insolación no son los mejores para calcular la irradiación diaria (sobre todo bajo mucha nubosidad), sí presentan un buen acuerdo con los promedios mensuales y anuales. En cuanto a la variación de los modelos con la localidad (no mostrado), no se han apreciado fuertes variaciones de la bondad de los modelos según el lugar.

Tabla 5.14: Índices estadísticos MBE, MABE, RMSE y la desviación estándar SD de las diferencias de la media anual de la irradiación diaria  $UVER_{mod}$  de cada modelo y  $UVER_{med}$  utilizando los  $N$  datos anuales de todas las localidades. Las unidades son  $Jm^{-2}$  ( $kJm^{-2}$  para el modelo 7-SW) y el resultado en porcentaje está entre paréntesis.

Modelo	N	MBE	MABE	RMSE	SD
0	38	6 (0.3)	62 (2.5)	72 (2.9)	73 (2.9)
1	38	9 (0.4)	49 (2.0)	61 (2.5)	61 (2.5)
2	38	-46 (-1.9)	69 (2.8)	86 (3.5)	74 (3.0)
3	38	11 (0.5)	62 (2.5)	73 (2.9)	73 (2.9)
4	38	45 (1.9)	70 (2.9)	86 (3.6)	74 (3.0)
5	38	56 (2.4)	75 (3.2)	92 (3.8)	73 (3.0)
6	38	57 (2.5)	78 (3.3)	93 (3.9)	74 (3.1)
7-UVER	35	-15 (-0.6)	52 (2.1)	66 (2.6)	65 (2.6)
7-SW	110	89 (0.5)	355 (2.3)	445 (3.0)	438 (3.0)
8	35	-9 (-0.3)	56 (2.3)	71 (2.9)	72 (2.9)

# **Capítulo 6: Análisis de las series temporales reconstruidas de radiación UVER, SW y otras variables meteorológicas**

*Las series de datos de irradiación UVER y SW, para cada localidad, han sido reconstruidas a partir de los modelos analizados en el capítulo anterior. Se estudia mediante diferentes tests la homogeneidad de las series anuales y mensuales de la irradiación UVER, SW y otras variables meteorológicas. Las distintas tendencias de cada serie, y su significancia estadística, son estudiadas en detalle, así como la influencia de la incertidumbre de éstas. Las distintas tendencias se han comparado con las obtenidas en otros trabajos en distintas localidades y periodos. Finalmente se ha realizado un análisis englobando las principales causas de los cambios en la radiación UVER y SW, en el ozono y en la temperatura.*

## 6.1.- Obtención de las series y su homogeneidad

### 6.1.1.- Reconstrucción de las series de irradiación UVER y SW

Mediante el uso de los modelos analizados en el capítulo anterior, se puede reconstruir la irradiancia UVER horaria a partir de las medidas de irradiancia SW y las irradiaciones UVER y SW diarias a partir de las medidas de insolación. Las series temporales reconstruidas de irradiación UVER se han formado utilizando, en primer lugar, los valores diarios a partir de la irradiancia UVER horaria obtenida con el modelo 0 y las medidas de irradiancia horaria SW. En ausencia de medidas de irradiancia SW, la irradiación UVER diaria de la serie reconstruida ha sido la obtenida mediante el modelo 8 y las medidas de insolación. Finalmente, las series temporales reconstruidas de irradiación UVER diaria han sido completadas con valores medidos experimentalmente cuando, ni la irradiancia SW, ni la insolación medida, han estado disponibles, o cuando no hay medida de TOC pues entonces no se dispone de la irradiación simulada bajo cielo sin nubes. Para obtener la serie reconstruida de irradiación SW primero se ha utilizado el modelo 7 con las medidas de insolación; las medidas experimentales de SW se han utilizado cuando la insolación no ha estado disponible. Cuando el valor de TOC no está disponible, las simulaciones de radiación SW se han realizado utilizando el valor promedio de TOC en cada localidad, pues la radiación SW no se ve casi afectada ante los cambios en el ozono. Se ha dado prioridad a los valores obtenidos mediante los modelos antes que a las medidas para dar mayor homogeneidad a las series.

La Tabla 6.1 muestra el número de datos de irradiación UVER y SW que se tienen en las series reconstruidas para cada localidad, así como el número de datos utilizados de cada modelo y el año inicial en el que empiezan las series que se han obtenido. Se tienen cinco series temporales que empiezan en la década de 1950: San Sebastián, Madrid, A Coruña, Villalba y Tortosa. En la década de los 70 empiezan las series de Ciudad Real y Valladolid y las series menos antiguas corresponden a Cáceres y Murcia, que empiezan en 1983 y 1984. En Madrid el número de medidas experimentales utilizadas para obtener la serie de irradiación SW es elevado debido a la ausencia de medidas de insolación en varios periodos entre 1990 y 2011. En el caso de Tortosa, a pesar de empezar las series de irradiación UVER y SW en 1954, el número de datos disponibles es menor que en otras localidades debido a que no existen datos de insolación entre 1962 y 1971. Otro hueco destacable aparece entre 1970 y 1973 en las series de irradiación UVER y SW en la localidad de A Coruña.

Obtenidas las series temporales de irradiación diaria UVER y SW, se han calculado los valores medios mensuales de estas series, exigiendo al menos 20 días de datos disponibles en un mes para calcular el promedio de ese mes. Con el objetivo de desestacionalizar las series temporales, así como de poder construir una serie promediada de las nueve series de datos, se han calculado las anomalías mensuales de las series. El periodo de referencia para calcular las anomalías ha sido 1985-2011, que corresponde a un periodo en el que las nueve localidades disponen de datos de irradiación. Así, la anomalía  $A$  de la variable  $X$ , de un mes  $m$ , correspondiente a un año  $a$ , se ha calculado como:

$$A_{m,a} = X_{m,a} - \frac{1}{N} \sum_{a=1985}^{2011} X_{m,a}, \quad (6.1)$$

donde  $N$  será el número de datos utilizados en el sumatorio de la ecuación. Utilizando la ecuación anterior se han calculado las anomalías mensuales de la irradiación UVER y SW. A su vez, se ha obtenido una nueva serie de anomalías llamada “Promedio” y que se ha calculado como el promedio de las anomalías de las localidades disponibles. Esta nueva serie de datos es útil para observar de manera global las anomalías en la Península Ibérica en lugar de en localidades aisladas.

Tabla 6.1: Número de datos diarios utilizados de los modelos 0, 7 y 8 (ver capítulo 5) y de las medidas para obtener las series de irradiación diaria UVER y SW en cada localidad. El año inicial corresponde al año más antiguo en el que se tienen datos de la serie.

Localidad	Radiación	Modelo 0	Modelo 7	Modelo 8	Medidas	Total	Año inicial
Ciudad Real	UVER	5717	-	9300	6	15023	1970
	SW	-	14860	-	174	15034	1970
San Sebastián	UVER	7428	-	15029	9	22466	1950
	SW	-	22462	-	4	22466	1950
A Coruña	UVER	9600	-	11388	2	20990	1951
	SW	-	20898	-	92	20990	1951
Madrid	UVER	13208	-	9158	7	22373	1950
	SW	-	19440	-	2928	22368	1950
Cáceres	UVER	9517	-	1054	7	10578	1983
	SW	-	10592	-	0	10592	1983
Murcia	UVER	10035	-	101	0	10136	1984
	SW	-	10131	-	5	10136	1984
Tortosa	UVER	5081	-	12476	15	17572	1954
	SW	-	17562	-	31	17593	1954
Valladolid	UVER	6813	-	7139	16	13968	1973
	SW	-	13967	-	2	13969	1973
Villalba	UVER	3712	-	18180	0	21892	1951
	SW	-	21875	-	30	21905	1951

Las anomalías anuales se han obtenido como el promedio de las anomalías mensuales dentro de un año siempre que se tengan al menos 6 valores mensuales para promediar. Las anomalías también se han calculado por estaciones: invierno (diciembre, enero y febrero), primavera (marzo, abril y mayo), verano (junio, julio y agosto) y otoño (septiembre, octubre y noviembre). Para calcular la anomalía en la estación de invierno, se han utilizado los valores de enero y febrero del año a calcular y el valor de diciembre del año anterior. Estas anomalías estacionales se han calculado también a partir de las anomalías mensuales, promediando los valores mensuales siempre que haya al menos dos meses con datos disponibles. La ventaja que tiene calcular las anomalías estacionales y anuales a partir de las anomalías mensuales es que, al considerar las anomalías desestacionalizadas, no es necesario exigir 3 y 12 meses para calcular los valores estacionales y anuales y el número de huecos en las series de datos será menor.

### 6.1.2.- Estudio de la homogeneidad de las series temporales

Además de las anomalías mensuales, estacionales y anuales de la irradiación UVER y SW, también se han calculado, de igual manera y para el mismo periodo, las anomalías de otras variables de las que se disponen series temporales diarias: TOC, la fracción de insolación  $F$ , la precipitación  $Prec$ , la temperatura diaria máxima  $T_{max}$ , media  $T_{med}$  y mínima  $T_{min}$ , la velocidad del viento media  $V_{med}$  y máxima  $V_{max}$  y la humedad relativa a las 07:00 UTC  $HR_{07}$ , a las 13:00 UTC  $HR_{13}$  y a las 18:00 UTC  $HR_{18}$ .

Las anomalías de la serie Promedio se han calculado sin tener en cuenta la localidad de Madrid en el caso de las variables  $F$ ,  $HR_{07}$ ,  $HR_{13}$  y  $HR_{18}$ , pues hay bastantes huecos en el periodo 1985-2011 en esa localidad.

Antes de analizar la evolución y las tendencias de las distintas variables, se ha estudiado la homogeneidad de las series temporales disponibles. Inhomogeneidades en las series temporales de variables meteorológicas suelen aparecer debidas a diferentes factores: cambios en los instrumentos de medida, cambios en los emplazamientos (recolocación de los instrumentos de un edificio a otro), cambios en el entorno de medida (crecimiento de árboles cerca de la estación de medida que proyectan sombra sobre sensores, etc.), nuevos algoritmos para calcular variables indirectas, cambios en el clima, etc. Para identificar y corregir inhomogeneidades en las series temporales se utilizan diferentes tests, que pueden ser absolutos (utilizando exclusivamente la serie a analizar), o relativos si para ello se utilizan series de datos obtenidos en estaciones de medida cercanas a la localidad de la serie que se somete al estudio de inhomogeneidades. En general se recomienda utilizar tests de manera relativa para el estudio de homogeneidad de series (*Peterson et al.*, 1998), sin embargo se va a empezar utilizando varios tests absolutos.

### 6.1.2.1.- Homogeneidad absoluta de las series anuales

El estudio de la homogeneidad de una serie temporal de forma absoluta sólo necesita de los datos de la serie que se va a analizar. Para estudiar la presencia de inhomogeneidades de manera absoluta, se ha partido de que la hipótesis nula es cierta y asume que, dada una serie de anomalías anual, ésta es homogénea. La hipótesis nula de la que se parte ha sido contrastada utilizando cuatro tests diferentes explicados en el Anexo IV: Standard Normal Homogeneity Test (SNHT), el test de Pettitt, el test de Buishand y el test de Von Neumann. *Wijngaard et al.* (2003) consideraron que si uno o ninguno de los tests mencionados rechaza la hipótesis nula con un nivel de confianza del 99%, entonces la serie es considerada útil; si el número de tests que rechazan la hipótesis nula es dos, entonces la serie es dudosa; y si el número de tests que rechazan la hipótesis nula con un nivel de confianza del 99% es mayor de dos, entonces la serie es sospechosa de presentar inhomogeneidades. *Hakuba et al.* (2013) consideraron que una serie presenta una inhomogeneidad si al menos tres de los cuatro tests mencionados rechazan la hipótesis nula.

Siguiendo el criterio de *Hakuba et al.* (2013), se han representado en la Figura 6.1 para cada localidad el número de tests que rechazan la hipótesis nula, con un nivel de confianza del 99%, en las series anuales de anomalías de las distintas variables. La Figura 6.1 muestra que, en la mayoría de los casos, más de dos tests rechazan la hipótesis nula para todas las variables y localidades. A priori se podría considerar que un gran número de series anuales presentan inhomogeneidades. En concreto, 8 y 4 de las 10 series de anomalías UVER y SW presentan más de dos tests rechazando la homogeneidad. Tres de los cuatro tests utilizados también calculan el “punto de rotura” o “punto de cambio” en el que aparece la supuesta inhomogeneidad; en casi todas las series este punto de rotura (no mostrado) aparece a mediados de la década de 1980. Esto podría indicar que durante la década de 1980 se produce un cambio en el clima que afecta a todas las localidades, pues parece más probable que asumir directamente que todas las series de todos los datos y en todas las localidades presentan una inhomogeneidad en la misma fecha.

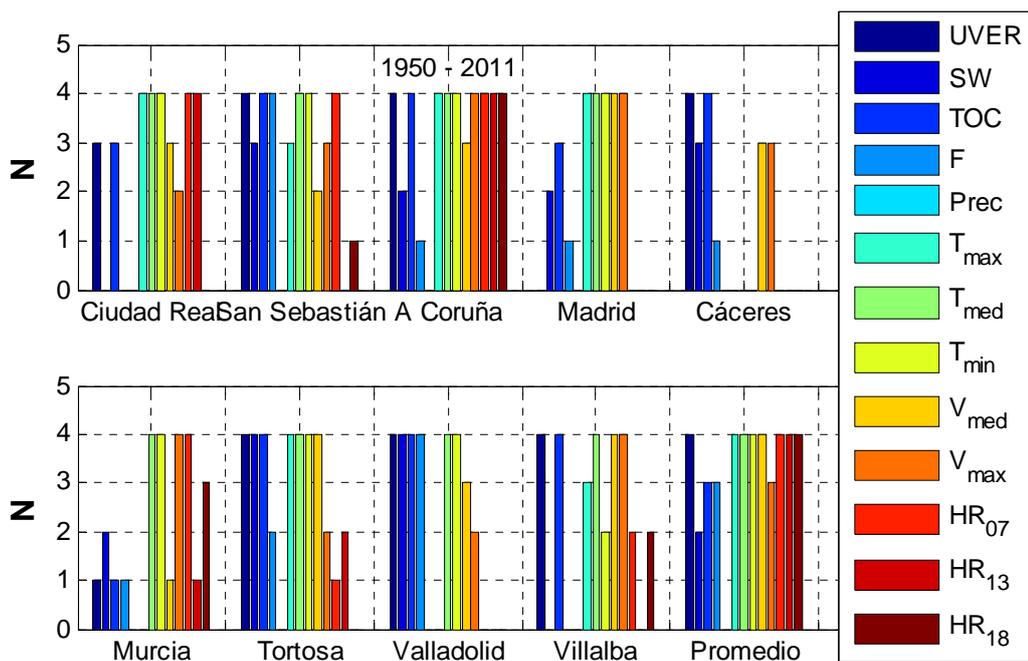


Figura 6.1: Número de tests absolutos de los cuatro aplicados (SNHT, Pettitt, Buishand y Von Neumann) que rechazan con un nivel de confianza del 99% la hipótesis nula de que la serie anual es homogénea para las distintas variables y localidades para el periodo 1950-2011.

De ser cierto que existe un cambio en el clima en la década de 1980 como sugiere *Wild* (2012), éste produce que los tests de homogeneidad detecten un punto de rotura en esa época, considerando series inhomogéneas. Para solventar este problema se han realizado los tests a las mismas series, pero en dos periodos diferentes: 1950-1984 y 1985-2011. La Figura 6.2 muestra el número de tests que rechazan la hipótesis nula para los dos periodos mencionados. Durante el periodo de 1950-1984 algunas series no aparecen debido a la falta de datos para realizar los tests (son necesarios al menos 20 datos). La Figura 6.2 indica que las series de irradiación UVER y SW durante el periodo 1950-1984 presentan inhomogeneidades en San Sebastián y A Coruña. La velocidad media y máxima del viento presentan el mayor número de tests rechazando su homogeneidad. La serie Promedio parece presentar inhomogeneidad durante el periodo 1950-1984 solamente en la irradiación SW, la temperatura mínima y  $HR_{18}$ .

La Figura 6.2 también muestra el periodo 1985-2011; se observa que en ninguna de las 10 series los tests indican que haya inhomogeneidad en las anomalías de irradiación UVER y SW, a excepción de la irradiación SW en A Coruña. Tan sólo la velocidad del viento máxima presenta más de dos tests rechazando la hipótesis nula en la serie Promedio.

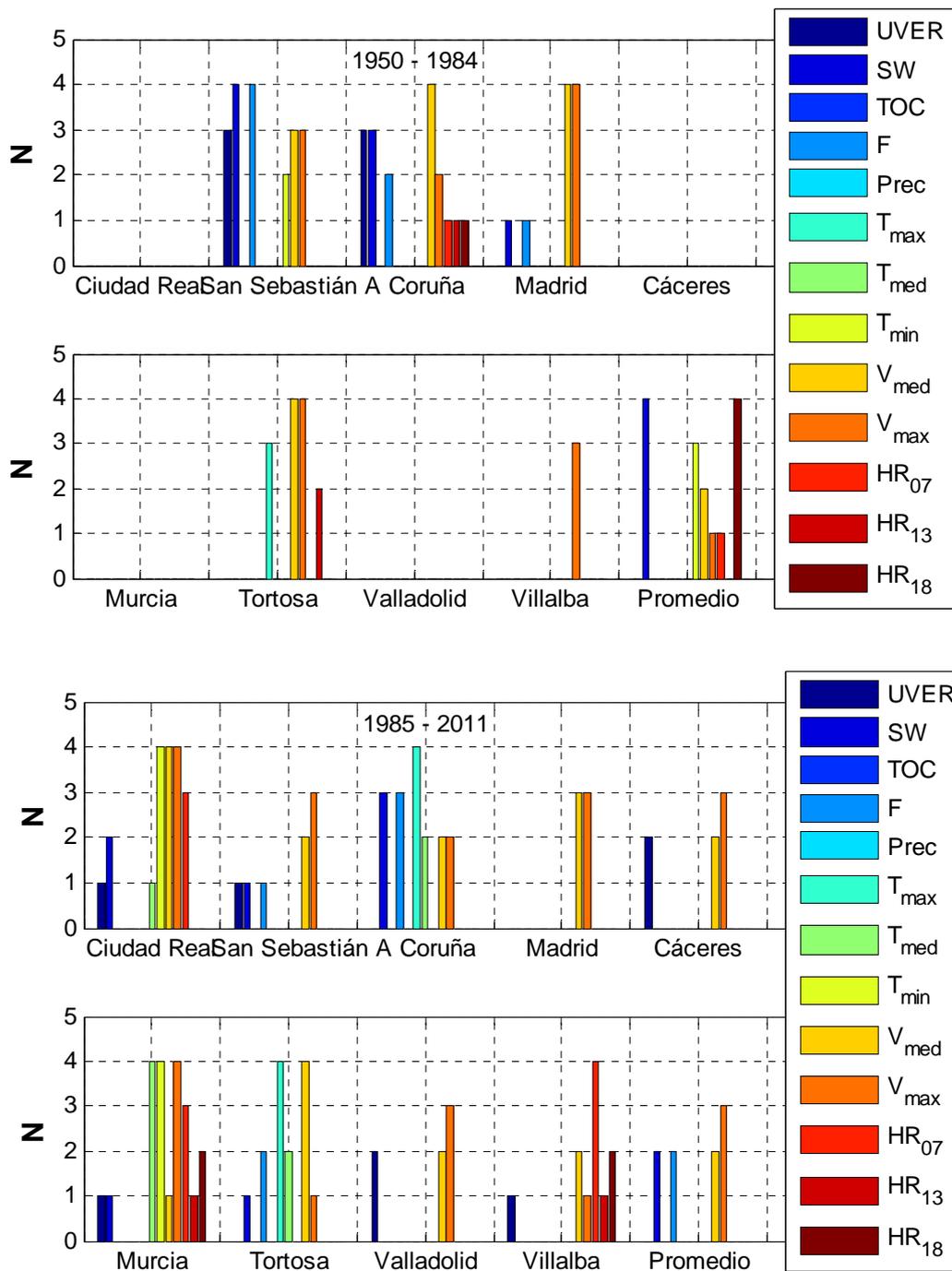


Figura 6.2: Número de tests absolutos de los cuatro aplicados (SNHT, Pettitt, Buishand y Von Neumann) que rechazan con un nivel de confianza del 99% la hipótesis nula de que la serie anual es homogénea para las distintas variables y localidades para el periodo 1950-1984 (arriba) y 1985-2011 (abajo).

### 6.1.2.2.- Homogeneidad relativa de las series mensuales

A diferencia de la homogeneidad absoluta, la homogeneidad relativa necesita de otras series de datos registradas cerca de la localidad a analizar. Si se dispone de más de una estación de medida cercana, se genera una serie de referencia para comparar con la serie a analizar. En este apartado las series temporales a analizar la homogeneidad van a ser las 12 series mensuales para cada localidad y variable.

Siguiendo el método utilizado por *Sánchez-Lorenzo et al.* (2013c) y descrito por *Alexandersson y Moberg* (1997), en este trabajo, para cada variable y cada mes, la serie de referencia en cada localidad ha sido creada a partir de las series mensuales de las otras ocho localidades como un promedio ponderado con el coeficiente de correlación:

$$Aref_{a,l} = \frac{\sum_{t=1; t \neq l}^{N+1} r_{lt}^2 (A_{a,t} - \bar{A}_t + \bar{A}_l)}{\sum_{t=1; t \neq l}^{N+1} r_{lt}^2}, \quad (6.2)$$

donde  $Aref_{a,l}$  es el valor de la serie de referencia  $Aref$  en el año  $a$  y la localidad  $l$ ;  $A_{a,t}$  es el valor en el año  $a$  de la anomalía de la serie  $A$ , perteneciente a la localidad  $t$ ;  $\bar{A}_t$  y  $\bar{A}_l$  son los promedios de las series de anomalías  $A$  para las localidades  $t$  y  $l$  respectivamente;  $r_{lt}$  es el valor del coeficiente de correlación entre la serie  $A$  de la localidad  $l$  y la serie  $A$  de la localidad  $t$ ;  $N$  es el número de localidades utilizadas para crear la serie de referencia (en este caso 8 cuando están todas disponibles). A partir de la serie de referencia obtenida según la ecuación (6.2), se calcula la serie relativa  $Q_r$  en cada localidad  $l$  como la diferencia entre la serie a analizar y la serie de referencia obtenida para esa localidad:

$$Q_{r,l} = A_l - Aref_l. \quad (6.3)$$

Mediante el uso de los cuatro tests del apartado anterior, se ha contrastado la hipótesis nula de que las series mensuales  $Q_r$  son homogéneas. Si una serie relativa  $Q_r$  presenta inhomogeneidad entonces la serie para la que se ha calculado  $Q_r$  presentará también una inhomogeneidad. En la Figura 6.3 se muestra el número de series mensuales, para cada localidad y variable, en las que al menos tres tests rechazan la hipótesis nula, lo que supone que la serie presenta inhomogeneidad. Durante el periodo 1950-2011 la mayoría de localidades presentan muy pocas series mensuales con más de dos tests rechazando, con un nivel de confianza del 99%, la hipótesis nula de que son homogéneas. Tan solo aparecen más de tres series mensuales consideradas inhomogéneas en la localidad de San Sebastián, Madrid, Murcia y Valladolid para la TOC y en Villalba para la irradiación UVER y la TOC. Otras variables meteorológicas, como la velocidad de viento máxima en Madrid o las temperaturas en Ciudad Real, presentan mayor número de meses con posibles inhomogeneidades.

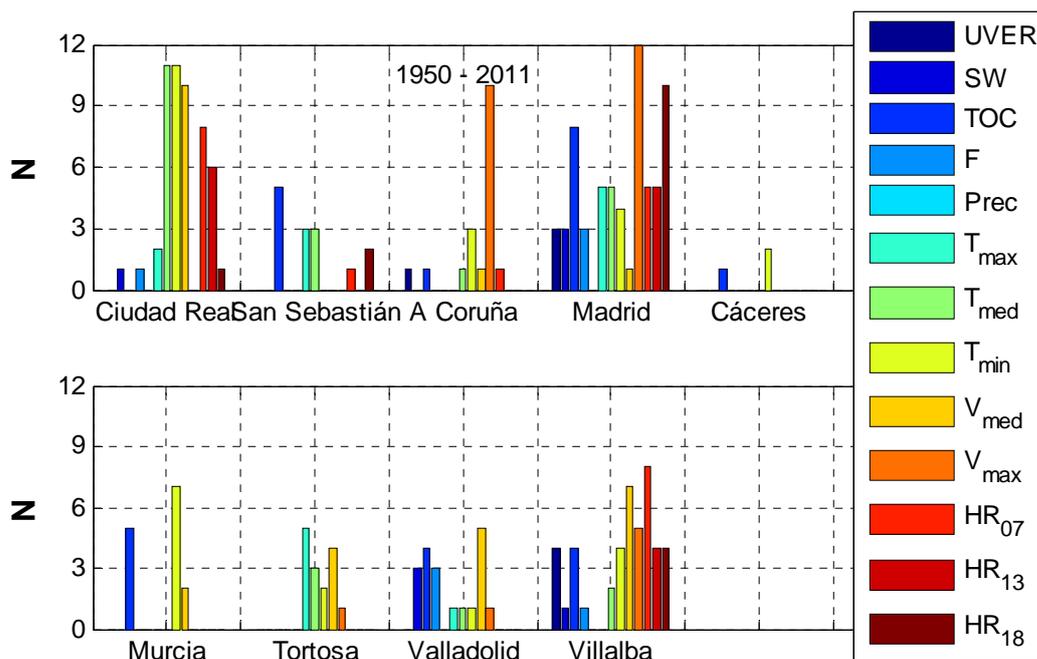


Figura 6.3: Número de meses que rechazan con un nivel de confianza del 99% la hipótesis nula de que la serie mensual relativa es homogénea con al menos en 3 de los 4 test aplicados (SNHT, Pettitt, Buishand y Von Neumann) para las distintas variables y localidades para el periodo 1950-2011.

Siguiendo el procedimiento utilizado al analizar las inhomogeneidades en las series anuales de manera absoluta, se va a realizar el estudio de las inhomogeneidades en las series de anomalías mensuales de forma relativa en dos periodos: 1950-1984 y 1985-2011 (Figura 6.4). El número de series mensuales cuya homogeneidad es rechazada por más de dos tests disminuye considerablemente al diferenciar los dos periodos. Tan sólo la velocidad del viento máxima en A Coruña y Madrid y la velocidad del viento media en Tortosa, superan los tres meses con inhomogeneidades en el primer periodo. En el segundo periodo las variables que indican más de tres series mensuales con inhomogeneidades son la humedad relativa en Villalba, la columna de ozono en Madrid, la velocidad del viento media en Ciudad Real y la temperatura mínima en Murcia. En concreto, no hay ninguna serie mensual de anomalías de irradiación SW que presente más de dos tests rechazando la hipótesis nula; tan sólo aparecen dos series con más de dos tests rechazando la hipótesis nula en el caso de la irradiación UVER: en San Sebastián y en Madrid en el periodo 1950-1984. Si se analizan las series mensuales en las que el test SNHT rechaza la hipótesis nula, en el caso de la irradiación UVER y SW, el número de meses con posibles inhomogeneidades no es mayor que 1 en todas las localidades a excepción de la UVER en Madrid durante 1950-1984 (3 meses) y la SW en Valladolid en el mismo periodo (4 meses).

Finalmente, se va a suponer que ninguna de las posibles inhomogeneidades detectadas en las series es suficientemente grande como para corregirla, así que se considera que todas las series son homogéneas. Sin embargo, los resultados que se obtengan con las series que los tests utilizados han detectado como inhomogéneas, han de tratarse con cierta precaución.

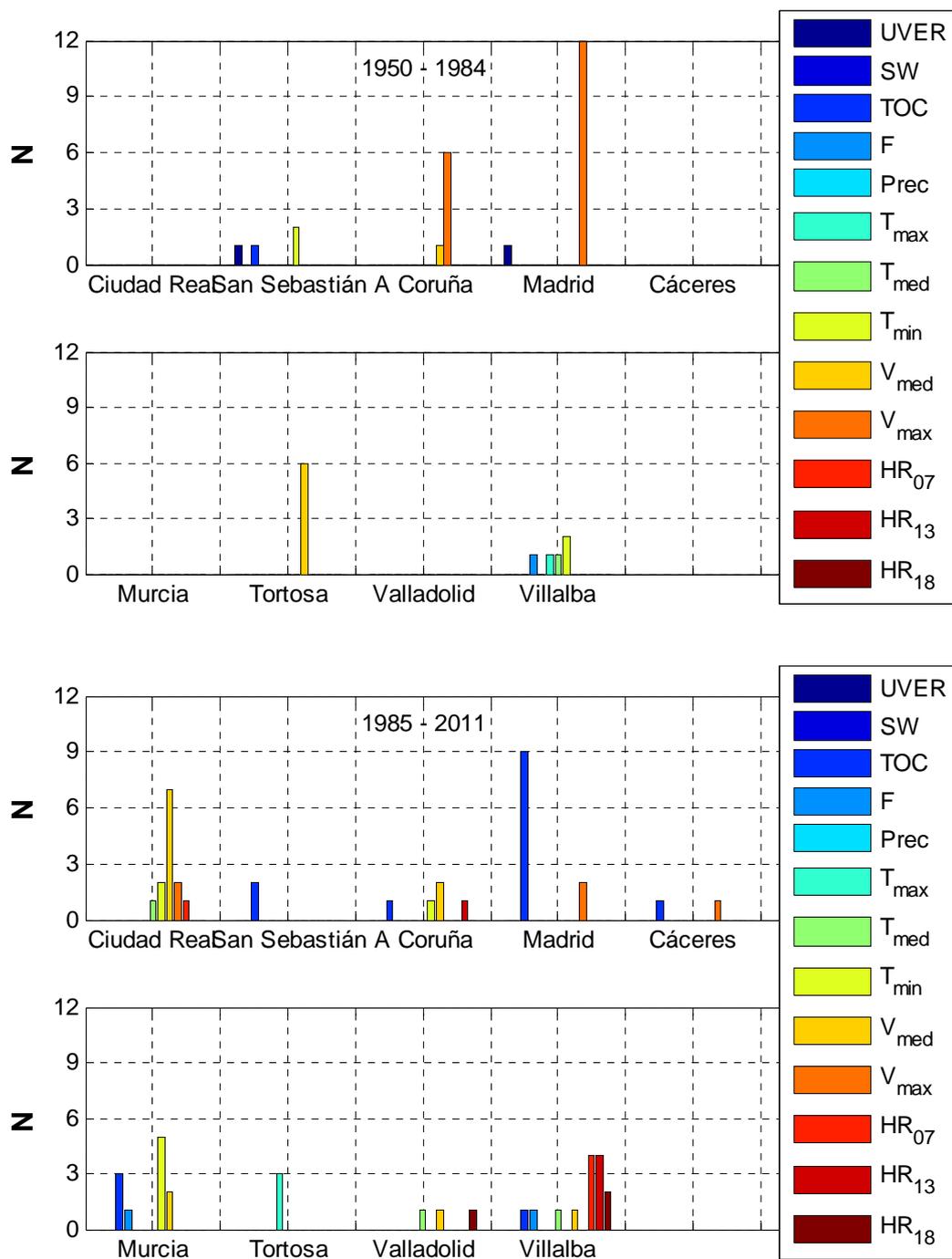


Figura 6.4: Número de meses que rechazan con un nivel de confianza del 99% la hipótesis nula de que la serie mensual relativa es homogénea con al menos en 3 de los 4 test aplicados (SNHT, Pettitt, Buishand y Von Neumann) para las distintas variables y localidades para el periodo 1950-1984 (arriba) y 1985-2011 (abajo).

## 6.2.- Evolución y tendencia de la irradiación UVER y SW y la TOC

### 6.2.1.- Evolución de las anomalías anuales

Una manera de observar cualitativamente los cambios en las series temporales es a través de la representación de su evolución temporal. Las series temporales de las anomalías anuales para las nueve localidades y la serie Promedio de la irradiación UVER, SW y TOC están representadas en las Figuras 6.5, 6.6 y 6.7, respectivamente. En las gráficas mostradas de la evolución de las distintas anomalías no parece observarse directamente ninguna inhomogeneidad, como se ha supuesto en el apartado anterior. Las Figuras 6.5, 6.6 y 6.7 incluyen las rectas de ajuste para el periodo 1950-2011 (rojo), 1950-1984 (verde) y 1985-2011 (verde), las cuales dan información visual de la tendencia de las anomalías en esos periodos. A su vez se incluye un filtro pasa-baja Gaussiano de 21 años que suaviza la evolución de las series (Anexo IV).

Las anomalías anuales de la irradiación UVER, mostradas en la Figura 6.5, presentan un crecimiento desde 1950 a 2011, crecimiento apreciable en casi todas las localidades durante el periodo 1985-2011 excepto en A Coruña. Sin embargo, las series que contienen la mayoría de datos entre 1950 y 1984, no muestran un crecimiento durante ese periodo, si no que las anomalías se mantienen constantes o disminuyendo. San Sebastián es la localidad que más claramente muestra un cambio en la evolución temporal a partir de la década de 1980. Este comportamiento apreciado en la irradiación UVER está fuertemente ligado a la evolución de la irradiación SW y la columna de ozono.

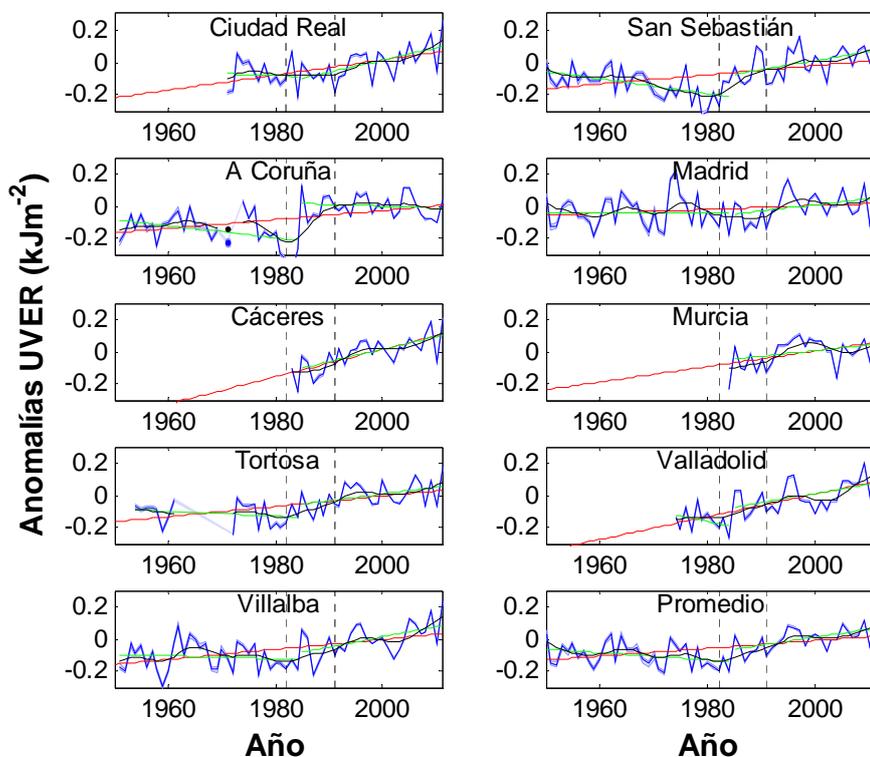


Figura 6.5: Evolución temporal de las anomalías anuales de la irradiación UVER (azul) y su incertidumbre (sombreado) en nueve localidades y el promedio de las nueve. La línea negra representa un filtro pasa-baja Gaussiano de 21 años. La línea roja es el ajuste lineal de la serie en todo el periodo y las líneas verdes los ajustes lineales en los periodos 1950-1984 y 1985-2011. Los años 1982 y 1991 están señalados con una línea vertical discontinua.

La Figura 6.6 muestra las anomalías de irradiación SW. A diferencia que en la irradiación UVER, la tendencia de las series más completas no muestra un crecimiento apreciable, debido a que durante el periodo 1950-1984 las anomalías decrecen y de 1985 a 2011 éstas crecen, por lo que el balance es nulo. La misma tendencia creciente entre 1985 y 2010 ha sido observada por *Sánchez-Lorenzo et al. (2013a)* en las anomalías anuales de la irradiancia SW medida y promediada en 13 localidades españolas. En la Figura 6.6 se pueden distinguir claramente dos periodos con un comportamiento diferente, encontrándose la transición de un periodo a otro en la década de 1980.

El primer periodo, entre 1950 y mediados de la década de 1980, corresponde al llamado “oscurecimiento global” o “global dimming” (*Stanhill y Cohen, 2001*). El oscurecimiento global es un descenso desde la década de 1950 hasta la de 1980 en la irradiación SW en la superficie terrestre; ha sido observado a través de medidas registradas en multitud de localidades de todos los continentes del mundo (*Stanhill y Cohen, 2001; Wild, 2009*) por lo que se considera un fenómeno global. El segundo periodo, que comienza en la década de 1980, muestra lo que se ha denominado “brillo global” o “global brightening” (*Wild et al., 2005*). Al contrario que el “global dimming”, el “global brightening” consiste en un aumento de la irradiación SW, el cual se ha registrado en numerosas localidades de todo el mundo desde mediados de la década de 1980 (*Wild et al., 2009*). *Wild et al. (2005)*, *Sánchez-Lorenzo et al. (2009)* y *Wild (2009, 2012)* consideraron que tanto el fenómeno de “dimming” como el de “brightening” se deben a variaciones en la cantidad de aerosol en la atmósfera; ésta fue incrementando hasta la década de 1980 (reduciendo la radiación SW en superficie) y disminuyendo a partir de esa fecha.

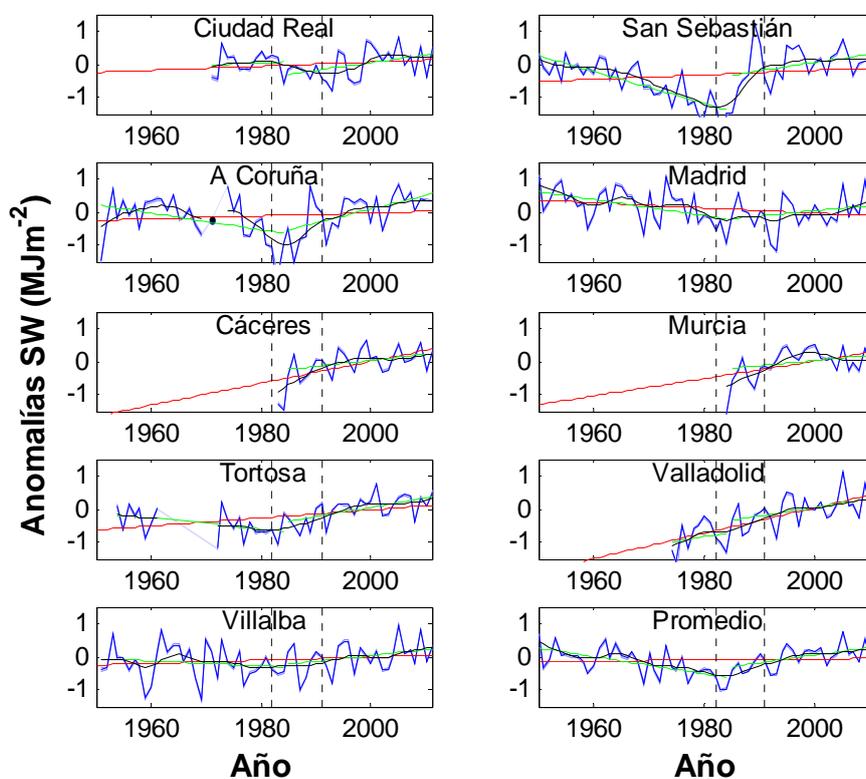


Figura 6.6: Ídem que Figura 6.5 pero con las anomalías de la irradiación SW.

El “dimming” observado en la irradiación SW no se aprecia tan claramente en la irradiación UVER (Figura 6.5). Sin embargo, ya sea por aumento en los aerosoles, en las nubes o ambas, también debería haberse producido un “dimming” en la UVER. La evolución del ozono durante las seis últimas décadas parece ser la causa de que no exista “dimming” en la radiación UVER. La Figura 6.7 muestra la evolución anual de las anomalías de la columna de ozono. En todas las series se puede apreciar una disminución durante todo el periodo, siendo más acusado el decrecimiento entre 1970 y 1995, el cual influye sobre la radiación UVER aumentándola, lo que hace que el “dimming” no sea tan apreciable en ella. Sin embargo, parece haber un crecimiento en las anomalías del ozono a partir de mediados de la década de 1990 hasta 2010.

En las Figuras 6.5, 6.6 y 6.7, los años 1982 y 1991 aparecen señalados debido a que en esas fechas se produjeron erupciones de volcanes: El Chichonal (o Chichón), localizado en el noroeste del Estado mexicano de Chiapas y que entró en erupción el 28 de marzo de 1982, y el Pinatubo, que es un volcán activo ubicado en la isla de Luzón en las Filipinas y que en junio de 1991 produjo una de las más grandes y más violentas erupciones del siglo XX. Las erupciones volcánicas violentas pueden inyectar grandes cantidades de compuestos gaseosos (incluyendo  $\text{SO}_2$  y  $\text{H}_2\text{S}$ ) a altas alturas en la estratosfera (Rieder *et al.*, 2013). Estos compuestos son precursores para la formación de partículas de sulfatos, que a su vez proporcionan la superficie para procesos heterogéneos en las nubes estratosféricas polares (Peter, 1997; Solomon, 1999) en la parte baja de la estratosfera, causando una mayor reducción de ozono en esa capa. Además, estos compuestos gaseosos absorben la radiación infrarroja, lo que provoca un calentamiento de la parte baja de la estratosfera y, por tanto, un aumento de la dinámica estratosférica y de la reducción del ozono (Brasseur y Granier, 1992; Koder, 1994; Hadjinicolaou *et al.*, 1997).

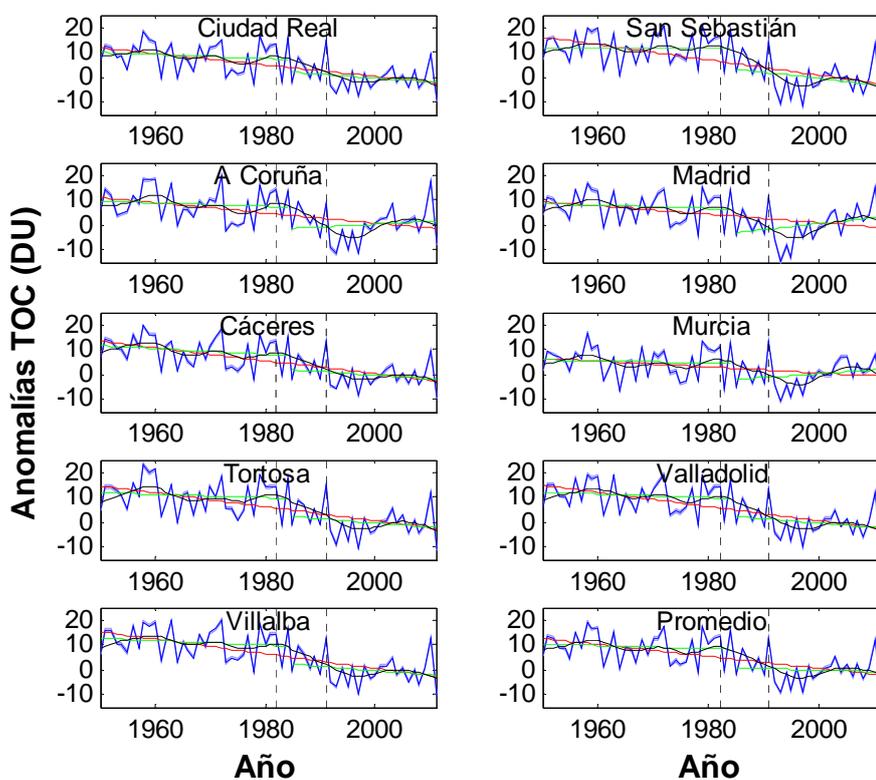


Figura 6.7: Ídem que Figura 6.5 pero con las anomalías de la columna de ozono total.

El efecto sobre la columna de ozono de las erupciones del Chichón y el Pinatubo pueden observarse en la Figura 6.7, mostrando las anomalías un fuerte decrecimiento los años siguientes a las erupciones. Un fuerte descenso en la columna de ozono aparece también en 2011 en todas las series, probablemente debido a la erupción en marzo de 2010 del volcán islandés Eyjafjallajökull. Por lo general, los años posteriores a las erupciones de 1982 y 1991 presentan anomalías en la irradiación SW más bajas debido al aumento de aerosol en la estratosfera. El efecto en la irradiación UVER del aumento en la cantidad de aerosol tras las erupciones es compensado con la disminución del ozono, dando lugar a anomalías mayores tras las erupciones.

## 6.2.2.- Tendencias y su significancia estadística

### 6.2.2.1.- *Tendencias en los periodos 1950-2011, 1950-1984 y 1985-2011*

La evolución de las anomalías mostradas en el apartado anterior es útil de manera cualitativa para observar el crecimiento o decrecimiento de las series. Sin embargo, para analizar cuantitativamente si ha habido cambios significativos en las series, se necesitan una serie de estimadores. Con este fin, se ha utilizado el estimador de Theil-Sen ( $T_{TS}$ ) para calcular la tendencia temporal de una serie. Para estudiar si la tendencia es estadísticamente significativa (o simplemente significativa a partir de ahora), con un nivel de confianza del 95% ( $p < 0.05$ ) y 99% ( $p < 0.01$ ), se ha utilizado el test de Mann-Kendall. El cálculo de estos parámetros está explicado en el Anexo IV.

Las series de anomalías (UVER, SW y TOC) mensuales, estacionales y anuales (Figuras 6.5, 6.6 y 6.7), han sido analizadas con los indicadores mencionados (Theil-Sen y Mann-Kendall), obteniendo la tendencia y su significancia estadística para todas las localidades. En la Figura 6.8 se pueden observar todas las tendencias en las series de anomalías de irradiación UVER, irradiación SW y TOC, así como su significancia estadística (estadísticamente significativas al 99%, 95%, o no significativas), durante el periodo 1950-2011, siguiendo el método utilizado por Walker (2010). Los valores de las tendencias estadísticamente significativas con un nivel de confianza superior al 95% están en las Tablas 6.2 (UVER), 6.3 (SW) y 6.4 (TOC).

Las tendencias más interesantes de la Figura 6.8 son las de las series: San Sebastián, Madrid, Villalba y Promedio, pues contienen gran parte de los datos del periodo. Salvo en Madrid, todas las series presentan un crecimiento estadísticamente significativo al 99% (95% en Murcia) en la irradiación UVER anual, siendo la tendencia de la serie Promedio de  $25 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.05\%\text{dc}^{-1}$ ), lo que indica un crecimiento de  $155 \text{ Jm}^{-2}$  (6.5%) a lo largo de todo el periodo. El mes de marzo presenta tendencias crecientes significativas en la UVER para las cuatro series más completas, con valores entre  $31 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  (San Sebastián:  $2.2\%\text{dc}^{-1}$ ) y  $74 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  (Villalba:  $4.1\%\text{dc}^{-1}$ ), las cuales están influenciadas por la tendencia decreciente significativa encontrada en la serie de TOC para el mismo periodo, en el mismo mes, que varía desde  $-4.6 \text{ DUdc}^{-1}$  (Madrid:  $-1.3\%\text{dc}^{-1}$ ) a  $-6.6 \text{ DUdc}^{-1}$  (Villalba:  $-1.9\%\text{dc}^{-1}$ ). Los meses de junio y julio presentan las tendencias más altas en la irradiación UVER, siendo todas estadísticamente significativas, a excepción de julio en Madrid. La serie Promedio presenta una tendencia de  $83 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.9\%\text{dc}^{-1}$ ) en junio y de  $47 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.0\%\text{dc}^{-1}$ ) en julio.

En cuanto a las series estacionales, primavera y verano muestran tendencias estadísticamente significativas en todas las series de UVER, salvo en primavera en Madrid. La serie Promedio de irradiación UVER presenta una tendencia de  $32 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.2\%\text{dc}^{-1}$ ) en primavera y de  $54 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.2\%\text{dc}^{-1}$ ) en verano. Además, San Sebastián presenta una tendencia significativa en otoño de  $12 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.0\%\text{dc}^{-1}$ ) y Villalba en invierno de  $17 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $2.5\%\text{dc}^{-1}$ ). Las tendencias en la irradiación UVER durante 1950-2011 se deben en gran parte a la variación en la columna de ozono ya que las tendencias obtenidas para las series de irradiación UVER sin nubes (Tabla 6.2), que son equivalentes a las tendencias debidas directamente a la variación del ozono, son similares a las obtenidas teniendo en cuenta las nubes. La diferencia entre la tendencia de la irradiación UVER  $T_{TS}$  y la tendencia de la irradiación UVER sin nubes  $T_{TS-sn}$  explica la variación en la irradiación UVER debida a cambios en las nubes y los aerosoles; durante el periodo 1950-2011 la serie de irradiación UVER a penas ha sufrido variación debida al cambio en aerosoles y nubes a lo largo de ese periodo (Tabla 6.2). Este resultado indica que la principal causa de la variación de la irradiación UVER entre 1950 y 2011 ha sido la variación en el ozono.

Respecto a las series de irradiación SW, ninguna de las series con más datos disponibles presenta una tendencia estadísticamente significativa en el periodo 1950-2011, a excepción de Madrid. La localidad de Madrid presenta tendencias estadísticamente significativas en los meses de mayo ( $-417 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ,  $-1.8\%\text{dc}^{-1}$ ), julio ( $-172 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ,  $-0.6\%\text{dc}^{-1}$ ), y agosto ( $-163 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ,  $-0.7\%\text{dc}^{-1}$ ), en verano ( $-139 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ,  $-0.5\%\text{dc}^{-1}$ ) y en la serie anual ( $-83 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ,  $-0.5\%\text{dc}^{-1}$ ). Es probable que la causa que hace que la irradiación SW disminuya desde 1950 a 2011 en Madrid, también reduzca la irradiación UVER, por lo que no se ha observado una tendencia significativamente creciente en la irradiación UVER en Madrid. La irradiación SW anual presenta tendencias crecientes significativas en Cáceres, Tortosa y Valladolid, pero esto es debido a que estas series no contienen la mayoría de datos entre 1950 y 2011 debido a huecos o a que comienzan tarde, por lo que las tendencias que se ven están más afectadas por el periodo 1985-2011 que corresponde al “brightening” y, por ello, las tendencias son positivas. La mayoría de las series de irradiación SW no muestran tendencias significativas entre 1950 y 2011 debido a que en ese periodo se encuentran compensados el “dimming” y el “brightening”.

Las tendencias de la columna de ozono durante el periodo 1950-2011 indican un decrecimiento significativo de esta magnitud en todas las localidades. Mayo y los meses de otoño muestran tendencias no significativas en la mayoría de localidades, sin embargo, las series estacionales de primavera y verano presentan tendencias negativas en todas las localidades, siendo las tendencias de la serie Promedio:  $-3.3 \text{ DUdc}^{-1}$  ( $-0.9\%\text{dc}^{-1}$ ) en primavera y  $-2.5 \text{ DUdc}^{-1}$  ( $-0.8\%\text{dc}^{-1}$ ) en verano. La tendencia anual de la serie Promedio de TOC es de  $-2.3 \text{ DUdc}^{-1}$  ( $-0.7\%\text{dc}^{-1}$ ) durante el periodo 1950-2011. Esta tendencia negativa en el ozono aumenta la irradiación UVER durante ese periodo.

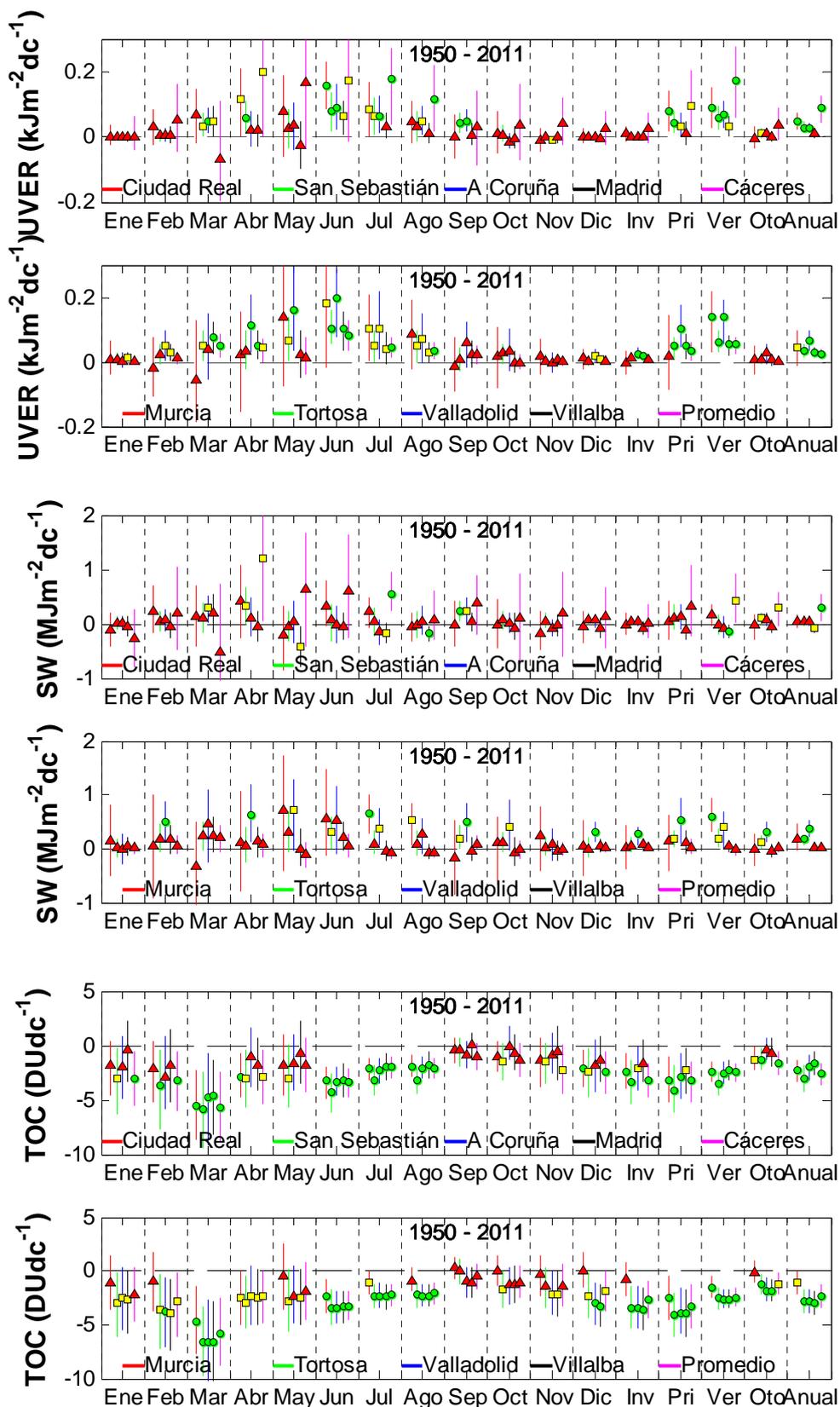


Figura 6.8: Tendencias (Estimador de Theil-Sen) de la irradiación UVER (arriba), SW (medio) y TOC (abajo) de las 10 series temporales en el periodo 1950-2011, para los valores mensuales (12), estacionales (4) y anuales (1). La barra representa el intervalo de confianza del 95%. Los círculos verdes indican que la tendencia es significativa con un nivel de confianza del 99% ( $p < 0.01$ ), los cuadrados amarillos indican que la tendencia es significativa con un nivel de confianza del 95% ( $p < 0.05$ ) y los triángulos rojos que no es significativa ni al 95% ( $p \geq 0.05$ ).

## Capítulo 6:

Tabla 6.2: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ) de la radiación UVER en  $\text{Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  y  $\% \text{dc}^{-1}$  calculadas mediante el estimador Theil-Sen para distintas localidades, periodos y estaciones.  $T_{TS\text{-sn}}$  es la misma tendencia que para la radiación UVER en el mismo periodo, pero con la serie de irradiación UVER sin nubes. La última columna representa el intervalo de confianza al 95% (IC-95%) de la tendencia en  $\text{Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ . Sólo se incluyen las tendencias estadísticamente significativas al 99% (sin marca) y al 95% (marcadas con un asterisco).

Localidad	Periodo	Estación	N	$T_{TS}$ ( $\text{Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ )	$T_{TS}$ ( $\% \text{dc}^{-1}$ )	$T_{TS\text{-sn}}$ ( $\text{Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ )	$T_{TS}-T_{TS\text{-sn}}$ ( $\text{Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ )	IC-95% ( $\text{Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ )
Ciudad Real	1950-2011	Primavera	41	78	2.59	64	14	(15:140)
Ciudad Real	1950-2011	Verano	41	90	1.88	46	44	(26:153)
Ciudad Real	1950-2011	Anual	41	49	1.86	30	19	(19:76)
Ciudad Real	1985-2011	Verano	27	207	4.31	61	146	(52:310)
Ciudad Real	1985-2011	Anual	27	71	2.67	28	43	(23:123)
San Sebastián	1950-2011	Primavera	62	42	1.98	42	0	(9:75)
San Sebastián	1950-2011	Verano	61	59	1.81	59	0	(23:92)
San Sebastián*	1950-2011	Otoño	62	13	0.96	4	9	(-2:27)
San Sebastián	1950-2011	Anual	62	28	1.56	29	-1	(10:46)
San Sebastián*	1950-1984	Invierno	35	-15	-2.97	2	-17	(-27:1)
San Sebastián	1950-1984	Primavera	35	-109	-5.40	-33	-76	(-173:-31)
San Sebastián	1950-1984	Anual	35	-48	-2.76	-5	-43	(-79:-15)
San Sebastián*	1985-2011	Primavera	27	100	4.46	64	36	(-1:202)
San Sebastián	1985-2011	Verano	27	164	4.85	88	76	(58:269)
San Sebastián*	1985-2011	Anual	27	68	3.68	45	23	(3:114)
A Coruña*	1950-2011	Primavera	57	34	1.47	30	4	(1:71)
A Coruña	1950-2011	Verano	56	67	1.85	41	26	(27:111)
A Coruña	1950-2011	Anual	58	28	1.41	20	8	(11:42)
A Coruña*	1950-1984	Primavera	30	-86	-3.93	-21	-65	(-164:9)
A Coruña*	1950-1984	Anual	31	-34	-1.82	-1	-33	(-76:5)
Madrid*	1950-2011	Verano	61	33	0.71	40	-7	(2:61)
Cáceres*	1950-2011	Primavera	29	94	3.04	46	48	(11:206)
Cáceres	1950-2011	Verano	29	173	3.56	66	107	(56:275)
Cáceres	1950-2011	Anual	29	87	3.29	29	58	(41:125)
Cáceres	1985-2011	Verano	27	163	3.35	54	109	(23:295)
Cáceres	1985-2011	Anual	27	82	3.05	24	58	(32:120)
Murcia	1950-2011	Verano	28	138	3.04	2	136	(31:218)
Murcia*	1950-2011	Anual	28	44	1.71	-6	50	(-11:96)
Murcia	1985-2011	Verano	27	137	3.03	-6	143	(29:226)
Tortosa	1950-2011	Primavera	48	48	1.78	51	-3	(10:79)
Tortosa	1950-2011	Verano	48	63	1.50	54	9	(29:99)
Tortosa	1950-2011	Anual	48	34	1.48	31	3	(15:54)
Tortosa	1985-2011	Verano	27	111	2.61	66	45	(23:205)
Valladolid	1950-2011	Invierno	38	24	3.62	13	11	(5:45)
Valladolid	1950-2011	Primavera	38	103	3.70	78	25	(43:174)
Valladolid	1950-2011	Verano	38	139	3.08	68	71	(53:193)
Valladolid	1950-2011	Anual	38	68	2.84	40	28	(36:97)
Valladolid*	1985-2011	Verano	27	137	2.98	65	72	(-11:280)
Valladolid*	1985-2011	Anual	27	56	2.28	30	26	(2:111)
Villalba	1950-2011	Invierno	61	17	2.52	13	4	(6:29)
Villalba	1950-2011	Primavera	61	47	1.70	47	0	(10:85)
Villalba	1950-2011	Verano	60	53	1.16	50	3	(19:84)
Villalba	1950-2011	Anual	61	30	1.25	30	0	(13:47)
Villalba*	1985-2011	Verano	27	130	2.79	63	67	(6:257)
Villalba*	1985-2011	Otoño	27	83	4.94	-1	84	(6:128)
Villalba*	1985-2011	Anual	27	63	2.54	31	32	(2:125)
Promedio	1950-2011	Primavera	62	33	1.19	38	-5	(4:62)
Promedio	1950-2011	Verano	62	54	1.25	46	8	(26:78)

*Análisis de las series temporales reconstruidas*

Localidad	Periodo	Estación	N	$T_{TS}$ ( $Jm^{-2}dc^{-1}$ )	$T_{TS}$ (% $dc^{-1}$ )	$T_{TS-sn}$ ( $Jm^{-2}dc^{-1}$ )	$T_{TS}-T_{TS-sn}$ ( $Jm^{-2}dc^{-1}$ )	IC-95% ( $Jm^{-2}dc^{-1}$ )
Promedio	1950-2011	Anual	62	25	1.05	24	1	(12:38)
Promedio	1985-2011	Verano	27	109	2.47	46	63	(24:206)
Promedio*	1985-2011	Anual	27	50	2.09	19	31	(6:91)

\*\* Continuación de la Tabla 6.2.

Tabla 6.3: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ) de la radiación SW en  $kJm^{-2}dc^{-1}$  y % $dc^{-1}$  calculadas mediante el estimador Theil-Sen para distintas localidades, periodos y estaciones. La última columna representa el intervalo de confianza al 95% (IC-95%) de la tendencia en  $kJm^{-2}dc^{-1}$ . Sólo se incluyen las tendencias estadísticamente significativas al 99% (sin marca) y al 95% (marcadas con un asterisco).

Localidad	Periodo	Estación	N	$T_{TS}$ ( $kJm^{-2}dc^{-1}$ )	$T_{TS}$ (% $dc^{-1}$ )	IC-95% ( $kJm^{-2}dc^{-1}$ )
Ciudad Real*	1985-2011	Verano	27	452	1.73	(-45:922)
San Sebastián*	1950-2011	Otoño	62	104	1.11	(-8:207)
San Sebastián	1950-1984	Invierno	35	-234	-4.35	(-411:-63)
San Sebastián	1950-1984	Primavera	35	-877	-6.24	(-1277:-503)
San Sebastián	1950-1984	Verano	34	-624	-3.40	(-1070:-198)
San Sebastián	1950-1984	Anual	35	-494	-4.20	(-643:-344)
San Sebastián*	1985-2011	Primavera	27	622	4.14	(-124:1090)
A Coruña*	1950-1984	Verano	29	-569	-2.75	(-1202:17)
A Coruña*	1950-1984	Anual	31	-290	-2.23	(-524:-22)
A Coruña*	1985-2011	Primavera	27	760	4.76	(-27:1389)
A Coruña	1985-2011	Otoño	27	516	5.15	(203:871)
A Coruña	1985-2011	Anual	27	389	2.95	(54:695)
Madrid	1950-2011	Verano	61	-139	-0.53	(-262:-27)
Madrid*	1950-2011	Anual	62	-83	-0.50	(-170:-2)
Madrid	1950-1984	Verano	34	-466	-1.77	(-710:-242)
Madrid	1950-1984	Anual	35	-246	-1.47	(-438:-76)
Cáceres*	1950-2011	Verano	29	420	1.57	(13:908)
Cáceres*	1950-2011	Otoño	29	303	2.27	(-40:582)
Cáceres	1950-2011	Anual	29	292	1.70	(60:561)
Cáceres*	1985-2011	Anual	27	203	1.17	(-9:413)
Murcia	1950-2011	Verano	28	588	2.31	(316:937)
Murcia	1985-2011	Verano	27	539	2.11	(225:885)
Tortosa*	1950-2011	Primavera	48	182	0.98	(12:354)
Tortosa*	1950-2011	Verano	48	188	0.80	(23:385)
Tortosa*	1950-2011	Otoño	48	111	0.92	(-12:242)
Tortosa	1950-2011	Anual	48	172	1.10	(59:255)
Tortosa*	1985-2011	Verano	27	481	2.01	(86:904)
Tortosa*	1985-2011	Otoño	27	267	2.19	(-22:633)
Tortosa	1985-2011	Anual	27	275	1.74	(136:472)
Valladolid	1950-2011	Invierno	38	265	3.88	(59:411)
Valladolid	1950-2011	Primavera	38	527	2.74	(90:945)
Valladolid*	1950-2011	Verano	38	420	1.61	(-9:692)
Valladolid	1950-2011	Otoño	39	301	2.48	(118:494)
Valladolid	1950-2011	Anual	38	365	2.27	(215:533)
Valladolid*	1950-1984	Invierno	11	1049	16.23	(-34:2345)
Valladolid*	1985-2011	Otoño	27	269	2.18	(11:798)
Valladolid*	1985-2011	Anual	27	242	1.48	(-11:514)
Promedio*	1950-1984	Primavera	35	-475	-2.69	(-844:-37)
Promedio	1950-1984	Verano	35	-420	-1.76	(-705:-164)
Promedio	1950-1984	Anual	35	-257	-1.70	(-406:-135)
Promedio	1985-2011	Verano	27	253	1.03	(34:574)
Promedio	1985-2011	Anual	27	243	1.55	(42:395)

Las mismas tendencias de la Figura 6.8 han sido representadas en la Figura 6.9 y 6.10 para los periodos 1950-1984 y 1985-2011, respectivamente. Estas tendencias también aparecen cuando son significativas en las Tablas 6.2, 6.3 y 6.4 para las series estacionales y anuales.

Las series de la irradiación UVER durante el periodo de “dimming” (1950-1984) no muestran muchas tendencias estadísticamente significativas a excepción de San Sebastián y A Coruña, que presentan una tendencia significativa negativa en el mes de mayo de  $-211 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $-7.7\%\text{dc}^{-1}$ ) y  $-251 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $-8.6\%\text{dc}^{-1}$ ), respectivamente, y probablemente causada por el crecimiento en la TOC en ese mes en las dos localidades:  $8.8 \text{ DUdc}^{-1}$  ( $2.4\%\text{dc}^{-1}$ ) para San Sebastián y  $6.7 \text{ DUdc}^{-1}$  ( $1.8\%\text{dc}^{-1}$ ) para A Coruña. San Sebastián y A Coruña también presentan tendencias significativas decrecientes en la serie anual durante el periodo 1950-1984. Estas tendencias decrecientes se deben principalmente a nubes y aerosoles en lugar de a la variación del ozono ya que la tendencia  $T_{TS-sn}$  es mucho más débil. Las tendencias en Cáceres y Murcia no aparecen en este periodo ni para la irradiación UVER ni SW ya que no se ha dispuesto de al menos 10 datos para calcularlas. La irradiación SW anual muestra una tendencia decreciente estadísticamente significativa durante el periodo de “dimming” en las series: San Sebastián, A Coruña, Madrid y Promedio, lo que está en acuerdo con lo obtenido en la literatura para este periodo (Wild, 2012). Tendencias significativas también aparecen en estas series durante las estaciones de primavera y verano, siendo para la serie Promedio de  $-475 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $-2.7\%\text{dc}^{-1}$ ) para primavera, de  $-420 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $-1.8\%\text{dc}^{-1}$ ) para verano y de  $-257 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $-1.7\%\text{dc}^{-1}$ ) para la serie anual. En cuanto a la columna de ozono, en general presenta tendencias negativas en el periodo del “dimming”, a excepción del mes de mayo, pero muy pocas son estadísticamente significativas.

El periodo de “brightening” (1985-2011) tiene la ventaja de que todas las series de irradiación UVER y SW están completas en ese periodo. La irradiación UVER durante el “brightening” presenta tendencias crecientes estadísticamente significativas principalmente en verano y en las series anuales. Tan solo en A Coruña y Madrid no aparece tendencia significativa en verano, siendo  $109 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $2.5\%\text{dc}^{-1}$ ) para la serie Promedio. Las series anuales de UVER tampoco son significativas en Murcia y Tortosa, pero sí lo es la serie Promedio que presenta una tendencia de  $50 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $2.1\%\text{dc}^{-1}$ ). El crecimiento de la irradiación UVER debido a la variación del ozono es aproximadamente dos terceras partes al debido por cambios en aerosoles y nubes en la serie Promedio durante 1985-2011. La irradiación SW presenta tendencias positivas en la mayoría de localidades, aunque pocas son significativas. La serie Promedio presenta una tendencia estadísticamente significativa positiva en verano de  $253 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.0\%\text{dc}^{-1}$ ) y en la serie anual de  $243 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $1.5\%\text{dc}^{-1}$ ). La columna de ozono a penas presenta tendencias significativas durante el “brightening”.

Resumiendo, se ha encontrado que la irradiación UVER presenta una tendencia creciente durante las últimas seis décadas, principalmente provocada por un descenso en la columna de ozono (estadísticamente significativo) durante ese periodo. Sin embargo, no existe una tendencia significativa en la irradiación SW durante esa época ya que durante 1950 a 1984 ésta sufre un descenso, que no se aprecia en la irradiación UVER, y durante 1985 a 2011 la irradiación SW crece, igual que en el caso de la irradiación UVER. Aunque no se muestran, se han realizado los mismos análisis partiendo de series de irradiación UVER y SW, en las que se han utilizado antes los valores medidos que los obtenidos mediante modelos, obteniendo resultados similares.

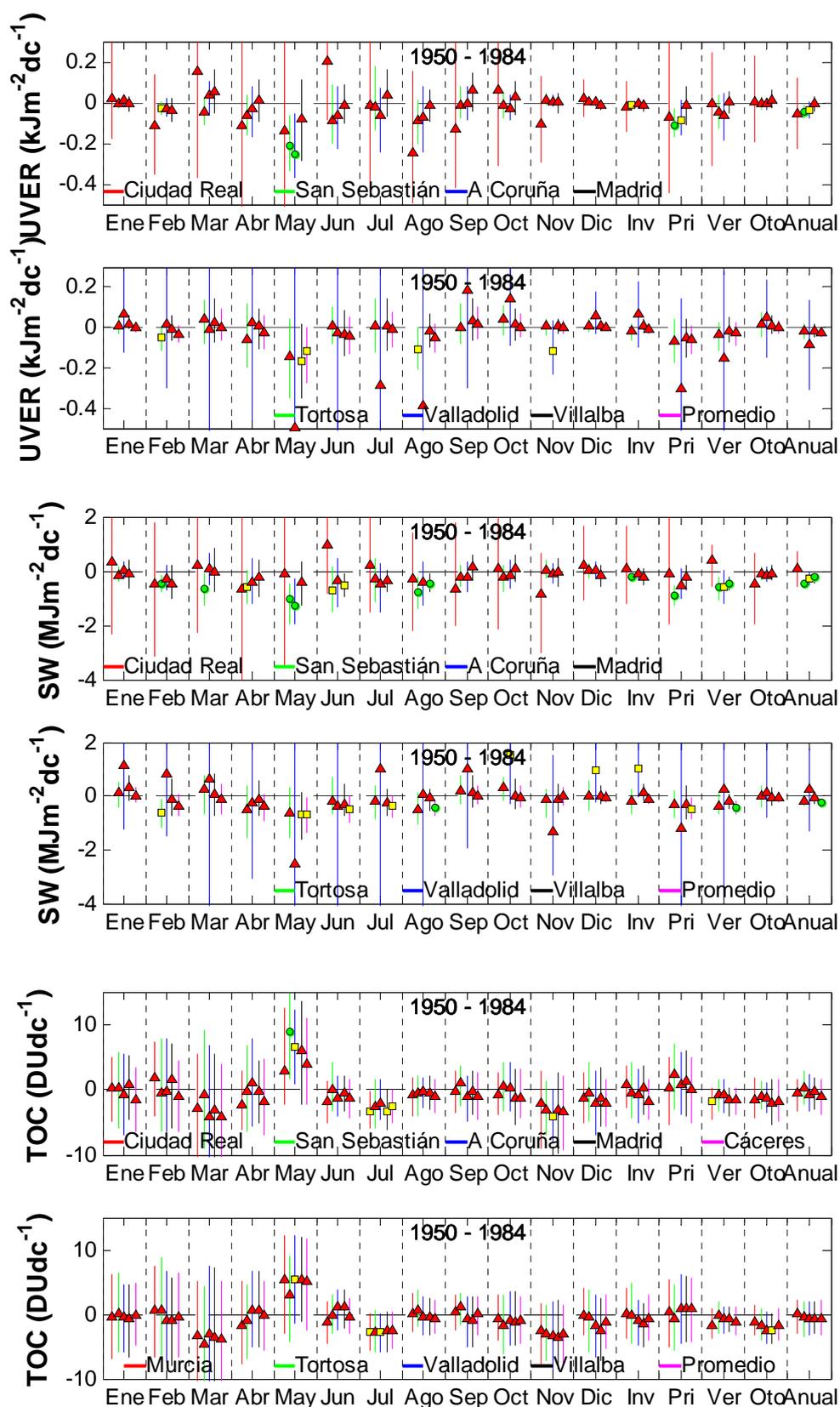


Figura 6.9: Ídem que Figura 6.8 pero en el periodo 1950-1984.

Tabla 6.4: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ) de la columna de ozono en  $\text{DUdc}^{-1}$  y  $\% \text{dc}^{-1}$  calculadas mediante el estimador Theil-Sen para distintas localidades, periodos y estaciones. La última columna representa el intervalo de confianza al 95% (IC-95%) de la tendencia en  $\text{DUdc}^{-1}$ . Sólo se incluyen las tendencias estadísticamente significativas al 99% (sin marca) y al 95% (marcadas con un asterisco).

Localidad	Periodo	Estación	N	$T_{TS}$ ( $\text{DUdc}^{-1}$ )	$T_{TS}$ ( $\% \text{dc}^{-1}$ )	IC-95% ( $\text{DUdc}^{-1}$ )
Ciudad Real	1950-2011	Invierno	62	-2.39	-0.76	(-4.03:-0.74)
Ciudad Real	1950-2011	Primavera	62	-3.28	-0.93	(-5.31:-1.08)
Ciudad Real	1950-2011	Verano	62	-2.41	-0.75	(-3.38:-1.51)
Ciudad Real*	1950-2011	Otoño	62	-1.32	-0.45	(-2.27:-0.10)
Ciudad Real	1950-2011	Anual	62	-2.29	-0.72	(-3.33:-1.29)
Ciudad Real*	1950-1984	Verano	35	-1.83	-0.57	(-4.64:0.20)
San Sebastián	1950-2011	Invierno	62	-3.32	-1.03	(-5.38:-1.33)
San Sebastián	1950-2011	Primavera	62	-4.12	-1.13	(-6.15:-1.85)
San Sebastián	1950-2011	Verano	62	-3.53	-1.06	(-4.57:-2.40)
San Sebastián	1950-2011	Otoño	62	-1.33	-0.45	(-2.24:-0.30)
San Sebastián	1950-2011	Anual	62	-3.01	-0.92	(-4.25:-1.82)
San Sebastián	1985-2011	Verano	27	-5.04	-1.55	(-9.21:-0.85)
A Coruña*	1950-2011	Invierno	62	-2.08	-0.65	(-4.18:-0.13)
A Coruña	1950-2011	Primavera	62	-2.82	-0.78	(-4.86:-0.64)
A Coruña	1950-2011	Verano	62	-2.55	-0.77	(-3.52:-1.55)
A Coruña	1950-2011	Anual	62	-1.96	-0.60	(-3.20:-0.80)
Madrid*	1950-2011	Primavera	62	-2.25	-0.63	(-4.40:-0.19)
Madrid	1950-2011	Verano	62	-2.26	-0.70	(-3.24:-1.29)
Madrid	1950-2011	Anual	62	-1.68	-0.52	(-2.73:-0.50)
Madrid	1985-2011	Otoño	27	3.89	1.33	(0.69:7.50)
Cáceres	1950-2011	Invierno	62	-3.18	-1.01	(-4.72:-1.62)
Cáceres	1950-2011	Primavera	62	-3.28	-0.93	(-5.26:-1.42)
Cáceres	1950-2011	Verano	62	-2.45	-0.76	(-3.39:-1.60)
Cáceres	1950-2011	Otoño	62	-1.70	-0.58	(-2.74:-0.50)
Cáceres	1950-2011	Anual	62	-2.59	-0.81	(-3.61:-1.65)
Cáceres*	1985-2011	Verano	27	-3.02	-0.95	(-6.48:0.31)
Murcia	1950-2011	Primavera	62	-2.51	-0.71	(-4.61:-0.40)
Murcia	1950-2011	Verano	62	-1.50	-0.47	(-2.54:-0.44)
Murcia*	1950-2011	Anual	62	-1.14	-0.36	(-2.16:0.01)
Murcia*	1985-2011	Otoño	27	3.18	1.08	(-0.01:6.28)
Tortosa	1950-2011	Invierno	62	-3.42	-1.06	(-5.29:-1.41)
Tortosa	1950-2011	Primavera	62	-4.11	-1.14	(-6.15:-2.02)
Tortosa	1950-2011	Verano	62	-2.57	-0.79	(-3.64:-1.57)
Tortosa	1950-2011	Otoño	62	-1.29	-0.44	(-2.25:-0.31)
Tortosa	1950-2011	Anual	62	-2.77	-0.85	(-3.90:-1.68)
Valladolid	1950-2011	Invierno	62	-3.44	-1.08	(-5.35:-1.36)
Valladolid	1950-2011	Primavera	62	-3.91	-1.10	(-5.84:-1.61)
Valladolid	1950-2011	Verano	62	-2.59	-0.80	(-3.49:-1.68)
Valladolid	1950-2011	Otoño	62	-1.82	-0.63	(-2.86:-0.64)
Valladolid	1950-2011	Anual	62	-2.76	-0.86	(-3.94:-1.74)
Villalba	1950-2011	Invierno	62	-3.63	-1.14	(-5.50:-1.61)
Villalba	1950-2011	Primavera	62	-3.95	-1.11	(-6.07:-1.79)
Villalba	1950-2011	Verano	62	-2.58	-0.80	(-3.46:-1.70)
Villalba	1950-2011	Otoño	62	-1.89	-0.65	(-2.85:-0.70)
Villalba	1950-2011	Anual	62	-2.90	-0.90	(-4.07:-1.84)
Villalba*	1950-1984	Otoño	35	-2.57	-0.87	(-4.62:0.23)
Promedio	1950-2011	Invierno	62	-2.70	-0.85	(-4.38:-0.90)
Promedio	1950-2011	Primavera	62	-3.26	-0.91	(-5.29:-1.25)
Promedio	1950-2011	Verano	62	-2.46	-0.76	(-3.36:-1.57)

Localidad	Periodo	Estación	N	$T_{TS}$ (DUdc <sup>-1</sup> )	$T_{TS}$ (%dc <sup>-1</sup> )	IC-95% (DUdc <sup>-1</sup> )
Promedio*	1950-2011	Otoño	62	-1.22	-0.42	(-2.15;-0.08)
Promedio	1950-2011	Anual	62	-2.34	-0.73	(-3.46;-1.30)

\*\* Continuación de la Tabla 6.4.

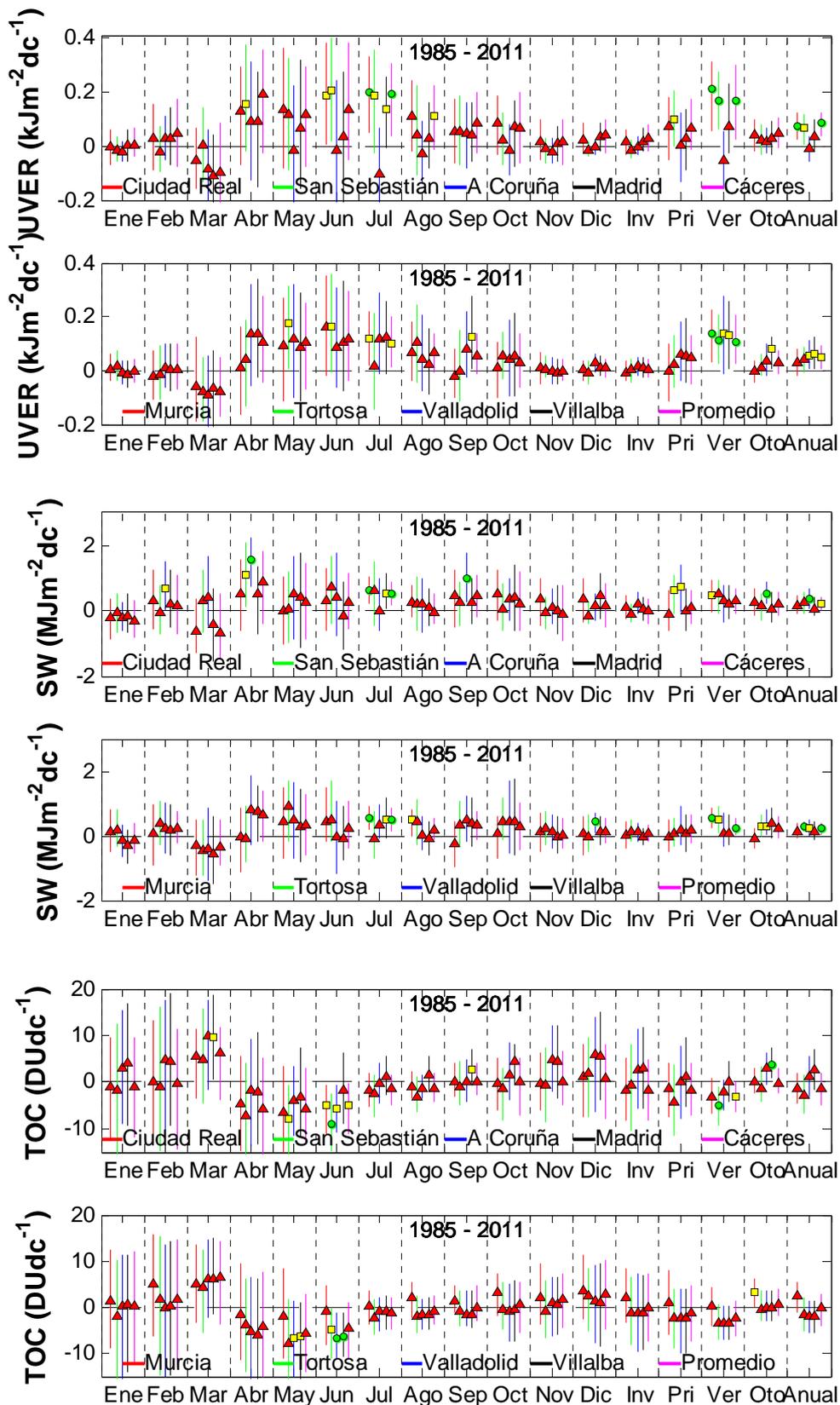


Figura 6.10: Ídem que Figura 6.8 pero en el periodo 1985-2011.

### 6.2.2.2.- Tendencias en otros periodos: Comparación bibliográfica

Para comparar los resultados de esta tesis con los obtenidos en otros trabajos, se han calculado las tendencias de irradiación UVER, SW y TOC en diferentes periodos utilizados por diferentes autores.

*Lindfors et al.* (2003) reconstruyeron la irradiación UVER en Sodankylä (Finlandia) desde 1950 a 1999 utilizando medidas de insolación y, para ese periodo, encontraron una tendencia estadísticamente significativa de  $3.9\%dc^{-1}$  en marzo y de  $-3.3\%dc^{-1}$  en julio. Para el mismo periodo se han encontrado tendencias estadísticamente significativas ligeramente superiores en marzo:  $5.3\%dc^{-1}$  (Madrid),  $6.6\%dc^{-1}$  (Villalba) y  $4.4\%dc^{-1}$  (Promedio). El mes de julio no presenta tendencias significativas en ninguna de las series con todos los datos.

*Bernhard et al.* (2004) no encontraron ninguna tendencia significativa en la irradiación UVER medida en el polo sur durante el periodo 1991-2002. Para ese mismo periodo se han encontrado tendencias crecientes, estadísticamente significativas, en Ciudad Real (febrero:  $19.4\%dc^{-1}$ ; junio:  $16.1\%dc^{-1}$ ) Madrid (febrero:  $23.4\%dc^{-1}$ ), Murcia (febrero:  $30.6\%dc^{-1}$ ), y Tortosa (febrero:  $22.0\%dc^{-1}$ ). Las tendencias encontradas en las series reconstruidas de radiación UVER en este trabajo, durante el periodo 1991-2002, son altas y coinciden con tendencias también significativas y altas en la radiación SW.

*Josefsson* (2006) analizó las tendencias de UVER, SW y TOC medidas en Norrköping (Suecia) entre 1983 y 2003, encontrando tendencias estadísticamente significativas (con un nivel de confianza del 95%) en la irradiación UVER en primavera ( $7.8\%dc^{-1}$ ), otoño ( $8.2\%dc^{-1}$ ) y en la serie anual ( $5.2\%dc^{-1}$ ); también encontró una tendencia significativa en la serie anual ( $3.6\%dc^{-1}$ ) de la irradiación SW. En ese mismo periodo se han identificado tendencias significativas en varias series, entre ellas en la serie Promedio que muestra valores más bajos que los obtenidos por *Josefsson* (2006) en la tendencia de la radiación UVER: de  $4.4\%dc^{-1}$  en primavera y de  $2.7\%dc^{-1}$  en la serie anual. La serie Promedio de radiación SW muestra también tendencias significativas entre 1983 y 2003 en primavera ( $4.3\%dc^{-1}$ ), en verano ( $2.3\%dc^{-1}$ ) y en la serie anual ( $2.5\%dc^{-1}$ ). Las tendencias en las series de este trabajo son ligeramente menores a las obtenidas por *Josefsson* (2006), quien tampoco encontró tendencias significativas en ese periodo para el ozono.

*Lindfors et al.* (2007) reconstruyeron, a partir de medidas de SW, la irradiación UVER desde 1983 a 2005 en Bergen (Noruega), Jokionen (Finlandia), Norrköping y Sodankylä, encontrando un incremento significativo en la serie anual de UVER en Sodankylä ( $4.1\%dc^{-1}$ ) y en las series anuales de SW en Norrköping ( $4.4\%dc^{-1}$ ) y Sodankylä ( $3.8\%dc^{-1}$ ). Para ese periodo, las series anuales de radiación UVER de Cáceres, Murcia y Promedio presentan también un crecimiento significativo de  $3.2\%dc^{-1}$ ,  $2.7\%dc^{-1}$  y  $2.7\%dc^{-1}$ , respectivamente. En cuanto a la radiación SW, siete series anuales, de las diez disponibles, presentan tendencias significativas, variando éstas entre  $2.3\%dc^{-1}$  y  $5.9\%dc^{-1}$ , siendo la tendencia de  $2.8\%dc^{-1}$  para la serie Promedio. Los resultados obtenidos en las series españolas indican una variación similar de las irradiaciones UVER y SW en el periodo 1983-2005.

*den Outer et al.* (2010) obtuvieron las series de radiación UVER desde 1980 a 2006 mediante varios modelos de reconstrucción, en 8 localidades europeas: Sodankylä, Jokionen, Norrköping, Potsdam (Alemania), Lindenberg (Alemania), Bilthoven (Holanda), Hradec Kralove (Republica Checa) y Thessaloniki (Grecia). Las tendencias anuales entre 1980 y 2006 obtenidas por *den Outer et al.* (2010) en la irradiación UVER varían entre  $2.8\%dc^{-1}$  y  $5.8\%dc^{-1}$ . La irradiación UVER durante ese periodo en las series obtenidas en este trabajo son todas significativas, excepto en Murcia, y varían entre  $1.8\%dc^{-1}$  (Madrid) y  $5.3\%dc^{-1}$  (San Sebastián); la tendencia de la serie Promedio es  $3.2\%dc^{-1}$ . Las tendencias en la irradiación SW son similares a las obtenidas en la UVER. Los resultados obtenidos en España durante 1983-2006 se asemejan a los obtenidos en las localidades europeas analizadas por *den Outer et al.* (2010).

*Walker* (2010) analizó las tendencias en la irradiación UVER reconstruida entre 1981 y 2007 para cuatro localidades suizas: Davos, Payerne, Locarno y Jungfrauoch, encontrando tendencias significativas en las series anuales de irradiación UVER en los meses entre marzo y junio en las cuatro localidades. Los meses de primavera y verano también son los que presentan más series significativas en las localidades españolas. Las tendencias de las series anuales son similares en Suiza y en España (8 de 10 series son significativas) con valores entre  $2\%dc^{-1}$  y  $4\%dc^{-1}$  en ambos países, presentando la serie Promedio una tendencia de  $3.0\%dc^{-1}$ . *Walker* (2010) sólo encontró tendencias significativas en el ozono en los meses de mayo ( $-2.8\%dc^{-1}$ ) y junio ( $-1.9\%dc^{-1}$ ) y en las series anuales ( $-0.7\%dc^{-1}$ ). Las tendencias en el ozono son similares en España, variando en mayo de  $-2.4\%dc^{-1}$  a  $-3.7\%dc^{-1}$  y en junio de  $-1.5\%dc^{-1}$  a  $-2.5\%dc^{-1}$ . En Suiza, la serie anual de SW es significativa tan sólo en Locarno, con una tendencia de  $4\%dc^{-1}$ , mientras que en España se han encontrado 7 series anuales, de un total de 10, significativas, siendo la tendencia de la serie Promedio de  $2.1\%dc^{-1}$ .

*Krzyscin et al.* (2011) estudiaron las tendencias en la radiación UVER observada en Belsk (Polonia) entre 1976 y 2008, encontrando una tendencia anual de  $5.6\%dc^{-1}$ . En ese mismo periodo la tendencia de la serie anual Promedio es de  $2.8\%dc^{-1}$ , la mitad que la encontrada en Belsk.

En cuanto a las tendencias en la irradiación UVER obtenidas en localidades españolas dentro de la Península Ibérica se conocen tres trabajos: *Bilbao et al.* (2011), *Antón et al.* (2011a) y *Ialongo et al.* (2011). *Bilbao et al.* (2011) reconstruyeron la irradiación UVER en Valladolid desde 1991 a 2010, encontrando tendencias significativas en verano ( $3.5\%dc^{-1}$ ) y en otoño ( $4.1\%dc^{-1}$ ), que coincide con las tendencias significativas encontradas en la serie reconstruida en este trabajo para Valladolid en ese periodo:  $3.6\%dc^{-1}$  (verano) y  $5.9\%dc^{-1}$  (otoño). *Antón et al.* (2011a) reconstruyeron la irradiancia UVER al mediodía en los meses de verano (suponiendo ausencia de nubes), entre 1950 y 2000, en Badajoz y Cáceres, obteniendo una tendencia de  $4.9\%dc^{-1}$  para el periodo 1979-2000 en Cáceres. La tendencia encontrada para ese periodo en verano para Cáceres ha sido de  $5.2\%dc^{-1}$  utilizando los datos reconstruidos en este trabajo, que es un valor similar al obtenido por *Antón et al.* (2011a), por lo que parece que la tendencia de la irradiancia UVER al mediodía es similar a la de la irradiación UVER diaria. Finalmente, *Ialongo et al.* (2011) calcularon las tendencias en la irradiación UVER entre 1979 y 2010 en todo el mundo a través de productos obtenidos mediante imágenes de satélite y encontraron una tendencia creciente alrededor de  $2.5\%dc^{-1}$  en la Península Ibérica para los meses de marzo y octubre. En el mismo periodo se ha encontrado en la serie anual Promedio una tendencia similar en la irradiación UVER de  $2.8\%dc^{-1}$ .

Respecto a la radiación SW, según *Wild* (2012), en Europa ha disminuido la irradiación SW en torno a  $3 \text{ Wm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $259 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ) entre la década de 1950 y la década de 1980; ha aumentado alrededor de  $2 \text{ Wm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $173 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ) entre la década de 1980 y el año 2000, y el aumento de la radiación SW en Europa a partir del año 2000 ha sido de  $3 \text{ Wm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $259 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ). Se han calculado las tendencias de la serie Promedio anual de irradiación SW y se han obtenido tendencias significativas entre 1950 y 1985 de  $-244 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $-2.8 \text{ Wm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ) y de  $358 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $4.1 \text{ Wm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ ) entre 1985 y 2000; estos resultados son similares a los obtenidos por *Wild* (2012) en Europa, aunque la tendencia durante el “brightening” (entre 1985 y 2000) ha sido mayor en la Península Ibérica. *Sánchez-Lorenzo et al.* (2013b) calculó para distintas regiones europeas la tendencia de la radiación SW entre 1971 y 2011 utilizando 56 estaciones de medida. La serie Promedio de este trabajo muestra tendencias significativas en primavera ( $1.9\%\text{dc}^{-1}$ ), verano ( $1.0\%\text{dc}^{-1}$ ) y en la serie anual ( $1.4\%\text{dc}^{-1}$ ) para ese periodo, que son similares a las obtenidas por *Sánchez-Lorenzo et al.* (2013b) en las regiones Sur y Este de Europa.

Estudios sobre las tendencias en la radiación SW en la Península Ibérica han sido llevados a cabo por *Sánchez-Lorenzo et al.* (2007) y *Sánchez-Lorenzo et al.* (2013a). En el trabajo de *Wild* (2009) se pueden observar las distintas tendencias en la irradiación SW anual obtenidas por diferentes autores durante el “dimming” y el “brightening”, entre ellas las obtenidas en la Península Ibérica por *Sánchez-Lorenzo et al.* (2007) entre 1950 y 1980 ( $-1.5\%\text{dc}^{-1}$ ) y entre 1980 y 2000 ( $2.2\%\text{dc}^{-1}$ ). La serie anual Promedio de irradiación SW, calculada en este trabajo, presenta tendencias estadísticamente significativas de  $-1.3\%\text{dc}^{-1}$  (1950-1980) y de  $2.7\%\text{dc}^{-1}$  (1980-2000), similares a las obtenidas por *Sánchez-Lorenzo et al.* (2007) con una serie promedio compuesta por más localidades. Finalmente, *Sánchez-Lorenzo et al.* (2013a) calcularon las tendencias en la radiación SW en el periodo 1985-2010, utilizando 13 estaciones de medida españolas, encontrando una tendencia anual significativa de  $337 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ , que es mayor a la obtenida con la serie Promedio de este trabajo para el mismo periodo:  $230 \text{ kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ . Se puede concluir que las tendencias que se obtienen de las series reconstruidas en este trabajo están en acuerdo con las obtenidas por otros autores en otras localidades españolas y europeas.

## 6.3.- Influencia de la incertidumbre en las tendencias

### 6.3.1.- Incertidumbre de las anomalías

Los valores de irradiación UVER y SW y de TOC diarios, utilizados para obtener las series mensuales, tienen una incertidumbre que se puede conocer según el capítulo 2 para los valores medidos; la incertidumbre de los valores reconstruidos con modelos se puede conocer mediante el Anexo III. Conocida la incertidumbre de una de estas variables diarias  $X$ , se calcula la incertidumbre del promedio mensual ( $\sigma$ ) como:

$$\sigma(X_{m,a}) = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N \sigma^2(X_{d,n,a})}{N}}, \quad (6.4)$$

siendo  $\sigma(X_{m,a})$  la incertidumbre del valor promedio mensual del mes  $m$  en el año  $a$ ,  $N$  el número de datos diarios utilizados para obtener el promedio mensual y  $\sigma(X_{d,n,a})$  la incertidumbre de la variable diaria  $X$  el día  $n$  en el mes  $m$  y el año  $a$ . Conocida la incertidumbre de cualquier variable  $X$  para cada mes  $m$  y año  $a$ , se obtiene la incertidumbre de las anomalías,  $\sigma(A_{m,a})$ , derivando (6.1):

$$\sigma(A_{m,a}) = \sqrt{\sigma^2(X_{m,a}) + \frac{1}{N} \sum_{a=1985}^{2011} \sigma^2(X_{m,a})}, \quad (6.5)$$

donde  $N$  será el número de datos utilizados para calcular el valor promedio sobre el que se calculan las anomalías. La incertidumbre de las anomalías mensuales de la serie Promedio  $\sigma(A_{m,a,p})$ , compuesta como el promedio de distintas localidades, se calcula según:

$$\sigma(A_{m,a,p}) = \sqrt{\frac{\sum_{l=1}^N \sigma^2(A_{m,a,l})}{N}}, \quad (6.6)$$

siendo  $N$  el número de localidades utilizadas para obtener el valor de la serie Promedio y  $l$  el subíndice asignado a cada una de esas localidades. Con las incertidumbres de las anomalías calculadas, las de los valores estacionales  $\sigma(A_{e,a})$ , se obtienen mediante:

$$\sigma(A_{e,a}) = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N \sigma^2(X_{n,a})}{N}}, \quad (6.7)$$

donde el subíndice  $e$  corresponde a la estación del año a calcular, el subíndice  $n$  representa el mes que se utiliza para calcular el promedio de la estación y  $N$  es el número de datos utilizados para calcular el promedio estacional. De igual manera, la incertidumbre de los promedios anuales  $\sigma(A_a)$  se puede obtener según:

$$\sigma(A_a) = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N \sigma^2(X_{n,a})}{N}}, \quad (6.8)$$

donde el subíndice  $n$  representa el mes que se utiliza para calcular el promedio del año  $a$ ;  $N$  es el número de datos mensuales utilizados para calcular el promedio anual. Esta incertidumbre es la que se encuentra representada en las anomalías de las Figuras 6.5, 6.6 y 6.7.

### 6.3.2.- Influencia en las tendencias

Las tendencias calculadas en el apartado 6.2 y la significancia estadística de éstas, se han obtenido suponiendo que los valores de las series temporales no tienen ninguna incertidumbre. Sin embargo esto no corresponde con la realidad. Cabe pensar que una incertidumbre suficientemente alta en los valores podría llevar a que las tendencias en las series temporales no poseen ninguna información válida. Para ver el efecto que tiene la incertidumbre de los valores de las series sobre las tendencias calculadas y su significancia estadística, se han generado series temporales sintéticas perturbando las series originales teniendo en cuenta la incertidumbre.

El proceso utilizado se describe a continuación. Dada una serie temporal de anomalías compuesta de  $N$  valores  $A_i$ , cada uno con una incertidumbre  $\sigma(A_i)$ , para cada valor  $A_i$  se genera un número aleatorio  $b_i$  (perturbación) siguiendo una distribución normal con desviación estándar  $\sigma(A_i)$ . Se utiliza una distribución normal con desviación estándar  $\sigma(A_i)$ , porque de esta manera se tiene que: la probabilidad de que un valor  $A_i+b_i$  se encuentre en el intervalo  $[A_i -\sigma(A_i), A_i +\sigma(A_i)]$  es de un 68%; esta probabilidad es de un 95% para el intervalo  $[A_i -2\sigma(A_i), A_i +2\sigma(A_i)]$ . Una vez obtenido el valor aleatorio  $b_i$ , se obtiene el nuevo valor perturbado  $R_i$ , como suma del valor  $A_i$  y la perturbación  $b_i$ . Una vez calculados los  $N$  elementos  $R_i$  de cada valor  $A_i$ , se tiene la serie perturbada  $R$ , formada por los valores  $R_i$ . Una serie  $R$  calculada de esta manera es físicamente válida, pues se encuentra dentro de los márgenes de la incertidumbre.

Siguiendo el método explicado para calcular series temporales perturbadas con la incertidumbre, se han generado aleatoriamente para cada una de las series temporales de anomalías (UVER, SW y TOC) analizadas en el apartado 6.2 (Figura 6.8), un total de 10000 series perturbadas  $R$ . Para cada serie de anomalías se ha obtenido la significancia estadística de cada una de las 10000 tendencias de las series generadas, calculando el porcentaje de series generadas que son estadísticamente significantes con un nivel de confianza mayor del 95% ( $P(p<0.05)$ ) y del 99% ( $P(p<0.01)$ ). Utilizando estos porcentajes se ha considerado que la tendencia de una serie es significativa al 95% si al menos el 95% de las series perturbadas presentan un valor de  $p$  menor de 0.05,  $P(p<0.05)$  mayor de 95%, y que es significativa con una confianza del 99% si al menos el 99% de las tendencias son significativas al 99% ( $P(p<0.01)$  mayor de 99%). Tan sólo el 55% (65 de 119), 62% (56 de 91) y 55% (81 de 146) de las tendencias significativas (Figuras 6.8, 6.9 y 6.10), con un nivel de al menos el 95%, en la irradiación UVER, SW y en la columna de ozono, respectivamente, han sido consideradas significativas al menos al 95% al tener en cuenta la incertidumbre. Ninguna de las series cuya tendencia tiene un valor de  $p>0.05$  (sin considerar la incertidumbre), presenta un valor de  $P(p<0.05)$  mayor del 62%, por lo que las tendencias no consideradas significativas anteriormente, tampoco lo son teniendo en cuenta la incertidumbre.

Los valores de  $P(p<0.05)$  y  $P(p<0.01)$  de las series estacionales y anuales, que se han considerado al menos significativas al 95% con el nuevo criterio, se encuentran en las Tablas 6.5, 6.6 y 6.7, para la irradiación UVER, SW y TOC, respectivamente. Aunque  $P(p<0.05)$  presente valores próximos o iguales a 100, esto no implica que el valor de  $P(p<0.01)$  vaya a ser alto. Se puede apreciar en estas tablas como el número de tendencias significativas ha disminuido respecto a los de las Tablas 6.2, 6.3 y 6.4.

Tabla 6.5: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ) de la radiación UVER, en distintas unidades, calculadas como la mediana del estimador Theil-Sen de las 10000 simulaciones realizadas y su desviación estándar entre paréntesis, para distintas localidades, periodos y estaciones. Las dos últimas columnas presentan el porcentaje de tendencias (de las 10000 simuladas considerando la incertidumbre) con una significancia estadística del 95%,  $P(p<0.05)$  y del 99%,  $P(p<0.01)$ . Sólo se incluyen las tendencias que presentan al menos un valor de  $P(p<0.01)$  mayor del 99% (sin marca) o un valor de  $P(p<0.05)$  mayor del 95% (marcadas con un asterisco).

Localidad	Periodo	Estación	$T_{TS}$ ( $Jm^{-2}dc^{-1}$ )	$T_{TS}$ ( $\%dc^{-1}$ )	P(p<0.05) (%)	P(p<0.01) (%)
Ciudad Real*	1950-2011	Primavera	78 (5.9)	2.59 (0.19)	99.98	73.97
Ciudad Real*	1950-2011	Verano	88 (8.8)	1.84 (0.19)	99.99	91.96
Ciudad Real	1950-2011	Anual	48 (3.2)	1.81 (0.12)	100	99.98
Ciudad Real*	1985-2011	Verano	189 (17.9)	3.92 (0.37)	99.99	91.4
Ciudad Real*	1985-2011	Anual	73 (5.7)	2.75 (0.21)	100	98.52
San Sebastián*	1950-2011	Primavera	41 (3.0)	1.95 (0.14)	99.98	57.53
San Sebastián	1950-2011	Verano	60 (4.5)	1.83 (0.14)	100	99.97
San Sebastián	1950-2011	Anual	28 (1.5)	1.54 (0.08)	100	100
San Sebastián*	1950-1984	Primavera	-106 (9.2)	-5.24 (0.46)	100	99.01
San Sebastián*	1950-1984	Anual	-46 (4.4)	-2.63 (0.25)	100	95.18
San Sebastián	1985-2011	Verano	161 (12.7)	4.76 (0.38)	100	99.46
San Sebastián*	1985-2011	Anual	67 (4.4)	3.56 (0.24)	99.19	21.76
A Coruña	1950-2011	Verano	68 (4.3)	1.86 (0.12)	100	100
A Coruña	1950-2011	Anual	27 (1.4)	1.39 (0.07)	100	100
Cáceres*	1950-2011	Primavera	95 (8.3)	3.06 (0.27)	100	30.58
Cáceres	1950-2011	Verano	177 (12.1)	3.65 (0.25)	100	99.96
Cáceres	1950-2011	Anual	88 (3.5)	3.28 (0.13)	100	100
Cáceres*	1985-2011	Verano	168 (14.0)	3.45 (0.29)	99.97	83.57
Cáceres	1985-2011	Anual	79 (4.4)	2.96 (0.16)	100	100
Murcia*	1950-2011	Verano	136 (10.2)	3.00 (0.23)	100	94.61
Murcia*	1985-2011	Verano	135 (10.9)	2.99 (0.24)	99.99	78.76
Tortosa*	1950-2011	Primavera	46 (4.1)	1.72 (0.16)	99.51	51.72
Tortosa	1950-2011	Verano	65 (6.0)	1.56 (0.14)	100	99.91
Tortosa	1950-2011	Anual	34 (2.1)	1.48 (0.09)	100	100
Valladolid*	1950-2011	Invierno	24 (2.2)	3.62 (0.34)	99.93	69.07
Valladolid	1950-2011	Primavera	103 (7.2)	3.71 (0.26)	100	99.98
Valladolid	1950-2011	Verano	130 (10.3)	2.87 (0.23)	100	99.94
Valladolid	1950-2011	Anual	68 (3.2)	2.83 (0.13)	100	100
Villalba	1950-2011	Invierno	17 (1.4)	2.57 (0.20)	100	99.78
Villalba*	1950-2011	Primavera	47 (4.2)	1.68 (0.15)	99.8	62.46
Villalba*	1950-2011	Verano	55 (7.1)	1.20 (0.16)	99.79	91.98
Villalba	1950-2011	Anual	31 (2.3)	1.26 (0.10)	100	99.99
Promedio*	1950-2011	Primavera	33 (1.9)	1.22 (0.07)	100	41.45
Promedio	1950-2011	Verano	54 (2.7)	1.25 (0.06)	100	100
Promedio	1950-2011	Anual	25 (0.9)	1.05 (0.04)	100	100
Promedio*	1985-2011	Verano	111 (6.1)	2.53 (0.14)	100	94.36
Promedio*	1985-2011	Anual	50 (2.1)	2.06 (0.09)	100	36.93

A su vez, se presenta como valor de la tendencia la mediana de los 10000 valores de la tendencia obtenida con las series perturbadas para cada serie original. Las tendencias que se descartan al considerar la incertidumbre son, principalmente, las que presentan una significancia estadística con un nivel de confianza del 95% pero no del 99%. También el número de series mensuales con tendencias significativas ha disminuido más que las estacionales o anuales, debido a que las primeras son series con mayor incertidumbre.

El valor de las tendencias mostradas en las Tablas 6.5, 6.6 y 6.7, cambian ligeramente respecto de los de las Tablas 6.2, 6.3 y 6.4; sin embargo, estos últimos valores se encuentran dentro del margen dado por la desviación estándar mostrada en las Tablas 6.5, 6.6 y 6.7.

Tabla 6.6: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ) de la radiación SW, en distintas unidades, calculadas como la mediana del estimador Theil-Sen de las 10000 simulaciones realizadas y su desviación estándar entre paréntesis, para distintas localidades, periodos y estaciones. Las dos últimas columnas presentan el porcentaje de tendencias (de las 10000 simuladas considerando la incertidumbre) con una significancia estadística del 95%,  $P(p<0.05)$  y del 99%,  $P(p<0.01)$ . Sólo se incluyen las tendencias que presentan al menos un valor de  $P(p<0.01)$  mayor del 99% (sin marca) o un valor de  $P(p<0.05)$  mayor del 95% (marcadas con un asterisco).

Localidad	Periodo	Estación	$T_{TS}$ ( $\text{kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$ )	$T_{TS}$ ( $\%\text{dc}^{-1}$ )	P( $p<0.05$ ) (%)	P( $p<0.01$ ) (%)
San Sebastián*	1950-1984	Invierno	-229 (23.1)	-4.25 (0.43)	99.97	87.44
San Sebastián	1950-1984	Primavera	-875 (43.4)	-6.23 (0.31)	100	100
San Sebastián*	1950-1984	Verano	-629 (50.2)	-3.43 (0.27)	100	96.59
San Sebastián	1950-1984	Anual	-487 (18.1)	-4.15 (0.15)	100	100
A Coruña*	1950-1984	Anual	-289 (20.3)	-2.23 (0.16)	99.21	13.84
A Coruña	1985-2011	Otoño	506 (44.8)	5.05 (0.45)	100	99.38
A Coruña*	1985-2011	Anual	381 (28.0)	2.89 (0.21)	99.84	66.79
Madrid*	1950-2011	Verano	-137 (11.6)	-0.52 (0.04)	99.94	62.56
Madrid*	1950-2011	Anual	-85 (5.9)	-0.51 (0.04)	96.51	0.88
Madrid	1950-1984	Verano	-472 (31.4)	-1.79 (0.12)	100	100
Madrid*	1950-1984	Anual	-247 (15.5)	-1.47 (0.09)	100	86.23
Cáceres*	1950-2011	Anual	288 (20.8)	1.67 (0.12)	100	87
Murcia	1950-2011	Verano	603 (47.9)	2.37 (0.19)	100	100
Murcia	1985-2011	Verano	546 (49.1)	2.14 (0.19)	100	99.89
Tortosa*	1950-2011	Verano	190 (18.4)	0.80 (0.08)	99.28	35.91
Tortosa	1950-2011	Anual	163 (9.6)	1.04 (0.06)	100	100
Tortosa*	1985-2011	Verano	491 (48.5)	2.05 (0.20)	98.64	37.39
Tortosa	1985-2011	Anual	287 (23.4)	1.81 (0.15)	100	99.86
Valladolid*	1950-2011	Invierno	250 (21.4)	3.66 (0.31)	99.99	87.79
Valladolid*	1950-2011	Primavera	535 (33.9)	2.78 (0.18)	100	73.45
Valladolid*	1950-2011	Otoño	305 (21.3)	2.51 (0.17)	100	96.66
Valladolid	1950-2011	Anual	365 (15.0)	2.27 (0.09)	100	100
Promedio*	1950-1984	Primavera	-465 (20.5)	-2.64 (0.12)	100	16.1
Promedio	1950-1984	Verano	-421 (20.4)	-1.77 (0.09)	100	100
Promedio	1950-1984	Anual	-254 (9.2)	-1.69 (0.06)	100	100
Promedio*	1985-2011	Verano	265 (22.9)	1.08 (0.09)	98.41	29.29
Promedio*	1985-2011	Anual	239 (8.9)	1.51 (0.06)	100	66.91

Tabla 6.7: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ) de la columna de ozono total, en distintas unidades, calculadas como la mediana del estimador Theil-Sen de las 10000 simulaciones realizadas y su desviación estándar entre paréntesis, para distintas localidades, periodos y estaciones. Las dos últimas columnas presentan el porcentaje de tendencias (de las 10000 simuladas considerando la incertidumbre) con una significancia estadística del 95%,  $P(p<0.05)$  y del 99%,  $P(p<0.01)$ . Sólo se incluyen las tendencias que presentan al menos un valor de  $P(p<0.01)$  mayor del 99% (sin marca) o un valor de  $P(p<0.05)$  mayor del 95% (marcadas con un asterisco).

Localidad	Periodo	Estación	$T_{TS}$ (DUdc <sup>-1</sup> )	$T_{TS}$ (%dc <sup>-1</sup> )	P(p<0.05) (%)	P(p<0.01) (%)
Ciudad Real*	1950-2011	Invierno	-2.4 (0.26)	-0.76 (0.08)	99.95	92.82
Ciudad Real	1950-2011	Primavera	-3.3 (0.28)	-0.93 (0.08)	100	99.56
Ciudad Real	1950-2011	Verano	-2.5 (0.25)	-0.77 (0.08)	100	100
Ciudad Real	1950-2011	Anual	-2.3 (0.13)	-0.72 (0.04)	100	100
San Sebastián	1950-2011	Invierno	-3.4 (0.27)	-1.05 (0.08)	100	99.87
San Sebastián	1950-2011	Primavera	-4.0 (0.29)	-1.09 (0.08)	100	100
San Sebastián	1950-2011	Verano	-3.5 (0.25)	-1.05 (0.08)	100	100
San Sebastián	1950-2011	Anual	-3.1 (0.14)	-0.93 (0.04)	100	100
A Coruña*	1950-2011	Primavera	-2.8 (0.28)	-0.76 (0.08)	99.91	80.06
A Coruña	1950-2011	Verano	-2.5 (0.25)	-0.76 (0.08)	100	100
A Coruña	1950-2011	Anual	-2.0 (0.13)	-0.60 (0.04)	100	100
Madrid	1950-2011	Verano	-2.3 (0.25)	-0.70 (0.08)	100	99.96
Madrid*	1950-2011	Anual	-1.7 (0.13)	-0.51 (0.04)	100	97.61
Cáceres	1950-2011	Invierno	-3.1 (0.27)	-1.00 (0.08)	100	100
Cáceres	1950-2011	Primavera	-3.3 (0.28)	-0.94 (0.08)	100	99.97
Cáceres	1950-2011	Verano	-2.5 (0.25)	-0.76 (0.08)	100	100
Cáceres*	1950-2011	Otoño	-1.7 (0.25)	-0.56 (0.08)	98.91	80.54
Cáceres	1950-2011	Anual	-2.6 (0.13)	-0.81 (0.04)	100	100
Murcia*	1950-2011	Primavera	-2.5 (0.28)	-0.72 (0.08)	97.55	32.41
Murcia*	1950-2011	Verano	-1.5 (0.25)	-0.46 (0.08)	96.44	67.20
Tortosa	1950-2011	Invierno	-3.3 (0.26)	-1.01 (0.08)	100	99.64
Tortosa	1950-2011	Primavera	-4.1 (0.29)	-1.15 (0.08)	100	100
Tortosa	1950-2011	Verano	-2.6 (0.25)	-0.80 (0.08)	100	100
Tortosa	1950-2011	Anual	-2.8 (0.13)	-0.86 (0.04)	100	100
Valladolid	1950-2011	Invierno	-3.4 (0.27)	-1.07 (0.08)	100	100
Valladolid	1950-2011	Primavera	-3.8 (0.28)	-1.06 (0.08)	100	100
Valladolid	1950-2011	Verano	-2.6 (0.25)	-0.79 (0.08)	100	100
Valladolid*	1950-2011	Otoño	-1.7 (0.25)	-0.58 (0.08)	99.57	87.04
Valladolid	1950-2011	Anual	-2.8 (0.13)	-0.88 (0.04)	100	100
Villalba	1950-2011	Invierno	-3.6 (0.27)	-1.14 (0.08)	100	100
Villalba	1950-2011	Primavera	-3.9 (0.28)	-1.10 (0.08)	100	100
Villalba	1950-2011	Verano	-2.6 (0.25)	-0.79 (0.08)	100	100
Villalba*	1950-2011	Otoño	-1.7 (0.25)	-0.60 (0.08)	99.78	91.93
Villalba	1950-2011	Anual	-3.0 (0.13)	-0.91 (0.04)	100	100
Promedio	1950-2011	Invierno	-2.7 (0.10)	-0.84 (0.03)	100	100
Promedio	1950-2011	Primavera	-3.3 (0.11)	-0.92 (0.03)	100	100
Promedio	1950-2011	Verano	-2.5 (0.09)	-0.76 (0.03)	100	100
Promedio*	1950-2011	Otoño	-1.2 (0.10)	-0.40 (0.03)	99.15	26.62
Promedio	1950-2011	Anual	-2.4 (0.05)	-0.73 (0.02)	100	100

## 6.4.- Tendencias en otras variables

### 6.4.1.- Tendencias en otras variables meteorológicas

Un análisis profundo de las tendencias en otras variables meteorológicas se encuentra fuera del objetivo de esta tesis. Sin embargo, puede resultar de interés ver los posibles cambios en las distintas variables, para ver si han podido ejercer alguna influencia en la radiación UVER y SW. La Figura 6.11 muestra la evolución anual de la serie Promedio de las anomalías de distintas variables meteorológicas. Más información sobre la evolución anual por localidades se encuentra representada en el Anexo V para cada variable de la Figura 6.11. En el Anexo V también se encuentran representadas las tendencias con su significancia estadística para las series mensuales, estacionales y anuales para los periodos 1950-2011, 1950-1984 y 1985-2011. De estas tendencias, las estacionales y anuales que son estadísticamente significativas (al menos un nivel de confianza del 95%) están en la Tabla 6.8 para la serie Promedio.

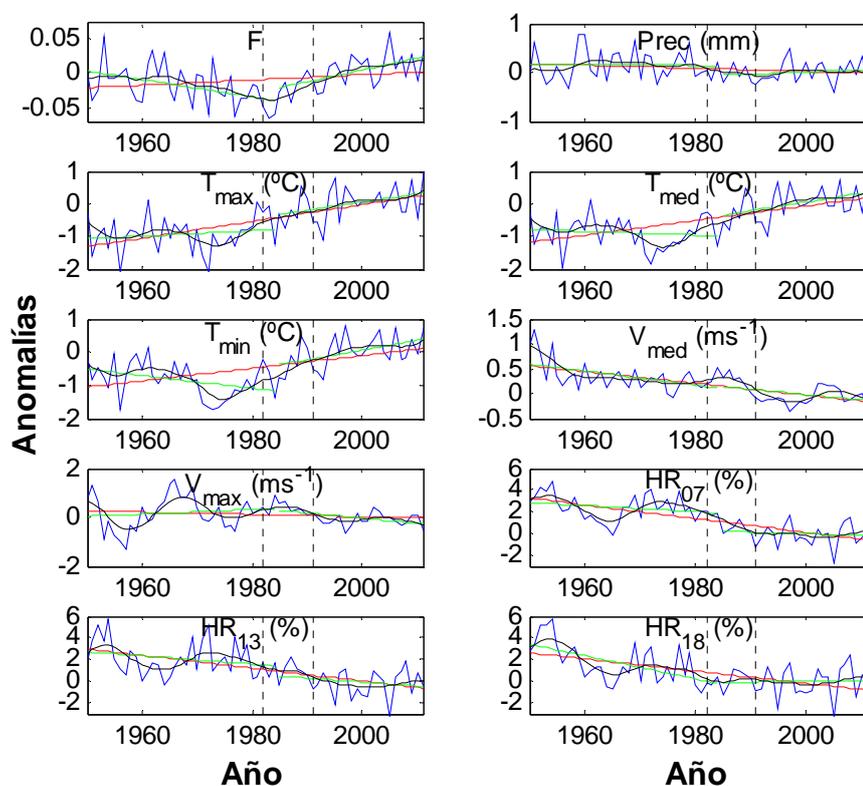


Figura 6.11: Evolución temporal de las anomalías anuales de las series Promedio de la fracción de insolación ( $F$ ), la precipitación en mm ( $Prec$ ), la temperatura máxima ( $T_{max}$ ), media ( $T_{med}$ ) y mínima ( $T_{min}$ ), en  $^{\circ}C$ , la velocidad del viento media ( $V_{med}$ ) y máxima ( $V_{max}$ ) en  $ms^{-1}$  y la humedad relativa a las 7 UTC ( $HR_{07}$ ), a las 13 UTC ( $HR_{13}$ ) y a las 18 UTC ( $HR_{18}$ ) en %. La línea negra representa un filtro pasa-baja Gaussiano de 21 años. La línea roja es el ajuste lineal de la serie en todo el periodo y las líneas verdes los ajustes lineales en los periodos 1950-1984 y 1985-2011. Los años 1982 y 1991 están señalados con una línea vertical discontinua.

La fracción de insolación anual, representada en la Figura 6.11, presenta un decrecimiento desde 1950 hasta principios de la década de 1980, cuando comienza a crecer. Estos dos periodos se pueden identificar con el “dimming” y el “brightening”. Este comportamiento aparece en todas las localidades (Anexo V) y también fue observado en la Península Ibérica por *Sánchez-Lorenzo et al.* (2007). La evolución es similar a la evolución anual de la irradiación SW, lo cual es lógico, pues para muchos datos la irradiación SW se calcula a partir de la insolación. Una tendencia significativa (confianza del 95%) de  $0.76\%dc^{-1}$  (Tabla 6.8) aparece en la fracción de insolación anual promedio desde 1950 a 2011, sin embargo, apenas se han encontrado tendencias significativas en las series de localidades individuales, que contienen datos de insolación durante todo ese periodo. En el periodo de “dimming” aparecen tendencias significativas de  $-4.57\%dc^{-1}$ ,  $-3.42\%dc^{-1}$  y  $-2.18\%dc^{-1}$  en las series de primavera, verano y anual, respectivamente (Tabla 6.8). La tendencia durante el “brightening” es positiva y menor en valor absoluto:  $2.35\%dc^{-1}$  y  $2.84\%dc^{-1}$  en verano y en la serie anual, no encontrándose significancia estadística en la tendencia de primavera.

La precipitación anual de la Figura 6.11 no parece marcar una tendencia clara en su evolución, resultado que también presenta la precipitación en cada localidad (Anexo V). Tan sólo se ha encontrado una tendencia significativa (confianza del 95%), de  $-0.05\text{ mm}dc^{-1}$  ( $-5.46\%dc^{-1}$ ), en la serie Promedio de precipitación en verano desde 1950 a 2011. *Vicente-Serrano et al.* (2013) encontraron una tendencia similar de  $-0.04\text{ mm}dc^{-1}$  en verano utilizando un promedio de 50 localidades españolas desde 1961 a 2011. En general, no se han encontrado tendencias estadísticamente significativas en las series de precipitación, en ninguna localidad, ni en ningún periodo (Anexo V).

La Figura 6.11 también presenta la evolución de las anomalías en las temperaturas máxima, media y mínima. Para las tres temperaturas se aprecia un descenso en las anomalías desde 1950 hasta la década de 1970, a partir de la cual empiezan a subir las temperaturas. Este comportamiento aparece, de forma cualitativa, en todas las localidades analizadas (Anexo V). Resultados similares se han obtenido en todo el hemisferio Norte, tanto para el periodo de descenso como para el de aumento (*Hansen y Lebedeff, 1987; Weart, 2003; Wild, 2012*). Normalmente se responsabiliza al llamado efecto invernadero del aumento observado en la temperatura, ya que se ha registrado un aumento de gases de efecto invernadero ( $CO_2$ ,  $CH_4$ ,...) que provoca el conocido fenómeno llamado calentamiento global (*Weart, 2003*). Para el periodo 1950-2011 aparecen tendencias significativas crecientes en todas las estaciones del año para las tres temperaturas, mostrando las tendencias más bajas en otoño (Tabla 6.8):  $0.18\text{ }^{\circ}Cdc^{-1}$  ( $T_{max}$ ),  $0.17\text{ }^{\circ}Cdc^{-1}$  ( $T_{med}$ ) y  $0.15\text{ }^{\circ}Cdc^{-1}$  ( $T_{min}$ ); las tendencias más altas aparecen en verano:  $0.36\text{ }^{\circ}Cdc^{-1}$  ( $T_{max}$ ),  $0.31\text{ }^{\circ}Cdc^{-1}$  ( $T_{med}$ ) y  $0.27\text{ }^{\circ}Cdc^{-1}$  ( $T_{min}$ ). Una tendencia estadísticamente significativa y negativa se aprecia en primavera para las tres temperaturas durante el periodo 1950-1984. En el periodo 1985-2011 la temperatura media y mínima presentan tendencias significativas crecientes en los meses de primavera y verano.

Las anomalías de la velocidad del viento media y máxima anuales están representadas desde 1950 a 2011 en la Figura 6.11 para la serie Promedio. La velocidad media parece presentar una disminución de sus valores a lo largo del periodo, sin embargo las anomalías en la velocidad máxima no siguen un patrón claro. Similar resultado se observa en cada localidad mostrada en el Anexo V. El promedio de las anomalías presenta una disminución significativa en la velocidad del viento media en todas las estaciones del año durante el periodo 1950-2011, variando desde  $-0.05 \text{ ms}^{-1}\text{dc}^{-1}$  (otoño) a  $-0.17 \text{ ms}^{-1}\text{dc}^{-1}$  (invierno). La velocidad del viento media también presenta similares tendencias negativas estadísticamente significativas ( $p < 0.05$ ) en el periodo 1950-1984. La velocidad del viento máxima a penas presenta tendencias significativas. La velocidad del viento es una variable muy sensible a las condiciones locales, por lo que la tendencia en cada localidad puede deberse a diferentes causas, como por ejemplo la urbanización del entorno, lo que añade mayor rozamiento al viento disminuyendo su velocidad.

Finalmente, las anomalías en la humedad relativa a las 09:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC aparecen para la serie Promedio en la Figura 6.11 en función del año. La humedad presenta un descenso durante todo el periodo, con tendencias significativas en casi todas las estaciones durante el periodo 1950-2011, variando entre  $-0.46\% \text{dc}^{-1}$  y  $-0.80\% \text{dc}^{-1}$ . Dai (2006) encontró tendencias en la humedad relativa en la Península Ibérica alrededor de  $-0.5\% \text{dc}^{-1}$  en el periodo 1976-2004. Vicente-Serrano et al. (2013) encontraron 46 de 50 localidades españolas con tendencias en la humedad relativa estadísticamente significativas y negativas en el periodo 1961-2011. Esta tendencia negativa en la humedad relativa, en conjunto con el aumento de la temperatura, indican una posible desertización de la Península Ibérica (EEA, 2008).

Tabla 6.8: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ), calculadas mediante el estimador Theil-Sen para distinto periodos y estaciones, de las siguientes variables: la fracción de insolación (F), la precipitación en  $\text{mm} \text{dc}^{-1}$  (Prec), la temperatura máxima ( $T_{max}$ ), media ( $T_{med}$ ) y mínima ( $T_{min}$ ), en  $^{\circ}\text{C} \text{dc}^{-1}$ , la velocidad del viento media ( $V_{med}$ ) y máxima ( $V_{max}$ ) en  $\text{ms}^{-1} \text{dc}^{-1}$  y la humedad relativa a las 7 UTC ( $HR_{07}$ ), a las 13 UTC ( $HR_{13}$ ) y a las 18 UTC ( $HR_{18}$ ) en  $\% \text{dc}^{-1}$ . La última columna representa el intervalo de confianza al 95% (IC-95%) de la tendencia en unidades físicas. Sólo se incluyen las tendencias estadísticamente significativas al 99% (sin marca) y al 95% (marcadas con un asterisco).

Variable	Periodo	Estación	$T_{TS}$	$T_{TS}$ ( $\% \text{dc}^{-1}$ )	IC-95%
F*	1950-2011	Anual	0.004	0.76	(0:0.009)
F	1950-1984	Primavera	-0.025	-4.57	(-0.042:-0.005)
F	1950-1984	Verano	-0.024	-3.42	(-0.041:-0.010)
F*	1950-1984	Anual	-0.012	-2.18	(-0.024:-0.002)
F	1985-2011	Verano	0.017	2.35	(0.005:0.035)
F	1985-2011	Anual	0.017	2.84	(0.005:0.028)
Prec*	1950-2011	Verano	-0.05	-5.46	(-0.10:0)
$T_{max}$	1950-2011	Invierno	0.23	1.87	(0.09:0.37)
$T_{max}$	1950-2011	Primavera	0.26	1.40	(0.07:0.45)
$T_{max}$	1950-2011	Verano	0.36	1.27	(0.22:0.49)
$T_{max}$	1950-2011	Otoño	0.18	0.89	(0.03:0.33)
$T_{max}$	1950-2011	Anual	0.26	1.29	(0.17:0.35)
$T_{max}$ *	1950-1984	Invierno	0.38	3.42	(0.05:0.66)
$T_{max}$ *	1950-1984	Primavera	-0.38	-2.24	(-0.74:-0.05)
$T_{med}$	1950-2011	Invierno	0.20	2.44	(0.05:0.33)
$T_{med}$	1950-2011	Primavera	0.22	1.67	(0.07:0.39)
$T_{med}$	1950-2011	Verano	0.31	1.38	(0.17:0.44)
$T_{med}$	1950-2011	Otoño	0.17	1.07	(0.04:0.29)
$T_{med}$	1950-2011	Anual	0.23	1.52	(0.13:0.32)

Variable	Periodo	Estación	T <sub>TS</sub>	T <sub>TS</sub> (%dc <sup>-1</sup> )	IC-95%
T <sub>med</sub>	1950-1984	Primavera	-0.44	-3.68	(-0.71:-0.12)
T <sub>med</sub> *	1985-2011	Primavera	0.55	4.00	(0:1.02)
T <sub>med</sub> *	1985-2011	Verano	0.37	1.60	(-0.04:0.90)
T <sub>med</sub> *	1985-2011	Anual	0.26	1.70	(-0.04:0.57)
T <sub>min</sub>	1950-2011	Invierno	0.19	4.85	(0.04:0.31)
T <sub>min</sub>	1950-2011	Primavera	0.18	2.31	(0.07:0.33)
T <sub>min</sub>	1950-2011	Verano	0.27	1.66	(0.13:0.38)
T <sub>min</sub> *	1950-2011	Otoño	0.15	1.40	(0.01:0.28)
T <sub>min</sub>	1950-2011	Anual	0.19	1.95	(0.10:0.30)
T <sub>min</sub>	1950-1984	Primavera	-0.45	-6.61	(-0.70:-0.15)
T <sub>min</sub> *	1950-1984	Verano	-0.29	-2.04	(-0.59:0.01)
T <sub>min</sub> *	1950-1984	Anual	-0.21	-2.45	(-0.39:0.01)
T <sub>min</sub>	1985-2011	Primavera	0.53	6.33	(0.15:0.96)
T <sub>min</sub> *	1985-2011	Verano	0.43	2.61	(0.07:0.81)
V <sub>med</sub>	1950-2011	Invierno	-0.17	-5.52	(-0.24:-0.11)
V <sub>med</sub>	1950-2011	Primavera	-0.14	-4.16	(-0.19:-0.09)
V <sub>med</sub>	1950-2011	Verano	-0.08	-2.56	(-0.12:-0.03)
V <sub>med</sub> *	1950-2011	Otoño	-0.05	-1.89	(-0.12:0.01)
V <sub>med</sub>	1950-2011	Anual	-0.10	-3.35	(-0.15:-0.07)
V <sub>med</sub> *	1950-1984	Invierno	-0.19	-5.27	(-0.37:0.01)
V <sub>med</sub> *	1950-1984	Verano	-0.12	-3.88	(-0.25:0.01)
V <sub>med</sub> *	1950-1984	Otoño	-0.16	-5.56	(-0.36:0)
V <sub>med</sub> *	1950-1984	Anual	-0.08	-2.49	(-0.22:0.01)
V <sub>med</sub> *	1985-2011	Primavera	-0.15	-4.59	(-0.32:0)
V <sub>max</sub> *	1950-2011	Invierno	-0.18	-1.81	(-0.37:0)
V <sub>max</sub> *	1985-2011	Primavera	-0.41	-3.87	(-0.73:-0.07)
V <sub>max</sub>	1985-2011	Anual	-0.22	-2.22	(-0.41:-0.05)
HR <sub>07</sub>	1950-2011	Invierno	-0.50	-0.59	(-0.78:-0.22)
HR <sub>07</sub>	1950-2011	Primavera	-0.41	-0.52	(-0.71:-0.14)
HR <sub>07</sub>	1950-2011	Verano	-0.74	-1.01	(-1.13:-0.38)
HR <sub>07</sub>	1950-2011	Otoño	-0.69	-0.83	(-0.93:-0.47)
HR <sub>07</sub>	1950-2011	Anual	-0.64	-0.80	(-0.84:-0.44)
HR <sub>07</sub>	1950-1984	Invierno	-1.12	-1.31	(-1.75:-0.51)
HR <sub>07</sub> *	1950-1984	Verano	0.83	1.06	(0.12:1.69)
HR <sub>07</sub>	1950-1984	Otoño	-1.05	-1.23	(-1.61:-0.51)
HR <sub>13</sub>	1950-2011	Invierno	-0.67	-1.01	(-1.12:-0.29)
HR <sub>13</sub>	1950-2011	Verano	-0.46	-0.98	(-0.85:-0.08)
HR <sub>13</sub>	1950-2011	Otoño	-0.80	-1.39	(-1.16:-0.40)
HR <sub>13</sub>	1950-2011	Anual	-0.55	-0.97	(-0.77:-0.30)
HR <sub>13</sub> *	1950-1984	Verano	0.78	1.51	(-0.07:1.60)
HR <sub>13</sub>	1950-1984	Otoño	-1.77	-2.91	(-2.58:-0.96)
HR <sub>18</sub>	1950-2011	Invierno	-0.58	-0.79	(-0.97:-0.25)
HR <sub>18</sub>	1950-2011	Verano	-0.46	-0.94	(-0.82:-0.13)
HR <sub>18</sub>	1950-2011	Otoño	-0.79	-1.21	(-1.19:-0.41)
HR <sub>18</sub>	1950-2011	Anual	-0.51	-0.83	(-0.78:-0.27)
HR <sub>18</sub>	1950-1984	Invierno	-1.59	-2.11	(-2.48:-0.62)
HR <sub>18</sub>	1950-1984	Otoño	-2.30	-3.42	(-3.25:-1.50)
HR <sub>18</sub>	1950-1984	Anual	-1.03	-1.61	(-1.57:-0.48)

\*\* Continuación de la Tabla 6.8.

6.4.2.- Tendencias en la irradiación UVER sobre el cuerpo humano

6.4.2.1.- *Sensación térmica y fracción de cuerpo desnudo*

La radiación UVER cuantifica la toxicidad de la radiación solar sobre la piel humana, sin embargo, si el cuerpo de una persona se encuentra totalmente cubierto, la radiación UV que llega sobre él no causará ningún efecto perjudicial. Por tanto, es de interés conocer la fracción de cuerpo desnudo que expone un ser humano a la radiación solar. *Chubarova y Zhdanova (2013)* calcularon la fracción de cuerpo desnudo  $F_{cd}$ , a través de un ajuste empírico, obteniendo la siguiente expresión:

$$F_{cd} = 0.141 \exp(0.041 S_T), \quad (6.9)$$

donde  $S_T$  es la sensación térmica, o temperatura efectiva, que es la temperatura que un ser humano siente en unas condiciones específicas de viento, humedad y temperatura. La sensación térmica diaria se ha calculado suponiendo que es igual a la temperatura media diaria medida, excepto cuando la temperatura media es menor de 0°C o mayor de 20°C. La sensación térmica para temperaturas negativas ha sido calculada utilizando la corrección por viento utilizada por *Chubarova y Zhdanova (2013)*:

$$S_T = T_{med} + (4.27 V_{med}^{-0.229} - 10), \quad (6.10)$$

donde  $V_{med}$  y  $T_{med}$  son la velocidad del viento y la temperatura media diaria, respectivamente. Para calcular la sensación térmica para temperaturas superiores a 20°C, se ha utilizado una corrección con la humedad relativa, considerando que la sensación térmica es igual al “índice de calor” (*Steadman, 1979*), el cuál varía con la humedad relativa y la temperatura según la Figura 6.12. La humedad relativa utilizada para calcular la sensación térmica ha sido el promedio diario de las humedades medidas a las 07:00, a las 13:00 y a las 18:00 UTC, obteniendo mayor sensación térmica cuando mayor es la humedad. Se ha considerado que la sensación térmica es igual a la temperatura media cuando no se ha encontrado disponible un valor medido del viento o de la humedad.

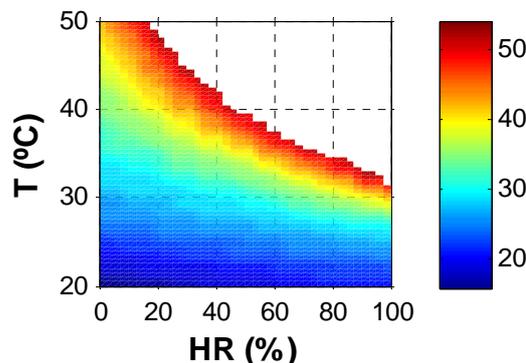


Figura 6.12: Índice de calor en función de la temperatura y la humedad relativa.

6.4.2.2.- *Irradiación UVER por unidad de cuerpo desnudo*

Utilizando la ecuación (6.9) se obtiene la fracción de cuerpo desnudo de una persona; si la irradiación UVER diaria se multiplica por esa fracción, entonces se tiene la irradiación UVER diaria por unidad de cuerpo desnudo  $UV_{cd}$ .

El significado físico que representa esta nueva variable, es la irradiación UVER diaria que recibe por unidad de cuerpo desnudo un ser humano que está expuesto todo el día al sol. Los valores de  $UV_{cd}$  han sido calculados para todas las localidades y, procediendo de igual manera que en los apartados anteriores, se han obtenido las anomalías de esta variable. Las anomalías anuales se encuentran representadas en la Figura 6.13. El comportamiento es similar al encontrado en la irradiación UVER (Figura 6.5), aunque parece más pronunciado el incremento en la irradiación  $UV_{cd}$  en los últimos años.

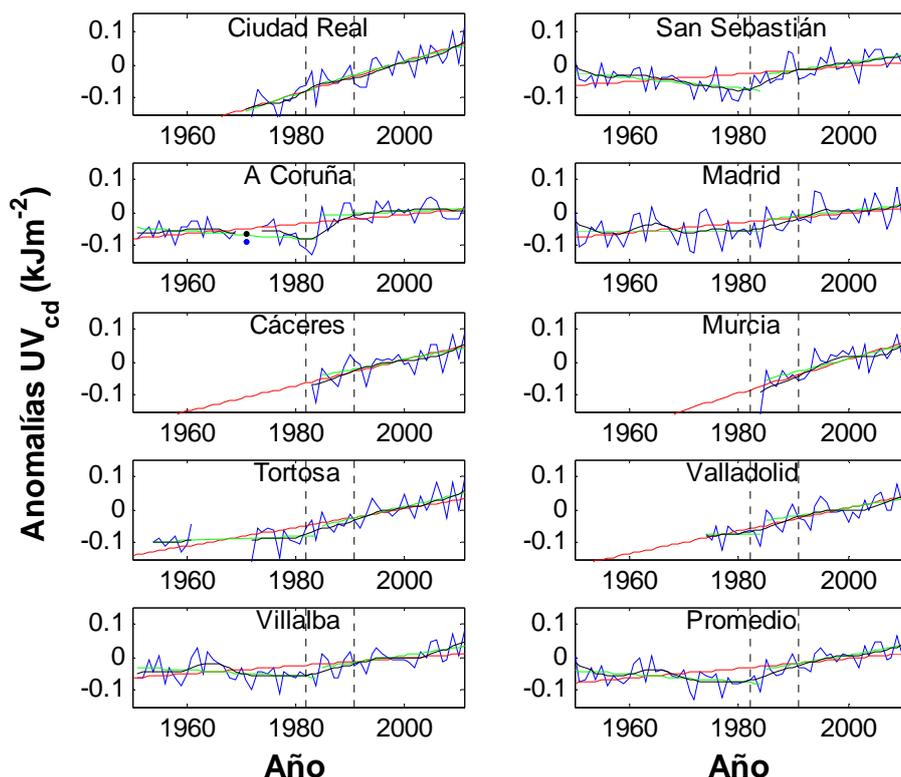


Figura 6.13: Evolución temporal de las anomalías anuales de la irradiación UVER por unidad de cuerpo desnudo (azul) en nueve localidades y el promedio de las nueve. Las unidades de las anomalías de  $UV_{cd}$  son  $\text{kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  por unidad de cuerpo desnudo. La línea negra representa un filtro pasa-baja Gaussiano de 21 años. La línea roja es el ajuste lineal de la serie en todo el periodo y las líneas verdes los ajustes lineales en los periodos 1950-1984 y 1985-2011. Los años 1982 y 1991 están señalados con una línea vertical discontinua.

Igual que con el resto de variables, las tendencias de las series de irradiación  $UV_{cd}$  han sido calculadas y representadas para distintos periodos en la Figura 6.14; las tendencias estacionales y anuales estadísticamente significativas se encuentran también en la Tabla 6.9. Durante el periodo 1950-2011 aparecen más tendencias crecientes significativas en la irradiación  $UV_{cd}$  que en la UVER, mostrando todas las localidades tendencias anuales estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 99%. Estas tendencias son de  $2.3\%dc^{-1}$ ,  $1.9\%dc^{-1}$ ,  $1.8\%dc^{-1}$  y  $2.0\%dc^{-1}$ , en San Sebastián, Madrid, Villalba y la serie Promedio, respectivamente. En concreto, para la serie Promedio, se ha obtenido un 12.5% de incremento en la irradiación  $UV_{cd}$  durante el periodo 1950-2011. Las tendencias en la irradiación  $UV_{cd}$  son mayores que las obtenidas en la Tabla 6.2 para la irradiación UVER.

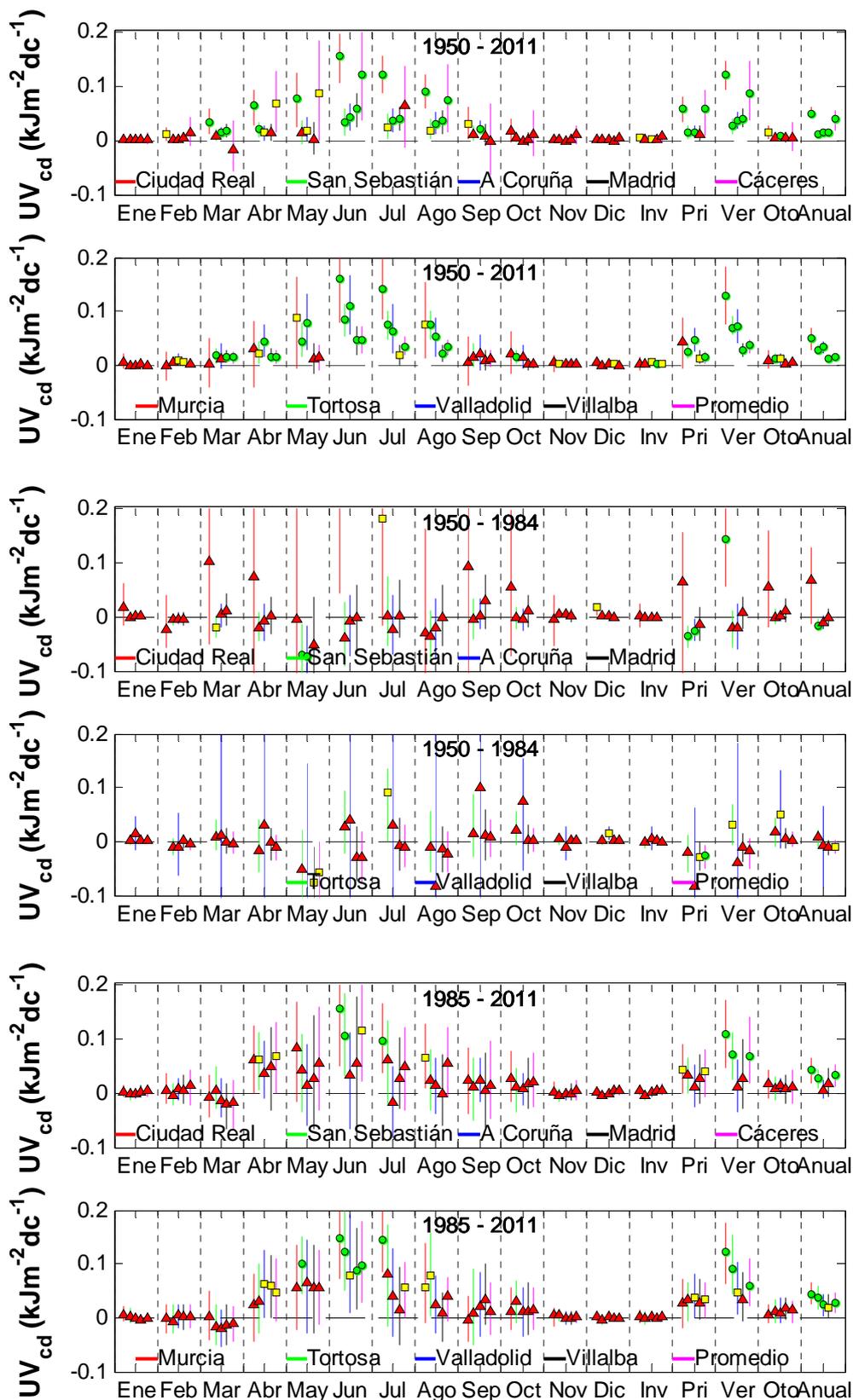


Figura 6.14: Tendencias (Estimador de Theil-Sen) de la irradiación UVER por unidad de cuerpo desnudo ( $UV_{cd}$ ) de las 10 series temporales en tres intervalos temporales diferentes, para los valores mensuales (12), estacionales (4) y anuales (1). Las unidades de  $UV_{cd}$  son  $\text{kJm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  por unidad de cuerpo desnudo. La barra representa el intervalo de confianza del 95%. Los círculos verdes indican que la tendencia es significativa al 99% ( $p < 0.01$ ), los cuadrados amarillos indican que la tendencia es significativa al 95% ( $p < 0.05$ ) y los triángulos rojos que no es significativa al 95% ( $p \geq 0.05$ ).

Para el periodo 1950-1984, aparecen menos tendencias significativas, sin embargo, la serie Promedio presenta una tendencia anual significativa y decreciente en la irradiación  $UV_{cd}$  de  $-1.5\%dc^{-1}$ , pero no en la irradiación UVER. También aparecen más tendencias significativas en la irradiación  $UV_{cd}$  durante el periodo 1985-2011, siendo todas las tendencias anuales significativas, excepto en A Coruña y Madrid, variando desde  $2.9\%dc^{-1}$  (Villalba) a  $5.0\%dc^{-1}$  (San Sebastián) y siendo de  $3.8\%dc^{-1}$  en la serie Promedio. Las tendencias obtenidas para la irradiación  $UV_{cd}$  en los periodos 1950-2011 y 1985-2011 son mayores que en la irradiación UVER; esto se debe a que existe un incremento en la temperatura en esos periodos (Figura 6.11) que hace que la fracción de cuerpo desnudo también incremente, dando tendencias mayores en  $UV_{cd}$ .

Tabla 6.9: Valores de las tendencias estacionales y anuales ( $T_{TS}$ ) de la irradiación UVER por unidad de cuerpo desnudo en  $Jm^{-2}dc^{-1}$  y  $\%dc^{-1}$  calculadas mediante el estimador Theil-Sen para distintas localidades, periodos y estaciones. La última columna representa el intervalo de confianza al 95% (IC-95%) de la tendencia en  $Jm^{-2}dc^{-1}$  por unidad de cuerpo desnudo. Sólo se incluyen las tendencias estadísticamente significativas al 99% (sin marca) y al 95% (marcadas con un asterisco).

Localidad	Periodo	Estación	N	$T_{TS}$ ( $Jm^{-2}dc^{-1}$ )	$T_{TS}$ ( $\%dc^{-1}$ )	IC-95% ( $Jm^{-2}dc^{-1}$ )
Ciudad Real*	1950-2011	Invierno	41	5	3.18	(0:10)
Ciudad Real	1950-2011	Primavera	41	57	7.28	(32:80)
Ciudad Real	1950-2011	Verano	41	119	6.42	(93:146)
Ciudad Real*	1950-2011	Otoño	41	14	2.42	(0:27)
Ciudad Real	1950-2011	Anual	41	49	5.78	(38:61)
Ciudad Real	1950-1984	Verano	14	141	8.35	(55:262)
Ciudad Real*	1985-2011	Primavera	27	43	5.25	(-1:89)
Ciudad Real	1985-2011	Verano	27	107	5.55	(46:170)
Ciudad Real	1985-2011	Anual	27	41	4.64	(18:63)
San Sebastián	1950-2011	Primavera	62	14	2.73	(1:25)
San Sebastián	1950-2011	Verano	61	26	2.64	(10:40)
San Sebastián	1950-2011	Anual	62	11	2.29	(5:18)
San Sebastián	1950-1984	Primavera	35	-36	-7.57	(-56:-16)
San Sebastián	1950-1984	Anual	35	-16	-3.41	(-28:-5)
San Sebastián	1985-2011	Verano	27	69	6.54	(25:111)
San Sebastián	1985-2011	Anual	27	26	5.00	(7:43)
A Coruña*	1950-2011	Invierno	59	2	1.44	(0:4)
A Coruña	1950-2011	Primavera	57	15	2.62	(4:27)
A Coruña	1950-2011	Verano	56	36	3.24	(20:51)
A Coruña	1950-2011	Otoño	56	8	2.03	(3:12)
A Coruña	1950-2011	Anual	58	15	2.70	(9:19)
A Coruña	1950-1984	Primavera	30	-26	-4.95	(-47:-6)
Madrid	1950-2011	Verano	61	40	2.35	(23:58)
Madrid	1950-2011	Anual	62	14	1.85	(7:21)
Cáceres	1950-2011	Primavera	29	57	6.87	(8:92)
Cáceres	1950-2011	Verano	29	86	4.53	(36:144)
Cáceres	1950-2011	Anual	29	38	4.42	(16:56)
Cáceres*	1985-2011	Primavera	27	40	4.78	(-8:81)
Cáceres	1985-2011	Verano	27	68	3.53	(18:140)
Cáceres	1985-2011	Anual	27	32	3.60	(11:50)
Murcia	1950-2011	Verano	28	127	6.63	(76:183)
Murcia	1950-2011	Anual	28	51	5.47	(29:70)
Murcia	1985-2011	Verano	27	122	6.30	(63:175)
Murcia	1985-2011	Anual	27	45	4.87	(25:64)
Tortosa	1950-2011	Primavera	48	26	3.40	(12:41)
Tortosa	1950-2011	Verano	48	70	4.13	(57:91)

Localidad	Periodo	Estación	N	T <sub>TS</sub> (Jm <sup>-2</sup> dc <sup>-1</sup> )	T <sub>TS</sub> (%dc <sup>-1</sup> )	IC-95% (Jm <sup>-2</sup> dc <sup>-1</sup> )
Tortosa	1950-2011	Otoño	48	12	2.09	(3:21)
Tortosa	1950-2011	Anual	48	29	3.59	(21:38)
Tortosa*	1950-1984	Verano	21	32	2.01	(-8:68)
Tortosa	1985-2011	Verano	27	91	5.05	(45:154)
Tortosa	1985-2011	Anual	27	38	4.56	(17:59)
Valladolid*	1950-2011	Invierno	38	5	4.19	(0:9)
Valladolid	1950-2011	Primavera	38	46	7.03	(24:70)
Valladolid	1950-2011	Verano	38	71	4.70	(41:102)
Valladolid*	1950-2011	Otoño	39	11	2.50	(-2:23)
Valladolid	1950-2011	Anual	38	34	4.98	(22:44)
Valladolid*	1950-1984	Otoño	12	50	11.28	(-14:132)
Valladolid*	1985-2011	Primavera	27	38	5.48	(-1:81)
Valladolid*	1985-2011	Verano	27	48	3.07	(7:102)
Valladolid	1985-2011	Anual	27	26	3.62	(4:44)
Villalba	1950-2011	Invierno	61	3	2.96	(1:6)
Villalba*	1950-2011	Primavera	61	13	2.16	(1:27)
Villalba	1950-2011	Verano	60	27	1.87	(15:39)
Villalba	1950-2011	Anual	61	11	1.76	(5:17)
Villalba*	1950-1984	Primavera	34	-29	-4.81	(-55:-2)
Villalba*	1985-2011	Anual	27	20	2.94	(0:42)
Promedio*	1950-2011	Invierno	62	2	1.50	(0:4)
Promedio	1950-2011	Primavera	62	14	2.02	(4:26)
Promedio	1950-2011	Verano	62	37	2.35	(22:48)
Promedio	1950-2011	Anual	62	15	2.02	(9:21)
Promedio	1950-1984	Primavera	35	-26	-4.25	(-50:-6)
Promedio*	1950-1984	Anual	35	-10	-1.52	(-23:2)
Promedio*	1985-2011	Primavera	27	34	4.62	(-1:66)
Promedio	1985-2011	Verano	27	59	3.63	(23:109)
Promedio	1985-2011	Anual	27	28	3.75	(8:46)

\*\* Continuación de la Tabla 6.9.

## **6.5.- Explicación de las tendencias observadas**

### **6.5.1.- Ozono y el Protocolo de Montreal**

Los gases emitidos a la atmósfera que contienen gases halógenos como el bromo o el cloro (p. ej. clorofluorocarbonos: CFCs), son capaces de llegar a la estratosfera y destruir las moléculas de ozono (*Molina y Rowland, 1974*). Un gran incremento en la emisión de gases halógenos fue registrado desde la década de 1960 hasta la de 1980, debido al crecimiento en la producción y el uso de estos para refrigeración, aire acondicionado, limpieza industrial, etc. (*WMO, 2011*). Como consecuencia de este incremento en las emisiones se produjo el llamado “agujero de la capa de ozono” en la Antártida, que fue descubierto en 1985 (*Farman et al., 1985*). Para solucionar el problema de la disminución del ozono en la estratosfera, se negoció en 1987 el tratado internacional conocido como Protocolo de Montreal, que entró en vigor el 1 de enero de 1989, por el que las naciones del mundo acordaron reducir las emisiones de gases que destruyen el ozono. El Protocolo de Montreal ha sido considerado como un ejemplo excepcional de cooperación internacional, exitoso pues las emisiones y el consumo han sido reducidos un 98% desde 1986 a 2008 (*Velders et al., 2007; WMO, 2011*). En los resultados obtenidos para el ozono en los apartados 6.2 y 6.3, se ha observado una tendencia significativa decreciente en la cantidad de ozono durante las últimas seis décadas, probablemente debidas al aumento en la producción de gases halógenos hasta entrar en vigor el Protocolo de Montreal. Este descenso es apreciable de forma cualitativa en la Figura 6.7, donde también puede observarse como, a partir de unos años posteriores al Protocolo de Montreal, la columna de ozono empieza a aumentar en todas las localidades. Si se calculan las tendencias del ozono desde 1992 a 2011 con los datos de las localidades de este trabajo, se encuentran tendencias crecientes en la mayoría de localidades, aunque sólo unas pocas son estadísticamente significativas con un nivel de confianza del 99%. Se puede concluir que la evolución del ozono está fuertemente marcada por la emisión de gases halógenos a la atmósfera, lo que ha producido un decrecimiento significativo del ozono en las últimas seis décadas. Sin embargo, la cantidad de ozono ha crecido en las dos últimas décadas y cabe pensar que seguirá esta tendencia debido a la reducción de emisiones antropogénicas de gases halógenos llevada a cabo a través del Protocolo de Montreal (*McKenzie et al., 2011*).

### **6.5.2.- Radiación SW e insolación: “Global dimming” y “Global brightening”**

Una disminución de la radiación SW ha sido registrada entre las décadas de 1950 y 1980 en distintas localidades del mundo, fenómeno que, como se ha explicado en el apartado 6.2, se llamó “global dimming” (*Stanhill y Cohen, 2001*). Una inversión en la tendencia ha sido observada a partir de la década de 1980, apareciendo tendencias crecientes en la radiación SW, lo cual se conoce como “global brightening”, fenómeno que no es tan evidente en algunas localidades (*Wild, 2012*). Los fenómenos de “dimming” y “brightening” también se han observado en las medidas de insolación (*Sánchez-Lorenzo et al., 2007*). Los cambios en la radiación SW no pueden ser atribuidos a los cambios en la luminosidad del Sol ya que son al menos un orden de magnitud menor (*Willson y Mordvinov, 2003*), por lo que el “dimming” y el “brightening” se deben a cambios en la transparencia de la atmósfera (*Wild, 2012*).

*Streets et al.* (2009) sugirieron que la transición de “dimming” a “brightening” se debe a una reducción en la cantidad de aerosoles en la atmósfera a partir de la década de 1980, observada por *Chin et al.* (2013), debido a una menor contaminación del aire (principalmente negro de humo y sulfatos procedentes de la quema de combustibles fósiles) por origen antropogénico (*Stern*, 2006). *Wild* (2012) indicó que el principal responsable de los fenómenos de “dimming” y “brightening” es la variación en la cantidad de aerosoles tanto en los lugares con mayor número de partículas como para los más limpios, debido al efecto directo e indirecto de estos sobre la radiación solar. Los aerosoles atenúan la radiación solar en la superficie terrestre mediante procesos de absorción y “scattering” (efecto directo), pero también actúan como núcleos de condensación de nubes, pudiendo aumentar el albedo de reflexión de una nube, así como su tiempo de vida. El efecto indirecto de los aerosoles puede tener mucho mayor impacto en las localidades con menor concentración de aerosoles, mientras que el efecto directo es más efectivo en las localidades más contaminadas (*Wild*, 2012). Recientes registros sobre la emisiones de sulfuros indican un aumento mundial debido al intenso crecimiento en las emisiones en Asia a partir del año 2000 (*Streets et al.*, 2009). Este crecimiento (*Chin et al.*, 2013), podría provocar un nuevo fenómeno de “dimming”, como podría estar sucediendo en China e India desde el año 2000 (*Wild et al.*, 2009; *Wild*, 2012).

Según lo indicado, las tendencias observadas en este trabajo en la irradiación SW y en la insolación encajan con los fenómenos de “dimming” y “brightening”, debiéndose la tendencia negativa durante 1950-1984 a un incremento en la polución atmosférica causado por la emisión de partículas de negro de humo y sulfatos, entre otras, que intensificaron la reducción de radiación SW por efecto directo e indirecto. La reducción de esas emisiones, debida a políticas medio ambientales y de calidad del aire, ha producido el incremento en la radiación SW durante 1985-2011. El efecto conjunto del “dimming” y el “brightening” da como resultado que ninguna tendencia en la irradiancia SW sea significativa durante 1950-2011. Madrid ha sido la única localidad donde no se ha observado una tendencia creciente significativa en la radiación SW durante el periodo del “brightening”, que puede ser debido a que no se ha producido un descenso apreciable en la contaminación atmosférica en la capital de España. En cuanto al posible aumento en las emisiones de aerosol a partir de 2000, la Figura 6.6 muestra que las anomalías de la radiación SW durante los años posteriores al 2000 se mantienen relativamente constantes; no se ha encontrado ninguna tendencia significativa en ese periodo, lo cual puede deberse a una estabilización en los niveles de contaminación.

### 6.5.3.- Temperatura y el efecto invernadero

Existen una serie de gases en la atmósfera, conocidos como gases de efecto invernadero (dióxido de carbono CO<sub>2</sub>, Metano, CH<sub>4</sub>, etc.), que no absorben la radiación solar incidente, por lo que permiten que la Tierra se caliente, sin embargo, absorben parte de la radiación infrarroja que emite la Tierra, aumentando la temperatura de la atmósfera. *Arrhenius* (1896) predijo que un aumento de estos gases conllevaría un aumento de la temperatura en el planeta, produciendo el efecto que se conoce como calentamiento global (*Callendar*, 1938).

Charles David Keeling empezó a medir la concentración de CO<sub>2</sub> en la atmósfera en Mauna Loa (Hawái, EE.UU.) desde 1958, encontrando un aumento monótono en esta concentración que todavía no ha cesado (*Weart, 2003*), principalmente provocado por la quema de combustibles fósiles como petróleo, carbón y gas natural, a la fabricación de cemento y a cambios en el uso de la tierra como la deforestación. Otros gases de efecto invernadero como el metano también han incrementado debido a actividades agrícolas.

Este aumento en la concentración de gases de efecto invernadero debería implicar un crecimiento de la temperatura, sin embargo, desde la década de 1950 hasta principios de la década de 1970, se observó un decrecimiento en la temperatura (Figura 6.11), lo que hizo pensar a los científicos de la época que el calentamiento global no era cierto. Sin embargo, la disminución en la temperatura en ese periodo se explicó más tarde mediante el fenómeno del “global dimming”, explicado en el apartado anterior: En ese periodo el aumento en la temperatura debido al incremento de gases de efecto invernadero fue contrareestado por un mayor descenso en la temperatura debido al aumento de aerosoles antropogénicos en la atmósfera, lo que enfría la Tierra al llegar menos radiación SW (*IPCC, 2007*). Uno de los hechos que confirman que ese descenso se debió al “dimming” es que en el hemisferio Sur, donde las emisiones de aerosoles a la atmósfera fueron de un orden de magnitud menor que en el hemisferio Norte, no se produjo descenso en las temperaturas durante 1950-1975 (*Wild, 2012*).

Durante el fenómeno del “brightening”, la temperatura ha aumentado fuertemente debido al descenso en la cantidad de aerosoles en la atmósfera y al continuo incremento de los gases de efecto invernadero. Esto se ha podido observar en este trabajo a través de la Figura 6.11, que muestra claramente el periodo de enfriamiento hasta mediados de la década de 1970 y el periodo de calentamiento posterior. A partir del año 2000, la temperatura muestra un comportamiento relativamente constante (ninguna tendencia significativa con un nivel de confianza del 99%), similar al de la radiación SW, el cual puede deberse a la ausencia de cambios en la cantidad de aerosoles a partir de esa fecha.

En diciembre de 1997 los países industrializados se comprometieron, en la ciudad de Kyoto (Japón), a ejecutar un conjunto de medidas para reducir los gases de efecto invernadero, pactando reducir en al menos un 5% en promedio las emisiones contaminantes entre 2008 y 2012, tomando como referencia los niveles de 1990. En el caso de España, se pactó que estos niveles podían subir como máximo un 15%. El acuerdo entró en vigor en febrero de 2005, después de la ratificación por parte de Rusia en 2004. Sin embargo, el protocolo de Kyoto no llegó a ser ratificado por los EE.UU., Canadá abandonó en 2011 y los países emergentes, exentos de reducir los gases de efecto invernadero, han incrementado fuertemente las tasas de dióxido de carbono. En la actualidad parece existir un conflicto entre la situación económica, marcada por la recesión global de 2008, y la reducción de los gases de efecto invernadero, considerándose de mayor importancia la recuperación económica.

#### 6.5.4.- Radiación UVER en superficie y sobre el cuerpo humano

La variación anual de la irradiación UVER está principalmente controlada por los cambios en el ozono, en los aerosoles y en las nubes. Según lo observado en el apartado 6.2, en la época del “dimming”, cuando la cantidad de aerosoles en la atmósfera aumentó, en San Sebastián y en A Coruña se encuentran tendencias negativas estadísticamente significativas, causadas fuertemente por el efecto de los aerosoles y las nubes en vez de por el ozono. Sin embargo, durante el periodo de “brightening”, la radiación UVER presenta un aumento positivo y significativo, también debido en mayor parte por el efecto de los aerosoles y las nubes que por el ozono. En concreto, desde 1985 a 2011 la serie Promedio ha aumentado  $109 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $46 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  debido a cambios en el ozono y  $63 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  por nubes y aerosoles) en verano y  $50 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $19 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  debido a cambios en el ozono y  $31 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  por nubes y aerosoles) en la media anual (Tabla 6.2).

En el periodo de 1950 a 2011 la serie Promedio presenta tendencias de  $54 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $46 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  debido a cambios en el ozono y  $8 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  por nubes y aerosoles) en verano y  $25 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  ( $24 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  debido a cambios en el ozono y  $1 \text{ Jm}^{-2}\text{dc}^{-1}$  por nubes y aerosoles) en la media anual (Tabla 6.2). El valor de estas tendencias es la mitad que en el periodo 1985-2011, pero se deben en casi su totalidad a la variación en el ozono, pues los cambios en las nubes y los aerosoles se ven compensados en este periodo, como se ha observado para la radiación SW. La tendencia en la irradiación UVER a partir del año 2000 no presenta ninguna tendencia significativa; esto se debe a un incremento en la columna de ozono tras el protocolo de Montreal (apartado 6.5.1) y a unos niveles más constantes en los aerosoles atmosféricos (*Zerefos et al.*, 2009).

El aumento de la temperatura lleva a que el cuerpo humano esté más desnudo, lo que aumenta el efecto dañino de la UVER sobre la piel humana. La irradiación UVER por unidad de cuerpo desnudo, no sólo depende del ozono, los aerosoles y las nubes, si no que las variaciones en la temperatura tienen un importante efecto sobre esta variable. De esta forma se puede observar, en el apartado 6.4, que aparecen tendencias negativas significativas en la  $UV_{cd}$  durante el periodo del “dimming”, mientras que no las hay para la UVER, lo cual se debe a que la disminución en la temperatura en el periodo 1950-1975 redujo la  $UV_{cd}$ . Sin embargo, en la época del “brightening”, el aumento de la temperatura (debido al aumento en los gases de efecto invernadero y la reducción de aerosoles), en conjunto con el aumento de la radiación UVER (debido a la reducción de los aerosoles), hace que la irradiación  $UV_{cd}$  aumente un  $3.6 \text{ \%dc}^{-1}$  (verano) y un  $3.8 \text{ \%dc}^{-1}$  (anual) para la serie Promedio desde 1985 a 2011 (Tabla 6.9). La irradiación UVER durante el “brightening” aumentó un  $2.5\text{ \%dc}^{-1}$  (verano) y un  $2.1\text{ \%dc}^{-1}$  (anual), por lo que el efecto de la temperatura sobre la cantidad de irradiación UVER que llega al cuerpo humano es importante, siendo la variación en la temperatura responsable de más del  $1\text{ \%dc}^{-1}$  (entre 30% y 45% del total) del valor absoluto en las tendencias encontradas en  $UV_{cd}$ .

En cuanto al periodo 1950-2011, en el que los cambios en los aerosoles no son significantes, las tendencias en la variable  $UV_{cd}$  estarán dominadas por la variación decreciente en el ozono y la variación creciente en la temperatura, ambas a favor de un crecimiento de la  $UV_{cd}$ . Aproximadamente la mitad del valor de las tendencias ( $\sim 1.0\text{ \%dc}^{-1}$ ) encontradas en la serie Promedio de  $UV_{cd}$  en verano ( $2.4\text{ \%dc}^{-1}$ ) y en la media anual ( $2.0 \text{ \%dc}^{-1}$ ), se deben a la variación en la temperatura desde 1950 a 2011; el resto a los cambios en el ozono.

### 6.5.5.- Factores que no se han considerado

Los resultados de este capítulo se han obtenido a partir de series reconstruidas con modelos, los cuales tienen sus limitaciones. Además de los posibles errores de los modelos en el cálculo de la irradiación UVER y SW, los modelos utilizados no consideran las posibles variaciones en parámetros como el albedo o la columna de vapor de agua, ya que se ha utilizado en ellos un valor climatológico medio mensual.

Las tendencias en la serie de datos de albedo a 360 nm (apartado 2.2.5) desde 1958 a 2002 (no mostradas), revelan que el albedo superficial en la región UV no ha sufrido cambios significativos en las últimas seis décadas, salvo en los meses de invierno, cuando ha disminuido ligeramente. Este resultado indica que la tendencia de la radiación UVER obtenida en los meses de invierno podría ser ligeramente menor debido a cambios en el albedo superficial, sin embargo esto no debería afectar al resto de meses.

Un incremento en la columna de vapor de agua, implicaría un valor menor de radiación SW sin nubes utilizado para reconstruir la radiación UVER, que a su vez daría un valor mayor de la radiación UVER reconstruida. Se han calculado las tendencias durante el periodo 1957-2002 de la columna de vapor de agua utilizando los datos diarios de la serie de vapor de agua ERA-40 (*Uppala et al.*, 2005), también utilizada por *Lindfors et al.* (2007). Estas tendencias (no mostradas) indican un ligero descenso del vapor de agua, no siempre significativo, pero que, de tenerse en cuenta, podría contribuir a que las tendencias obtenidas en la radiación UVER en este trabajo fueran menores.

Otro factor a tener en cuenta es la incertidumbre en los valores medidos y reconstruidos, pues, como se ha observado en el apartado 6.3, algunas tendencias no pueden ser consideradas estadísticamente significativas debido a su incertidumbre. Además, la serie Promedio ha sido calculada con nueve localidades, con cuatro o cinco localidades para las décadas anteriores a 1980, por lo que podrían no ser suficientes para dar un resultado promedio; sin embargo los resultados obtenidos son similares a los obtenidos por otros autores utilizando más localidades (*Sánchez-Lorenzo et al.*, 2013a).

En cuanto a la tendencia en la irradiación UVER sobre el cuerpo desnudo, se ha considerado que un aumento de la temperatura aumenta la sección del cuerpo desnudo expuesto al sol, sin embargo, no se ha tenido en cuenta que un aumento en la temperatura y, por tanto, en la sensación térmica, podría tener el efecto contrario: que el ser humano ante un aumento de temperatura no se quite más ropa si no que decida quedarse resguardado, evitando la incidencia de la radiación solar sobre él. Tampoco se han considerado el efecto que habrá tenido el crecimiento en la construcción y edificación en las localidades urbanas, provocando tal crecimiento un mayor número de lugares sombreados, en los que la irradiación UVER será menor. Finalmente, respecto a los cambios en la irradiación que recibirá un cuerpo humano, hay dos factores importantes que no se han tenido en cuenta: la utilización de cremas y productos para la protección solar, cuyo uso reduciría el daño sobre el cuerpo humano; el efecto contrario habría causado un culto social relacionado con tomar el sol y broncearse, lo que lleva a una mayor exposición solar y un mayor daño sobre la piel, existiendo enfermedades como la tanorexia, en la que el enfermo presenta una necesidad obsesiva para lograr un tono de piel más oscuro.

### 6.5.6.- Visión global del cambio pasado y futuro

Los principales cambios en la radiación UVER sobre el cuerpo humano se deben a: cambios en la columna de ozono (gases halógenos), cambios en los aerosoles (“dimming” y “brightening”) y cambios en la temperatura (calentamiento global). A partir del protocolo de Montreal, la cantidad de ozono en la atmósfera se está recuperando gracias a la reducción de emisiones de gases halógenos. Esta reducción ha llevado a que el incremento en la radiación UVER durante los últimos 27 años se deba en gran parte a una reducción en la emisión de aerosoles a la atmósfera, mientras que durante 1950 a 2011 el máximo responsable del crecimiento en la UVER fue la disminución del ozono en ese periodo.

En un futuro, incrementar la cantidad de aerosoles en la atmósfera conllevaría reducir los niveles de radiación UVER y a su vez la temperatura, por lo que se reduciría la irradiación sobre cuerpo desnudo por partida doble. Sin embargo, un aumento en la contaminación atmosférica no es viable, pues conllevaría un incremento en enfermedades cardiorrespiratorias y otras afecciones, y podría tener un efecto devastador sobre el clima como intensas sequías (*Weart, 2003*). Por tanto, descartando incrementar los aerosoles antropogénicos en la atmósfera y considerando que los niveles de ozono seguirán subiendo después del protocolo de Montreal, la manera de reducir la irradiación UVER sobre el cuerpo desnudo es reduciendo la temperatura (evitando el calentamiento global). Reducir los aerosoles antropogénicos en la atmósfera conlleva un aumento de temperatura, así que esta reducción debe hacerse conjuntamente con una disminución de los gases de efecto invernadero en la atmósfera, evitando un aumento de la temperatura por efecto invernadero.

Por tanto, una reducción de la contaminación atmosférica en conjunto con una reducción de emisiones de gases de efecto invernadero, no sólo podría disminuir el calentamiento global, con los posibles beneficios que ello conllevaría (*Weart, 2003*), si no que a su vez reduciría la cantidad de radiación solar perjudicial sobre el cuerpo humano. Sin embargo, parece que el protocolo de Kyoto no está siendo eficaz para reducir los gases de efecto invernadero en el mundo, a diferencia que el protocolo de Montreal para reducir los gases halógenos, por lo que nuevos compromisos deberían adoptarse por parte de los distintos países del mundo. Además de las medidas políticas necesarias, también será necesaria una mayor conciencia del problema que derive en un uso más eficiente y moderado de la energía, en especial por parte de los países desarrollados y emergentes.

Finalmente, el ser humano debe ser responsable a la hora de prevenir las enfermedades derivadas de la exposición al sol, evitando la exposición al sol durante las horas centrales del día y tomando las medidas de precaución necesarias (cremas dermoprotectoras, sombrillas, etc.) para poder disfrutar de una exposición al sol saludable y de los efectos beneficiosos de la radiación solar.

## **Conclusiones y líneas futuras**

### Conclusiones

A lo largo de esta tesis se han realizado distintos estudios y se han obtenidos diferentes conclusiones. A continuación se presentan las conclusiones y resultados más destacados de esta tesis.

1) Se han cuantificado las incertidumbres en los parámetros extraídos de medidas satelitales: columna de ozono total, espesor óptico de aerosoles a 443 nm, exponente de Ångström y columna de vapor de agua. La incertidumbre máxima para una serie de datos compuesta por distintas bases de datos se encuentra alrededor de 10.5 DU. La incertidumbre del espesor óptico de aerosoles a 433 nm dada por el instrumento MISR es de 0.074 y de 0.054 para el espesor a 670 nm. La incertidumbre del exponente de Ångström es menor de 0.2 para valores menores de 2 y espesores ópticos no muy pequeños. La incertidumbre en el vapor de agua del instrumento MODIS corresponde con la raíz de la suma de 0.14 cm y del cuadrado del 12% del vapor de agua.

2) Las propiedades locales y atmosféricas de cada estación de medidas utilizada han sido caracterizadas, como el tipo de aerosol o el albedo superficial. Se ha deducido que el aerosol predominante en Madrid es del tipo urbano, de tipo marítimo limpio en San Sebastián, continental contaminado en Murcia y tipo continental limpio en el resto de localidades: Ciudad Real, A Coruña, Tortosa, Valladolid y Villalba. La presencia de nubes en las localidades costeras de A Coruña y San Sebastián es mucho mayor que en el resto de localidades.

3) El efecto de la incertidumbre en los parámetros de entrada de un modelo de transferencia radiativa (UVSPEC/LibRadtran) sobre la irradiancia SW y UVER simulada sin nubes ha sido estudiado. La incertidumbre en el ozono apenas afecta a la radiación SW, pero sí afecta a la radiación UVER: entre un 2% y un 5%. La incertidumbre en el espesor óptico de aerosoles provoca fuertes cambios en las componentes directa y difusa de las irradiancias SW y UVER, pero no así en la componente global, donde los cambios son menores del 6%. La incertidumbre en el SSA y el exponente de Ångström no tienen mucha influencia en la irradiancia global SW y UVER simulada; la incertidumbre del vapor de agua causa cambios menores del 5% en la irradiancia SW estimada. La componente global de la radiación SW presenta variaciones entre un 3% y un 12% (creciendo con el SZA) debido a la incertidumbre en todos los parámetros de entrada. Este porcentaje en la componente global de la irradiancia UVER está entre el 8 y el 17%.

4) Los datos de SW y UVER simulados sin nubes presentan, al compararse con medidas, valores de RMSE menores del 5% y del 10%, respectivamente, para  $SZA < 70^\circ$  en todas las localidades. Los valores simulados de irradiancia SW diaria comparados con las medidas presentan un RMSE menor del 4% y un MBE cerca del 0%; en el caso de la irradiancia UVER diaria un RMSE menor del 8% y un MBE menor del 3%. Las diferencias entre las simulaciones y las medidas se encuentran dentro de la incertidumbre del modelo provocada por las incertidumbres en los parámetros de entrada.

- 5) En esta tesis se propone un modelo semi-empírico para reconstruir la irradiancia UVER horaria a partir de medidas de irradiancia SW. Este modelo se compara a la vez que otros modelos con medidas, mostrando el mejor comportamiento de todos para los distintos valores de SZA y las distintas condiciones de nubosidad. El RMSE es menor del 10% para ángulos cenitales bajos y el MBE se encuentra cercano a cero. Las diferencias con las medidas se encuentran dentro de las incertidumbres del modelo.
- 6) Se ha propuesto un modelo para reconstruir la irradiación UVER diaria y otro para la irradiación SW diaria, ambos a partir de medidas de insolación. Los valores diarios estimados con estos modelos, así como los obtenidos a partir de los modelos horarios, han sido comparados con las medidas. Los promedios mensuales muestran un RMSE~5% y los anuales RMSE~3% y MBE~0% para los modelos propuestos. Las diferencias están dentro de las incertidumbres, mostrando mejores resultados que otros modelos.
- 7) Se han obtenido las series de radiación SW y UVER reconstruidas desde 1950 a 2011 en España en nueve localidades diferentes situadas en la Península Ibérica, aunque no todas comienzan en 1950, pero sí la serie promedio de las nueve. Algunas de las tendencias más relevantes encontradas han sido las siguientes: en el periodo 1950-2011 no existe tendencia significativa en la irradiación SW ya que se compensan los fenómenos de “brighthening” y “dimming”, pero sí aparecen tendencias significativas en la serie promedio de irradiación UVER:  $1.3 \pm 0.6\% \text{dc}^{-1}$  en verano y  $1.1 \pm 0.5\% \text{dc}^{-1}$  en la media anual (el  $\pm$  hace referencia al intervalo de confianza del 95% a partir de ahora), debido principalmente a la reducción en el ozono:  $-0.9 \pm 0.3\% \text{dc}^{-1}$  en verano y  $-0.7 \pm 0.3\% \text{dc}^{-1}$  en la media anual. En el periodo 1950-1984 no existen tendencias significativas excepto en la irradiación SW:  $-1.8 \pm 1.1\% \text{dc}^{-1}$  en verano y  $-1.7 \pm 0.9\% \text{dc}^{-1}$  en la media anual, que corresponde con la época del “dimming”. Finalmente, durante el periodo 1985-2011 la irradiación UVER crece:  $2.5 \pm 2.1\% \text{dc}^{-1}$  en verano y  $2.1 \pm 1.8\% \text{dc}^{-1}$  en la media anual, principalmente por cambios en los aerosoles y en las nubes más que por los cambios en el ozono; la irradiación SW también crece:  $1.0 \pm 1.1\% \text{dc}^{-1}$  en verano y  $1.6 \pm 1.1\% \text{dc}^{-1}$  en la media anual, que corresponde con la época del “brighthening”.
- 8) Se ha observado que la incertidumbre en los datos reconstruidos puede causar que algunas tendencias, sobre todo mensuales, no se deban considerar estadísticamente significativas a pesar de que sí lo sean cuando no se considera su incertidumbre.
- 9) La evolución temporal de otras variables también ha sido estudiada en este trabajo, encontrando que durante el periodo 1950-2011 la temperatura ha crecido entre  $0.15^{\circ}\text{Cdc}^{-1}$  y  $0.36^{\circ}\text{Cdc}^{-1}$ ; la humedad relativa ha disminuido presentando tendencias entre  $-0.46\% \text{dc}^{-1}$  y  $-0.8\% \text{dc}^{-1}$ , y la insolación ha descendido en las primeras décadas (“dimming”) para luego empezar a aumentar (“brighthening”).
- 10) El incremento en la temperatura hace que la irradiación UVER sobre cuerpo desnudo crezca más que la propia UVER:  $2.4 \pm 0.8\% \text{dc}^{-1}$  en verano y  $2.0 \pm 0.8\% \text{dc}^{-1}$  en la media anual desde 1950 a 2011;  $3.6 \pm 2.5\% \text{dc}^{-1}$  en verano y  $3.8 \pm 2.6\% \text{dc}^{-1}$  en la media anual entre 1985 y 2011. Estos resultados indican que las medidas de protección frente a la exposición solar en España deben ser mayores en la actualidad que en décadas pasadas.

### Lineas futuras

Una vez concluido este trabajo, se presentan a continuación algunos de los posibles caminos e ideas por donde puede continuar la investigación realizada en esta tesis:

Los mismos modelos desarrollados en este trabajo pueden aplicarse en un futuro a más localidades en España u otros países y cuantificar las tendencias de la radiación UVER y SW para contrastar si los resultados obtenidos en esta tesis son representativos. También el uso de medidas de otras estaciones de medida es útil para conocer si los modelos propuestos son válidos en otras localidades.

En este trabajo se han utilizado climatologías mensuales de algunas variables como el albedo de superficie o la columna de vapor de agua. En un futuro se podría intentar alimentar a los modelos con datos de estas variables que no sean climatologías, así poder incluir mejor en las series reconstruidas el efecto que tienen los cambios en las variables mencionadas.

Con las series de datos de irradiancia UVER, que se han reconstruido en este trabajo se puede intentar desarrollar estudios epidemiológicos e intentar abordar si existe correlación y causalidad entre el crecimiento en las enfermedades de la piel y los cambios en la radiación UVER.

Existen factores que no se han tenido en cuenta para calcular la radiación UVER sobre cuerpo desnudo, tales como: el crecimiento de edificios en los entornos urbanos o el cambio en los hábitos de tomar el sol. Intentar incluir estos factores sobre las series de radiación UVER sobre cuerpo desnudo podría ser de gran interés para desarrollar un estudio en conjunto con datos epidemiológicos.



# **Anexo I: Índices estadísticos para la comparación entre valores calculados con un modelo y valores medidos**

*La irradiancia UVER y SW bajo cielo sin nubes se calcula mediante un modelo de transferencia radiativa en el capítulo 4. Además, en el capítulo 5 se calculan las irradiancias e irradiaciones UVER y SW mediante distintos modelos. Para saber la bondad y validez de estos valores calculados con los modelos, estos se deben comparar con valores medidos a través de algún índice estadístico. En este anexo se explican los distintos índices estadísticos utilizados en este trabajo para comparar los valores de los modelos y las medidas.*

## Índices estadísticos de una distribución

En ocasiones, para comparar valores obtenidos mediante un modelo  $E$ , con valores medidos  $R$ , se calcula la distribución de las diferencias  $\Delta$ , mediante:

$$\Delta_i = E_i - R_i. \quad (\text{AI.1})$$

Calculada la distribución  $\Delta$ , es de interés analizar una serie de índices respecto de ella.

### Media aritmética

La media aritmética  $M$ , es una medida de tendencia central, calculada como:

$$M = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta_i, \quad (\text{AI.2})$$

siendo  $N$  el número de datos de la serie a tratar y  $\Delta_i$  cada uno de los datos de la distribución.

### Desviación estándar

La desviación estándar (SD) da información sobre la dispersión de los valores de una distribución. Su definición es:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\Delta_i - M)^2}, \quad (\text{AI.3})$$

donde  $\sigma$  es la desviación estándar,  $N$  es el número de datos de la serie a tratar,  $\Delta_i$  cada uno de los datos y  $M$  el valor medio calculado según (AI.2). La desviación estándar de una distribución normal representa el valor bajo el cual se encuentran el 68% de los datos de la distribución; el doble de la SD representa el mismo valor pero para el 95% del total de los datos. Dada una distribución  $\Delta$  que se asemeje a una distribución normal, se puede suponer el valor de  $\sigma$  como la incertidumbre de  $\Delta$ .

### Mediana

La mediana  $Md$ , se define como el valor central de una distribución, el cual deja tantos datos menores que él como mayores. En una distribución normal la mediana coincide con la media. En ocasiones los extremos de una distribución pueden tomar valores muy grandes, afectando fuertemente a la media, sobre todo en distribuciones con pocos datos, por lo que la mediana es mejor indicador de los valores centrales.

### Percentiles 1, 5, 25, 75, 95 y 99

El percentil  $i$ -ésimo es un valor de la distribución  $\Delta$  (la  $i$  toma valores del 1 al 99) tal que el  $i$  % de los valores de  $\Delta$  son menores que él y el  $(100-i)$ % restantes son mayores. Los percentiles 1, 5, 25, 75, 95 y 99 serán los valores que hacen que los datos de la distribución  $\Delta$  menores que él sean el 1%, 5%, 25%, 75%, 95% y 99%, respectivamente, del total de datos de  $\Delta$ . La mediana coincide con el percentil 50. En este trabajo los percentiles de todas las distribuciones se han calculado a través de la función “prctile” del software *Matlab*.

## Índices estadísticos para comparar los valores calculados con los medidos

### MBE, MABE y RMSE

Una manera de comparar los valores que se obtienen mediante un modelo  $E$  y los mismos valores medidos  $R$ , es a través del error medio (Mean Bias Error: MBE), del error medio absoluto (Mean Bias Absolute Error: MABE) y del error cuadrático medio (Root Mean Square Error: RMSE) definidos en valor absoluto (en unidades de las variables  $E$  y  $R$ ) y relativo (tanto por ciento) como se muestra en las ecuaciones AI.4, AI.5 y AI.6, respectivamente (*Lindfors et al.*, 2007):

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^N (E_i - R_i)}{N}, \quad (AI.4)$$

$$MBE(\%) = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \frac{E_i - R_i}{R_i},$$

$$MABE = \frac{\sum_{i=1}^N |E_i - R_i|}{N}, \quad (AI.5)$$

$$MABE(\%) = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{E_i - R_i}{R_i} \right|,$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (E_i - R_i)^2}{N}}, \quad (AI.6)$$

$$RMSE(\%) = 100 \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left( \frac{E_i - R_i}{R_i} \right)^2}.$$

El valor del MBE coincide con la media de la distribución de diferencias de la ecuación (AI.1) e indica si el modelo sobrestima ( $MBE > 0$ ) o infraestima ( $MBE < 0$ ) las medidas. El MABE presenta el promedio del valor absoluto de las diferencias de la ecuación (AI.1), por lo que indica el valor promedio de las diferencias entre los valores estimados y medidos. El MABE y el MBE coinciden si el modelo siempre infraestima o sobrestima las medidas. El RMSE es un índice utilizado comúnmente para contrastar modelos con medidas y, al representar la diferencia cuadrática, es un valor mucho más sensible a crecer cuando existe una diferencia grande entre un valor estimado y uno medido. Los valores relativos de MBE, MABE y RMSE pueden dispararse cuando los valores de  $E$  y  $R$  son muy bajos.

Coefficiente de correlación de Pearson

Una forma de cuantificar si dos variables están correlacionadas es mediante el coeficiente de correlación de Pearson (o simplemente coeficiente de correlación)  $r$ , que varía de -1 a 1. La correlación es máxima si  $r$  vale -1 ó 1 y nula si  $r$  es 0. Estando representados los  $N$ -valores calculados con un modelo por  $E_i$  y los medidos por  $R_i$ , el coeficiente de correlación entre los valores calculados y medidos se obtiene a través de la siguiente expresión:

$$r = \frac{N \sum_{i=1}^N R_i E_i - \sum_{i=1}^N E_i \sum_{i=1}^N R_i}{\sqrt{N \sum_{i=1}^N R_i^2 - \left( \sum_{i=1}^N R_i \right)^2} \sqrt{N \sum_{i=1}^N E_i^2 - \left( \sum_{i=1}^N E_i \right)^2}}, \quad (\text{AI.7})$$

donde  $N$  es el número total de datos utilizados para calcular el coeficiente. Que dos variables estén correlacionadas, con un valor de  $r$  cercano a la unidad, no significa que exista causalidad, pues los cambios en los valores calculados no se deben a los cambios en los valores medidos, si no que ambos cambios se deben a otros factores. Por tanto, una correlación alta indica que los valores modelizados reproducen bien la sensibilidad de las medidas a cambios en otros factores.

## **Anexo II: Cálculo de los parámetros de distintos ajustes por el método de mínimos cuadrados**

*Distintos tipos de ecuaciones se han ajustado a los datos medidos en el capítulo 5. El método de los mínimos cuadrados ha sido utilizado para calcular los parámetros de ajuste de las distintas ecuaciones, así como sus incertidumbres. Este método se explica en detalle en este anexo.*

## Cálculo genérico de los parámetros de un ajuste por mínimos cuadrados

Si a un conjunto de datos  $Y_0$  se le quiere ajustar a una función  $f$  (AII.1) que depende de  $F$  variables y de  $n$  parámetros fijos, el método de mínimos cuadrados calcula los  $n$  parámetros minimizando para cada parámetro fijo la diferencia cuadrática  $\chi^2$  (AII.2), entre las medidas y la función a la que se va a ajustar (AII.3) (Bevington y Robinson, 2003):

$$Y_0 = f(a_1, a_2, \dots, a_n, X_1, X_2, \dots, X_F), \quad (\text{AII.1})$$

$$\chi^2 = \sum_i (y_i - Y_0)^2, \quad (\text{AII.2})$$

$$\left( \frac{\partial \chi^2}{\partial a_i} \right) = 0, \quad (\text{AII.3})$$

donde  $y_i$  son los datos medidos que se van a usar para hacer el ajuste, los  $n$  valores  $a_i$  son los parámetros de ajuste y  $X_i$  son las variables de las que depende  $Y_0$ . La ecuación (AII.3) minimiza  $\chi^2$  y proporciona un sistema de  $n$ -ecuaciones que al ser resuelto da los  $n$ -parámetros de ajuste.

Si la incertidumbre de los datos medidos  $\sigma$  es desconocida, se puede suponer que todos los datos tienen la misma y se puede expresar como:

$$\sigma^2(y_i) = s^2 = \frac{1}{N - m} \sum_{i=1}^N \chi^2, \quad (\text{AII.4})$$

siendo  $m$  el número de parámetros a determinar y  $N$  el número de datos utilizados para hacer el ajuste. Calculada la incertidumbre de la ecuación (AII.4), se puede calcular la incertidumbre de cada parámetro estimado con el método de mínimos cuadrados mediante la siguiente ecuación:

$$\sigma^2(a_i) = \sum_{i=1}^N \left[ \sigma^2(y_i) \left( \frac{\partial a_i}{\partial y_i} \right)^2 \right]. \quad (\text{AII.5})$$

Finalmente, se puede realizar un ajuste por mínimos cuadrados ponderado, dando mayor peso a unos datos que a otros, por ejemplo, se suele utilizar el inverso del cuadrado de la incertidumbre  $w$ :

$$w_i = \frac{1}{\sigma^2(y_i)}, \quad (\text{AII.6})$$

y este valor  $w$  que da un peso a cada dato según su incertidumbre, puede introducirse en la ecuación (AII.2), dando:

$$\chi^2 = \sum_i w_i (y_i - Y_0)^2, \quad (\text{AII.7})$$

ecuación a partir de la que se puede deducir el cálculo de los parámetros mediante una ponderación con la incertidumbre.

## Ajuste a una recta sin ponderar

La ecuación de una recta viene dada por:

$$Y_0 = a_0 + a_1 x. \quad (\text{AII.8})$$

Según (AII.2):

$$\chi^2 = \sum_i (y_i - a_0 - a_1 x_i)^2, \quad (\text{AII.9})$$

donde  $y_i$  y  $x_i$  son los valores medidos de las variables  $x$  e  $y$ . Derivando (AII.9) según (AII.3) se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{pmatrix} N & \sum_i x_i \\ \sum_i x_i & \sum_i x_i^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_i y_i \\ \sum_i y_i x_i \end{pmatrix}. \quad (\text{AII.10})$$

Resolviendo analíticamente (AII.10) se tiene que:

$$a_0 = \frac{\sum_i y_i \sum_i x_i^2 - \sum_i y_i x_i \sum_i x_i}{N \sum_i x_i^2 - \left( \sum_i x_i \right)^2}, \quad (\text{AII.11})$$

y:

$$a_1 = \frac{N \sum_i y_i x_i - \sum_i x_i \sum_i y_i}{N \sum_i x_i^2 - \left( \sum_i x_i \right)^2}. \quad (\text{AII.12})$$

Derivando las expresiones anteriores se pueden calcular las incertidumbres de los parámetros de ajuste teniendo en cuenta (AII.4) y (AII.5):

$$\sigma^2(a_0) = \frac{\sum_i x_i^2}{N \sum_i x_i^2 - \left( \sum_i x_i \right)^2} s^2, \quad (\text{AII.13})$$

$$\sigma^2(a_1) = \frac{N}{N \sum_i x_i^2 - \left( \sum_i x_i \right)^2} s^2. \quad (\text{AII.14})$$

Las ecuaciones (AII.11), (AII.12), (AII.13) y (AII.14) sirven para calcular los parámetros de ajuste a una recta y sus incertidumbres.

## Ajuste a una recta que pasa por el origen sin ponderar

La ecuación de una recta que pasa por el origen viene dada por:

$$Y_0 = a_1 x, \quad (\text{AII.15})$$

y la diferencia cuadrática viene dada por:

$$\chi^2 = \sum_i (y_i - a_1 x_i)^2. \quad (\text{AII.16})$$

Derivando (AII.16) respecto de  $a_1$ , igualando a cero, según la ecuación (AII.3), y despejando se tiene que:

$$\sum_i x_i^2 a_1 = \sum_i y_i x_i, \quad (\text{AII.17})$$

y despejando:

$$a_1 = \frac{\sum_i y_i x_i}{\sum_i x_i^2}. \quad (\text{AII.18})$$

Finalmente la incertidumbre del parámetro  $a_1$  puede calcularse sustituyendo (AII.18) en (AII.5):

$$\sigma^2(a_1) = \frac{1}{\sum_i x_i^2} s^2. \quad (\text{AII.19})$$

## Ajuste con más de una variable sin ponderar

Sea una ecuación  $Y_0$  lineal que depende de más de una variable  $X$ :

$$Y_0 = a_0 + a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_n X_n, \quad (\text{AII.20})$$

donde  $a_i$  son los parámetros del ajuste y  $X_i$  las variables a ajustar. El valor de la diferencia cuadrática a minimizar es:

$$\chi^2 = \sum_i (y_i - a_0 - a_1 X_{1,i} - a_2 X_{2,i} - \dots - a_n X_{n,i})^2. \quad (\text{AII.21})$$

Si se deriva la ecuación (AII.21) según la ecuación (AII.2), se tiene el siguiente sistema de  $n+1$  ecuaciones:

$$\begin{pmatrix} N & \sum_i X_{1,i} & \sum_i X_{2,i} & \dots & \sum_i X_{n,i} \\ \sum_i X_{1,i} & \sum_i X_{1,i}^2 & \sum_i X_{2,i} X_{1,i} & \dots & \sum_i X_{n,i} X_{1,i} \\ \sum_i X_{2,i} & \sum_i X_{1,i} X_{2,i} & \sum_i X_{2,i}^2 & \dots & \sum_i X_{2,i} X_{n,i} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \sum_i X_{n,i} & \sum_i X_{1,i} X_{n,i} & \sum_i X_{2,i} X_{n,i} & \dots & \sum_i X_{n,i}^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_i y_i \\ \sum_i y_i X_{1,i} \\ \sum_i y_i X_{2,i} \\ \vdots \\ \sum_i y_i X_{n,i} \end{pmatrix}, \quad (\text{AII.22})$$

donde  $N$  es el número de datos medidos de la variable  $y$  utilizados para el ajuste. Resolviendo el sistema de ecuaciones de (AII.22) se tienen los  $n+1$  parámetros de ajuste. El sistema de ecuaciones (AII.22) puede expresarse mediante:

$$\mathbf{A} \begin{pmatrix} a_0 \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix} = \mathbf{B}, \quad (\text{AII.23})$$

y los coeficientes  $a_i$  pueden calcularse según:

$$\begin{pmatrix} a_0 \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix} = \mathbf{A}^{-1} \mathbf{B}. \quad (\text{AII.24})$$

Finalmente, la incertidumbre de todos los parámetros  $a_j$  puede calcularse derivando la expresión (AII.24):

$$\begin{pmatrix} \sigma^2(a_0) \\ \sigma^2(a_1) \\ \vdots \\ \sigma^2(a_n) \end{pmatrix} = \sum_i \left[ \frac{\partial(\mathbf{A}^{-1}\mathbf{B})}{\partial y_i} \sigma(y_i) \right]^2 = s^2 \sum_i \left[ \mathbf{A}^{-1} \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial y_i} \right]^2, \quad (\text{AII.25})$$

donde la derivada parcial de  $\mathbf{B}$  está representada por la siguiente matriz.

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial y_i} = \begin{pmatrix} 1 \\ X_{1,i} \\ \vdots \\ X_{n,i} \end{pmatrix}. \quad (\text{AII.26})$$

En el capítulo 5 se utiliza este tipo de ajuste para obtener los parámetros de una ecuación empírica:

$$I_{UVER} = a \mu_0^b \Omega_{TOC}^c k_T^d, \quad (\text{AII.27})$$

Para calcular los parámetros  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $d$ , primero hay que linealizar la expresión (AII.27) según:

$$\ln(I_{UVER}) = \ln(a) + b \ln(\mu_0) + c \ln(\Omega_{TOC}) + d \ln(k_T). \quad (\text{AII.28})$$

Renombrando variables se puede tener un sistema como el de (AII.22):

$$\begin{aligned} a_0 &= \ln(a); a_1 = b; a_2 = c; a_3 = d, \\ y &= \ln(I_{UVER}); X_1 = \ln(\mu_0); X_2 = \ln(\Omega_{TOC}); X_3 = \ln(k_T). \end{aligned} \quad (\text{AII.29})$$

Con las matrices  $\mathbf{A}$  y  $\mathbf{B}$  de la expresión (AII.23) calculadas, se obtienen los valores  $a_0$ ,  $a_1$ ,  $a_2$  y  $a_3$  y sus incertidumbres aplicando (AII.25) y, finalmente, con las ecuaciones de (AII.29) se obtienen los valores originales. En este trabajo el cálculo matricial se ha realizado a través del software *Matlab*.

## Ajuste con más de una variable ponderado

Sea una ecuación  $Y_0$  lineal que depende de más de una variable  $X$  como la de la ecuación (AII.20), si se le asigna un peso  $w_i$  a los distintos datos se tiene según la ecuación (AII.7):

$$\chi^2 = \sum_i w_i (y_i - a_0 - a_1 X_{1,i} - a_2 X_{2,i} - \dots - a_n X_{n,i})^2. \quad (\text{AII.30})$$

Si se deriva la ecuación (AII.30) se tiene el siguiente sistema de  $n+1$  ecuaciones:

$$\begin{pmatrix} \sum_i w_i & \sum_i w_i X_{1,i} & \sum_i w_i X_{2,i} & \dots & \sum_i w_i X_{n,i} \\ \sum_i w_i X_{1,i} & \sum_i w_i X_{1,i}^2 & \sum_i w_i X_{2,i} X_{1,i} & \dots & \sum_i w_i X_{n,i} X_{1,i} \\ \sum_i w_i X_{2,i} & \sum_i w_i X_{1,i} X_{2,i} & \sum_i w_i X_{2,i}^2 & \dots & \sum_i w_i X_{2,i} X_{n,i} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \sum_i w_i X_{n,i} & \sum_i w_i X_{1,i} X_{n,i} & \sum_i w_i X_{2,i} X_{n,i} & \dots & \sum_i w_i X_{n,i}^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \vdots \\ a_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_i w_i y_i \\ \sum_i w_i y_i X_{1,i} \\ \sum_i w_i y_i X_{2,i} \\ \vdots \\ \sum_i w_i y_i X_{n,i} \end{pmatrix}. \quad (\text{AII.31})$$

El sistema de ecuaciones (AII.31) se puede expresar de igual manera que en el apartado anterior mediante la ecuación (AII.23) y, conocidas las matrices **A** y **B**, se calculan los parámetros  $a_i$  y sus incertidumbres a partir de las ecuaciones (AII.24) y (AII.25).

En el capítulo 5 se utiliza un ajuste ponderado para la ecuación:

$$CMF_{UVER} = CMF_{SW}^{c+d \cos(\theta_0)}. \quad (\text{AII.32})$$

Para calcular los parámetros  $c$  y  $d$ , primero hay que linealizar la expresión (AII.32) según:

$$\ln(CMF_{UVER}) = c \ln(CMF_{SW}) + d \cos(\theta_0) \ln(CMF_{SW}). \quad (\text{AII.33})$$

Renombrando variables se puede tener un sistema como el de (AII.31):

$$\begin{aligned} c &= a_1; d = a_2, \\ y &= \ln(CMF_{UVER}); X_1 = \ln(CMF_{SW}); X_2 = \cos(\theta_0) \ln(CMF_{SW}). \end{aligned} \quad (\text{AII.34})$$

En este caso  $a_0$  se supone que es nulo. El peso  $w_i$  se va a considerar como el inverso del cuadrado de la incertidumbre de los valores de  $y$  ( $\ln(CMF_{UVER})$ ) calculado según (5.12):

$$w_i = \frac{1}{\sigma^2(y_i)}. \quad (\text{AII.35})$$

Con los valores de (AII.34) y (AII.35) llevados a la ecuación (AII.31) se tiene el sistema de ecuaciones:

$$\begin{pmatrix} \sum_i w_i X_{1,i} & \sum_i w_i X_{2,i} \\ \sum_i w_i X_{1,i}^2 & \sum_i w_i X_{2,i} X_{1,i} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_i w_i y_i X_{1,i} \\ \sum_i w_i y_i X_{2,i} \end{pmatrix}. \quad (\text{AII.36})$$

Identificando las matrices  $\mathbf{A}$  y  $\mathbf{B}$  en (AII.36) según la ecuación (AII.23) y aplicando (AII.24) se obtienen los parámetros  $a_1$  y  $a_2$ . Las incertidumbres de estos valores se han calculado sin la aproximación de (AII.4), si no que, en lugar de  $s^2$  en (AII.5), se ha introducido el cuadrado de la incertidumbre de cada valor  $y_i$ , que coincide con el inverso de  $w_i$ . De esta forma, utilizando la ecuación (AII.36) y (AII.5) se tiene:

$$\begin{pmatrix} \sigma^2(a_1) \\ \sigma^2(a_2) \end{pmatrix} = \sum_i \left[ \frac{\partial(\mathbf{A}^{-1}\mathbf{B})}{\partial y_i} \sigma(y_i) \right]^2 = \sum_i \left[ \mathbf{A}^{-1} \begin{pmatrix} \sqrt{w_i} X_{1,i} \\ \sqrt{w_i} X_{2,i} \end{pmatrix} \right]^2. \quad (\text{AII.37})$$

Finalmente se calculan los valores de  $c$  y  $d$  y sus incertidumbres a través de (AII.34). En este trabajo el cálculo matricial se ha realizado a través del software *Matlab*.

## **Anexo III: Cálculo de las incertidumbres de los modelos para la reconstrucción de la radiación solar UVER y SW**

*El capítulo 5 presenta nueve modelos para el cálculo de la radiación UVER y SW. Estos modelos tienen una incertidumbre que hay que tener en cuenta a la hora de utilizarlos. En este anexo se explican las ecuaciones utilizadas para obtener la incertidumbre de cada modelo.*

## Cálculo genérico de la incertidumbre combinada y expandida

Dada una función genérica  $f_g(x_1, x_2, \dots, x_N)$ , siendo  $\sigma(x_i)$  la incertidumbre de la variable  $x_i$  de la que depende  $f_g$ , entonces el cuadrado de la incertidumbre de  $f_g$  se puede expresar según la siguiente ecuación (Bevington y Robinson, 2003):

$$\sigma^2(f_g) = \sum_{i=1}^N \left( \frac{\partial f_g}{\partial x_i} \right)^2 \sigma^2(x_i), \quad (\text{AIII.1})$$

donde  $\sigma(f_g)$  es la incertidumbre combinada de  $f_g$ . Esta incertidumbre tiene un factor de cobertura  $k$  igual a 1, lo que significa que el 68% de los valores que predice  $f_g$  se encuentran dentro del intervalo  $f_g \pm \sigma(f_g)$ . La incertidumbre expandida tiene un factor de cobertura  $k$  de 2 y su valor es el doble de la incertidumbre combinada. En el caso de la incertidumbre expandida, el intervalo  $f_g \pm \sigma(f_g)$  es de una confianza del 95%.

## Modelos de irradiancia horaria a partir de radiación SW

Los modelos 0, 2, 3, 4, 5 y 6 vistos en el capítulo 5, se basan en multiplicar una función  $f$  por la irradiancia UVER simulada sin nubes.

$$I_{UVER} = f UVER_{sn}. \quad (\text{AIII.2})$$

Aplicando la expresión (AIII.1), el cuadrado de la incertidumbre de la irradiancia UVER de estos modelos es:

$$\sigma^2(I_{UVER}) = UVER_{sn}^2 \sigma^2(f) + f^2 \sigma^2(UVER_{sn}). \quad (\text{AIII.3})$$

Sustituyendo el valor de  $f$  de la ecuación (AIII.2) en (AIII.3) se tiene:

$$\sigma(I_{UVER}) = \sqrt{UVER_{sn}^2 \sigma^2(f) + \left( \frac{I_{UVER}}{UVER_{sn}} \right)^2 \sigma^2(UVER_{sn})}. \quad (\text{AIII.4})$$

Se ha considerado que  $\sigma(UVER_{sn})$  es la máxima diferencia debida a la incertidumbre en los parámetros de entrada del modelo de transferencia radiativa calculada en el capítulo 4. Este valor de la incertidumbre dependerá del mes, de la localidad y del SZA. Una vez conocido el valor de  $\sigma(UVER_{sn})$  para calcular la incertidumbre de cada modelo sólo hace falta conocer el valor de  $\sigma(f)$ , que se puede calcular según la ecuación (AIII.1) mediante:

$$\sigma^2(f) = \sum_{i=1}^N \left( \frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \sigma^2(x_i). \quad (\text{AIII.5})$$

Por lo que resolviendo la ecuación (AIII.5) para cada modelo y llevándola a la ecuación (AIII.4) se tiene la incertidumbre de cada valor calculado de irradiancia UVER.

Antes de analizar las incertidumbres de cada modelo, es importante conocer la incertidumbre del valor de  $CMF_{SW}$ , ya que los modelos dependen de esta variable.

Derivando según la ecuación (AIII.1), se obtiene que:

$$\sigma^2(CMF_{SW}) = \left( \frac{1}{SW_{sn}} \right)^2 \sigma^2(SW_{med}) + \left( \frac{SW_{med}}{SW_{sn}^2} \right)^2 \sigma^2(SW_{sn}), \quad (\text{AIII.6})$$

donde  $SW_{med}$  es la irradiancia SW medida y  $SW_{sn}$  la obtenida con el modelo para cielo sin nubes. El valor de  $\sigma(SW_{med})$  se ha supuesto el mayor de todos los instrumentos (CM6B) que es un 4% del valor medido (la incertidumbre expandida es 8%). El valor de  $\sigma(SW_{sn})$  se obtiene de igual manera que en el caso de  $\sigma(UVER_{sn})$  utilizando los valores máximos calculados en el capítulo 4, según el mes, localidad y SZA. En los cálculos de este anexo se ha despreciado la incertidumbre del valor de SZA.

### Modelo 0

El modelo 0 es la expresión (AIII.2) con una función  $f$  igual a:

$$f = CMF_{SW}^{c+d \cos(\theta_0)}. \quad (\text{AIII.7})$$

La incertidumbre de la función  $f$  vendrá representada por las incertidumbres de los parámetros  $c$ ,  $d$  y  $CMF_{SW}$ . Derivando  $f$  según la ecuación (AIII.5) respecto a los parámetros mencionados, se puede calcular la incertidumbre de  $f$  según:

$$\begin{aligned} \sigma^2(f) = & \left( \frac{c+d \cos(\theta_0)}{CMF_{SW}} f \right)^2 \sigma^2(CMF_{SW}) + [\ln(CMF_{SW}) f]^2 \sigma^2(c) + \\ & + [\ln(CMF_{SW}) \cos(\theta_0) f]^2 \sigma^2(d), \end{aligned} \quad (\text{AIII.8})$$

donde  $\sigma(c)$  y  $\sigma(d)$  son las incertidumbres calculadas en el desarrollo del modelo 0. Si la ecuación (AIII.6) se lleva a la ecuación (AIII.8) y ésta a la (AIII.4), se obtiene la incertidumbre de la irradiancia UVER horaria calculada con el modelo 0.

### Modelo 1

El modelo 1 es el único que no depende de las simulaciones bajo cielo sin nubes del modelo de transferencia radiativa. Este modelo está representado por la ecuación:

$$I_{UVER} = a \mu_0^b \Omega_{TOC}^c k_T^d, \quad (\text{AIII.9})$$

ecuación cuya incertidumbre dependerá de la incertidumbre de los parámetros  $a$ ,  $b$ ,  $c$ ,  $d$ ,  $\Omega_{TOC}$  y  $k_T$ . Derivando la expresión (AIII.9) según (AIII.1), se obtiene que el cuadrado de la incertidumbre de la irradiancia UVER es:

$$\begin{aligned} \sigma^2(I_{UVER}) = & \left( \frac{I_{UVER}}{a} \right)^2 \sigma^2(a) + [\ln(\mu_0) I_{UVER}]^2 \sigma^2(b) + [\ln(\Omega_{TOC}) I_{UVER}]^2 \sigma^2(c) + \\ & + [\ln(k_T) I_{UVER}]^2 \sigma^2(d) + \left( \frac{c I_{UVER}}{\Omega_{TOC}} \right)^2 \sigma^2(\Omega_{TOC}) + \left( \frac{d I_{UVER}}{k_T} \right)^2 \sigma^2(k_T), \end{aligned} \quad (\text{AIII.10})$$

donde  $\sigma(a)$ ,  $\sigma(b)$ ,  $\sigma(c)$  y  $\sigma(d)$  son las incertidumbres calculadas en el desarrollo del modelo 1,  $\sigma(\Omega_{TOC})$  es la incertidumbre de la columna de ozono calculada según la ecuación (2.13).

En la ecuación (AIII.10) el valor de  $\sigma(k_T)$  se calcula como:

$$\sigma^2(k_T) = \left( \frac{k_T}{SW_{med}} \right)^2 \sigma^2(SW_{med}). \quad (\text{AIII.11})$$

Con las ecuaciones (AIII.10) y (AIII.11) se obtiene la incertidumbre de la irradiancia UVER calculada con el modelo 1.

### Modelo 2

El modelo 2 es la ecuación (AIII.2) con una función  $f$  igual a:

$$f = CMF_{SW}. \quad (\text{AIII.12})$$

Por lo que la incertidumbre de la irradiancia UVER del modelo 2 se obtiene mediante la ecuación (AIII.4), (AIII.6) y (AIII.13):

$$\sigma^2(f) = \sigma^2(CMF_{SW}). \quad (\text{AIII.13})$$

### Modelo 3

El modelo 3 es similar al modelo 0 y 2, pero con una función  $f$ :

$$f = CMF_{SW}^{0.84}. \quad (\text{AIII.14})$$

Suponiendo que el exponente de la función  $f$  no presenta incertidumbre, entonces la incertidumbre de  $f$  sólo depende de la incertidumbre de  $CMF_{SW}$ ; derivando se tiene:

$$\sigma^2(f) = \left( \frac{0.84}{CMF_{SW}} f \right)^2 \sigma^2(CMF_{SW}). \quad (\text{AIII.15})$$

Sustituyendo la ecuación (AIII.6) en (AIII.15) y mediante la ecuación (AIII.4), se tiene la incertidumbre que proporciona el modelo 3.

### Modelo 4

El modelo 4 tiene como función  $f$  en la expresión (AIII.2):

$$f = 1 - (1 - CMF_{SW})^{1+q_1}. \quad (\text{AIII.16})$$

Suponiendo que la incertidumbre de  $f$  sólo depende de la incertidumbre de  $CMF_{SW}$ , se obtiene derivando  $f$  según (AIII.5) que:

$$\sigma^2(f) = \left[ (1+q_1)(1 - CMF_{SW})^{q_1} \right]^2 \sigma^2(CMF_{SW}), \quad (\text{AIII.17})$$

ecuación que llevada a la expresión (AIII.4) da la incertidumbre de la irradiancia UVER horaria calculada con el modelo 4.

### Modelo 5

El modelo 5 está representado por la siguiente función  $f$  de la ecuación (AIII.2):

$$f = \frac{1 - (1 + q_2 CMF_{SW})^{-0.27}}{1 - (1 + q_2)^{-0.27}}. \quad (\text{AIII.18})$$

Suponiendo que el parámetro  $q_2$  no presenta ninguna incertidumbre, entonces se obtiene derivando  $f$  según la ecuación (AIII.5):

$$\sigma^2(f) = \left[ \frac{0.27 q_2 (1 + q_2 CMF_{SW})^{-1.27}}{1 - (1 + q_2)^{-0.27}} \right]^2 \sigma^2(CMF_{SW}). \quad (\text{AIII.19})$$

La incertidumbre de la irradiancia UVER calculada con el modelo 5 se puede obtener utilizando las ecuaciones (AIII.19), (AIII.6) y (AIII.4).

### Modelo 6

En el caso del modelo 6, la función  $f$  que representa el modelo según la ecuación (AIII.2), no es una función analítica. Los valores de  $f$  han sido calculados teóricamente y están representados por una tabla que se muestra en la Figura 5.11. En este caso se ha supuesto que la incertidumbre de  $f$  es igual a la incertidumbre de  $CMF_{SW}$ :

$$\sigma^2(f) = \sigma^2(CMF_{SW}). \quad (\text{AIII.20})$$

De esta manera se calcula la incertidumbre de la irradiancia UVER calculada con el modelo 6 sustituyendo la ecuación (AIII.20) en (AIII.4).

## **Modelos de irradiación diaria a partir de la fracción de insolación**

Los modelos 7 y 8 calculan la irradiación UVER (y SW en el caso del modelo 7) diaria a partir de medidas de la fracción de insolación. En ambos modelos va a ser necesario conocer la incertidumbre de la fracción de insolación. Para ello se parte de que la incertidumbre en la medida de la insolación es de 15 minutos. Por lo que:

$$\sigma^2(F) = \left( \frac{1}{H_{ST}} \right)^2 \sigma^2(H_S), \quad (\text{AIII.21})$$

donde  $F$  es la fracción de insolación,  $H_{ST}$  es la insolación total en horas calculada con la ecuación (3.1) y  $\sigma(H_S)$  es la incertidumbre de la insolación medida, que corresponderá a 0.25 horas (15 minutos).

### Modelo 7

El modelo 7 utiliza la ecuación (AIII.2) para calcular la irradiación UVER y SW, a través de la función  $f$  dada por:

$$f = a_1 + \frac{a_2 - a_1}{F_2 - F_1} (F - F_1), \quad (\text{AIII.22})$$

donde  $a_1$  y  $a_2$  son los valores promedio de la Tabla 5.8 correspondientes a las fracciones de insolación  $F_1$  y  $F_2$  (con  $F_2 > F_1$ ) entre las que se encuentra la fracción de insolación  $F$  medida. Derivando (AIII.22) según la ecuación (AIII.5), se tiene que la incertidumbre de  $f$  es:

$$\sigma^2(f) = \left(1 - \frac{F - F_1}{F_2 - F_1}\right)^2 \sigma^2(a_1) + \left(\frac{F - F_1}{F_2 - F_1}\right)^2 \sigma^2(a_2) + \left(\frac{a_2 - a_1}{F_2 - F_1}\right)^2 \sigma^2(F), \quad (\text{AIII.23})$$

donde  $\sigma(a_1)$  y  $\sigma(a_2)$  son las desviaciones de la Tabla 5.8 para los parámetros  $a_1$  y  $a_2$ . A partir de las ecuaciones (AIII.23), (AIII.21) y (AIII.4) se obtiene la incertidumbre de la irradiación UVER o SW (según los parámetros elegidos) calculada con el modelo 7.

### Modelo 8

El modelo 8 calcula la irradiación UVER diaria a través de la ecuación:

$$I_{UVER} = UVER_{sn}^{dir} F + B(F) UVER_{sn}^{dif}, \quad (\text{AIII.24})$$

donde  $B$  es un parámetro que se calcula de manera similar que en el modelo 7, interpolando para cada valor de  $F$  entre los valores  $b_1$  y  $b_2$  de la Tabla 5.10:

$$B = b_1 + \frac{b_2 - b_1}{F_2 - F_1} (F - F_1). \quad (\text{AIII.25})$$

Si  $F$  es mayor que 1 se considera que  $B=B(F=1)$ . Derivando (AIII.24) según (AIII.1) se tiene que:

$$\sigma^2(I_{UVER}) = F^2 \sigma^2(UVER_{sn}^{dir}) + B^2 \sigma^2(UVER_{sn}^{dif}) + (UVER_{sn}^{dir})^2 \sigma^2(F) + (UVER_{sn}^{dif})^2 \sigma^2(B), \quad (\text{AIII.26})$$

donde  $\sigma(UVER_{sn}^{dir})$  y  $\sigma(UVER_{sn}^{dif})$  son las máxima diferencias de la irradiación UVER sin nubes directa y difusa, respectivamente, debida a la incertidumbre en los parámetros de entrada del modelo de transferencia radiativa (capítulo 4).  $\sigma(B)$  puede calcularse derivando la ecuación (AIII.25):

$$\sigma^2(B) = \left(1 - \frac{F - F_1}{F_2 - F_1}\right)^2 \sigma^2(b_1) + \left(\frac{F - F_1}{F_2 - F_1}\right)^2 \sigma^2(b_2) + \left(\frac{b_2 - b_1}{F_2 - F_1}\right)^2 \sigma^2(F). \quad (\text{AIII.27})$$

Finalmente, con las ecuaciones (AIII.26) y (AIII.27) se puede calcular la incertidumbre de la irradiación UVER diaria calculada con el modelo 8.

## **Incertidumbre de la irradiación diaria a partir de los modelos de irradiancia horaria**

Los modelos 7 y 8 calculan directamente la irradiación UVER diaria y el cálculo de su incertidumbre se ha detallado en este anexo. Sin embargo, el resto de modelos (0-6) calculan la irradiancia UVER horaria y sólo se ha explicado el cálculo de su incertidumbre horaria.

La irradiación UVER diaria  $UVER_d$ , se calcula como la suma de los  $N$  datos de irradiancia horaria  $UVER_h$ , multiplicados por 3600 segundos para transformar los datos en unidades de energía, en este caso Julios:

$$UVER_d = \frac{3600s}{1h} \sum_{n=1}^N UVER_{h,n}. \quad (\text{AIII.28})$$

Finalmente, derivando (AIII.28) se obtiene la incertidumbre de la irradiación UVER diaria:

$$\sigma^2(UVER_d) = \left( \frac{3600s}{1h} \right)^2 \sum_{n=1}^N \sigma^2(UVER_{h,n}). \quad (\text{AIII.29})$$

De manera similar se han obtenido las incertidumbres diarias de los valores simulados sin nubes utilizados en los modelos 7 y 8.



## **Anexo IV: Homogeneidad y tendencias de las series temporales**

*En el capítulo 6 se analizan distintas series temporales, analizando su homogeneidad, sus tendencias temporales y la significancia estadística de éstas. Los cálculos necesarios para obtener los distintos parámetros utilizados se explican en detalle en este anexo.*

## Tests de homogeneidad de una serie temporal

Para considerar si una serie es homogénea o no, se parte de la hipótesis nula de que la serie es homogénea; después se valora el grado de aceptación de la hipótesis nula mediante algún tipo de test. Un test considerará una serie inhomogénea con un nivel de confianza dado, si el test rechaza la hipótesis nula para ese nivel de confianza. Los cuatro tests utilizados en esta tesis son: Standard Normal Homogeneity Test (SNHT), el test de Pettitt, el test de Buishand y el cociente de Von Neumann. Estos cuatro tests vienen detallados en *Wijngaard et al.* (2003), así como los valores críticos utilizados, y todos parten de una serie temporal  $Y$ , compuesta de  $N$  valores  $Y_i$ , ordenada cronológicamente desde  $i=1$  hasta  $N$ , siendo  $\bar{Y}$  la media de la serie  $Y$  y  $s$  la desviación estándar de los valores de  $Y_i$ .

### Standard Normal Homogeneity Test (SNHT)

*Alexandersson* (1986) describió el estadístico  $T(k)$ , que compara la media de los primeros  $k$  términos de la serie  $Y$ , con los últimos  $N-k$ :

$$T(k) = k\bar{z}_1^2 + (N - k)\bar{z}_2^2, \quad (\text{AIV.1})$$

siendo  $\bar{z}_1$  y  $\bar{z}_2$ :

$$\begin{aligned} \bar{z}_1 &= \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \frac{Y_i - \bar{Y}}{s}, \\ \bar{z}_2 &= \frac{1}{N - k} \sum_{i=k+1}^N \frac{Y_i - \bar{Y}}{s}. \end{aligned} \quad (\text{AIV.2})$$

Si la serie  $Y$  presenta un punto de rotura en la posición  $i=K$ , entonces  $T(k)$  alcanzará su máximo en torno a  $k=K$ . El estadístico  $T_0$  se define como el máximo valor de  $T(k)$ , para todo valor de  $k$  menor que  $N$ . Dado un nivel de confianza, si  $T_0$  es mayor que un valor crítico que depende de  $N$  y del nivel de confianza elegido, entonces el SNHT rechaza la hipótesis nula, para ese nivel de confianza, de que la serie es homogénea. Los valores críticos para el SNHT utilizados en esta tesis han sido los obtenidos por *Khaliq y Ouarda* (2007).

### Test de Pettitt

El test de Pettitt es un test no paramétrico basado en el orden de menor a mayor que tienen los valores  $Y_i$  en la serie  $Y$ . En este test a cada elemento  $Y_i$  se le asigna un valor  $r_i$ , que será la posición que ocuparía el valor  $Y_i$  si se ordenara la serie de menor a mayor. Como ejemplo, si  $Y_3$  presenta el mayor valor de todos los datos de  $Y_i$ , entonces el valor asignado a  $r_3$  será  $N$ . Se define el estadístico  $T(k)$  del test de Pettitt para cada valor de  $k$ :

$$T(k) = 2 \sum_{i=1}^k r_i - k(N + 1). \quad (\text{AIV.3})$$

Igual que en el SNHT, los valores máximos de  $T(k)$  se producen en valores de  $k$  con posibles inhomogeneidades.  $T_0$  es el máximo valor de  $T(k)$  para todo valor de  $k$  menor o igual que  $N$ . Si  $T_0$  es mayor que un valor crítico, entonces el test de Pettitt rechaza la hipótesis nula.

Los valores críticos en función del número de datos y para los niveles de confianza del 95% y 99% se presentan en la Tabla AIV.1 (Pettitt, 1979).

Tabla AIV.1: Valores críticos para rechazar el test de Pettitt para los niveles de confianza (NC) del 99% y 95%, en función del número de datos  $N$ .

NC (%)	N=20	N=30	N=40	N=50	N=70	N=100
99	71	133	208	293	488	841
95	57	107	167	235	393	677

### Test de Buishand

El estadístico  $T(k)$  del test de Buishand se define para los  $k$  términos de la serie  $Y$ :

$$T(k) = \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y}). \tag{AIV.4}$$

Para una serie homogénea, el estadístico  $T(k)$  fluctuará alrededor de cero. Los posibles puntos de ruptura de la serie se encontrarían en los máximos y mínimos de  $T(k)$ . Se define el estadístico  $T_0$  mediante la siguiente expresión:

$$T_0 = \frac{\max[T(k)] - \min[T(k)]}{s\sqrt{N}}. \tag{AIV.5}$$

Si el valor de  $T_0$  es mayor que el de un valor crítico dado a un nivel de confianza, entonces la hipótesis nula se rechaza con ese nivel de confianza. Los valores críticos para el test de Buishand se encuentran en la Tabla AIV.2 para dos niveles de confianza (Buishand, 1982).

Tabla AIV.2: Valores críticos para rechazar el test de Buishand para los niveles de confianza (NC) del 99% y 95%, en función del número de datos  $N$ .

NC (%)	N=20	N=30	N=40	N=50	N=70	N=100
99	1.60	1.70	1.74	1.78	1.81	1.86
95	1.43	1.50	1.53	1.55	1.59	1.62

### Cociente de Von Neumann

El cociente de Von Neumann se define como (Von Neumann, 1941):

$$VN = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} (Y_i - Y_{i+1})^2}{\sum_{i=1}^{N-1} (Y_i - \bar{Y})^2}. \tag{AIV.6}$$

Si la serie es homogénea, el valor esperado de  $VN$  es 2. Si el valor de  $VN$  es menor que un valor crítico específico para un nivel de confianza, entonces la hipótesis nula es rechazada con ese nivel de confianza. Los valores críticos para el cociente de Von Neumann se encuentran en la Tabla AIV.3 (Wijngaard et al., 2003). A diferencia de los otros tests, el cociente de Von Neumann no identifica la posición de la serie en la que se encuentra el punto de ruptura, si éste existe.

Tabla AIV.3: Valores críticos para rechazar el test del cociente de Von Neumann para los niveles de confianza (NC) del 99% y 95%, en función del número de datos  $N$ .

NC (%)	N=20	N=30	N=40	N=50	N=70	N=100
99	1.04	1.20	1.29	1.36	1.45	1.54
95	1.30	1.42	1.49	1.54	1.61	1.67

## Tendencia de una serie temporal

Una vez seleccionada una serie temporal homogénea, es interesante saber si en ésta existen cambios significativos. Una manera cualitativa de observar los cambios en una serie es mediante un suavizado como el que ofrece usar un filtro pasa-baja Gaussiano. De manera cuantitativa se puede calcular también la tendencia de una serie, o un intervalo de una serie, a través del estimador Theil-Sen y su significancia estadística mediante el test de Mann-Kendall.

Para explicar los siguientes métodos, igual que en los test de homogeneidad, se parte de una serie temporal de datos  $Y$  que depende de la variable temporal  $X$ , compuesta de  $N$  valores  $Y_i$ , ordenada cronológicamente desde  $i=1$  hasta  $N$ .

### Filtro pasa-baja Gaussiano

Un suavizado en las series temporales se realiza para deshacerse de las señales aleatorias (ruido) y para ello se utilizan filtros. Un filtro se obtiene aplicando dato a dato de la serie una “función pesado” a los datos más cercanos del dato utilizado. La frecuencia del filtro,  $f$ , será el número de datos que se quiere utilizar para calcular el valor del filtro en una posición  $k$  de la serie. Así una frecuencia de 21 años implica que el valor del filtro en la posición  $k$  se va a calcular utilizando los diez datos anteriores de  $Y_k$ , los diez posteriores de  $Y_k$  y el dato  $Y_k$ . Para obtener los valores del filtro tan solo hay que conocer los valores de la serie  $Y$ , la frecuencia del filtro y la función pesado. Por ejemplo, para realizar una media móvil de frecuencia  $f$  años, el valor del filtro en la posición  $k$ ,  $F_k$ , se obtiene como la suma de los  $f$  valores de la serie multiplicados por la función pesado:

$$F_k = \sum_{i=1}^f w_i Y_{k+i-(f-3)/2} \quad (\text{AIV.7})$$

donde  $w$  será la función pesado. En el caso de una media móvil simple (pesado igual y normalizado)  $w_1=w_2=\dots=w_f=1/f$ . Utilizando ese procedimiento a cada posición  $k$ , se obtiene el filtro  $F$ ; para calcular el filtro cerca de los valores extremos de las series se supone que los valores anteriores a  $Y_1$  son iguales a  $Y_1$  y que los valores posteriores a  $Y_N$  son iguales que  $Y_N$ .

El método utilizado para suavizar series en este trabajo ha sido un filtro pasa-baja Gaussiano de 21 años; lo único que se necesita es encontrar la función pesado y aplicarla a la ecuación (AIV.7). Un filtro Gaussiano utiliza como función de pesado la función densidad de probabilidad de una distribución normal o Gaussiana (pdf), con una desviación estándar igual a  $(f-1)/12$  (Mitchell *et al.*, 1966). La función pesado se obtiene como el valor de la pdf en los distintos valores calculados mediante intervalos de 0.6 desde  $-0.6(f-1)/2$  hasta  $0.6(f-1)/2$ :

$$w_i = \text{pdf} \left[ \frac{-0.6(f-1)}{2} + 0.6(i-1) \right] \quad (\text{AIV.8})$$

Calculada la función pesado, ésta se trunca considerando nulos los valores que sean menores que el 5% del valor más alto de  $w$ ; una vez truncada se normaliza para que su suma sea igual a la unidad. Utilizando el valor de  $w$  en la expresión (AIV.7) se obtiene el filtro Gaussiano de frecuencia  $f$ .

### Test de Mann-Kendall

El test de Mann-Kendall parte de la hipótesis nula de que la tendencia de una serie no es estadísticamente significativa. El estadístico de Mann-Kendall  $MK$ , se define como:

$$MK = \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(Y_j - Y_i), \quad (\text{AIV.9})$$

donde  $\text{sgn}$  es la función signo, que vale 1 si la diferencia que evalúa es positiva, -1 si es negativa y 0 si es nula. La variancia de  $MK$  se obtiene mediante la siguiente ecuación (*Gilbert, 1987*):

$$\text{VAR}(MK) = \frac{1}{18} \left[ N(N-1)(2N+5) - \sum_{i=1}^g t_p(t_p-1)(t_p+5) \right], \quad (\text{AIV.9})$$

donde  $g$  es el número de valores de la serie  $Y$  que se encuentran repetidos al menos una vez y  $t_p$  es el número de veces que se encuentra ese valor  $Y_p$  en la serie. Como ejemplo, para una serie que contiene los valores: [20, 13, 20, 12, 20, 12], el valor de  $g$  será 2 (están repetidos 2: el 20 y el 12),  $t_1$  será 3 (el 20 está 3 veces) y  $t_2$  será 2 (el 12 está 2 veces). A través de  $MK$  y  $\text{VAR}(MK)$ , se obtiene el estadístico  $U$ , cuya expresión depende del signo de  $MK$ :

$$U = \frac{MK - \text{sgn}(MK)}{\sqrt{\text{VAR}(MK)}}. \quad (\text{AIV.10})$$

Para saber si se acepta o se rechaza la hipótesis nula, se calcula el valor  $p$  ("p-value"), a través de la función acumulativa de una distribución normal,  $\text{normcdf}$ , evaluada en el valor de  $U$ :

$$\begin{aligned} \text{Si } U > 0 &\Rightarrow p = 2[1 - \text{normcdf}(U)], \\ \text{Si } U \leq 0 &\Rightarrow p = 2[\text{normcdf}(U)]. \end{aligned} \quad (\text{AIV.11})$$

El valor de  $p$  indica el nivel de confianza  $\alpha$  con el que se rechaza la hipótesis nula. Si se quiere saber si la hipótesis nula es rechazada por el test de Mann-Kendall para un nivel de confianza de, por ejemplo, 95% ( $\alpha=1-95/100=0.05$ ), se calcula  $p$  y si el valor de  $p$  es menor que  $\alpha$ , en este caso 0.05, la hipótesis nula es rechazada admitiendo que la tendencia de la serie es estadísticamente significativa con un nivel de confianza  $\alpha$ , en este caso de 0.05 (95%). Que una tendencia sea estadísticamente significativa con un nivel de confianza  $\alpha$ , significa que la probabilidad de que esa tendencia no haya sido debida al azar es de:  $100(1-\alpha)\%$ .

El test de Mann-Kendall se ha realizado en esta tesis utilizando el paquete de programación *Meteolab* (*Gutiérrez et al., 2004*), desarrollado por el Grupo de Meteorología de Santander de la Universidad de Cantabria (España). Este paquete se puede descargar gratuitamente en el siguiente enlace: <http://grupos.unican.es/ai/meteo/MeteoLab.html>

### Estimador Theil-Sen

La tendencia de una serie temporal puede estimarse mediante distintos métodos, siendo el más sencillo el cálculo de la pendiente de un ajuste lineal por mínimos cuadrados. Sin embargo, un ajuste por mínimos cuadrados es muy sensible a errores en los datos o valores atípicos. En esta tesis se ha utilizado el estimador no paramétrico de Theil-Sen para calcular la tendencia, ya que es menos sensible a los valores atípicos y además está fuertemente ligado al test de Mann-Kendall. El estimador de Theil-Sen  $T_{TS}$ , es la mediana de la distribución compuesta por todas las pendientes posibles dos a dos de la serie  $Y$  en función de  $X$  (Gilbert, 1987):

$$T_{TS} = Md(P_{ij})_{i=1,2,\dots,N; j=i+1,i+2,\dots,N}, \quad (\text{AIV.12})$$

siendo el valor de los elementos  $P_{ij}$ :

$$P_{ij} = \frac{Y_j - Y_i}{X_j - X_i}. \quad (\text{AIV.13})$$

En total se utilizan  $N'$  valores de  $P_{ij}$ , siendo  $N'=N(N-1)/2$ .  $T_{TS}$  es la tendencia calculada en unidades de  $Y$  por unidades de  $X$ ; sin embargo, en este trabajo se ha calculado también la tendencia en porcentaje por unidad de  $X$ . Con este fin, si  $T_{TS}$  es la tendencia de las anomalías calculadas de una serie  $Y'$ , entonces la tendencia de  $Y'$  en porcentaje vendrá dada por el cociente (multiplicado por 100%) de  $T_{TS}$  entre el valor medio de  $Y'$  durante el periodo analizado. Cuando la tendencia calculada es la de una serie de anomalías promediada con diferentes localidades (serie Promedio), la tendencia en porcentaje se ha obtenido dividiendo por el promedio de los valores medios de cada localidad.

En este trabajo también se ha utilizado el intervalo de confianza del 95% ( $\alpha=0.05$ ) del estimador de Theil-Sen. Para ello, se calcula el valor  $C_\alpha$  (en este caso  $C_{0.05}$ ):

$$C_\alpha = Z_{1-\alpha/2} \sqrt{\text{VAR}(MK)}, \quad (\text{AIV.14})$$

donde  $\text{VAR}(MK)$  se calcula mediante la ecuación (AIV.9) y  $Z_{1-\alpha/2}$  vale 2.243 para  $\alpha=0.05$  (Gilbert, 1987). Obtenido el valor de  $C_\alpha$ , se calculan los valores  $M_1$  y  $M_2$  según:

$$M_1 = \frac{N' - C_\alpha}{2}, \quad (\text{AIV.15})$$

$$M_2 = \frac{N' + C_\alpha}{2}.$$

Finalmente, el intervalo de confianza, para un nivel  $\alpha$ , se calcula primero ordenando de menor a mayor todos los valores  $P_{ij}$  ( $j>i$ ) utilizados para obtener el valor de  $T_{TS}$ ; los valores que ocupan las posiciones  $M_1$  y  $M_2$  en esta serie ordenada serán los límites inferior y superior del intervalo de confianza.

## **Anexo V: Evolución y tendencias de distintas variables meteorológicas**

*En el capítulo 6 se analiza la evolución y tendencia de las series reconstruidas de irradiación UVER y SW y también las de la columna de ozono. A su vez se analiza brevemente las distintas variables meteorológicas que se presentan en este anexo. Debido al alto volumen que ocupa la presentación de estos datos, no se han incluido en el capítulo 6, si no que se han representado en este anexo para mayor comodidad al leer dicho capítulo.*

El análisis de distintas variables meteorológicas se encuentra lejos del objetivo de esta tesis. Sin embargo, se ha decidido mostrar en este anexo las evoluciones y tendencias temporales de las anomalías de diez variables meteorológicas diarias: la fracción de insolación  $F$ , la precipitación  $Prec$ , la temperatura máxima  $T_{max}$ , media  $T_{med}$  y mínima  $T_{min}$ , la velocidad del viento media  $V_{med}$  y máxima  $V_{max}$  y la humedad relativa a las 07 UTC ( $HR_{07}$ ), 13 UTC ( $HR_{13}$ ) y 18 UTC ( $HR_{18}$ ). Todas las anomalías han sido calculadas con el periodo de referencia 1985-2011 y de igual forma que las obtenidas para las irradiaciones UVER y SW y la columna de ozono en el capítulo 6. Las anomalías de la serie Promedio se han calculado sin tener en cuenta la localidad de Madrid en el caso de las variables  $F$ ,  $HR_{07}$ ,  $HR_{13}$  y  $HR_{18}$ , pues hay bastantes huecos en el periodo 1985-2011 en esa localidad. Debido a la cantidad de espacio que requiere mostrar la evolución y las tendencias de todas estas variables, se ha decidido recopilar todas las gráficas en este anexo, a pesar de que los comentarios respecto a su análisis se encuentran en el capítulo 6 de este trabajo.

## Evolución de las anomalías anuales

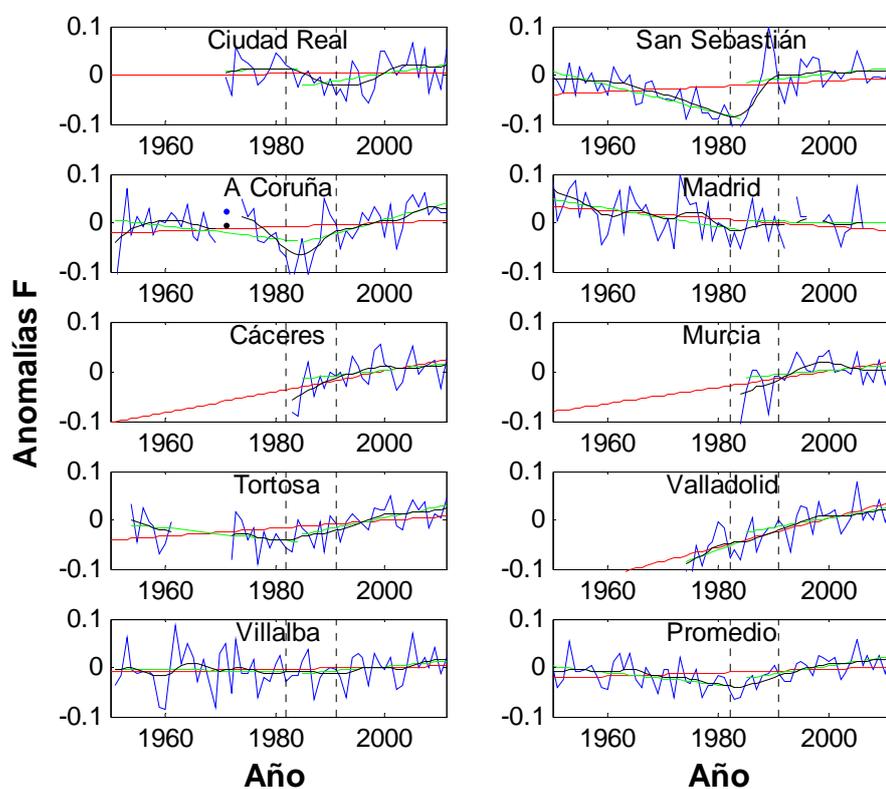


Figura AV.1: Evolución temporal de las anomalías anuales de la fracción de insolación (azul) en nueve localidades y el promedio de las nueve. La línea negra representa un filtro pasa-baja Gaussiano de 21 años. La línea roja es el ajuste lineal de la serie en todo el periodo y las líneas verdes los ajustes lineales en los periodos 1950-1984 y 1985-2011. Los años 1982 y 1991 están señalados con una línea vertical discontinua.

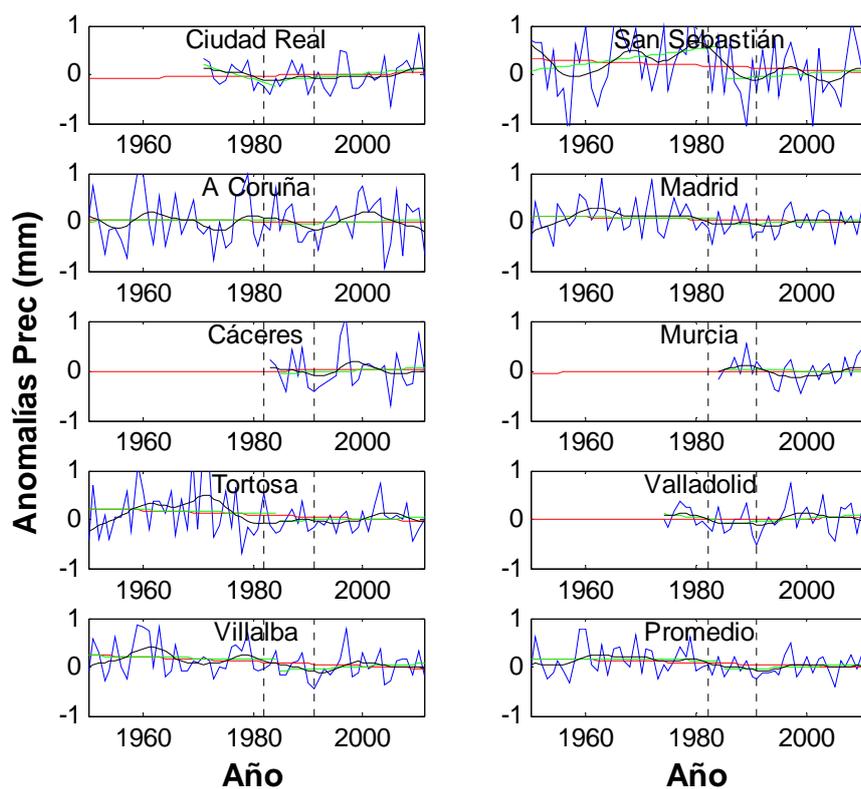


Figura AV.2: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la precipitación.

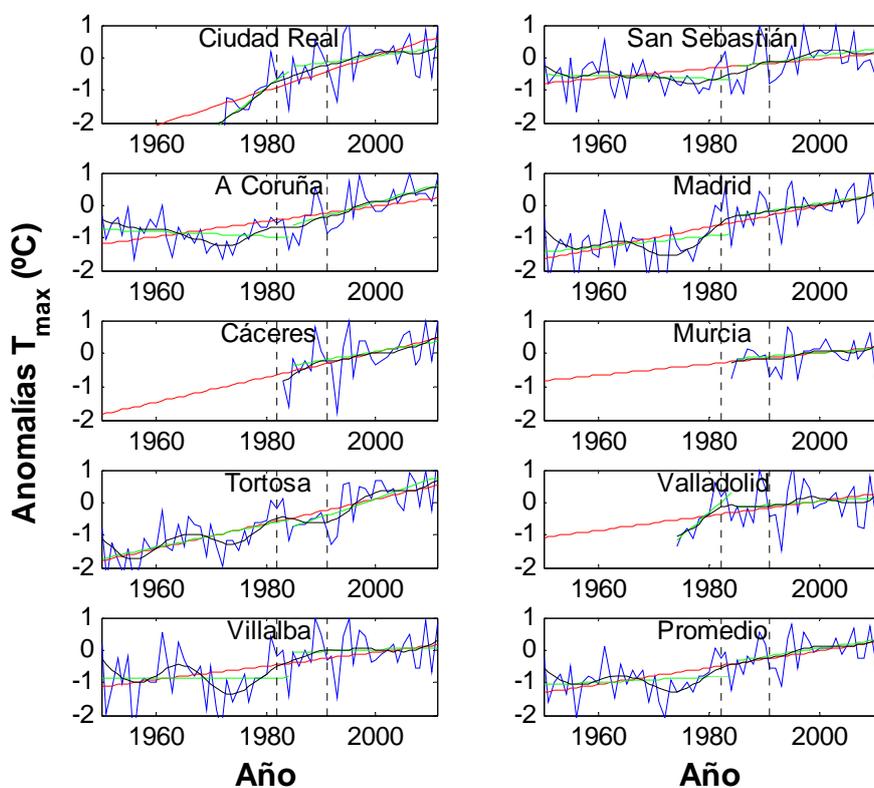


Figura AV.3: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la temperatura máxima.

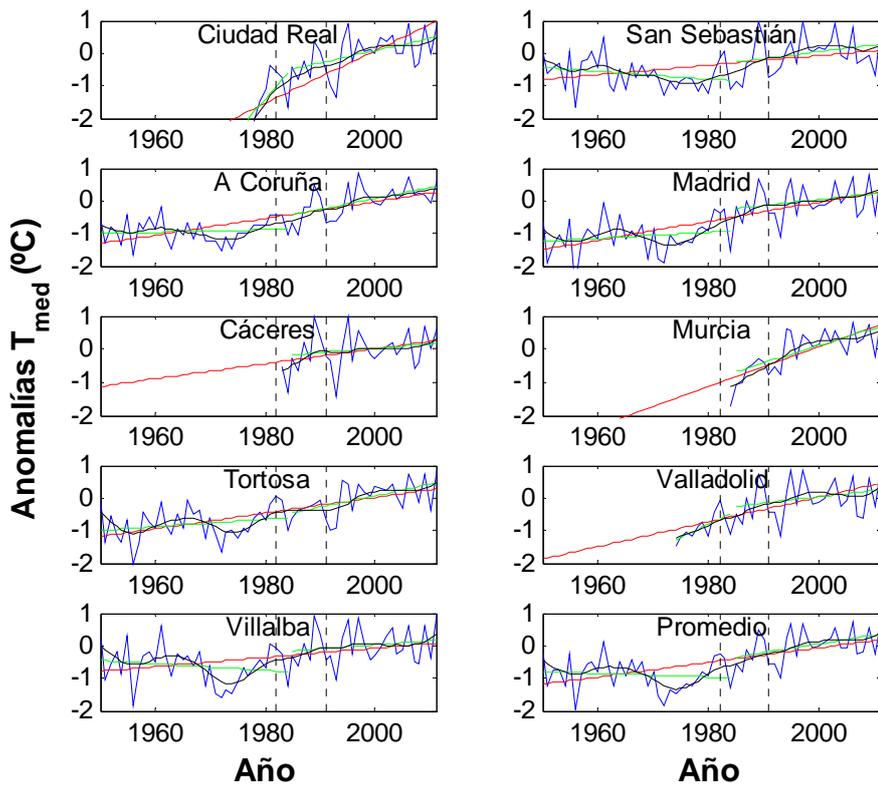


Figura AV.4: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la temperatura media.

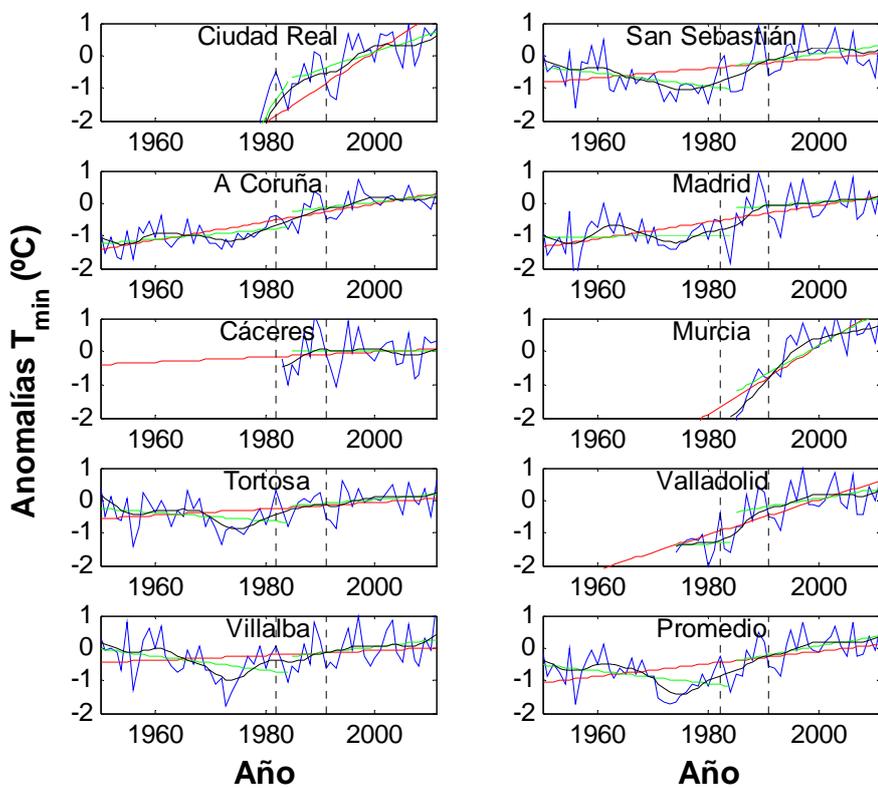


Figura AV.5: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la temperatura mínima.

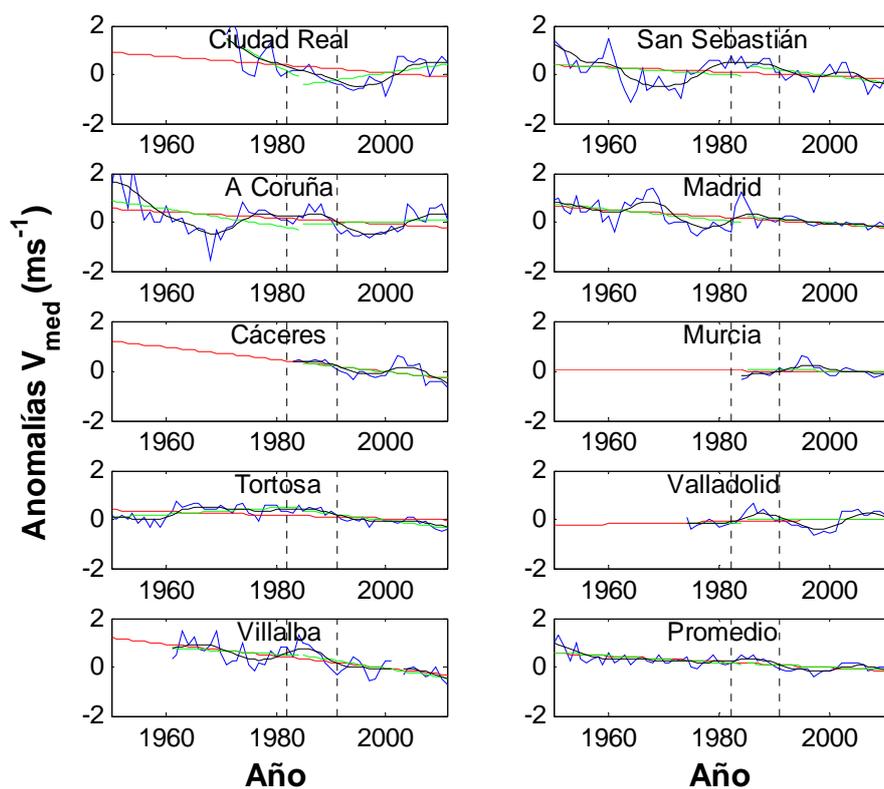


Figura AV.6: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la velocidad del viento media.

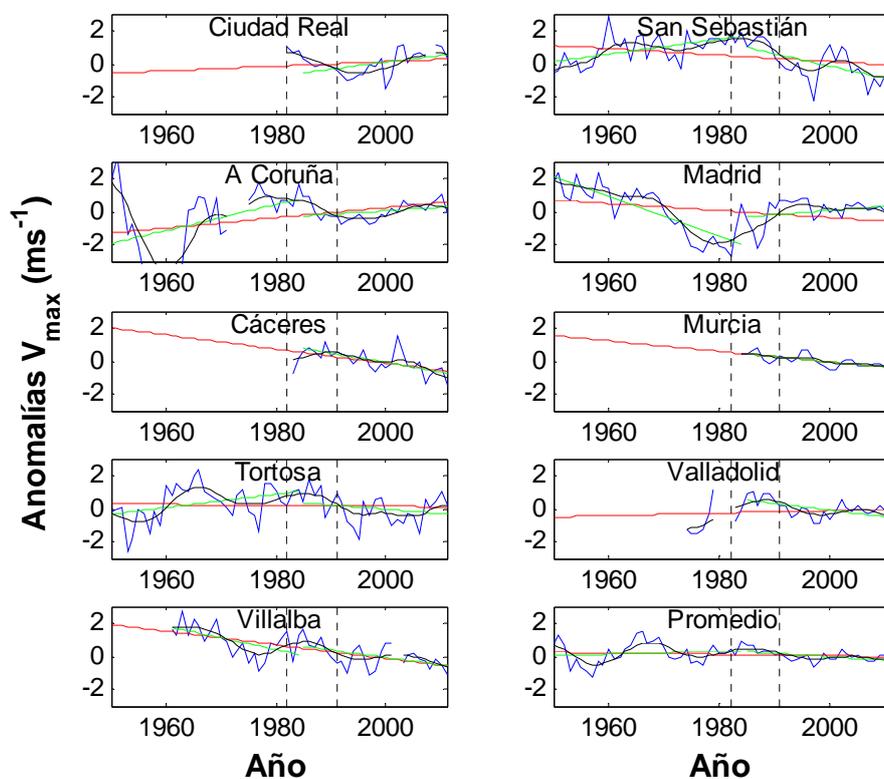


Figura AV.7: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la velocidad del viento máxima.

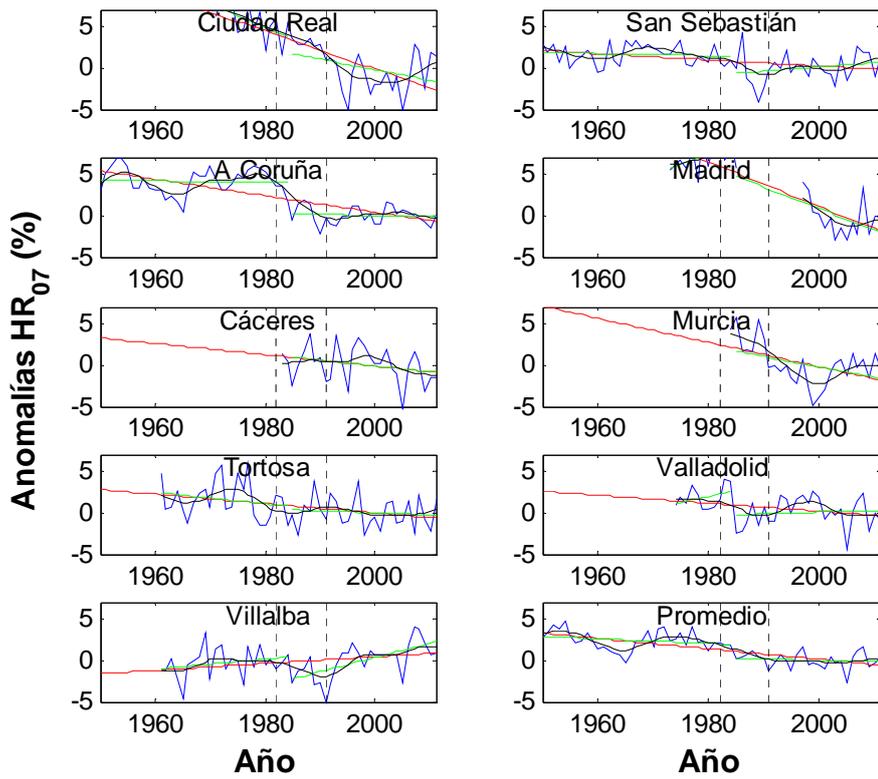


Figura AV.8: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la humedad relativa a las 07 UTC.

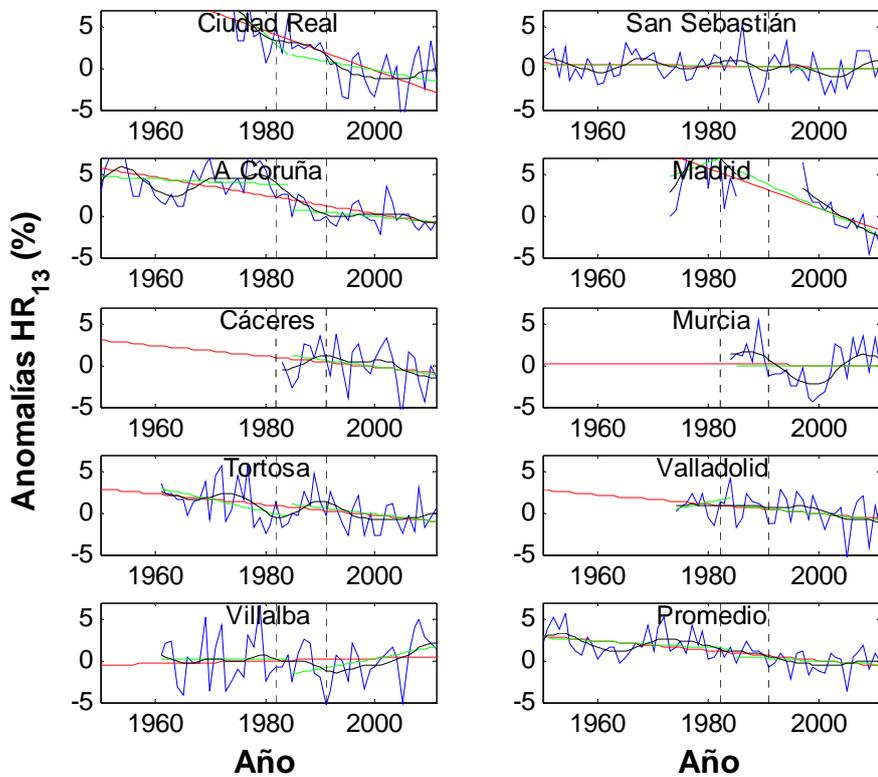


Figura AV.9: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la humedad relativa a las 13 UTC.

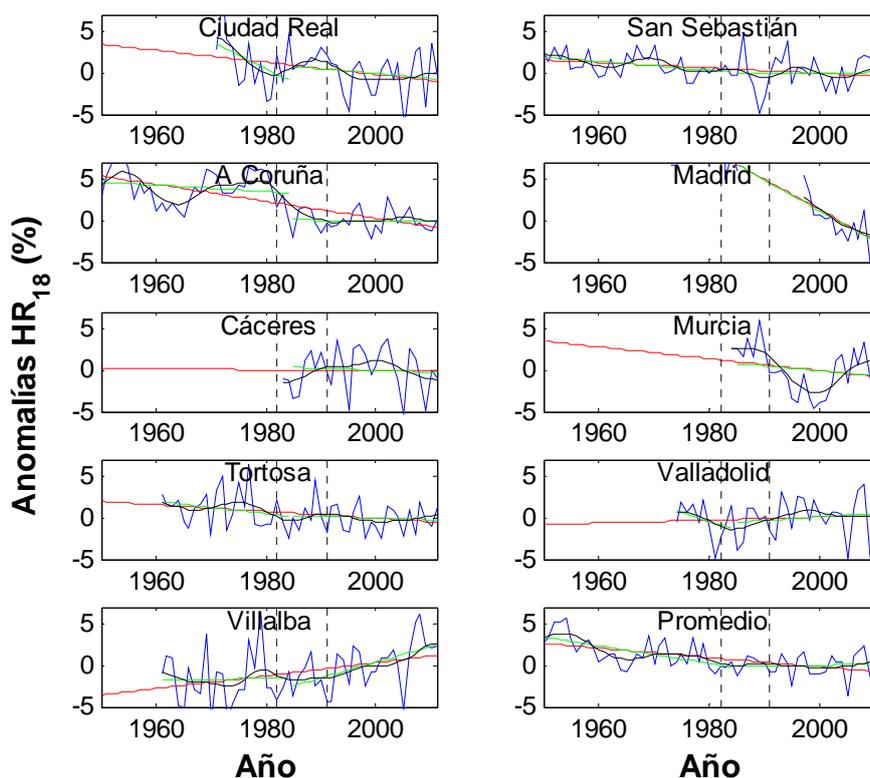


Figura AV.10: Ídem que Figura AV.1 pero con las anomalías de la humedad relativa a las 18 UTC.

## **Tendencias de las anomalías mensuales, estacionales y anuales**

De igual manera que en el capítulo 6 para las irradiaciones UVER y SW y la columna de ozono, se han calculado las tendencias y su significación estadística de las series mensuales, estacionales y anuales de las 10 variables mediante el estimador de Theil-Sen y el test de Mann-Kendall, respectivamente. Las siguientes figuras (Figura AV.11-AV-20) muestran estas tendencias para los periodos 1950-2011, 1950-1984 y 1985-2011. Sólo se han representado las tendencias en las que se han utilizado al menos 10 datos para obtenerlas; no obstante, las tendencias de algunas localidades no corresponden al mismo periodo que otras debido a la falta de datos, como podría ser el caso de la humedad relativa a las 18 UTC en Ciudad Real y en A Coruña (ver Figura AV.10). En el caso de Ciudad Real la tendencia considerada para el periodo 1950-2011 en realidad corresponde al periodo 1971-2011, mientras que en A Coruña la misma tendencia ha sido obtenida con el periodo 1950-2011. Por ello hay que tener en cuenta las figuras de la evolución temporal para analizar con criterio los resultados mostrados en las tendencias.

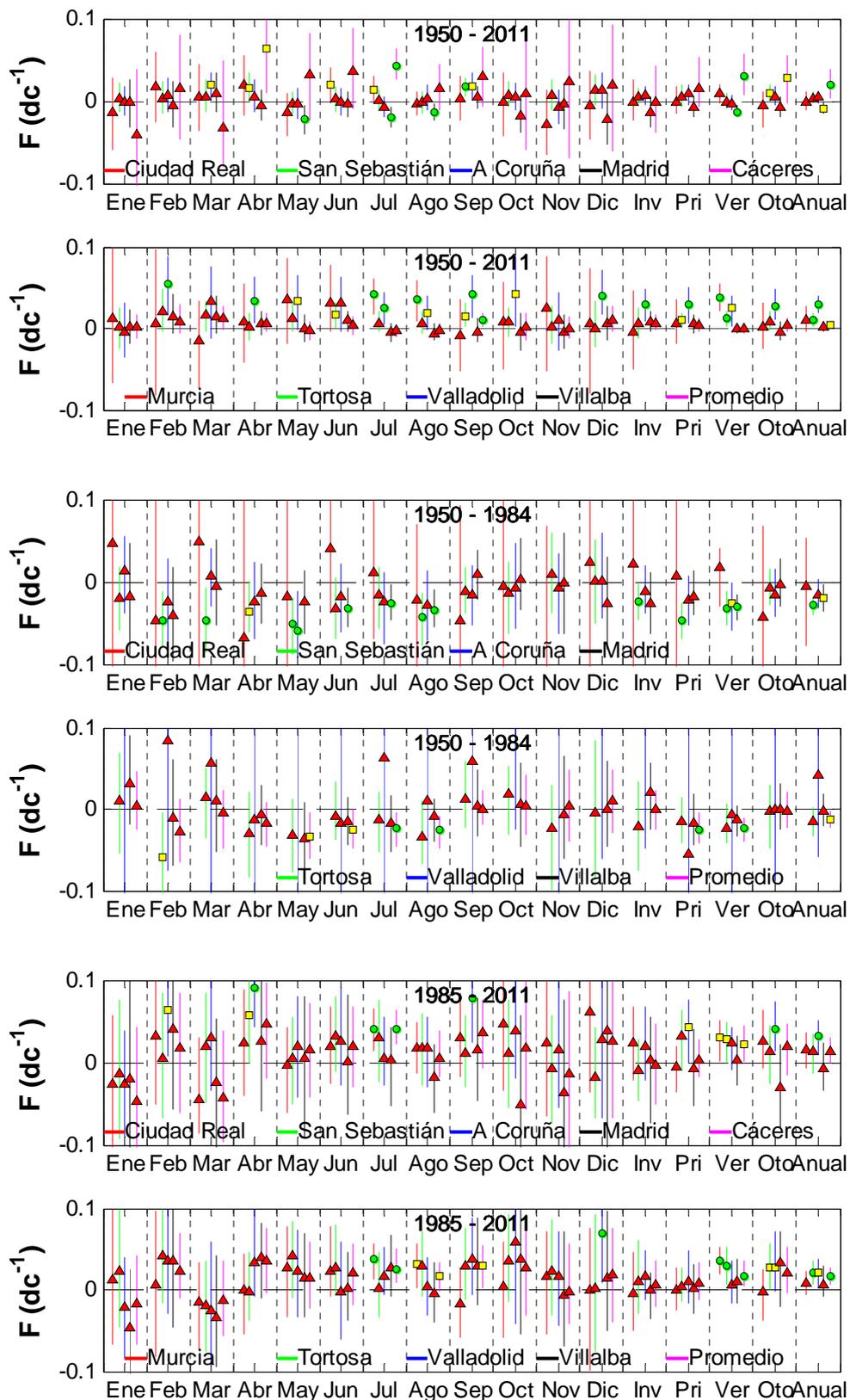


Figura AV.11: Tendencias (Estimador de Theil-Sen) de la fracción de insolación de las 10 series temporales en tres intervalos temporales diferentes, para los valores mensuales (12), estacionales (4) y anuales (1). La barra representa el intervalo de confianza del 95%. Los círculos verdes indican que la tendencia es significativa al 99% ( $p < 0.01$ ), los cuadrados amarillos indican que la tendencia es significativa al 95% ( $p < 0.05$ ) y los triángulos rojos que no es significativa al 95% ( $p \geq 0.05$ ).

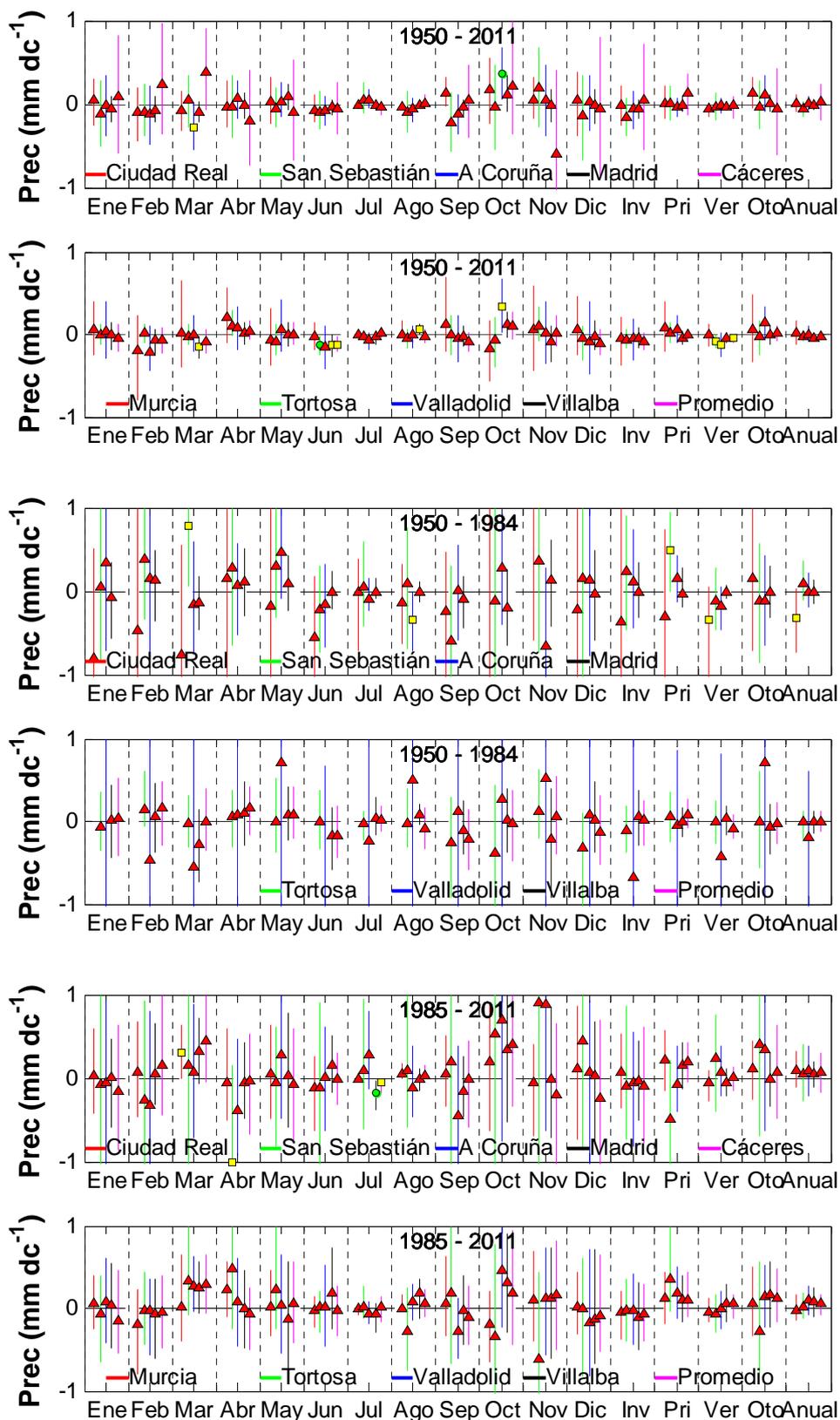


Figura AV.12: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la precipitación.

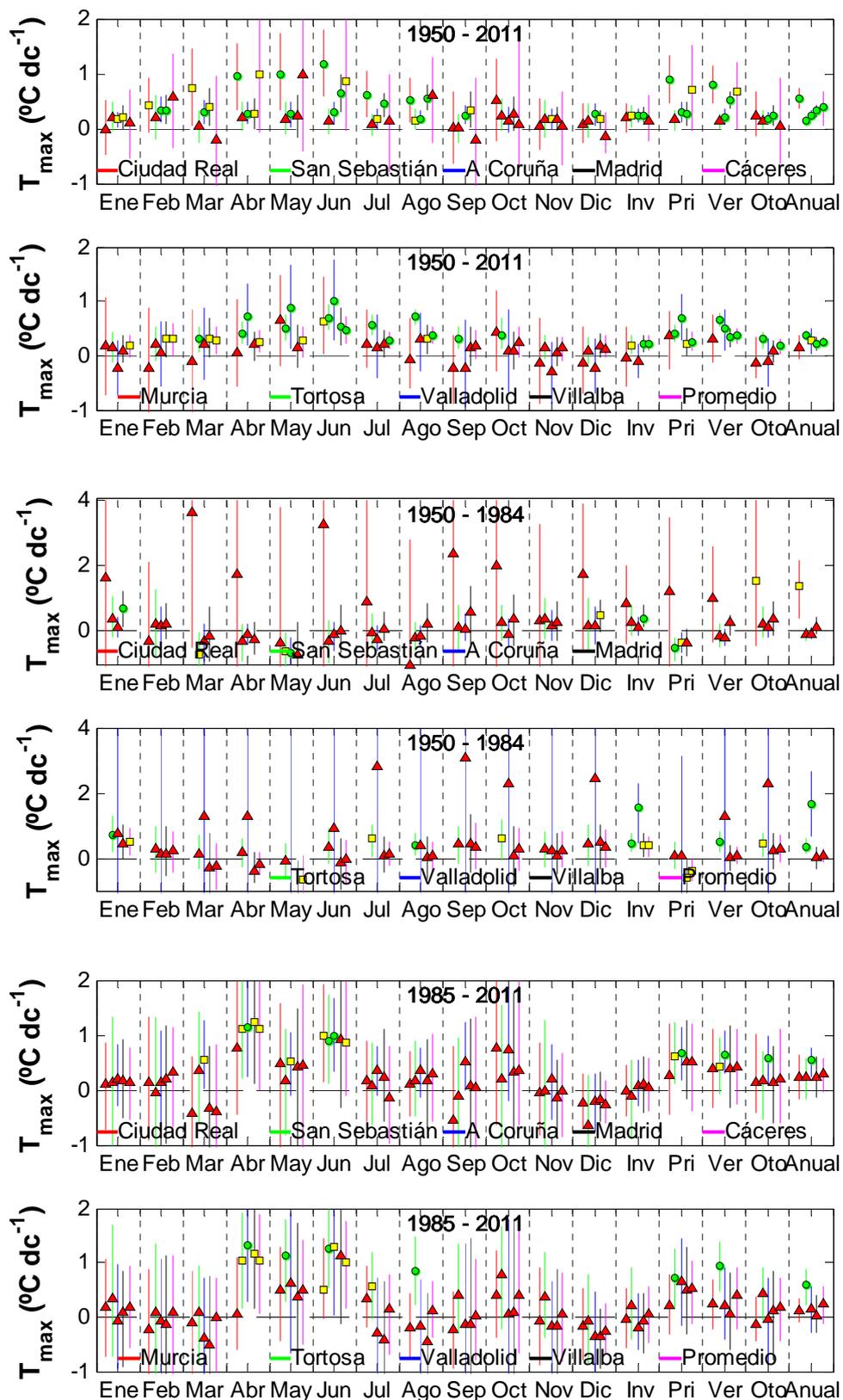


Figura AV.13: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la temperatura máxima.

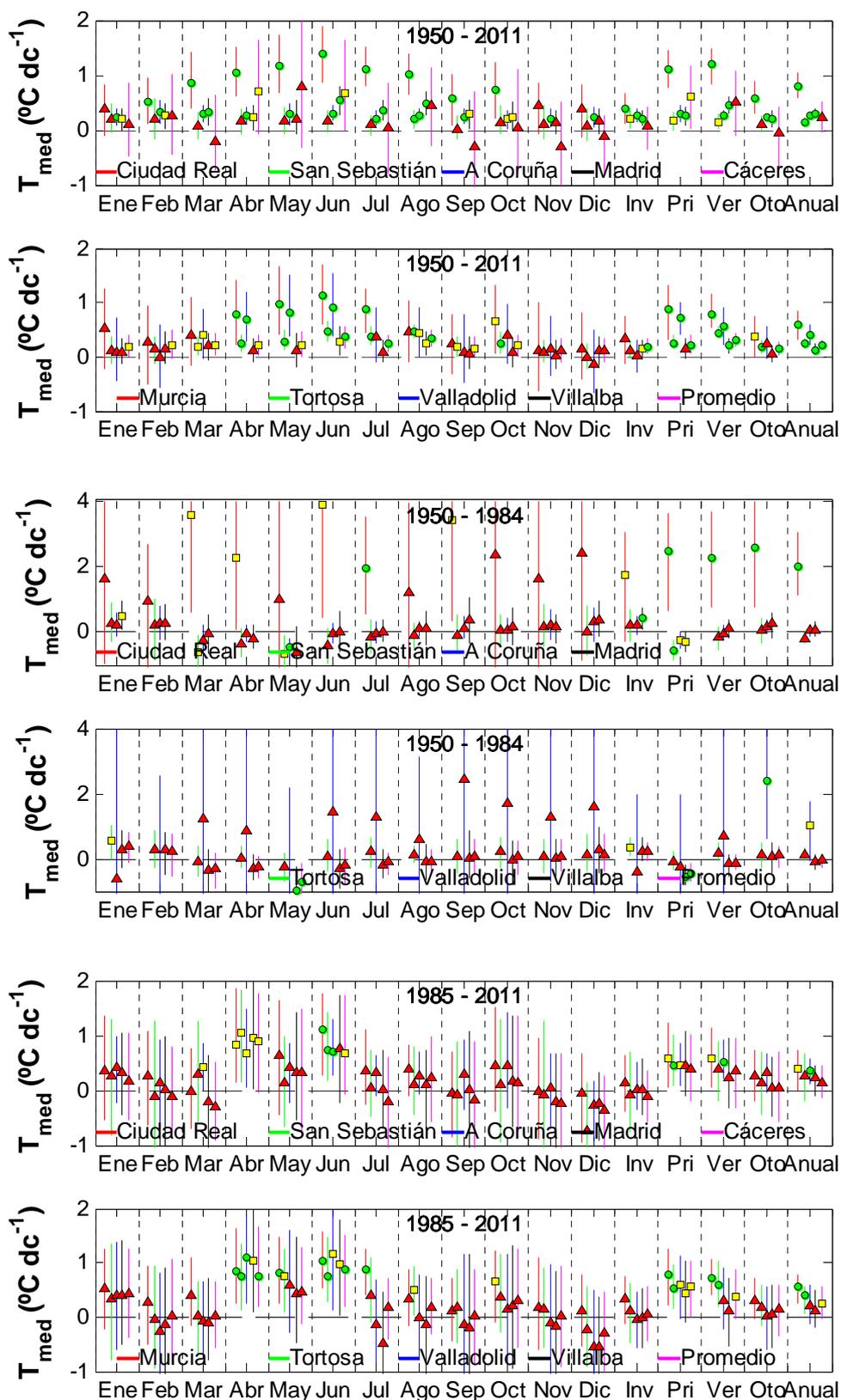


Figura AV.14: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la temperatura media.

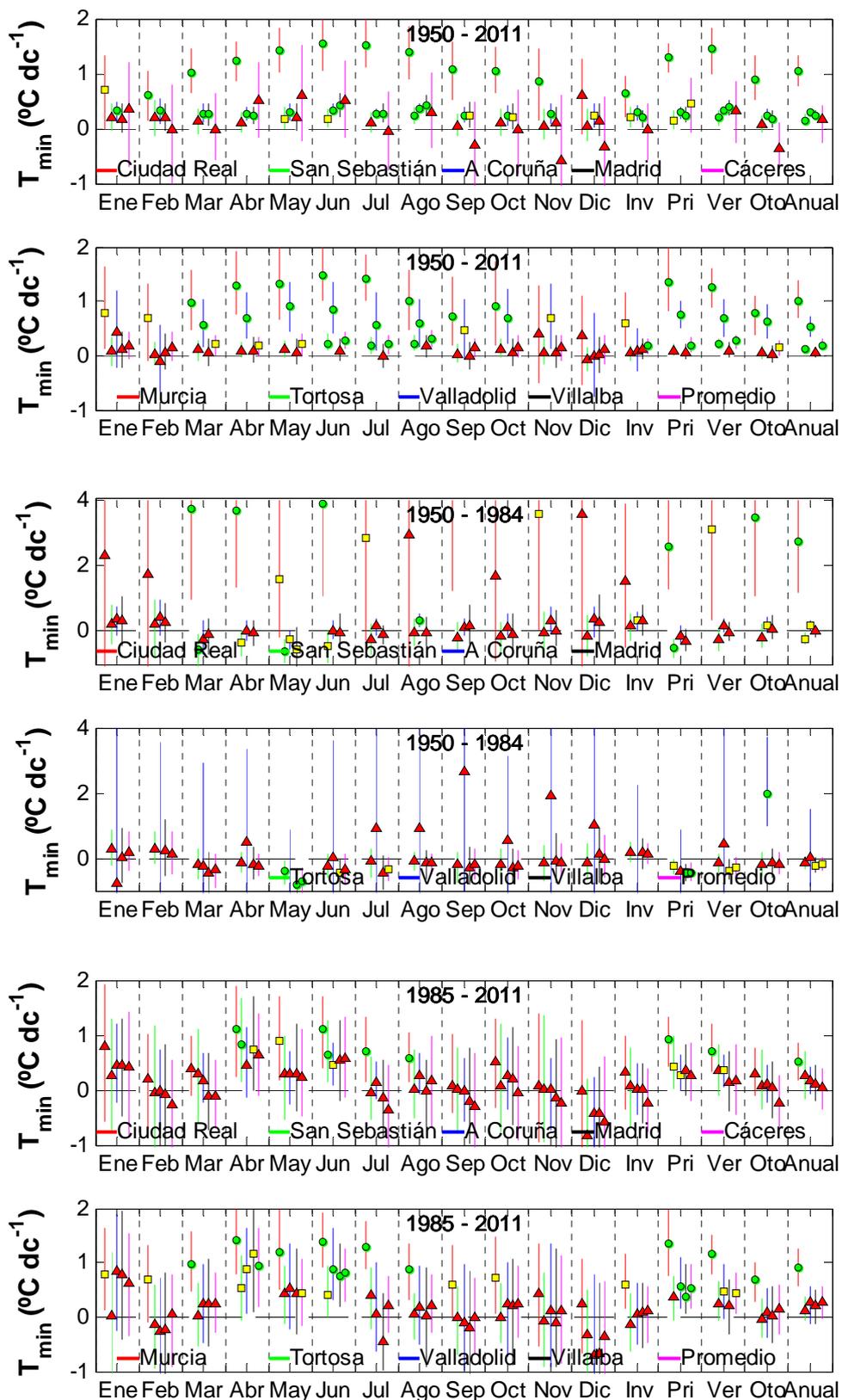


Figura AV.15: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la temperatura mínima.

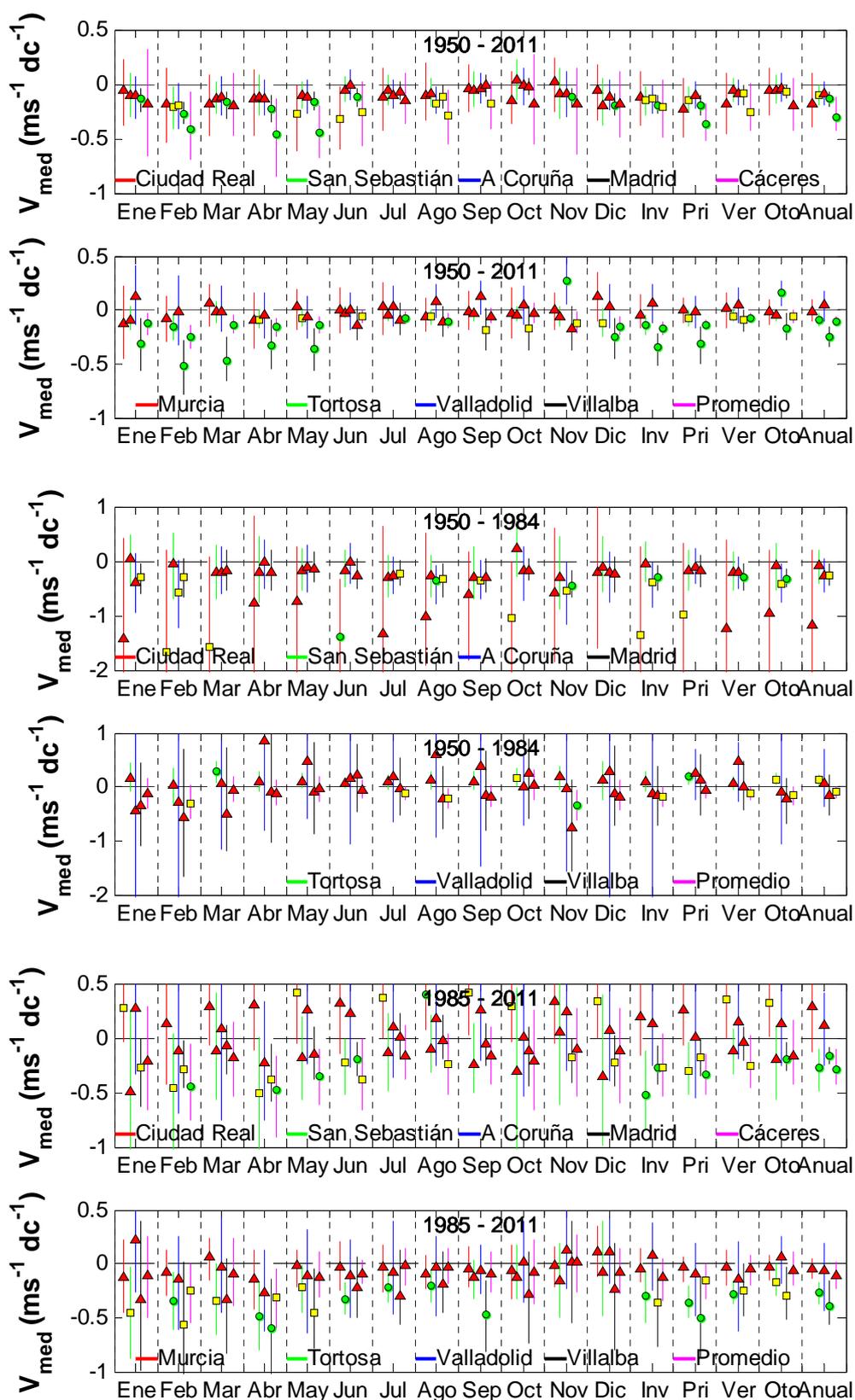


Figura AV.16: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la velocidad del viento media.

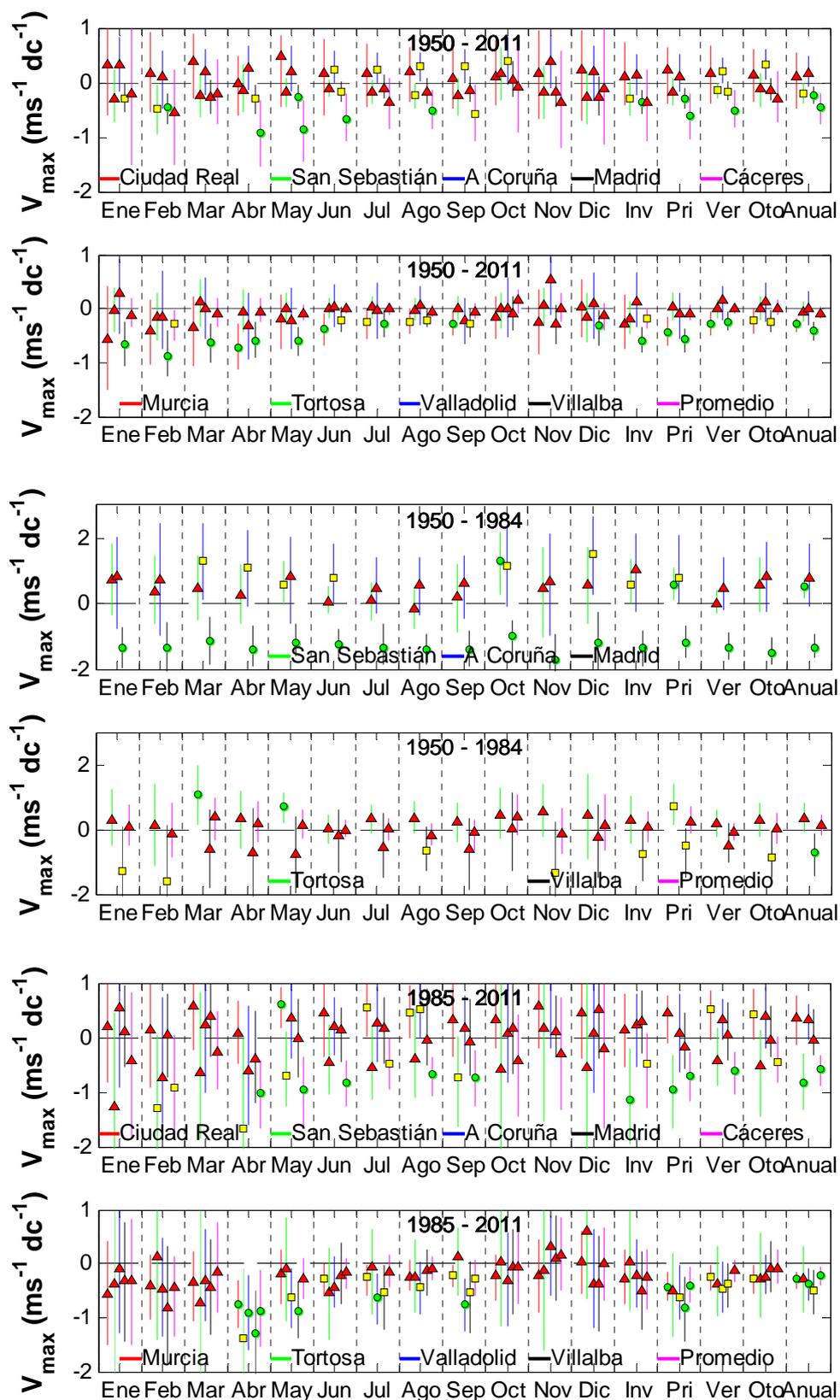


Figura AV.17: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la velocidad del viento máxima.

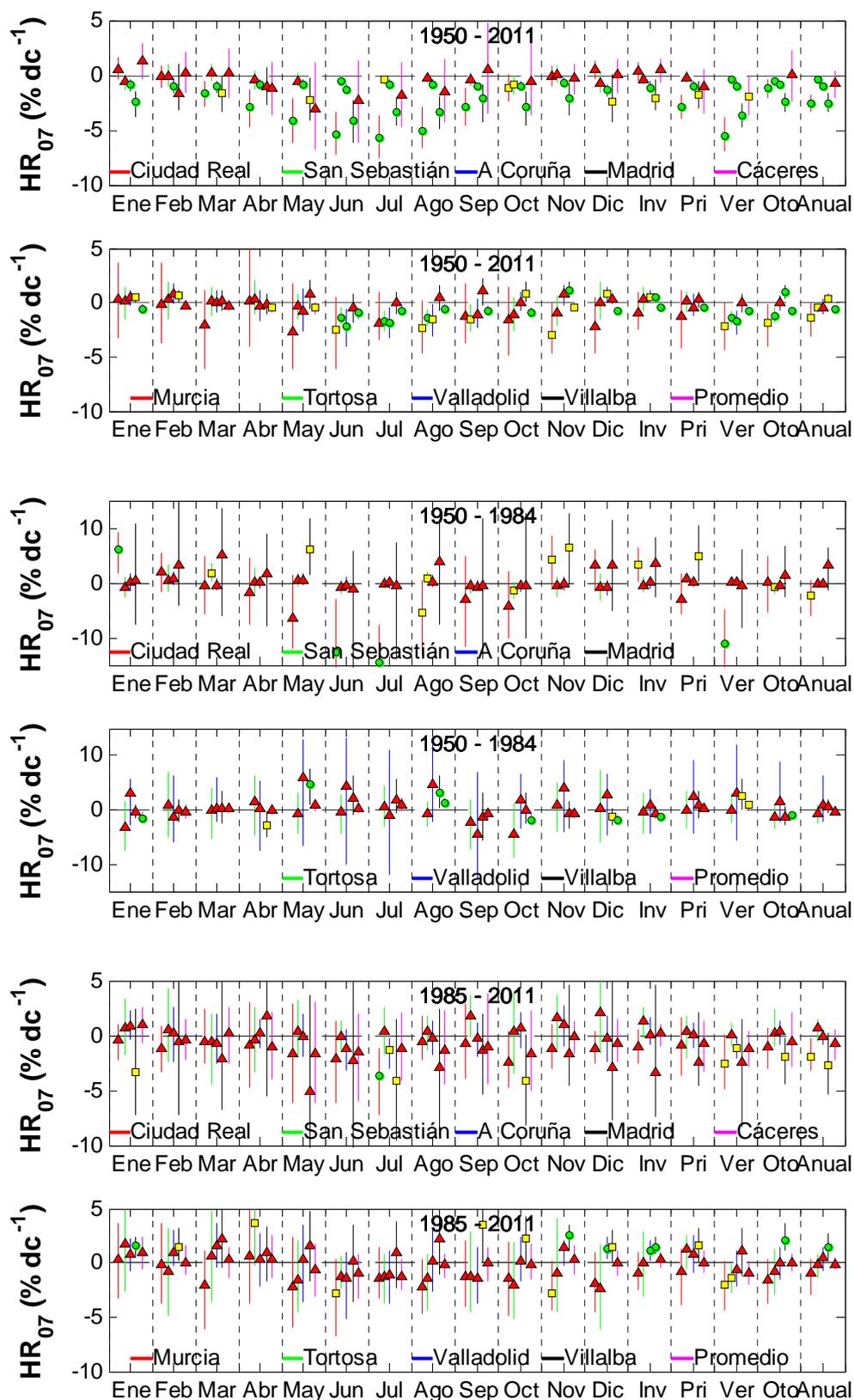


Figura AV.18: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la humedad relativa a las 07 UTC.

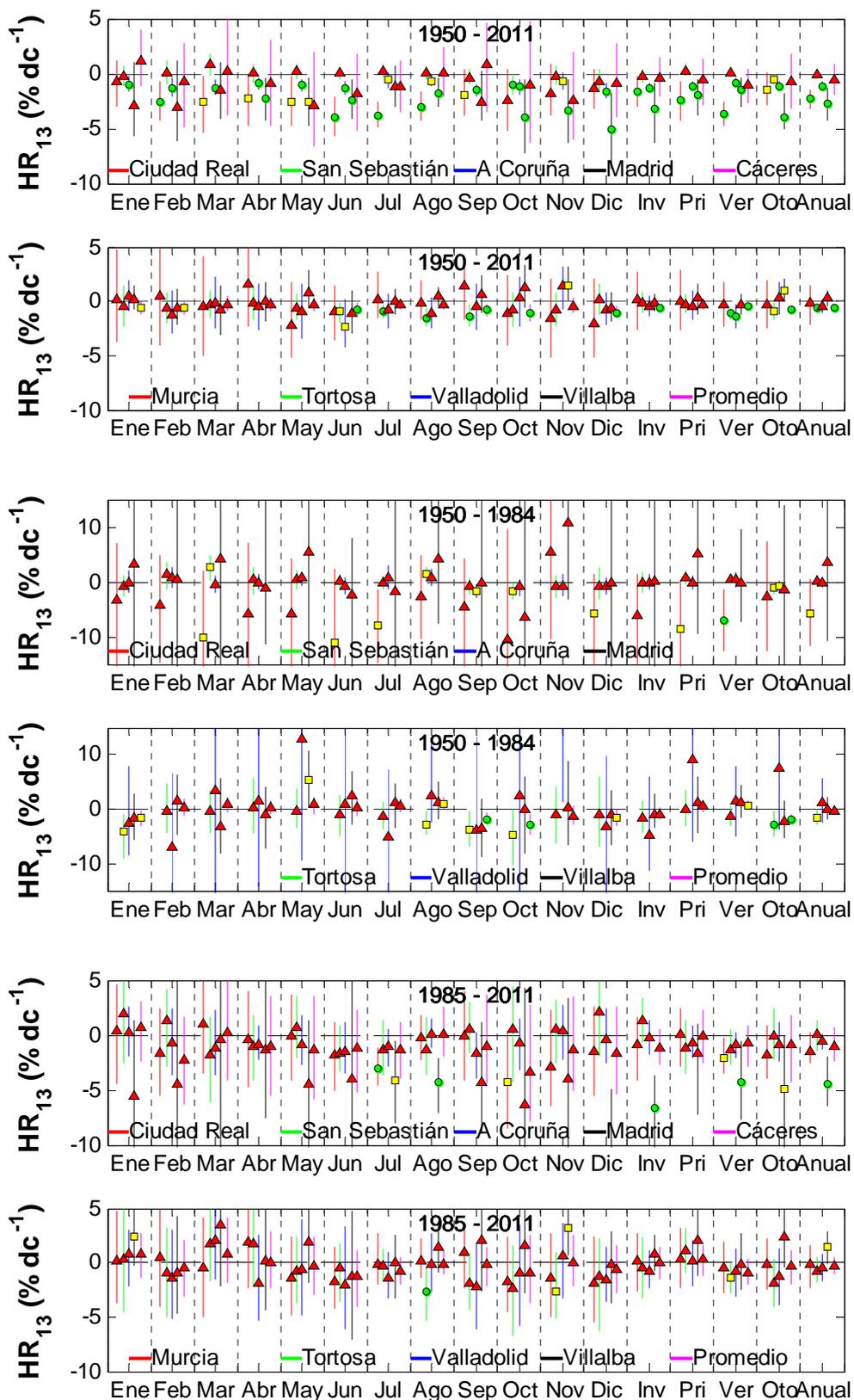


Figura AV.19: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la humedad relativa a las 13 UTC.

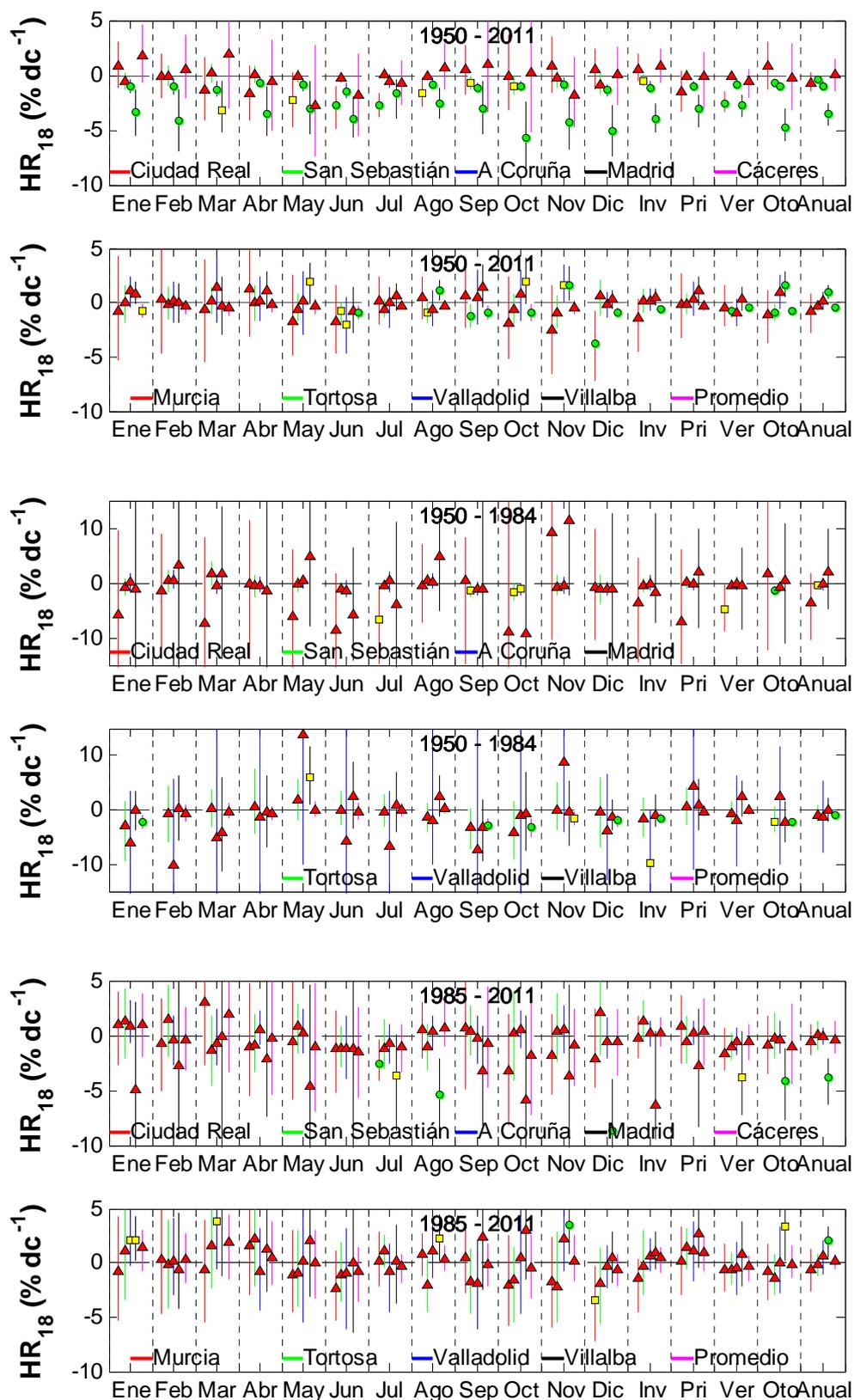


Figura AV.20: Ídem que Figura AV.11 pero con las anomalías de la humedad relativa a las 18 UTC.



---

## Referencias

- Alexandersson, H.: A homogeneity test applied to precipitation data, *Int. J. Climatol.*, 6, 661-675, 1986.
- Alexandersson, H., Moberg, A.: Homogenization of Swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends, *Int. J. Climatol.*, 17, 25–34, 1997.
- Anderson, G., Clough, S., Kneizys, F., Chetwynd, J., Shettle, E.: AFGL atmospheric constituent profiles (0-120 km), *Tech. Rep. AFGL-TR-86-0110, Air Force Geophys. Lab., Hanscom Air Force Base, Bedford, Mass.*, 1986.
- Andrady, AL., Fueki, K., Torikai, A.: Spectral sensitivity of polycarbonates to light-induced yellowing, *J. Appl. Polymer Sci.*, 42, 2105-2107, 1991.
- Andrey, F. J.: Impacto de las nubes de polvo sahariano sobre las medidas de la columna de ozono desde fotómetros orbitales orientados al nadir, tesis doctoral, *Universidad Autónoma de Madrid*, 2011.
- Ångström, A.: On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geograf. Ann. Deut.*, 11, 156-166, 1929.
- Ångström, A.: The parameters of atmospheric turbidity, *Tellus*, 16, 64-76, 1964.
- Antón, M., Serrano, A., Cancillo, M. L., García, J. A., Madronich, S.: Application of an analytical formula for UV Index reconstructions for two locations in Southwestern Spain, *Tellus*, 63B, 1052–1058, 2011a.
- Antón, M., Serrano, A., Cancillo, M. L., García, J. A., Madronich, S.: Empirical evaluation of a simple analytical formula for the ultraviolet index, *Photochem. Photobiol.*, 87, 478-482, 2011b.
- Armstrong, B. K., Kricger, A.: The epidemiology of UV induced skin cancer, *J. Photoch. Photobio., B.*, 63, 8-18, 2001.
- Arrhenius, S.: On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground, *Philosophical Magazine and Journal of Science*, 5, 41, 237-276, 1896.
- Bais, A. F., Lubin, D.: Surface ultraviolet radiation: past, present and future, *Chapter 7 in WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006*, Global Ozone Research and Monitoring Project- Report No. 50, 572pp., Geneva, 2007.
- Bennouna, Y. S., Torres, B., Cachorro, V. E., Ortiz de Galisteo, J. P., Toledano, C.: The evaluation of the integrated water vapour annual cycle over the Iberian Peninsula from EOS-MODIS against different ground-based techniques, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139, 1935-1956, 2013.
- Bernhard, G., Booth, C. R., Ebrahimian, J. C.: Version 2 data of the National Science Foundation's Ultraviolet Radiation Monitoring Network: South Pole, *J. Geophys. Res.*, 109, D21207, 2004.
- Bevington, P. R., Robinson, K. D.: Data reduction and error analysis for the physical sciences, *3rd Edn., Boston, MA, McGraw-Hill*, 2003.

- Bilbao, J., Román, R., de Miguel, A., Mateos, D.: Long-term solar erythemal UV irradiance data reconstruction in Spain using a semiempirical method, *J. Geophys. Res.*, 116, D22211, 2011.
- Bilbao, J., Román, R., Yousif, C., Pérez-Burgos, A., de Miguel, A.: Global, diffuse, direct, and ultraviolet solar irradiance recorded in Malta and atmospheric component influences, International Solar Energy Society Solar World Congress (ISES 2013), Cancún (Méjico), 2013.
- Blanco-Muriel, M., Alarcón-Padilla, D. C., López-Moratella, T., Lara-Coira, M.: Computing the solar vector. *Solar Energy*, 70, 431–441, 2001.
- Blumthaler, M., Ambach, W., Rehwald, W.: Solar UV-A and UV-B radiation fluxes at two alpine stations at different altitudes, *Theor. Appl. Climatol.*, 50, 23-30, 1992.
- Blumthaler, M., Webb, A. R., Seckmeyer, G., Bais, A. F., Huber, M., Mayer, B.: Simultaneous spectroradiometry; a study of solar UV irradiance at two altitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 25, 2805-2808, 1994.
- Bodeker, G. E., McKenzie, R. L.: An algorithm for inferring surface UV irradiance including cloud effects, *J. Appl. Meteorol.*, 35(10), 1860–1877, 1996.
- Brasseur, G., Granier, C.: Mount Pinatubo aerosols, chlorofluorocarbons and ozone depletion, *Science*, 257, 1239–1242, 1992.
- Buishand, T. A.: Some methods for testing the homogeneity of rainfall records, *J. Hydrol.*, 58, 11-27, 1982.
- Buras, R., Dowling, T., Emde, C.: New secondary-scattering correction in DISORT with increased efficiency for forward scattering, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 112, 2028–2034, doi:10.1016/j.jqsrt.2011.03.019, 2011.
- Burrows, J., Weber, M., Buchwitz, M., Rozanov, V. V., Ladstädter-Weissenmayer, A., Richter, A., de Beek, R., Hoogen, R., Bramstedt, K., Eichmann, K.-U., Eisinger, M., Perner, D.: The Global Ozone Monitoring Experiment (GOME): Mission concept and first scientific results, *J. Atmos. Sci.*, 56, 151–175, 1999.
- Calbó, J., Pagès, D., González, J. A.: Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review, *Rev. Geophys.* 43, 2, 1-28, 2005.
- Callendar, G. S.: The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature, 64, 275, 223-240, 1938.
- Chin, M., et al.: Multi-decadal variations of atmospheric aerosols from 1980 to 2009: sources and regional trends, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 19751–19835, 2013.
- Chubarova, N., Zhdanova, Y.: Ultraviolet resources over Northern Eurasia, *J. Photoch. Photobio. B.*, 127, 38-51, 2013.
- Cooper, W. J., Zika, R. C., Patasna, R. G., Plane, J. M.: Photochemical formation of hydrogen peroxide in natural waters, *Environ. Sci. Technol.*, 22, 1156-1160, 1988.
- Cullen, J. J., Neale, P. J., Lesser, M. P.: Biological weighting function for the inhibition of phytoplankton photosynthesis by ultraviolet radiation, *Science*, 258, 646-649, 1992.

Dahlback, A., Stamnes, K.: A new spherical model for computing the radiation field available for photolysis and heating at twilight, *Planet, Space Sci.*, 39, 671–683, 1991.

Dai, A.: Recent climatology, variability, and trends in global surface humidity, *J. Climate*, 19, 3589–3606, 2006.

de la Casinière, A. C., Cachorro, V. E.: La radiación solar en el sistema tierra-atmósfera, *Ciencias (Universidad de Valladolid)*, 2008.

de Miguel, A., Román, R., Bilbao, J., Mateos, D.: Evolution of erythemal and total shortwave solar radiation in Valladolid, Spain: Effects of atmospheric factors, *J. Atmos. Sol-Terr. Phy.*, 73, 578-586, 2011.

den Outer, P. N., Slaper, H., Matthijsen, J., Reinen, H. A. J. M., Tax, R.: Variability of ground-level ultraviolet: Model and measurement, *Radiat. Prot. Dosim.*, 91, 105-110, 2000.

den Outer, P. N., Slaper, H., Tax, R. B.: UV radiation in the Netherlands: Assessing long-term variability and trends in relation to ozone and clouds, *J. Geophys. Res.*, 110, D02203, 2005.

den Outer, P. N., Slaper, H., Kaurola, J., Lindfors, A., Kazantzidis, A., Bais, A. F., Feister, U., Junk, J., Janouch, M., Josefsson, W.: Reconstructing of erythemal ultraviolet radiation levels in Europe for the past 4 decades, *J. Geophys. Res.*, 115, D10102, 2010.

de More, W. P., Sander, S. P., Golden, D. M., Hamspon, R. F., Kurylo, M. J., Howard, C. J., Ravishankara, A. R., Kolb, C. E., Molina, M. J.: Chemical kinetics and photochemical data for use in stratospheric modeling, *Evaluation Number 12*, JPL Publication 97-4, Pasadena, CA, 1997.

Dichter, B. K., Beaubien, A. F., Beaubien, E. J.: Development and characterization of a new solar ultraviolet-B irradiance detector, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 10, 337-334, 1993.

Diffey, B. L.: Solar ultraviolet radiation effects on biological systems, *Phys. Med. Biol.*, 36, 299-328, 1991.

Dubovik, O., King, M. D.: A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 105, 20673–20696, 2000.

Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T., Volten, H., Munoz, O., Veihelmann, B., Van Der Zande, W. J., Leon, J., Sorokin, M., Slutsker, I.: Application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 111, D11208, 2006.

EEA: Impacts of Europe's changing climate - 2008 indicator-based assessment, Joint EEA-JRC-WHO report, EEA Report No 4/2008, JRC Reference Report No JRC47756, ISSN 1725-9177, 2008.

Evans, K. F., Stephens, G. L.: A new polarized atmospheric radiative transfer model, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 46, 413–423, 1991.

Farman, J. C., Gardiner, B. G., Shanklin, J. D.: Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClO<sub>x</sub>/NO<sub>x</sub> interaction, *Nature*, 315, 207-210, 1985.

Feister, U., Junk, J., Woldt, M.: Long-term solar UV radiation reconstructed by Artificial Neural Networks (ANN), *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 8, 453-488, 2008.

Frederick, J. E., Koob, A. E., Alberts, A. D., Weatherhead, E. C.: Empirical studies of tropospheric transmission in the ultraviolet: Broadband measurements, *J. Appl. Meteorol.*, 32, 1883-1892, 1993.

García, R. D.: Aplicación de modelos de transferencia radiativa para el control operativo del programa BSRN (Baseline Surface Radiation Network) del Centro de Investigación Atmosférica de Izaña, tesis doctoral, *Universidad de Valladolid*, 2011.

Gilbert, R. O.: Statistical methods for environmental pollution monitoring, Van Nostrand Company, Hoboken, N. J., 320 pp, 1987.

Gueymard, C. A.: Interdisciplinary applications of a versatile spectral solar irradiance model: A review, *Energy*, 30, 1551–1576, 2005.

Gutiérrez, J. M., Cano, R., Cofiño, A. S., Sordo, C.: Redes Probabilísticas y Neuronales en las Ciencias Atmosféricas, Monografías del Instituto Nacional de Meteorología (Ministerio de Medio Ambiente), 2004.

Hadjinicolaou, P., Pyle, J. A., Chipperfield, M. P., Kettleborough, J. A.: Effect of interannual meteorological variability on mid-latitude O<sub>3</sub>, *Geophys. Res. Lett.*, 24, 2993–2996, 1997.

Hakuba, M. Z., Sánchez-Lorenzo, A., Folini, D., Wild, M.: Testing the homogeneity of short-term surface solar radiation series in Europe, *AIP Conf. Proc.*, 1531, 700, 2013.

Hansen, J., Lebedeff, S.: Global Trends of Measured Surface Air Temperature, *J. Geophys. Res.*, 92, 13345-13372, 1987.

Heney, L. G., Greenstein, J. L.: Diffuse radiation in the galaxy, *Ap. J.*, 93, 70-83, 1941.

Hess, M., Koepke, P., Schult, I.: Optical Properties of Aerosols and Clouds: The software package OPAC, *B. Am. Meteor. Soc.*, 79, 831–844, 1998.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Tanre, D., Buis, J. P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J. A., Kaufman, Y., Nakajima, T., Lavenue, F., Jankowiak, I., Smirnov, A.: AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Rem. Sens. Environ.*, 66, 1–16, 1998.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, Smirnov, A., Sinyuk, A., Schafer, J., Giles, D., Dubovik, O. (2006), AERONET's version 2.0 quality assurance criteria, *Proc. SPIE*, 6408, 64080Q, doi:10.1117/12.706524.

Hu, Y., Stamnes, K.: An accurate parameterization of the radiative properties of water clouds suitable for use in climate models, *J. Clim.*, 6, 728–742, 1993.

Hülse, G., Gröbner, J.: Characterization and calibration of ultraviolet broadband radiometers measuring erythemal weighted irradiance, *Appl. Opt.*, 26, 23, 5877-5886, 2007.

- Hülsemann, G., Gröbner, J., Bais, A., Blumthaler, M., Disterhoft, P., Johnsen, B., Lantz, K. O., Meleti, C., Schreder, J., Vilaplana, J. M., Ylianttila, L.: Intercomparison of erythemal broadband radiometers calibrated by seven UV calibration facilities in Europe and the USA, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 4865-4875, 2008.
- Ialongo, I., Arola, A., Kujanpää, J., Tamminen, J.: Use of satellite erythemal UV products in analysing the global UV changes, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 9649–9658, 2011.
- IPCC: IPCC Fourth Assessment Reports (AR4): Working Group I Report: Climate Change 2007, The Physical Basis, WMO/UNEP Report, 2007.
- Iqbal, M.: An introduction to solar radiation, *Academic Press*, 0-12-373750-8, 1983.
- Josefsson, W.: UV-radiation 1983-2003 measured at Norrköping, Sweden, *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 59-76, 2006.
- Kodera, K.: Influence of volcanic eruptions on the troposphere through stratospheric dynamical processes in the northern hemisphere winter, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 99, 1273–1282, 1994.
- Kalliskota, S., Kaurola, J., Taalas, P., Herman, J. R., Celarier, E. A., Krotkov, A.: Comparison of daily UV doses estimated from Nimbus 7/TOMS measurements and ground-based spectroradiometric data, *J. Geophys. Res.*, 105(D4), 5059-5067, 2000.
- Kaurola, J., Taalas, P., Koskela, T., Borkowski, J., Josefsson, W.: Long-term variations of UV-B doses at three stations in northern Europe, *J. Geophys. Res.*, 105(D16), 20813–20 820, 2000.
- Khaliq, M. N., Ouarda, T. B. M. J.: On the critical values of the standard normal homogeneity test (SNHT), *Int. J. Climatol.*, 27, 681–687, 2007.
- Koepke, P., Reuder, J., Schwander, H.: Solar UV radiation and its variability due to the atmospheric components, *Recent Res. Devel. Photochem. Photobiol.* 6, 11-34, 2002.
- Krzyscin, J. W.: Statistical reconstruction of daily total ozone over Europe 1950 to 2004, *J. Geophys. Res.*, 113, D07112, 2008.
- Krzyscin, J. W., Sobolewski, P. S., Jarosławski, J., Podgórski, J., Rajewska-Wiech, B.: Erythemal UV observations at Belsk, Poland, in the period 1976–2008: data homogenization, climatology, and trends, *Acta Geophys.*, 59, 155–182, 2011.
- Kurucz, R.: Synthetic infrared spectra, *Proceedings of the 154th Symposium of the International Astronomical Union (IAU)*, 1992.
- Kylling, A.: Radiation transport in cloudy and aerosol loaded atmospheres, tesis doctoral, *Alaska University*, 1992.
- Kylling, A., Stamnes, K., Tsay, S. C.: A reliable and efficient two-stream algorithm for spherical radiative transfer: Documentation of accuracy in realistic layered media, *J. Atmos. Chem.*, 21, 115-150, 1995.
- Ledesma, M.: Principios de meteorología y climatología, *Ediciones Paraninfo*, 2011.

Lindfors, A., Arola, A., Kaurola, J., Arola, A., Taalas, P., Svenoe, T.: Long-term erythematous UV doses at Sodankylä estimated using total ozone, sunshine duration, and snow depth, *J. Geophys. Res.*, 108 (D16), 4518, 2003.

Lindfors, A., Kaurola, J., Arola, A., Koskela, T., Lakkala, K., Josefson, W., Olseth, J. A., Johnsen, B.: A method for reconstruction of past UV radiation based on radiative transfer modeling: Applied to four stations in northern Europe, *J. Geophys. Res.*, 112, D23201, 2007.

Lucht, W., Schaaf, C. B., Strahler, A. H.: An Algorithm for the retrieval of albedo from space using semiempirical BRDF models, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38, 977-998, 2000.

Madronich, S., McKenzie, R. L., Björn, L. O., Caldwell, M. M.: Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface, *J. Photoch. Photobio., B.*, 46, 5-19, 1998.

Madronich, S.: Analytic formula for the clear-sky UV-index, *Photochem. Photobiol.*, 83, 4, 1537-1538, 2007.

Mateos, D., de Miguel, A., Bilbao, J.: Empirical models of UV total radiation and cloud effect study, *Int. J. Climatol.*, 30, 9, 1407-1415 2010.

Matthijsen, J., Slaper, H., Reinen, H. A. J. M., Velders, G. J. M.: Reduction of solar UV by clouds: A comparison between satellite-derived cloud effects and ground-based radiation measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, D4, 5069-5080, 2000.

Mayer, B., Kylling, A.: Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1855–1877, 2005.

Mayer, B., Kylling, A., Emde, C., Hamann, U., Buras, R.: libRadtran user's guide, *Edition for libRadtran version 1.7*, 2012.

McElroy, C. T., Sevastiouk, V., Lamb, K.: Calibrating the Brewer spectrophotometers with the travelling standard, *Proceedings of the Quadrennial Ozone Symposium*, University of Athens, 577–578, 2004.

McKenzie, R. L., Aucamp, P. J., Bais, A. F., Bjorn, L. O., Ilyas, M., Madronich, S.: Ozone depletion and climate change: Impacts on UV radiation, *Photochem. Photobiol. Sci.*, 10, 182–198, 2011.

McKinlay, A. F., Diffey, B. L.: A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin, *Commission Internationale de l'Éclairage (CIE) 6*, 17–22, 1987.

Mitchell, J. M., Dzerdzeevskii, B., Flohn, H., Hofmeyr, W. L., Lamb, H. H., Rao, K. N., Wallen, C. C.: Climatic change, Technical Note 79: Geneva, World Meteorological Organization, 1966.

Molina, L. T., Molina, M. J.: Absolute absorption cross sections of ozone in the 185– to 350–nm wavelength range, *J. Geophys. Res.*, 91, 14,501–14,508, 1986.

Molina, M. J., Rowland, F. S.: Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: chlorine atom-catalysed destruction of ozone, *Nature*, 249, 810-812, 1974.

- Nakajima, T., Tonna, G., Rao, R., Boi, P., Kaufman, Y., Holben, B.: Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate dispersion, *Appl. Optics*, 35, 2672–2686, 1996.
- Olmo, F. J., Quirantes, A., Lara, V., Lyamani, H., Alados-Arboledas, L.: Aerosol optical properties assessed by an inversion method using the solar principal plane for non-spherical particles, *J Quant. Spectrosc. Ra.*, 109, 1504–1516, 2008.
- Ortiz de Galisteo, J. P.: Análisis del contenido total en columna de vapor de agua atmosférico sobre la Península Ibérica medido con distintas técnicas: radiosondeos, fotómetros solares, y sistema GPS, tesis doctoral, *Universidad de Valladolid*, 2011.
- Peter, T.: Microphysics and heterogeneous chemistry of polar stratospheric clouds, *Annu. Rev. Phys. Chem.*, 48, 785–822, 1997.
- Peterson, T. C., et al.: Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review, *Int. J. Climatol.*, 18, 1493–1517, 1998.
- Pettitt, A. N.: A non-parametric approach to the change-point detection, *Appl. Stat.*, 28, 126–135, 1979.
- Pitts, D. G., Cullen, A. P., Hacker, P. D.: Ocular effects of ultraviolet radiation from 295 to 365 nm, *Invest. Ophthalmol.*, 16, 932-939, 1977.
- Quaite, F. E., Sutherland J. C.: Action spectrum for DNA damage in alfalfa lowers predicted impact of ozone depletion, *Nature*, 358, 576-578, 1992.
- Quirantes, J. A., Gallego, J. A.: Atlas de nubes y meteoros, *editorial Castilla Tradicional-Cantabria Tradicional*, 2011.
- Renaud, A., Staehlin, J., Frölich, C., Philipona, R., Heimo, A.: Influence of snow and clouds on erythemal radiation. Analysis of Swiss measurements and comparison with models, *J. Geophys. Res.*, 105, D22, 28785-28792, 2000.
- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., Sowle, D.: SBDART: A research and Teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 2101–2114, 1998.
- Rieder, H. E., Frossard, L., Ribatet, M., Staehelin, J., Maeder, J. A., Di Rocco, S., Davison, A. C., Peter, T., Weihs, P., Holawe, F.: On the relationship between total ozone and atmospheric dynamics and chemistry at mid-latitudes – Part 2: The effects of the El Niño/Southern Oscillation, volcanic eruptions and contributions of atmospheric dynamics and chemistry to long-term total ozone changes, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 165–179, 2013.
- Román, R., Antón, M., Cazorla, A., de Miguel, A., Olmo, F. J., Bilbao, J., Alados-Arboledas, L.: Calibration of an all-sky camera for obtaining sky radiance at three wavelengths, *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2013–2024, 2012a.
- Román, R., Mateos, D., de Miguel, A., Bilbao, J., Pérez-Burgos, A., Rodrigo, R., Cachorro, V. E.: Atmospheric effects on the ultraviolet erythemal and total shortwave solar radiation in Valladolid, Spain, *Opt. Pura Apl.*, 45, 17-21, 2012b.

Román, R., Antón, M., Valenzuela, A., Gil, J. E., Lyamani, H., de Miguel, A., Olmo, F. J., Bilbao, J., Alados-Arboledas, L.: Evaluation of the desert dust effects on global, direct and diffuse spectral ultraviolet irradiance, *Tellus B*, 65, 19578, 2013.

Sabburg, J., Parisi, A. V.: Spectral dependency of cloud enhanced UV irradiance, *Atmos. Res.*, 81, 206–214, 2006.

Sabburg, J., Calbó, J.: Five years of cloud enhanced surface UV radiation measurements at two sites (in the Northern and Southern Hemispheres), *Atmos. Res.*, 93, 4, 902-912, 2009.

Sánchez-Lorenzo, A., Brunetti, M., Calbó, J., Martín-Vide, J.: Recent spatial and temporal variability and trends of sunshine duration over the Iberian Peninsula from a homogenized data set, *J. Geophys. Res.*, 112, D20115, 2007.

Sánchez-Lorenzo, A., Calbó, J., Brunetti, M., Deser, C.: Dimming/brightening over the Iberian Peninsula: Trends in sunshine duration and cloud cover and their relations with atmospheric circulation, *J. Geophys. Res.*, 114, D00D09, 2009.

Sánchez-Lorenzo, A., Calbó, J., Wild, M.: Global and diffuse solar radiation in Spain: Building a homogeneous dataset and assessing their trends, *Global Planet. Change*, 100, 343-352, 2013a.

Sánchez-Lorenzo, A., Wild, M., Guijarro, J. A., Brunetti, M., Bartok, B., Mystakidis, S., Hakuba, M., Müller, G.: Reassessment and update of the trends in the surface solar radiation over Europe by means of homogenized series from the GEBA, *European Geophysical Union (EGU) General Assembly 2013*, 2013b.

Sánchez-Lorenzo, A., Wild, M., Trentmann, J.: Validation and stability assessment of the monthly mean CM SAF surface solar radiation dataset over Europe against a homogenized surface dataset (1983-2005), *Rem. Sens. Env.*, 134 355-366, 2013c.

Schaaf, C. B., et al.: First Operational BRDF, Albedo and Nadir Reflectance Products from MODIS, *Remote Sens. Environ.*, 83, 135-148, 2002.

Schwander, H., Mayer, B., Ruggaber, A., Albold, A., Seckmeyer G., Koepke, P.: Method to determine snow albedo values in the UV for radiative transfer modelling, *Appl. Optics*, 38, 18, 3869–3875, 1999.

Serrano, A., Antón, M., Cancillo, M. L., Mateos, V. L.: Daily and annual variations of the erythemal ultraviolet radiation in Southwestern Spain, *Annales Geophysicae*, 24, 427-441, 2006.

Setlow, R. B.: The wavelengths in sunlight effective in producing skin cancer: a theoretical analysis, *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 71, 3363-3366, 1974.

Shettle, E.: Models of aerosols, clouds and precipitation for atmospheric propagation studies, *Atmospheric propagation in the uv, visible, ir and mm-region and related system aspects*, 454 in *AGARD Conference Proceedings*, 1989.

Solomon, S.: Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history, *Rev. Geophys.*, 37, 275–316, 1999.

Stamnes, K.: The Theory of Multiple Scattering of Radiation in Plane Parallel Atmospheres, *Reviews of Geophysics*, 24, 299–310, 1986.

Stanhill, G., Cohen, S.: Global dimming: A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation, *Agric. For. Meteorol.*, 107, 255-278, 2001.

Steadman, R.G.: The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science, *J. Appl. Meteor.*, 18, 861-873, 1979.

Stern, D. I.: Reversal of the trend in global anthropogenic sulfur emissions, *Global Environ. Change*, 16, 207–220, 2006.

Streets, D. G., et al.: Anthropogenic and natural contributions to regional trends in aerosol optical depth, 1980–2006, *J. Geophys. Res.*, 114, D00D18, 2009.

Tanskanen, A.: Lambertian Surface Albedo Climatology at 360 nm from TOMS Data Using Moving Time-Window Technique, *Proceedings of the XX Quadrennial Ozone Symposium*, 2004.

Toledano, C.: Climatología de los aerosoles mediante la caracterización de propiedades ópticas y masas de aire en la estación “el arenosillo” de la red AERONET, tesis doctoral, *Universidad de Valladolid*, 2005.

UNEP assessment reports: Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2002 assessment, *Photochem. Photobiol. Sci.*, 2, 1-72, 2003.

Uppala, S., et al.: The ERA-40 re-analysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2961-3012, 2005.

Van Hoosier, M. E., Bartoe, J.-D. F., Brueckner, G. E., Prinz, D. K.: Absolute solar spectral irradiance 120 nm - 400 nm (Results from the Solar Ultraviolet Spectral Irradiance Monitor - SUSIM- Experiment on board Spacelab 2), *Astro. Lett. and Communications*, 27, 163-168, 1988.

Vanicek, K., Frei, T., Litynska, Z., Schmalwieser, A.: UV-Index for the public, *COST-713 Action, Brussels*, 2000.

Velders, G. J. M., Andersen, S. O., Daniel, J. S., Fahey, D. W., McFarland, M.: The importance of the Montreal Protocol in protecting climate, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 104, 4814–4819, 2007.

Vicente-Serrano, S. M., Azorin-Molina, C., Sánchez-Lorenzo, A., Morán-Tejada, E., Lorenzo-Lacruz, J., Revuelto, J., López-Moreno, J. I., Espejo, F.: Temporal evolution of surface humidity in Spain: recent trends and possible physical mechanisms, *Clim. Dyn.*, publicado online, 2013.

Vilaplana, J. M., Cachorro, V. E., Sorribas, M., Luccini, E., de Frutos, A. M., Berjón, A., de la Morena, B.: Modified calibration procedures for a yankee environmental system UVB-1 biometer based on spectral measurements with a brewer spectrophotometer, *Photochem. Photobiol.*, 82, 508–514, 2009.

Von Neumann, J.: Distribution of the ratio of the mean square successive difference to the variance, *Ann. Math. Stat.*, 13, 367-395, 1941.

Walker, D.: Cloud effects on erythematous UV radiation in a complex topography, PhD Thesis, *Veröffentlichungen der MeteoSchweiz*, 86, 106 p, ISSN: 1422-1381, 2010.

Wanner, W., Strahler, A. H., Hu, B., Lewis, P., Muller, J. P., Li, X., Schaaf, C., Barnsley, M. J.: Global retrieval of bidirectional reflectance and albedo over land from EOS MODIS and MISR data: Theory and algorithm, *J. Geophys. Res.*, 102, 17143-17161, 1997.

Weart, S.: The discovery of global warming, *Harvard University Press*, 2003.

Webb, A. R.: Who, what, where and when-influences on cutaneous vitamin D synthesis, *Prog. Biophys. Mol. Biol.*, 92, 17–25, 2006.

Webb A. R., Weihs P., Blumthaler, M.: Spectral UV irradiance on vertical surfaces: a case study, *Photochem. Photobiol.*, 69, 4, 464–470, 1999.

Webb, A., Gröbner, J., Blumthaler, M.: A Practical Guide to Operating Broadband Instruments Measuring Erythemally Weighted Irradiance, *COST726*, 22595, 92-898-0032-1, 2006.

WHO: Protection against exposure to ultraviolet radiation, Technical Report WHO/EHG 17, 1995.

Wijngaard, J. B., Klein-Tank, A. M. G., Können, G. P.: Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series, *Int. J. Climatol.*, 23, 679-692, 2003.

Wild, M.: Global dimming and brightening: A review, *J. Geophys. Res.*, 114, D00D16, 2009.

Wild, M.: Enlightening global dimming and brightening, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 27–37, 2012.

Wild, M., Gilgen, H., Roesch, A., Ohmura, A., Long, C. N., Dutton, E. G., Forgan, B., Kallis, A., Russak, V., Tsvetkov, A.: From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface, *Science*, 308, 847-850, 2005.

Wild, M., Trüssel, B., Ohmura, A., Long, C. N., Dutton, E. G., König-Langlo, G., Tsvetkov, A.: Global dimming and brightening: An update beyond 2000, *J. Geophys. Res.*, 114, D00D13, 2009.

Willson, R. C., Mordvinov, A. V.: Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21–23, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1199, 2003.

WMO: Guide to meteorological instruments and methods of observation, 7th Edn. WMO Publication 8, Geneva, Switzerland, 2008.

WMO: WMO Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010, Global Ozone Research and Monitoring Project, Report No 52, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 2011.

Zeng, J., McKenzie, R.L., Stammes, K., Wineland, M., Rosen, J.: Measured UV spectra compared with discrete ordinate method simulations, *J. Geophys. Res.*, 99, 23019–23030, 1994.

Zerefos, B., Eleftheratos, K., Meleti, C., Kazadzis, S., Romanou, A., Ichoku, C., Tselioudis, G., Bais, A.: Solar dimming and brightening over Thessaloniki, Greece, and Beijing, China, *Tellus*, 61B, 657– 665, 2009.



