



Acta de qualificació de tesi doctoral

Curs acadèmic:

Nom i cognoms

ANGEL ALBERTO RINCÓN RODRIGUEZ

DNI / NIE / Passaport
X6132918Z

Programa de doctorat
DOCTORADO EN INGENIERIA AMBIENTAL

Unitat estructural responsable del programa
DEPARTAMENTO DE PROYECTOS DE INGENIERIA

Resolució del Tribunal

Reunit el Tribunal designat a l'efecte, el doctorand / la doctoranda exposa el tema de la seva tesi doctoral titulada

Acabada la lectura i després de donar resposta a les qüestions formulades pels membres titulars del tribunal, aquest atorga la qualificació:

APTA/E NO APTA/E

(Nom, cognoms i signatura)		(Nom, cognoms i signatura)	
President/a		Secretari/ària	
(Nom, cognoms i signatura)			
Vocal	Vocal	Vocal	Vocal

_____, _____ d'/de _____ de _____

El resultat de l'escrutini dels vots emesos pels membres titulars del tribunal, efectuat per l'Escola de Doctorat, a instància de la Comissió de Doctorat de la UPC, atorga la MENCIÓ CUM LAUDE:

SÍ NO

(Nom, cognoms i signatura)	(Nom, cognoms i signatura)
Presidenta de la Comissió de Doctorat	Secretària de la Comissió de Doctorat

Barcelona, _____ d'/de _____ de _____

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

Programa de Doctorat en Enginyeria Ambiental



Tesis doctoral

**Sistema de pronóstico de radiación solar
a corto plazo a partir de un modelo
meteorológico y técnicas de
post-proceso para España**

Angel Alberto Rincón Rodríguez

Directors:

Dr. Oriol Jorba Casellas

Dr. José María Baldasano Recio

Barcelona, Abril 2013.

“El futuro pertenece a quienes creen en la belleza de sus sueños”.
Anna Eleanor Roosevelt.

Agradecimientos

A mis directores *Dr. Oriol Jorba* y *Dr. José María Baldasano* por la oportunidad, la confianza, el interés en el tema y el invaluable apoyo que ha permitido el desarrollo de esta tesis doctoral.

I want to thank for the valuable collaboration: Dr. Luca Delle Monache of National Center for Atmospheric Research (NCAR) of United States by facilitating the Kalman Filter algorithm. To Dr. Jan Kleissl and Dr. Patrick Mathiesen of Department of Mechanical and Aerospace Engineering of the University of California, San Diego (USA), for the help and collaboration on the implementation of MOS methodology. To Luc Blarel and Thierry Podvin of Université des Sciences et Technologies de Lille (France) and Joel Schafer of Goddard Space Flight Center/NASA (USA) for the technical support for the maintenance, calibration and installation of devices for AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) and Solar Radiation Network (SolRad-Net) in the Station of Barcelona, Spain.

Al *Barcelona Supercomputing Center - Centro Nacional de Supercomputación (BSC-CNS)* por el soporte computacional que ha permitido obtener las simulaciones meteorológicas. Al *Servei Meteorològic de Catalunya (SMC)*, el *Institut Català d'Energia de Catalunya (ICAEN)* y la *Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)*, por los datos de las estaciones radiométricas. En especial a los observadores de las estaciones de la *Xarxa radiomètrica del ICAEN* en: la *Escola Politècnica Superior de la Universitat de Girona*, el *Observatori de Lleida*, la *Escola Politècnica Superior d'Enginyeria de Manresa*, la *Escola Politècnica Superior d'Enginyeria Industrial de Terrassa*, el *Ajuntament de Torroella de Montgrí*, el *Observatori de l'Ebre*, *CX MÓN NATURA Pirineus de Planes de Son*, el *Observatori de Pujalt*, la *oficina meteorològica de l'aeroport de Reus*, el *Observatori de Sort* y el *departament d'astronomia i meteorologia de la Universitat de Barcelona*.

Quiero agradecer a mis compañeros del departamento de Ciencias de la Tierra del BSC-CNS: Al *Dr. Gustavo Arévalo*, *Dra. Valentina Sicardi*, *David Carrió*, *Francesco Benincasa* y *Enric Terradellas*, por la colaboración con respecto a la interpolación espacial *Kriging* y el software de visualización. A *Kim Serradell* y *Miguel Castrillo*, por el soporte técnico con respecto

al tratamiento de las bases de datos. Al *Dr. Mathias Piot, Dr. Simone Marras, Francesco Benincasa, Luca Telloli y Michele Spada* por vuestra valiosa ayuda en el fascinante mundo de Linux y L^AT_EX. En especial quiero agradecer al: *Dr. Santiago Gassó, Dra. Maria Teresa Pay, Dra. Sara Basart, Dr. Karsten Hausteijn, Alba Badia, Albert Soret, Marc Guevara y Francesc Martinez.*

Esta tesis esta dedicada muy especialmente a mi querida *Lourdes Larré* por tu inagotable amor, cariño, paciencia, comprensión, apoyo y en especial por tu tierna compañía durante este hermoso trayecto de nuestras vidas. Por los buenos y por los malos momentos, porque los dos sabemos que este logro también es tuyo y porque gran parte del trabajo de redacción y síntesis que refleja este documento, no sería el mismo sin tu valiosa y constante ayuda: *“Rohayhu ha roguerohoryeterei Yuyé, añembotavyro yepe sapy’ante. Umi mitäkuerandive, Yuyito ha Trini, pende ha’e mba’e twichaitereiva cheve guará ha mba’e iporãveva ojehuvaekue che tekovepe. Che py’aite guive aguýje ndeve guará”.*

Desde lo más profundo de mi corazón, esta tesis también va dedicada a mis padres *Luis Angel y Mery Lucia*, y a mis hermanos *Laura Alejandra y Diego Andrés* por que sin el apoyo, la confianza, la compañía en la distancia y el amor, no hubiese sido posible emprender este sueño y sobre todo, por enseñarme que las metas y los objetivos en la vida se pueden conseguir con nobleza, humildad y perseverancia. A todos mis familiares en Colombia (Bogotá y Facatativá) y en USA (Miami, Stamford y Houston), por ese ejemplo de unidad familiar que me acompaña siempre y que añoro cada vez que los siento tan lejos. En especial, a mi tía *Rosita* porque sin importar la distancia y la hora, siempre está pendiente de mi a través de todos los medios de comunicación posibles. A mi querida abuela *Rosario* por ser el ejemplo a seguir de cariño, ternura y paciencia de toda una vida, y porque tus oraciones fueron escuchadas: *“... por fin termine la tesis Abuelita !!! ”.* A mis amigos de *Aguadulce*, a *Maria de los Ángeles y su cariñosa familia*, y a *Doña Luz Romero*. A mis difuntos abuelos *Carmen Rosa, Papá Juan, Ignacio*, las Tías *Carmenza y Zoila*, a *Armandito Acosta*, a mi profesor *William Pulido* y a mi amigo *Jimmy Ospina*, porque desde donde estén, sé que siempre me están cuidando.

A mi gran amigo y hermano *Mauricio Rodriguez* porque a pesar de la distancia y el tiempo, la amistad y complicidad perdura y se refuerza con cada inconveniente que nos pone por delante la vida. Gracias Mauro por tu compañía y por tu apoyo en los momentos de flaquezas y penas. A mi amiga la *Dra. Guadalupe Maldonado* por sus consejos y por enseñarme a ver la vida desde una perspectiva personal y espiritual. A la *Dra. Fabiola Méndez* por sus palabras de aliento que me animaron a empezar el doctorado que hoy finaliza.

De una manera muy especial, quiero agradecer a *Karina Sánchez* y a *Francesc Coll* por el apoyo y la ayuda recibida a mi llegada a España, en todos estos años y especialmente en el último tramo de este largo camino. Por la acogida desinteresada en vuestro hogar como un integrante más de la familia, detalle que nunca olvidaré. Muchas Gracias a los dos !!! De igual manera, a toda la familia *Coll Puigpey* en *Vilanova del Vallès* presidida por Asunción, Maria Luisa, Francisco y Mónica. Por las incontables reuniones familiares que compartimos y que me hacían sentir siempre más cerca de mi casa. A la familia de *Karina: Jasmin, Andrés e Iván, Iris y Tio Emilio, Gibsen, Horacio y Florance, Sergio y Paola, Lorena y Jaume*, por ser entre todos mi familia sustituta cuando echaba en falta la mía del otro lado del mundo. A la familia *Araujo: Isabel, Guille y Nico*, por el buen humor, los inolvidables momentos compartidos y por hacerme sentir el afecto de verdaderos amigos.

Por los buenos años de amistad y convivencia compartidos en Barcelona (almuerzos, barbacoas, cenas, pelis, conciertos y tertulias musicales), en especial a *Edwin Guevara, Cecilia Palma, Aldemar Guerra, Denisse Velandia, Montserrat Grasas, Yancí Pos, Pierina Rodriguez, Jose Luis Marín, Juanita Acevedo, Andrea Allamand, José Abásolo (Cole), Paula, Eduard, Pablo, Alen, Ricardo, Anita y Jorge, Jennifer y Ramón, Andrés M., Andrea y Angela, Ina, Lourdes, Francesca, Martín, Edith e Iván*.

Al grup coral de la *Fundació Orfeó Gracienc* pels moments agradables viscuts al voltant de la música durant aquests anys. Especialment, al seu director *Poire Vallvé*, a *Isabel Carvajal* i a *Alvaro Chalar (Company)* per compartir aquesta experiència de vida amb mi a Catalunya. Al *Barça* y los compañeros del futbolito de los viernes: *Jorge, Deivy, Gonzalo, Yancí, Luis Gerardo, Alberto, Oscar, Jackson, Manolo, Rafa, Diana y Mila*. Por la compañía musical que inspiraron esas largas noches en vela: *J.S. Bach, W.A. Mozart, L.V. Beethoven, F. Chopin, Paul y John (B.), Freddy M. (Q.), Jimmy & Robert (L.Z), Axl y Slash (G.ÉR.), James y Lars (M.), Juan Esteban A. (J.), Carlos V. y M. Vicencio (A.)*.

Y a todas aquellas personas que de alguna u otra manera han hecho posible la culminación de esta importante etapa de mi vida...Muchas gracias.

Publicaciones relacionadas con la tesis

- Congresos**
- **Rincón, A.**, Jorba, O., Delle Monache, L. and Baldasano, J.M. (2013). *Solar irradiance forecast system based on post-processing techniques applied on WRF-ARW meteorological simulations in Spain*. Accepted as Oral presentation in: 2nd International Conference Energy & Meteorology (ICEM). Meteo-France International Conference Centre. Toulouse, France. 25 - 28 June 2013.
 - **Rincón, A.**, Jorba, O., Baldasano, J.M. and Delle Monache, L. (2011). *Short-term irradiance forecasting based on post-processing tools applied on WRF meteorological simulations*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 13, EGU2011-4239. General Assembly of European Geosciences Union (EGU). Poster Session: Energy, resources & the environment ERE1.1. Vienna, Austria. 3 - 8 April 2011.
 - **Rincón, A.**, Jorba, O., Baldasano, J.M. and Delle Monache, L. (2011). *Assessment of short-term irradiance forecasting based on post-processing tools applied on WRF-ARW meteorological simulations*. COST Action ES1002 Weather Intelligence for Renewable Energy “WIRE“. 8th State of the Art Workshop - Working Group meetings - Management Committee meeting. Mines ParisTech, Sofia Antipolis, France. 22 - 24 March 2011.
 - **Rincón, A.**, Jorba, O., Baldasano, J.M. and Delle Monache, L. (2010). *Development of a short-term irradiance prediction system using post-processing tools on WRF-ARW meteorological forecasts in Spain*. 10th European Meteorological Society Annual Meeting - 8th European Conference on Applied Climatology. AW14: Energy Meteorology. Oral presentation in EMS Annual Meeting Abstracts, Vol. 7, EMS2010-406. Zürich, Switzerland. 13 - 17 September 2010.
 - **Rincón, A.**, Jorba, O. and Baldasano, J.M. (2009). *Analysis of a long-term dataset of global and diffuse irradiance in north-eastern Spain for energy applications*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-8079, 2009, General Assembly of European Geosciences Union (EGU). Poster Session: Energy, resources & the environment. ERE2. Vienna, Austria. 19 - 24 April 2009.

- **Rincón, A.**, Jorba, O. y Baldasano, J.M. (2008). *Validación de una Simulación Anual de irradiancia solar usando el Modelo Meteorológico WRF para la península Ibérica*. Presentación Oral en: XXX Jornadas Científicas de la Asociación Española de Meteorología (AME), XII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología: Agua y Cambio Climático. Zaragoza, España. 5 - 7 Mayo 2008.
- Revistas**
- Sicardi, V., Ortiz, J., **Rincón, A.**, Jorba, O., Pay, M., Gassó, S., Baldasano, J. (2012). Assessment of Kalman filter bias-adjustment technique to improve the simulation of ground-level ozone over Spain. *Science of the Total Environment*, (416):329–342.
 - Sicardi, V., Ortiz, J., **Rincón, A.**, Jorba, O., Pay, M., Gassó, S., Baldasano, J. (2011). Ground-level ozone concentration over Spain: an application of Kalman Filter post-processing to reduce model uncertainties. *Geoscientific model development discussions*, 4: 343-384.
- Informes**
- **Rincón, A.**, Jorba, O., Serradell, K., Castrillo, M., López, E. y Baldasano, J.M. (2012). *Informes semestrals entre els anys 2006 i 2012 encaminats a l'actualització de l'Atlas de radiació solar a Catalunya i el manteniment de la Xarxa Radiomètrica de l'Institut Català d'Energia de Catalunya*. RS2006-1S a RS2012-2S. Universitat Politècnica de Catalunya (UPC) - Institut Català d'Energia (ICAEN). Barcelona, España.
 - Baldasano, J.M., Jorba, O., **Rincón, A.**, y López, E. (2006). *Atlas de radiació solar a Catalunya 1971-2005*. Document tècnic: versió preliminar. Actualització de la versió publicada del *Atlas de radiació solar a Catalunya*. Edició 2000. Universitat Politècnica de Catalunya. Barcelona, Espanya. 122 pp.

Resumen

El incremento de la utilización de la energía solar como fuente de generación de energía requiere de una adecuada estimación de la radiación solar global y directa incidente en la superficie terrestre. La estimación de la radiación global se realiza mediante simulaciones de modelos numéricos de pronóstico meteorológico que contienen la información sobre la variabilidad de las condiciones temporales, geográficas y atmosféricas. Dicha estimación representa la base del pronóstico de la radiación solar para aplicaciones energéticas. Sin embargo, los esquemas de transferencia radiativa implementados en los modelos meteorológicos, evidencian limitaciones en el cálculo de la radiación y extinción atmosférica con errores sistemáticos en la simulación de la radiación solar.

Esta tesis presenta el desarrollo de un sistema de pronóstico de radiación solar basado en simulaciones del modelo meteorológico de meso-escala WRF-ARW, corrección del Bias de la radiación global mediante técnicas de post-proceso y estimaciones de radiación directa a partir de un modelo paramétrico. El modelo WRF-ARW es aplicado con una resolución espacial de 4kmx4km y temporal horaria sobre la península Ibérica. La evaluación anual de las simulaciones del modelo mediante 114 estaciones radiométricas distribuidas en España para el año 2004, muestra un rMBE de 9.8 %, un rRMSE de 51 % y un coeficiente de correlación r de 0.89 con los errores más significativos en primavera (rMBE=14 %, rRMSE=42 % y r=0.89) y verano (rMBE=11 %, rRMSE=37 % y r=0.91). La sobrestimación para condiciones de cielo despejado es superior a $80 W \cdot m^{-2}$ y la subestimación con valores inferiores a $-80 W \cdot m^{-2}$ se presenta en condiciones de cielo completamente nublado para todo el rango del vector posición del Sol entre el horizonte y el cenit.

Las técnicas de post-proceso implementadas y evaluadas en el Noreste de España (Cataluña) a través de 90 estaciones radiométricas son: *Model Output Statistics (MOS)*, *Artificial Neural Networks (ANN)*, *Kalman Filter (KF)* y *método Recursivo (REC)*. A partir de la revisión bibliográfica, dichas técnicas son utilizadas para minimizar los errores sistemáticos de los pronósticos debido a las diferencias entre los resultados de las simulaciones y las observaciones. Con el propósito de obtener los mejores resultados, se han combinado

los post-procesos KF y MOS, los cuales presentan un rMBE anual promedio de 1.2%, un rRMSE de 43% y un coeficiente de correlación de 0.92. Los porcentajes de corrección anual son de 87% y 17% para el Bias y el RMSE, respectivamente.

Para la estimación de la radiación solar directa y las horas de Sol, se han evaluado cinco modelos de descomposición paramétrica. El modelo paramétrico de *Macagnan* que presenta el mejor comportamiento, realiza la estimación a partir del índice de transparencia atmosférica calculado mediante la radiación global corregida por los post-procesos KF y MOS. Las correcciones de la radiación global, la estimación de la radiación directa y la contabilización de las horas de Sol, son interpolados espacialmente a través del método geostatístico de *Kriging*. Los resultados son evaluados para analizar las limitaciones de la interpolación en función al comportamiento geográfico y atmosférico de la zona de estudio.

Finalmente, el sistema es aplicado y evaluado en 48h de pronóstico del año 2009. Los resultados permiten analizar las correcciones de los post-procesos y las estimaciones de la radiación directa a partir de los elementos establecidos en el sistema de pronóstico con un alcance temporal de 48h. La aplicación de estas metodologías en un sistema de pronóstico permite analizar el impacto de la corrección del Bias, la estimación de la radiación directa y las horas de Sol a partir de simulaciones de pronóstico meteorológico. Por lo tanto, los resultados proporcionan un relevante aporte para futuras aplicaciones de pronósticos de la radiación solar en este sector energético.

Summary

The increased contribution of solar energy in the power generation resources requires an accurate estimation of global and direct beam solar radiation incident on the earth's surface. The estimation of global radiation is performed by means of numerical weather prediction models that include all the information to solve the temporal, geographical and atmospheric conditions variability. Being this the basis of the forecast of solar radiation for energy applications. However, the radiative transfer schemes implemented in meteorological models show limitations in the estimation of atmospheric radiation and extinction, with systematic errors in the simulation of solar radiation.

This thesis presents the development of a forecasting system based on solar radiation simulations of the WRF-ARW meteorological mesoscale model, Bias corrections of global radiation from post-processing techniques and direct beam radiation estimations using a parametric model. The WRF-ARW model is applied in the Iberian peninsula with a spatial resolution of 4kmx4km and hourly temporal resolution. The annual evaluation of the model using 114 radiometric stations in Spain for the year 2004, shows rMBE of 9.8 %, rRMSE of 51 % and correlation coefficient r of 0.89 with the most significant errors in spring (rMBE=14 %, rRMSE=42 % and $r=0.89$) and summer (rMBE=11 %, rRMSE=37 % and $r=0.91$). The overestimation for clear sky conditions is over $80 W \cdot m^{-2}$ and the underestimation below $-80 W \cdot m^{-2}$ are presented in overcast sky conditions for the entire range of Sun's position vector between the horizon and the zenith.

The post-processing techniques implemented and evaluated in northeastern Spain (Catalonia) through 90 radiometric stations are: *Model Output Statistics (MOS)*, *Artificial Neural Networks (ANN)*, *Kalman Filter (KF)* and *Recursive method (REC)*. These techniques selected from the literature are used to minimize the systematic errors of the forecasts due to differences between the results of simulations and observations. Combination of the techniques has also been analyzed, being the KF and MOS post-processes those with the best results in annual average with a rMBE of 1.2 %, rRMSE of 43 % and correlation coefficient of 0.92. The annual rates of correction are 87 % and 17 % for Bias and RMSE, respectively.

To estimate direct beam radiation and sunshine hours, five parametric models have been evaluated. The *Macagnan* model showed the best performance. The estimation is performed from the atmospheric transparency index calculated through global radiation corrected by KF and MOS post-processes. The Bias corrections of global radiation, estimations of direct beam radiation and sunshine hours are spatially interpolated through geostatistical method of *Kriging*. The results are evaluated to analyze the strengths and weaknesses of interpolation according to geographic and atmospheric behavior of the study area.

Finally, the system is implemented and evaluated over 48h forecast of year 2009. The results have provided a valuable set of data to analyze the Bias correction of post-processes and the estimation of direct beam radiation from the elements of the forecast system with 48 hours ahead. The implementation of these methodologies on a forecasting system allows the impact analysis of bias correction, estimation of direct beam radiation and sunshine hours from meteorological forecast simulations. Thus, the results provide a relevant contribution for future applications of solar radiation forecast on solar radiation energy sector.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Marco General	1
1.2. Justificación	8
1.2.1. Soporte computacional	11
1.2.2. Antecedentes del grupo de investigación	12
1.3. Objetivos	14
1.3.1. Evaluación de una simulación anual de la radiación solar global del modelo meteorológico WRF-ARW	15
1.3.2. Evaluación de las metodologías de post-proceso para la corrección del error sistemático del modelo meteorológico	15
1.3.3. Estimación de la radiación directa y las horas de Sol a partir de la radiación global corregida por el post-proceso	16
1.3.4. Interpolación espacial de la radiación global y de la radiación directa	16
1.3.5. Aplicación y evaluación del sistema de pronóstico de radiación solar	16
1.4. Etapas principales del desarrollo del trabajo de investigación	19
1.4.1. Estructura del documento	20
2. Modelización de la radiación solar	23
2.1. Modelos de estimación de la radiación solar	23
2.1.1. Modelos paramétricos	24
2.1.1.1. Modelos de cielo claro	24
2.1.1.2. Modelos de descomposición paramétrica	26
2.1.2. Modelos de pronóstico meteorológico	32
2.1.2.1. Revisión bibliográfica entorno a la evaluación de los esquemas de transferencia radiativa	40

ÍNDICE GENERAL

2.2. Revisión bibliográfica de las metodologías de post-proceso	48
3. Zona de estudio y observaciones radiométricas	57
3.1. Zona geográfica de la península Ibérica	57
3.1.1. Climatología peninsular	59
3.1.2. Radiación solar en la península Ibérica	62
3.1.3. Estaciones de la red radiométrica nacional de AEMET para España	63
3.2. Zona geográfica de Cataluña	66
3.2.1. Redes radiométricas de Cataluña	70
3.2.2. Control de calidad de las estaciones radiométricas para la zona geográfica de Cataluña	72
3.2.2.1. Filtración por salida y puesta de Sol	72
3.2.2.2. Implementación de los límites de control QCRad Testing	73
3.2.2.3. Validación gráfica de las componentes global y difusa .	73
3.3. Evaluación de modelos de descomposición paramétrica para la estima- ción de la componente directa	77
4. Evaluación de la radiación solar simulada por el modelo meteorológico WRF-ARW	83
4.1. Modelo meteorológico Weather Research and Forecasting	83
4.1.1. Parámetros de evaluación	86
4.2. Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio	89
4.2.1. Resultados de la evaluación de la radiación global diaria para España	89
4.2.1.1. Desagregación temporal del Root Mean Square Error .	92
4.2.2. Resultados de la evaluación de la radiación solar horaria para Cataluña	96
4.2.2.1. Desagregación temporal del error de la GHI simulada para Cataluña	98
4.2.2.2. Evaluación de la GHI simulada en función de la altitud, el índice de transparencia atmosférica y el ángulo cenital solar	101
4.3. Discusión de resultados	105
5. Metodologías de post-proceso e interpolación espacial	107

ÍNDICE GENERAL

5.1. Descripción e implementación de los post-procesos	107
5.1.1. Model Output Statistics	109
5.1.1.1. Implementación del post-proceso MOS	109
5.1.2. Redes Neuronales Artificiales	116
5.1.2.1. Implementación del post-proceso ANN	117
5.1.3. Filtro de Kalman	122
5.1.3.1. Implementación del post-proceso KF	124
5.1.4. Método Recursivo	129
5.2. Evaluación de las técnicas de post-proceso	133
5.2.1. Discusión de resultados	139
5.2.2. Post-proceso combinado KF-MOS	142
5.2.2.1. Resultados del post-proceso KF-MOS	146
5.3. Interpolación espacial	151
5.3.1. Implementación de la interpolación espacial	151
5.3.2. Evaluación de la interpolación espacial de la GHI, DNI y horas de Sol en la zona geográfica de Cataluña	154
6. Aplicación y evaluación en fase de pronóstico	161
6.1. Descripción del sistema de pronóstico	161
6.2. Evaluación del sistema de pronóstico	165
6.2.1. Corrección de la radiación global a través del post-proceso KF-MOS	166
6.2.2. Estimación de la radiación directa y las horas de Sol a través del modelo paramétrico	175
7. Conclusiones	181
7.1. Principales conclusiones de esta tesis	181
7.2. Propuestas de continuidad y recomendaciones	185
Apéndices	188
A. Aspectos y conceptos básicos de la radiación solar	191
A.1. Cálculo de la posición solar	191
A.2. Unidades de medida de la radiación solar	193
A.3. Interacción de la radiación solar con la atmósfera y la superficie terrestre	194

ÍNDICE GENERAL

B. Estaciones radiométricas utilizadas por el estudio para España en el año 2004	201
C. Mapas de interpolación espacial de la GHI simulada, GHI corregida, DNI estimada y horas de Sol para el 28 de abril del 2004 en Cataluña	211
D. Metodología para la detección de nubes en imágenes de satélite	223
E. Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de las estaciones radiométricas ICAEN para los días 6 y 7 de mayo del año 2009	229

Índice de figuras

1.1. Cambios observados de la temperatura superficial a escala continental y mundial comparados con los resultados simulados mediante modelos climáticos que contemplan forzamientos naturales y antropogénicos. . .	2
1.2. Distribución energética global con respecto al consumo anual de energía mundial, las reservas energéticas y la radiación solar anual recibida sobre la superficie terrestre (Kjær, 2002).	3
1.3. Evolución de la capacidad eléctrica mundial de energía solar fotovoltaica instalada (CEC, 2010).	4
1.4. a) Consumo final bruto (CFB) de energía primaria y b) Estructura de producción eléctrica en España para el año 2010 (IDAE, 2011).	5
1.5. Evolución anual de la potencia instalada y acumulada en España para a) energía solar fotovoltaica y b) energía solar termoeléctrica (IDAE, 2011).	6
1.6. Distribución espacial de la radiación solar anual en España (Ruiz et al., 2011).	7
1.7. Principales características del Supercomputador <i>MareNostrum v.2</i> utilizado para generar las simulaciones del presente trabajo de investigación.	12
1.8. Esquema del desarrollo de los objetivos que se plantean para el presente trabajo de investigación.	18
1.9. Estructura de las etapas de desarrollo del trabajo de investigación.	19
2.1. Interacción entre los diferentes procesos físicos que considera un modelo meteorológico NWP (Dudhia et al., 2001).	33
2.2. Segmentación de la atmósfera para el cálculo de la absorción a partir de la parametrización propuesta por Lacis y Hansen (1974).	35
3.1. Situación geográfica y descripción topográfica de la península Ibérica.	58
3.2. Mapa de la distribución geográfica de la radiación solar global media en $kWh \cdot m^2 \cdot d^{-1}$ para la península Ibérica en el periodo 1983-2005 (Sancho Ávila et al., 2012).	62

ÍNDICE DE FIGURAS

3.3. Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de AEMET en España utilizadas por el estudio para el año 2004.	65
3.4. Descripción de la zona geográfica de Cataluña para: a) Principales sistemas morfoestructurales; b) Amplitud termométrica promedio anual en $^{\circ}C$; c) Precipitación promedio anual en mm y d) Irradiación global promedio anual en $MJ \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ (Clavero et al., 1997; Baldasano et al., 2006).	69
3.5. Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de Cataluña utilizadas por el estudio para el año 2004.	71
3.6. Resultados de los cálculos astronómicos de las horas de salida y puesta del Sol para la estación radiométrica de Barcelona en el año 2004. . . .	73
3.7. Resultados del control de calidad para la irradiación global y difusa diaria de la estación radiométrica de Girona en el 2004 para a) Registros previos al control de calidad y b) Resultados posteriores al control de calidad. .	76
3.8. Comparación de la radiación solar directa anual estimada por los modelos de descomposición paramétrica para las estaciones radiométricas ICAEN.	81
4.1. Estructura del sistema de modelización del modelo meteorológico Weather Research & Forecasting (Skamarock et al., 2005).	84
4.2. Distribución de la radiación global diaria simulada y observada a través de 24 estaciones radiométricas de AEMET en el año 2004.	90
4.3. a) Distribución geográfica de la radiación solar diaria simulada y b) Resultados del RMSE y el porcentaje de cubrimiento anual de las estaciones radiométricas de AEMET para el año 2004 (Rincón et al., 2008).	91
4.4. Distribución del RMSE en función de las estaciones del año y las zonas geográficas peninsulares a partir de 24 estaciones radiométricas de AEMET (Rincón et al., 2008).	94
4.5. Resultados de la desagregación temporal de la radiación solar acumulada por día para las estaciones radiométricas de AEMET en el año 2004. . .	95
4.6. Distribución de la GHI simulada y observada para 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004.	96
4.7. Diagrama de cajas de la GHI simulada (rectángulos azules) y la GHI observada (rectángulos grises) en 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004.	97
4.8. Evaluación temporal del error de la GHI simulada en relación a 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004.	99
4.9. Distribución horaria del Bias y el RMSE para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004.	100

4.10. Diagrama de cajas por periodo estacional para la GHI simulada (rectángulos azules) y observada (rectángulos grises) para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004.	100
4.11. Evaluación de la GHI simulada en función de la altitud para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004.	102
4.12. Estimación del Bias para la GHI simulada en 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	104
5.1. Comportamiento de la GHI horaria y el Bias en función de la corrección MOS del 10 al 25 de abril del 2004 para la estación radiométrica de Barcelona.	111
5.2. Distribución de la GHI horaria simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	112
5.3. Diagramas de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), GHI simulada (rectángulos azules) y GHI corregida (rectángulos violeta) por el post-proceso MOS para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	114
5.4. Estimación del Bias simulado (a, c y e) en comparación al Bias corregido por el MOS (b, d y f) para las estaciones radiométricas de Barcelona, Lleida y Sort en el año 2004.	115
5.5. a) Esquema de una red neuronal artificial del tipo MLP b) Descripción del procesamiento de la información para una neurona artificial (Kalogirou, 2001).	117
5.6. Entrenamiento de una red neuronal mediante los índices de transparencia atmosférica de las simulaciones y las observaciones para 7 días previos al 18 de abril del 2004 en la estación radiométrica de Barcelona.	119
5.7. Distribución de la GHI horaria simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	120
5.8. Diagrama de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), GHI simulada (rectángulos azules) y GHI corregida (rectángulos amarillos) por el post-proceso ANN para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	121
5.9. Comparación de los pesos generalizados (GW) de las variables utilizadas en el proceso de entrenamiento del 18 de abril del 2004 en la estación radiométrica de Barcelona (Intrator y Intrator, 2001).	122
5.10. Diagrama de flujo del funcionamiento del Filtro de Kalman (KF) (Delle Monache et al., 2006)	124

ÍNDICE DE FIGURAS

5.11. Optimización del ratio en función del RMSE y el coeficiente de correlación r para diversas estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	125
5.12. Distribución de la GHI simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	126
5.13. Diagrama de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), simulada (rectángulos azules) y corregida (rectángulos rojos) por el post-proceso KF para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	128
5.14. Distribución de GHI simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	130
5.15. Diagrama de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), simulada (rectángulos azules) y corregida (rectángulos verdes) por el post-proceso REC para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	132
5.16. Resultados de la evaluación temporal de las correcciones horarias entre las simulaciones y los post-procesos para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	136
5.17. Resultados de la evaluación del Bias corregido por los post-procesos en función del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	138
5.18. Diagrama de Taylor para la comparación de la GHI corregida por los post-procesos MOS y KF para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	145
5.19. a) Comparación de la distribución de GHI corregida por el post-proceso KF-MOS para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. b) Rango intercuartil horario para la GHI observada (rectángulos grises) y corregida (rectángulos azules) para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004.	147
5.20. Evolución diaria del error para la GHI corregida por el post-proceso combinado KF-MOS para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	148
5.21. Comparación del error anual entre la GHI simulada y corregida en función de la altitud para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	149
5.22. Bias corregido por el post-proceso KF-MOS en función del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	150
5.23. Implementación de la corrección espacial para la GHI simulada a las 12:00h del día 28 de abril del 2004 para Cataluña.	153

5.24. Interpolación espacial a las 12:00h del día 28 de abril del 2004 en Cataluña para a) GHI simulada por el modelo WRF-ARW; b) GHI corregida por el post-proceso KF-MOS con 30% de estaciones; c) GHI corregida por el post-proceso KF-MOS con 90% de estaciones; d) DNI estimada por el modelo paramétrico de Macagnan y e) Contabilización de las horas de Sol acumuladas para el día 28 de abril del 2004.	156
5.25. Imágenes del satélite Meteosat de la zona geográfica de Cataluña para la observación de la nubosidad a partir del a) canal visible y b) canal infrarrojo térmico a las 12:00h del día 28 de abril del 2004.	160
6.1. Esquema del sistema de pronóstico de radiación solar para España.	163
6.2. Evaluación diaria del error anual promedio de las estaciones radiométricas para la GHI horaria corregida por el post-proceso KF-MOS en el año 2009.	169
6.3. Resultados de la evaluación horaria del post-proceso KF-MOS para 48 horas de pronóstico del año 2009.	170
6.4. Resultados de la evaluación del Bias corregido por el post-proceso KF-MOS en función del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* para 48 horas de pronóstico del año 2009.	171
6.5. Evolución horaria de la GHI observada, la GHI simulada y la GHI corregida para los días 6 y 7 de mayo del año 2009 en las estaciones radiométricas de a) Lleida, b) Sort, c) Barcelona y d) Girona.	174
6.6. Evolución horaria de la DNI estimada, la DNI calculada y las horas de Sol para las estaciones radiométricas de a) Lleida, b) Sort, c) Barcelona y d) Girona del 6 y 7 de mayo del año 2009.	178
A.1. a) Espectro electromagnético en función de la frecuencia en MHz y la longitud de onda (λ), y b) Radiación solar espectral en $W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$ (Rohde, 2007; ASTM, 2012).	195
A.2. Representación esquemática del balance radiativo del sistema Tierra-atmósfera y de los procesos atmosféricos asociados a la extinción atmosférica de la radiación solar.	199
B.1. Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de AEMET en España utilizadas por el estudio para el año 2004.	202
B.2. Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de Cataluña utilizadas por el estudio para el año 2004.	204
C.1. Interpolación espacial de la GHI simulada (6:00h a 13:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña.	212

ÍNDICE DE FIGURAS

C.2. Interpolación espacial de la GHI simulada (14:00h a 18:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña.	213
C.3. Interpolación espacial de la GHI corregida (6:00h a 13:00h) con el 30 % de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004.	214
C.4. Interpolación espacial de la GHI corregida (14:00h a 18:00h) con el 30 % de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004.	215
C.5. Interpolación espacial de la GHI corregida (6:00h a 13:00h) con el 90 % de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004.	216
C.6. Interpolación espacial de la GHI corregida (14:00h a 18:00h) con el 90 % de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004.	217
C.7. Interpolación espacial de la DNI estimada (6:00h a 13:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña.	218
C.8. Interpolación espacial de la DNI estimada (14:00h a 18:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña.	219
C.9. Interpolación espacial de las horas de Sol estimadas (6:00h a 13:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña.	220
C.10. Interpolación espacial de las horas de Sol estimadas (14:00h a 18:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña.	221
D.1. Clasificación de los diferentes tipos de nubes en función de la distribución vertical.	225
D.2. Imágenes de la península Ibérica para la observación de la nubosidad a partir del canal visible del satélite Meteosat a las a) 06:00h, b) 12:00h y c) 18:00h del día 28 de abril del 2004.	226
D.3. Imágenes de la península Ibérica para la observación de la nubosidad a partir del canal infrarrojo térmico del satélite Meteosat a las a) 06:00h, b) 12:00h y c) 18:00h del día 28 de abril del 2004.	227
E.1. Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Lleida del 6 y 7 de mayo del año 2009. . .	230
E.2. Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Sort del 6 y 7 de mayo del año 2009. . . .	230
E.3. Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Barcelona del 6 y 7 de mayo del año 2009. .	231
E.4. Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Girona del 6 y 7 de mayo del año 2009. .	231

Índice de tablas

2.1. Características de diferentes tipos de modelos paramétricos.	30
2.2. Características de los principales modelos NWP y sus esquemas de transferencia radiativa.	38
2.3. Trabajos desarrollados entorno a la evaluación de la radiación solar para modelos NWP.	43
2.4. Trabajos desarrollados entorno a la aplicación de técnicas de post-proceso para pronósticos de radiación solar de modelos NWP.	53
3.1. Tipos de clima de la península Ibérica definidos en función de la clasificación <i>Köppen-Geiner</i> (Peel et al., 2007; AEMET-IM, 2011).	61
3.2. Niveles de control de calidad de la metodología QCRad Testing implementados a las componentes global y difusa de las estaciones de la zona geográfica de Cataluña (Long y Dutton, 2002; Long y Shi, 2006, 2008).	74
3.3. Resultados de la evaluación anual de la radiación solar directa estimada por los modelos de descomposición paramétrica a partir de las observaciones de radiación global y difusa de las estaciones radiométricas ICAEN en Cataluña.	80
4.1. Características de las parametrizaciones utilizadas para la simulación de radiación solar en la zona de estudio.	86
4.2. Parámetros de medida del error de la radiación solar simulada por el modelo WRF-ARW para la zona de estudio.	88
4.3. Resultados de la evaluación anual de la radiación solar acumulada por día simulada para España en el año 2004 (Rincón et al., 2008).	93
4.4. Resultados de la desagregación temporal de la GHI simulada en relación a 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004.	98
5.1. Resultados de la evaluación de la GHI corregida por los diferentes post-procesos para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	135

ÍNDICE DE TABLAS

5.2. Comparación de los post-procesos en relación a los trabajos previos que corrigen el error sistemático en simulaciones de radiación solar	141
5.3. Características de los métodos de post-proceso MOS y KF implementados en las simulaciones de GHI para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.	144
5.4. Resultados de la desagregación temporal de los errores en la GHI corregida por el post-proceso combinado KF-MOS para 90 estaciones radiométricas en Cataluña.	148
5.5. Resultados de la evaluación de la interpolación espacial de la GHI y DNI a las 12:00h del día y la contabilización de las horas de Sol acumuladas para el día 28 de abril del 2004 en la zona geográfica de Cataluña.	159
6.1. Resultados de la evaluación de la GHI horaria corregida por el post-proceso KF-MOS para las estaciones radiométricas de ICAEN en el año 2009.	168
6.2. Resultados de la evaluación de la DNI estimada por el modelo paramétrico de Macagnan para las estaciones radiométricas de ICAEN en el año 2009.	175
A.1. Componentes de la radiación solar y sus instrumentos de medida.	198
B.1. Estaciones radiométricas de AEMET en España utilizadas por el estudio para el año 2004 (AEMET, 2006).	203
B.2. Estaciones radiométricas de Cataluña utilizadas por el estudio para el año 2004 (AEMET (2006), <i>Govern d'Andorra</i> , <i>MeteoFrance</i> , ICAEN (1991) y Meteocat (2001)).	205
D.1. Parámetros utilizados para la detección de nubes a través de imágenes para el canal visible e infrarrojo del satélite Meteosat (Schietecat, 1984; BELSPO, 2012).	224

Capítulo 1

Introducción

1.1. Marco General

El modelo energético que implementa el hombre desde la era preindustrial hasta el sistema productivo actual, depende de la explotación y el agotamiento de la energía contenida en los recursos naturales no renovables, como el carbón, el petróleo, el gas natural y el uranio. Dicho sistema es sumamente vulnerable a cualquier fallo en el suministro, sin cuyo flujo permanente el sistema socio-económico se colapsaría. De igual manera, el acelerado desarrollo urbano e industrial ha intensificado la concentración de gases con efecto invernadero en la atmósfera con un incremento del 70 % entre los años 1970 y 2004 (IPCC, 2007). Esta intensificación altera la composición de gases y aerosoles presentes en la atmósfera al incidir en el incremento del forzamiento radiativo.

Las estimaciones cuantitativas del forzamiento radiativo han mejorado con la utilización de los modelos climáticos. La figura 1.1 muestra la comparación entre los cambios observados en las temperaturas promedio globales durante el siglo XX y los resultados de simulaciones de modelos climáticos que contemplan forzamientos naturales y antropogénicos. Sobre las masas continentales donde se concentra la actividad humana y también sobre los océanos, se evidencia el forzamiento radiativo de carácter antropogénico. Del mismo modo, el forzamiento natural ocasionado por las emisiones de erupciones volcánicas y la variación de los ciclos solares, se ha intensificado con la contribución antropogénica a principios del siglo XX. Por ello, la reducción de al menos el 50 % en las emisiones globales para el año 2050 en comparación con los niveles del año 2000, tendrá que ser alcanzado para evitar un incremento a largo plazo de la temperatura superficial global de entre 2.0°C y 2.4°C (IPCC, 2007).

1. INTRODUCCIÓN

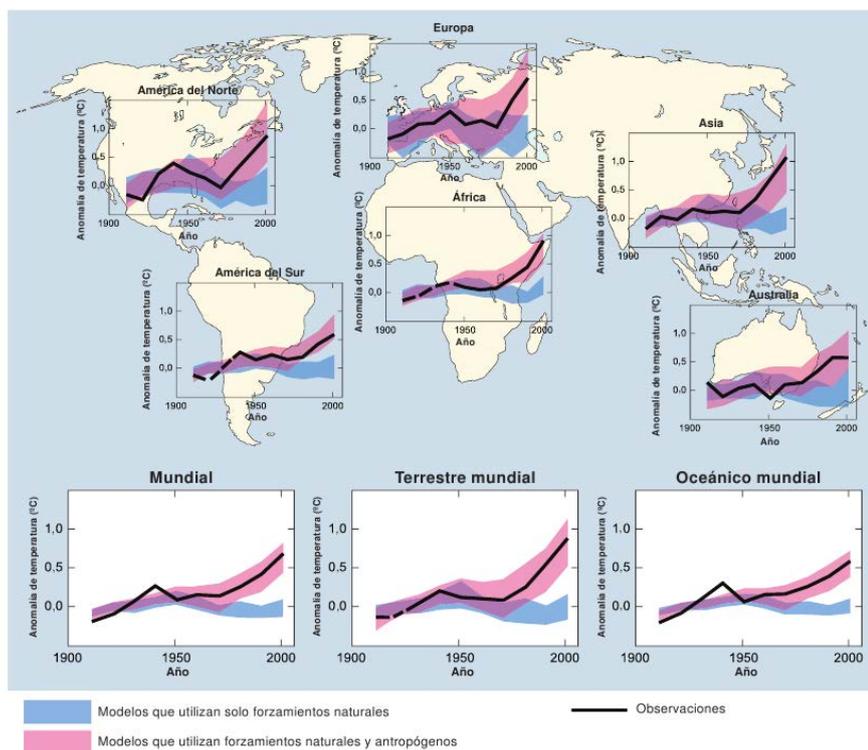


Figura 1.1: Cambios observados de la temperatura superficial a escala continental y mundial comparados con los resultados simulados mediante modelos climáticos que contemplan forzamientos naturales y antropogénicos. La línea negra representa los promedios decenales de las observaciones del período 1906-2005. Las franjas azules denotan el intervalo comprendido entre el 5% y el 95% con base en 19 simulaciones de cinco modelos climáticos que incorporaban únicamente los forzamientos naturales originados por la actividad solar y por los volcanes. Las franjas rojas denotan el intervalo comprendido entre el 5% y el 95% con base en 58 simulaciones de 14 modelos climáticos que incorporan tanto los forzamientos naturales como los antropogénicos (IPCC, 2007).

En este sentido, el modelo energético que se fundamenta en el uso de combustibles fósiles no renovables requiere de un replanteamiento que establezca la promoción de tecnologías de ahorro y mejora de la eficiencia energética, y el fomento de las energías procedentes de fuentes renovables. Gran parte del enfoque de las energías renovables esta encaminado para aprovechar la fuente renovable más abundante: la energía solar (Szuromi et al., 2007).

El Sol constituye el principal recurso energético de la Tierra, al transformar cada segundo unos 4 millones de toneladas de su masa en energía, que el hombre y la biosfera utilizan de forma directa o indirecta (Castro et al., 2004). La figura 1.2 esquematiza la distribución energética del mundo para proporciones globales. Se observa una significativa disponibilidad energética de la radiación solar recibida en la superficie terrestre (aproximadamente 86000 TW -año). Esto representa un gran potencial en comparación con las reservas energéticas en el mundo y el consumo anual de energía de alrededor 15 TW -año (GCEP, 2005).

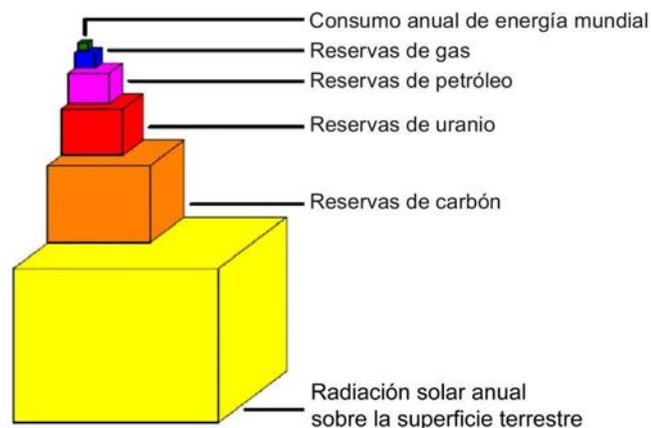


Figura 1.2: Distribución energética global con respecto al consumo anual de energía mundial, las reservas energéticas y la radiación solar anual recibida sobre la superficie terrestre (Kjær, 2002).

La energía solar fotovoltaica (*Photovoltaics, PV*) y la energía solar termoeléctrica (*Concentrated Solar Power, CSP*) destacan como las principales tecnologías de aprovechamiento de la energía solar. Durante la primera década del siglo XXI dentro de las energías renovables, la tecnología solar fotovoltaica presentó el mayor crecimiento mundial (IEA, 2011). Así lo demuestra la figura 1.3, donde se observa un incremento de la capacidad eléctrica instalada desde 1.5 GW del año 2000 hasta 40 GW del 2010. La creciente contribución de la energía solar fotovoltaica contabiliza más del 90 % de la

1. INTRODUCCIÓN

capacidad eléctrica mundial para el año 2009, donde los países con el mayor aporte son Alemania, España, Japón, Estados Unidos, Italia y Corea. Este significativo crecimiento de la producción de energía solar viene marcado por una serie de medidas políticas, legislativas y económicas, que permiten incrementar la contribución de esta energía con el fin de buscar su integración en el sistema de suministro energético actual.

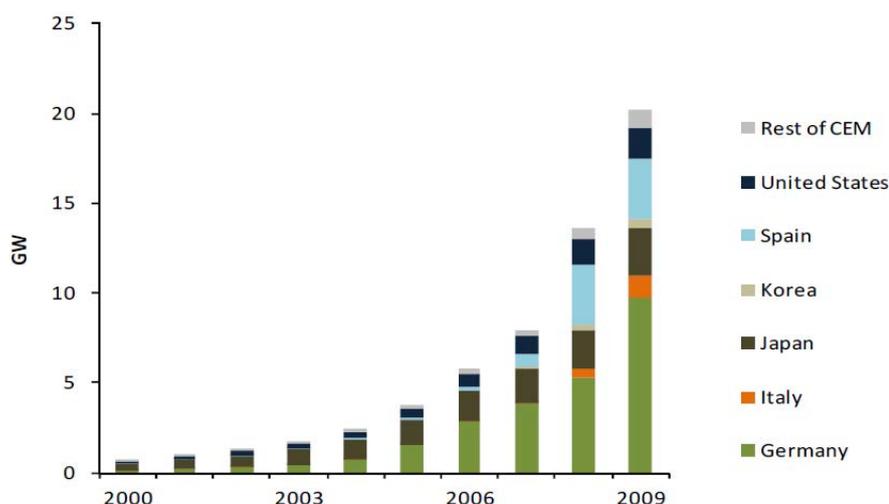


Figura 1.3: Evolución de la capacidad eléctrica mundial de energía solar fotovoltaica instalada (CEC, 2010). Información recopilada a partir de los informes oficiales de los países participantes en la segunda Cumbre Ministerial de Energía limpia (*Clean Energy Ministerial*, CEM) (CEM, 2011; IEA, 2011).

En España, el Plan de Energías Renovables (PER) 2011-2020, aprobado por Acuerdo del Consejo de Ministros del 11 de noviembre de 2011, fija como objetivos globales medios, los establecidos por la Directiva Europea 2009/28/CE, relativa al fomento del uso de energía de fuentes renovables. Los objetivos se centran en conseguir una cuota mínima del 20 % de energía de fuentes renovables en el *consumo final bruto* (CFB) de energía primaria y una cuota mínima del 10 % de fuentes renovables en el consumo del sector del transporte para el año 2020 (IDAE, 2011).

En particular, el Real Decreto 661 (2007) establece el marco legal en relación a los aspectos jurídicos y económicos de la producción de energía eléctrica en régimen especial, donde está incluida la producción de energía solar. En la figura 1.4a, se muestra una estimación del consumo final bruto (CFB) de energía para el año 2010, donde el porcentaje de energías renovables (EERR) igual a 13.2 %, relaciona la situación actual con respecto al objetivo nacional vinculante del 20 % para el 2020. De igual manera, la figura 1.4b muestra la estructura de producción eléctrica en España, donde la contri-

bución de la generación eléctrica con renovables representa un 32.3 % de la producción bruta de electricidad para el año 2010. La producción de energía eléctrica tiene una participación de la energía solar fotovoltaica de 2.1 % y de la energía solar termoelectrica de 0.2 % (IDAE, 2011).

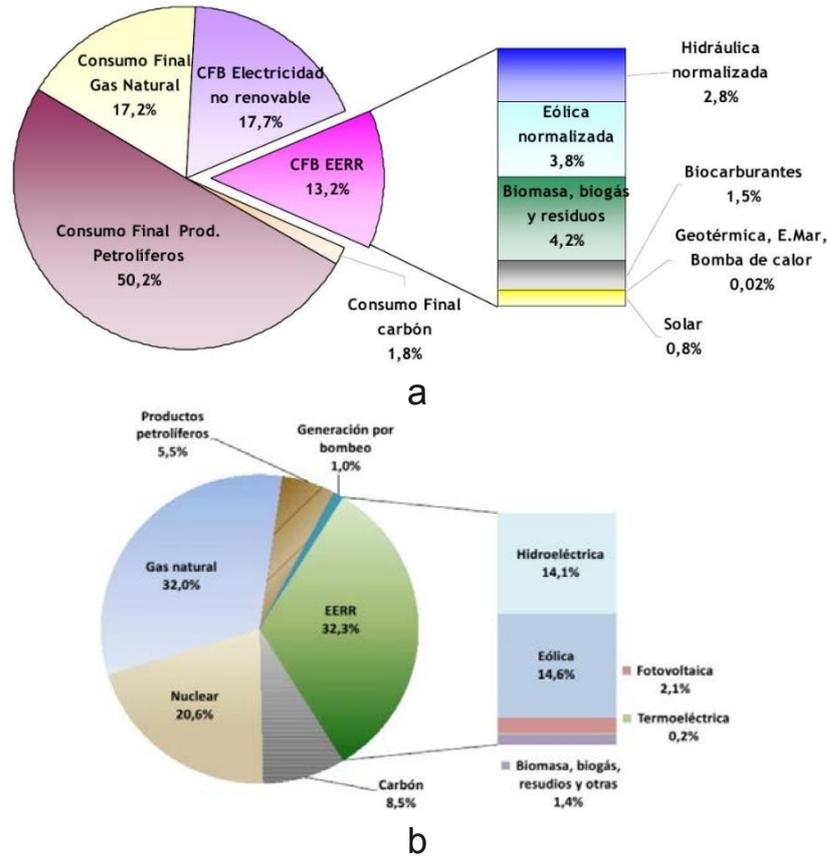


Figura 1.4: a) Consumo final bruto (CFB) de energía primaria y b) Estructura de producción eléctrica en España para el año 2010 (IDAE, 2011). El cálculo de la cuota global de las energías renovables (EERR) denominado consumo final bruto (CFB), se realiza sobre el consumo de energía primaria según la metodología propuesta por la directiva europea 2009/28/CE.

El desarrollo de la energía solar fotovoltaica posiciona a España como el segundo país a nivel mundial en potencia instalada, tras Alemania que representa el 59 % del mercado europeo. En la figura 1.5 se muestra la evolución anual de la potencia para la energía solar fotovoltaica y termoelectrica en España. Por un lado, la energía fotovoltaica presenta un importante crecimiento desde el año 2006 con 86 MW hasta el 2008 con 2707 MW de potencia instalada, aunque para el año 2009 se produjo una importante caída producida por un cambio de la regulación en el sector. No obstante,

1. INTRODUCCIÓN

la potencia acumulada se mantuvo y para el 2010 se contaban con 3787 MW. Por otro lado, la energía solar termoeléctrica posiciona a España como potencia mundial con un significativo incremento de la potencia instalada desde la construcción de la primera planta comercial en el año 2006 con 11 MW hasta el año 2010 con 400 MW.

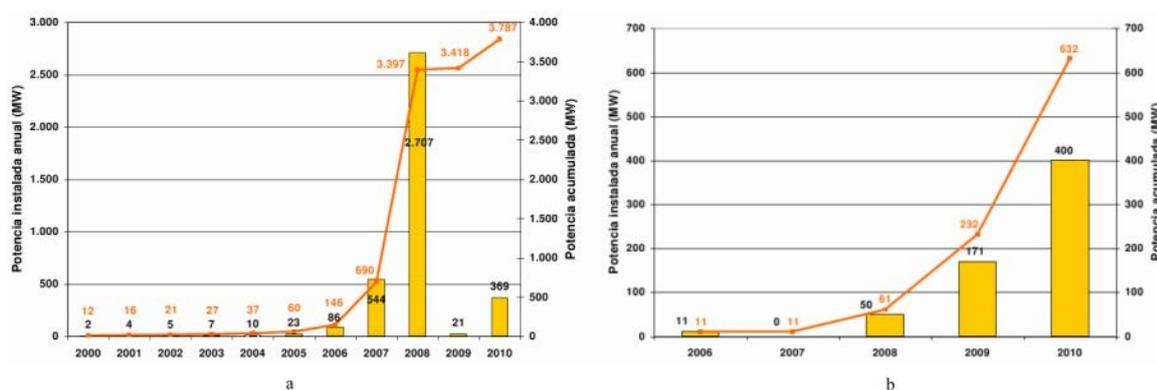


Figura 1.5: Evolución anual de la potencia instalada y acumulada en España para a) energía solar fotovoltaica y b) energía solar termoeléctrica (IDAE, 2011).

En relación a los costes de generación de electricidad proveniente de la energía solar fotovoltaica y de la energía solar termoeléctrica, es previsible que se mantengan los descensos desde el rango de 25 - 30 c€/kWh en el año 2010, hasta el rango de 10 - 13 c€/kWh para el año 2020 (IDAE, 2011). Así mismo, se prevé una mejora de la eficiencia desde el rango actual de 10 - 14%, hasta el rango esperado de 17 - 22% para el año 2020, al reducir entre 3 y 10% los costes de producción por cada punto de eficiencia alcanzado para mejorar el potencial energético de las tecnologías de conversión solar.

La tecnología solar fotovoltaica depende de la conversión en electricidad de la potencia incidente por unidad de área, denominada irradiancia horizontal global (*Global Horizontal Irradiance*, GHI). Así mismo, la tecnología solar fotovoltaica de concentración y la tecnología solar termoeléctrica dependen de la concentración del calor generado por los rayos solares para alimentar un ciclo termodinámico y producir electricidad. La fracción de luz susceptible de ser concentrada para un plano normal al vector posición del Sol, es la componente directa de la radiación solar, denominada irradiancia normal directa (*Direct Normal Irradiance*, DNI)¹.

¹La definición de los componentes de la radiación solar y sus instrumentos de medida se presentan en el apéndice A.3 (tabla A.1).

La figura 1.6 presenta la distribución espacial de la radiación solar integrada para un año en España. Se observa una significativa disponibilidad espacial del potencial energético entre el Centro-Este y el Sur peninsular, tanto para la componente global (figura 1.6a), como para la componente directa (figura 1.6b). La distribución espacial más heterogénea de la directa con respecto a la global, es ocasionada por la variabilidad asociada a la topografía, a los cambios producidos por la nubosidad y los componentes presentes en la atmósfera. Por lo tanto, la disponibilidad energética promedio de $1600 \text{ kWh} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ de radiación global y de $1850 \text{ kWh} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ de radiación directa, representa un potencial de 23925 TWh al año (Ruiz et al., 2011). Esta cantidad implica más de 90 veces el consumo eléctrico anual de España.

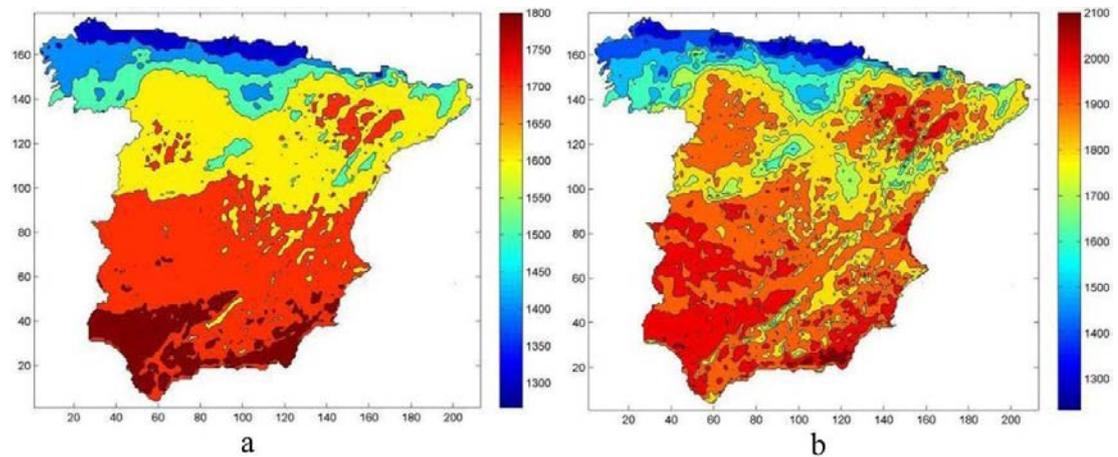


Figura 1.6: Distribución espacial de la radiación solar anual en España (Ruiz et al., 2011). a) Radiación global anual en $\text{kWh} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ y b) Radiación directa anual en $\text{kWh} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. La metodología de cálculo realiza una estimación de la radiación solar con una resolución espacial de $5\text{km} \times 5\text{km}$.

En relación con lo expuesto, el mayor reto para el futuro lo representa la integración de la energía solar dentro de las infraestructuras de generación de energía eléctrica existente (Heinemann et al., 2006b). La fluctuación de la energía eléctrica que proviene del recurso solar en comparación con la electricidad generada convencionalmente, origina una producción intermitente debido a la dependencia con los patrones meteorológicos. Sin embargo, a partir de la experiencia obtenida con la energía eólica para los pronósticos de velocidad del viento, la información de la energía solar disponible con cierta antelación podría mejorar aspectos como la gestión de las redes eléctricas, la programación de la producción de centrales eléctricas solares o convencionales, el diseño de nuevas políticas y más aun, facilitar la toma de decisiones en el mercado

1. INTRODUCCIÓN

energético (Saintcross et al., 2005; IEA, 2007; Wittmann et al., 2008). En definitiva, la predicción de la energía solar podría mejorar la integración de los rendimientos solares al reducir los costes, incrementar su participación en la generación eléctrica y sobre todo, disminuir la concentración de gases con efecto invernadero en la atmósfera.

1.2. Justificación

La necesidad de incrementar la utilización de la energía solar como fuente de generación eléctrica, requiere del conocimiento espacial y temporal de la radiación solar disponible en la superficie terrestre. Dicho requerimiento surge como consecuencia a que la cantidad de radiación solar, se encuentra condicionada por una serie de factores que ocasionan su variabilidad. En este sentido, los factores más relevantes son: *las condiciones astronómicas y temporales, las condiciones geográficas y las condiciones atmosféricas.*

Las condiciones astronómicas y temporales se refieren a la variabilidad en la intensidad de la radiación ocasionada principalmente por movimientos de rotación y traslación de la Tierra alrededor del Sol. De este modo, las variaciones en la constante solar ocasionadas por las fluctuaciones de las manchas solares, la actividad magnética solar, los cambios en la distancia Tierra-Sol ocasionados por la excentricidad de la órbita terrestre, y el movimiento de precesión de los equinoccios que ocasionan las variaciones estacionales, representan el 88 % de la variabilidad de la radiación solar (Foukal y Lean, 1988).

Por su parte, *las condiciones geográficas* se refieren al comportamiento climático del lugar de incidencia y se caracterizan por la altitud, latitud, longitud y orografía del lugar. Cabe mencionar que la región ecuatorial recibe del Sol más energía promedio en relación a la región polar. A través del transporte meridional de energía del Ecuador hacia las latitudes altas, se compensa el equilibrio energético con los polos, donde a unos 35° de latitud, el 90 % lo transporta la atmósfera en forma de calor y energía, y el 10 % restante es transportado por las corrientes oceánicas (Casas y Alarcón, 1999).

Finalmente, *las condiciones atmosféricas* establecidas por la interacción de las masas de aire de origen marítimo o continental, con sus diferentes propiedades ópticas dadas por el contenido de aerosoles, vapor de agua, nubes, concentración de dióxido de carbono (CO_2) y ozono (O_3), influyen significativamente en el balance radiativo de la Tierra. El efecto filtro producido por los procesos atmosféricos como la absorción o la dispersión

atmosférica (*scattering*), ocasiona la atenuación o extinción atmosférica de la radiación solar¹.

Como consecuencia de la variabilidad de la radiación solar, el mecanismo establecido para mejorar la calidad de esta información y controlar su fluctuación espacio-temporal lo representa la predicción meteorológica de la radiación solar. A diferencia de la energía eólica, la predicción de la radiación solar aún se encuentra en etapa de desarrollo, más aún en la aplicación del pronóstico y su implementación en la gestión de la energía eléctrica (Lara-Fanego et al., 2011). Las contribuciones científicas hacen referencia a los diferentes enfoques para la predicción de la radiación en función del alcance temporal requerido, desde escalas de tiempo que varían de menos de una hora hasta varios días (Heinemann et al., 2006a). Para predicciones de tiempo muy cortas (*nowcasting*), los satélites de última generación ofrecen una mayor precisión en imágenes de alta calidad, que detectan las nubes con una resolución temporal de hasta 15 minutos. Esta metodología hace posible extrapolar el campo de radiación a través del movimiento de las nubes con una antelación de hasta 6 horas (Hammer et al., 1999; Heinemann et al., 2006a; Zarzalejo et al., 2009). Por otra parte, Mellit y Pavan (2010) y Changsong et al. (2011), proponen técnicas estadísticas para el pronóstico con un máximo de 24 horas. No obstante, la base del pronóstico de la radiación solar para aplicaciones energéticas con un alcance temporal de 48 horas, lo representan los modelos numéricos de predicción meteorológica del tiempo o conocidos en Inglés como *Numerical Weather Prediction* (IEA, 2007; Lorenz et al., 2009a).

Los modelos NWP son una representación computacional física y dinámica de la atmósfera y de la superficie terrestre, que plantean un conjunto de principios de conservación de la masa, del momento y de la energía, que gobiernan el estado atmosférico respecto a un sistema de coordenadas cartesianas discretas (Pielke, 1984). Por lo tanto, la modelización de la radiación solar en los modelos NWP se realiza a través de un conjunto de ecuaciones que expresan las interacciones físicas que ocurren entre la energía radiante y el sistema Tierra-Atmósfera. Los modelos resuelven estas interacciones a través de esquemas explícitos de transferencia radiativa. Para tal efecto, están condicionados por una potencia de cálculo suficiente para predecir la energía solar superficial en una amplia área geográfica con elevadas resoluciones temporales y espaciales.

Los estudios que evalúan la radiación solar simulada por los modelos NWP, incluyen a Armstrong (2000) y Zamora et al. (2003, 2005) que realizan una evaluación del modelo

¹En el apéndice A.3 se presentan en detalle los factores que afectan la interacción de la radiación solar con la atmósfera y la superficie terrestre.

1. INTRODUCCIÓN

MM5 (Grell et al., 1998) para Estados Unidos, usando resoluciones temporales horarias y espaciales de 36 a 12 km. Heinemann et al. (2006a) evalúan las simulaciones del modelo MM5 en Alemania con una resolución temporal de 1 a 3 horas y espacial de 3 a 150 km. Diferentes estudios que investigan la optimización de modelos NWP para la simulación de la radiación solar se presentan en Girodo (2006). Por su parte, Lorenz et al. (2009b) evalúan las simulaciones para una serie de modelos NWP en Europa con resoluciones temporales de 1 a 6 h y espaciales de 5 a 100 km. Mientras que Remund et al. (2008) y Perez et al. (2009), realizan un estudio similar para Estados Unidos con resoluciones temporales de 1 a 3 h y espaciales de 9 a 11 km. En general, se observa una sobrestimación sistemática de las simulaciones al incrementar la resolución espacial de los modelos NWP, debido a la compleja microfísica de las nubes (altura y propiedades ópticas), y a una especificación incorrecta del espesor óptico de los aerosoles.

Para hacer frente a dichas limitaciones se han propuesto diversas metodologías de post-proceso, que interpretan objetivamente las variables de las simulaciones con las variables observadas (Kalman, 1960; Glahn y Lowry, 1972; Bishop, 1995). En concreto, trabajos como los desarrollados por Guarneri et al. (2008), Lorenz et al. (2009a), Mathiesen y Kleissl (2011) o Pelland et al. (2011), representan los avances más recientes entorno a la aplicación de la metodología para pronósticos de radiación solar global en modelos NWP. Esta metodología mejora notablemente los errores sistemáticos de las predicciones no explícitamente previstas por los modelos.

En cuanto a la estimación de la radiación directa, los esquemas implementados en la mayoría de los modelos NWP no ofrecen un pronóstico específico de dicha componente (Lara-Fanego et al., 2011). No obstante, Breikreuz et al. (2009) proponen el modelo AFSOL para pronósticos de la componente directa que combina la información proporcionada por un modelo NWP, un modelo de calidad del aire y datos de teledetección. Una evaluación y comparación de los pronósticos de las componentes global y directa es presentada por Wittmann et al. (2008). Por su parte, Lara-Fanego et al. (2011) evalúan la aplicación de un post-proceso para estimar radiación directa a partir de salidas del modelo WRF (contenido de vapor de agua y transmitancia de nubes de agua y hielo) y productos de satélite (aerosoles y ozono) en diversas estaciones radiométricas en Andalucía, España.

En base a lo anterior, el presente trabajo de investigación se enfoca en el desarrollo de un sistema de pronóstico de radiación solar a partir de las simulaciones del modelo meteorológico *Advanced Research of Weather Research and Forecasting* (WRF-ARW, v3.0.1.1) (Skamarock et al., 2008; Michalakes et al., 2004), las correcciones derivadas de

técnicas de post-proceso y las estimaciones de radiación directa a partir de un modelo paramétrico. El modelo meteorológico de meso-escala WRF-ARW representa el desarrollo de un proyecto planteado por el *National Center of Atmospheric Research (NCAR)* y el *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* de Estados Unidos. Actualmente, el WRF-ARW incorpora los últimos avances en modelización meso-escalar y es el modelo de referencia a nivel mundial.

En definitiva, el desarrollo de un sistema de pronóstico de radiación solar con un alcance temporal a corto plazo (48 horas), constituye un importante potencial que podría ayudar a satisfacer los requerimientos de una mayor integración de la energía solar en la infraestructura de un sistema eléctrico convencional.

1.2.1. Soporte computacional

El grupo de investigación de Ciencias de la Tierra donde se realiza esta investigación, cuenta con el soporte del Supercomputador *MareNostrum*¹. El *MareNostrum* se establece en Barcelona en el año 2005, a partir de un acuerdo entre el Gobierno español e IBM. En el primer año de funcionamiento se posiciona como el supercomputador más potente de Europa y el cuarto a nivel mundial. Según *TOP500 List* (Meuer, 2012), en noviembre del 2012 se posiciona como el N° 36 en el mundo y el N° 12 en Europa (www.top500.org).

La relevancia de llevar a cabo las simulaciones de radiación solar con el *MareNostrum*, radica en la significativa reducción del tiempo de cálculo debido al incremento de la potencia computacional empleada para una amplia extensión y complejidad geográfica. En consecuencia, las principales características del *MareNostrum v.2* utilizado para realizar las simulaciones del presente estudio se muestran en la figura 1.7.

¹Gestionado por el *Barcelona Supercomputing Center - Centro Nacional de Supercomputación (BSC-CNS)*, (www.bsc.es)

1. INTRODUCCIÓN



Supercomputador <i>MareNostrum</i>	
Ubicación	Barcelona Supercomputing Center http://www.bsc.es/
Fabricante	IBM
No. de procesadores	10.240 IBM PowerPC 970MP a 2.3 GHz
Capacidad de cálculo	94.21 Teraflops (Trillones de operaciones por segundo)
Sistema Operativo	Linux: SuSe Distribution
Memoria Principal	20.480 GB
Memoria de almacenamiento	390+90 TB
Redes de interconexión	Myrinet - Gigabit Ethernet
Año de Instalación	2006
Máximo ranking <i>Top500 list</i>	No. 5 del mundo para noviembre 2006

Copyright 2010 - Barcelona Supercomputing Center - BSC

Figura 1.7: Principales características del Supercomputador *MareNostrum v.2* utilizado para generar las simulaciones del presente trabajo de investigación. Es gestionado por el *Barcelona Supercomputing Center - Centro Nacional de Supercomputación (BSC-CNS)*. En el último trimestre del año 2012 ha sido actualizado a *Marenostrum v.3* con una capacidad de cálculo de 1 *Petaflop* (www.bsc.es).

1.2.2. Antecedentes del grupo de investigación

El presente trabajo de investigación se desarrolla en el *Barcelona Supercomputing Center - Centro Nacional de Supercomputación (BSC-CNS)*, en el grupo de investigación de Ciencias de la Tierra dirigido por el Dr. José María Baldasano Recio y en la línea de modelización meteorológica dirigida por el Dr. Oriol Jorba Casellas. Los trabajos previos desarrollados en el *Laboratorio de Modelización Ambiental de la Universidad Politécnica de Cataluña (LMA-UPC)* forman parte de las investigaciones entorno a la radiación solar y la modelización meteorológica en el grupo.

Desde el año 1987, el *Laboratorio de Modelización Ambiental de la UPC* ha venido desarrollando para el *Institut Català d'Energia (ICAEN)* del *Departament d'Indústria i Energia de la Generalitat de Catalunya*, las diferentes versiones del *Atlas de Radiació Solar a Catalunya* (Baldasano et al., 1992, 1996, 2001, 2004) y (Baldasano et al., 2006). El tratamiento de los datos implementa la metodología basada en el análisis de los armónicos de las series de Fourier, lo que permite disponer de una ecuación representativa de un año tipo para la estimación de la radiación global. A este respecto, Coronas y Baldasano (1984) validan la metodología que se utiliza con los datos de ra-

diación global diaria de Barcelona, para posteriormente ser aplicada para toda España (Baldasano et al., 1988) y Cataluña (Cremades y Baldasano, 1990).

Las diferentes versiones del *Atlas de Radiació Solar a Catalunya*, utilizan series históricas de datos de radiación global diaria procedentes de diversas estaciones radiométricas. La primera versión de este estudio corresponde a Baldasano et al. (1992), el cual contiene datos procedentes de 22 estaciones para el periodo 1964 - 1989. En Baldasano et al. (1996) se amplía el periodo hasta el año 1993 con 65 estaciones. Posteriormente, en una tercera versión Baldasano et al. (2001) se extiende hasta el año 1997 con 83 estaciones. Finalmente, Baldasano et al. (2004) y Baldasano et al. (2006) presentan la última actualización del Atlas que totaliza la serie temporal histórica hasta el año 2005 con la utilización de 203 estaciones.

Las contribuciones previas con respecto a las metodologías que incluyen la utilización de satélites corresponden a Flores (2002) y Flores y Baldasano (2001c), con el desarrollo de una técnica para la obtención de mapas de radiación global diaria para Cataluña, mediante un modelo estadístico e imágenes procedentes del satélite *NOAA-AVHRR*. El modelo estadístico es calibrado con imágenes y datos de estaciones radiométricas para el año 1998 (Flores y Baldasano, 2001a). Posteriormente, Flores y Baldasano (2001b), Flores et al. (2002) y Baldasano et al. (2003) presentan el *Atlas de Radiación Solar de las Islas Baleares mediante imágenes de Satélite*. Finalmente, Vera (2005) desarrolla el *Atlas climático de irradiación solar para la Península Ibérica* con una resolución espacial de 1 km a partir de un modelo estadístico e imágenes del satélite *NOAA-AVHRR* para el periodo 1998-2002.

La modelización meteorológica dentro del grupo de investigación, inicia con el desarrollo de un modelo de pronóstico meteorológico específico (PROMETEO) para el área geográfica de Barcelona (Calbó, 1993; Calbó y Baldasano, 1995). En este sentido, el modelo resuelve las ecuaciones de las principales variables atmosféricas como la temperatura, el viento y la energía cinética turbulenta. Posteriormente, Soriano et al. (2001) profundiza en el conocimiento de las circulaciones atmosféricas y propone un patrón de recirculación de los contaminantes atmosféricos con la aplicación de la modelización numérica y medidas *LIDAR* para una situación de brisa de mar en un día de verano para el área metropolitana de Barcelona. Finalmente, Jorba (2005) aplica el modelo de pronóstico meteorológico MM5 (Grell et al., 1995, 1998) para describir los campos de vientos para la península Ibérica y el área geográfica de Cataluña con una elevada resolución (2kmx2km, 1h). Esta contribución establece una evaluación del modelo MM5

1. INTRODUCCIÓN

tanto en superficie como en altitud, para los vientos y la temperatura del aire a través de radio-sondeos.

Ante lo expuesto anteriormente, el presente trabajo de investigación buscar dar continuidad a las contribuciones previas del grupo, al establecer un vinculo entre los trabajos desarrollados entorno a la radiación solar y los trabajos que aplican la modelización meteorológica.

1.3. Objetivos

- Objetivo Principal: Desarrollar un sistema de pronóstico de radiación solar a corto plazo de alta resolución espacial y temporal (4kmx4km, 1h), mediante simulaciones de un modelo meteorológico y técnicas de post-proceso para España.
- Objetivos específicos:
 1. Evaluar una simulación anual de la radiación solar global del modelo meteorológico WRF-ARW.
 - Identificar los errores sistemáticos de la simulación anual en función del comportamiento espacial, temporal y las condiciones atmosféricas en la zona geográfica de la península Ibérica.
 2. Evaluar las metodologías de post-proceso para corregir el error sistemático de la simulación del modelo meteorológico.
 - Comparar los resultados de diferentes técnicas de post-proceso a partir del comportamiento espacial, temporal y las condiciones atmosféricas en la zona geográfica de Cataluña (Noreste de la península Ibérica).
 3. Estimar la radiación directa y las horas de Sol a partir de la radiación global corregida por el post-proceso.
 - Evaluar diferentes modelos de descomposición paramétrica a partir de las observaciones de radiación global y radiación difusa en Cataluña.
 4. Realizar una interpolación espacial de la radiación global corregida por el post-proceso y de la radiación directa estimada por el modelo paramétrico.
 - Evaluar la interpolación espacial en función de la distribución geográfica para un periodo concreto del año 2004 en Cataluña.
 5. Realizar la aplicación y la evaluación del sistema de pronóstico de radiación solar a partir de pronósticos de 48h en un año.

A continuación se presenta una descripción de los objetivos específicos del presente trabajo de investigación, los cuales se esquematizan en la figura 1.8.

1.3.1. Evaluación de una simulación anual de la radiación solar global del modelo meteorológico WRF-ARW

La evaluación de una simulación anual de radiación solar global del modelo meteorológico WRF-ARW, se realiza a partir de las observaciones de estaciones radiométricas en la zona geográfica de estudio.

La simulación en modo diagnóstico para el año 2004¹, se analiza en función de las tendencias espacio-temporales y de las condiciones atmosféricas para identificar los errores sistemáticos de la simulación. Por lo tanto, este objetivo establece el punto de partida para la aplicación y la evaluación de las metodologías de post-proceso que busca mejorar los pronósticos de radiación global del modelo meteorológico.

1.3.2. Evaluación de las metodologías de post-proceso para la corrección del error sistemático del modelo meteorológico

Este objetivo busca implementar y evaluar diferentes técnicas de post-proceso, que interpretan objetivamente las variables de pronóstico del modelo y las variables observadas para corregir el error sistemático y mejorar las predicciones. En base a la revisión bibliográfica, las técnicas de post-proceso utilizadas son: *Model Output Statistics* (MOS; Glahn y Lowry (1972)), Redes Neuronales Artificiales (*Artificial Neural Networks, ANN; Bishop (1995)*), el Filtro de Kalman (*Kalman Filter, KF; Kalman (1960)*) y el Método Recursivo (*RECURSIVE method, REC; Boi (2004)*).

La evaluación de las técnicas se realiza a partir de la comparación de los errores sistemáticos corregidos por los post-procesos a través de diversas estaciones radiométricas en la zona geográfica de Cataluña. Los resultados de las correcciones se comparan a partir del comportamiento temporal y las condiciones atmosféricas para el año 2004. Finalmente, de acuerdo a los resultados de la evaluación se propone una técnica combinada de post-proceso para corregir las simulaciones de la radiación global del modelo meteorológico.

¹La simulación en modo diagnóstico es una identificación del estado de la atmósfera mediante análisis para condiciones iniciales y de contorno cada 6 horas. La resolución espacial de dichos análisis es de 1°x1° (110 km aproximadamente en las latitudes del dominio de trabajo) y el alcance temporal de la simulación es de 24 horas.

1. INTRODUCCIÓN

1.3.3. Estimación de la radiación directa y las horas de Sol a partir de la radiación global corregida por el post-proceso

Los esquemas de transferencia radiativa comprendidos en el modelo meteorológico WFR-ARW presentan limitaciones en la estimación de la radiación solar directa. Por lo tanto, se hace necesaria la utilización de los modelos de descomposición de los parámetros de la radiación solar.

Los modelos de descomposición paramétrica representan la metodología más utilizada para la estimación de la radiación directa. Dicha metodología se basa en correlaciones adimensionales que estiman la fracción de la radiación difusa (k_d) o la transmitancia directa (k_b), a partir de la interacción con el *índice de transparencia atmosférica* (k_t) y el vector posición del Sol dado por el ángulo cenital solar (*Solar Zenith Angle, SZA*).

La evaluación de diversos modelos de descomposición paramétrica se realiza a partir de observaciones de radiación global y difusa en la zona geográfica de Cataluña. Este objetivo establece un modelo paramétrico para la estimación de la radiación directa y las horas de Sol, a través de la radiación global corregida por la técnica combinada de post-proceso.

1.3.4. Interpolación espacial de la radiación global y de la radiación directa

El método geoestadístico de interpolación espacial de *Kriging* (Krige, 1951), es una técnica que cuantifica el comportamiento de una variable en un área espacial determinada, obteniendo como resultado la influencia de los puntos de referencia para diferentes distancias (Cressie, 1990). Por lo tanto, el método de *Kriging* se utiliza con el propósito de analizar el comportamiento espacial de las correcciones de la radiación global del post-proceso y de las estimaciones de la radiación directa del modelo paramétrico. La evaluación de la interpolación espacial se realiza mediante observaciones de estaciones radiométricas e imágenes de satélite en la zona geográfica de Cataluña.

1.3.5. Aplicación y evaluación del sistema de pronóstico de radiación solar

En base a los resultados de las correcciones de la técnica de post-proceso combinada y las estimaciones del modelo paramétrico para el año 2004, este objetivo busca aplicar el sistema de pronóstico de radiación solar para España. Se realiza la evaluación del

sistema a partir de una simulación del modelo meteorológico WRF-ARW en modo pronóstico para Cataluña¹. En consecuencia, se analizan las correcciones de la radiación global y las estimaciones de la radiación directa del sistema para pronósticos de 48 horas en el año 2009.

La razón por la cual se selecciona el año 2004 como diagnóstico y el año 2009 como pronóstico, se debe a criterios de cubrimiento espacio-temporal dados por la disponibilidad de información procedente tanto de las estaciones radiométricas como de las simulaciones del modelo meteorológico.

¹La simulación en modo pronóstico utiliza el análisis como condición inicial y las predicciones del modelo global GFS (*Global Forecast System*) de NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) para condiciones de contorno cada 6 horas. La resolución espacial del modelo GFS/NCEP se incrementa a 0.5°x0.5° (55 km aproximadamente en las latitudes del dominio de trabajo) y el alcance temporal de la simulación es de 48 horas.

1. INTRODUCCIÓN

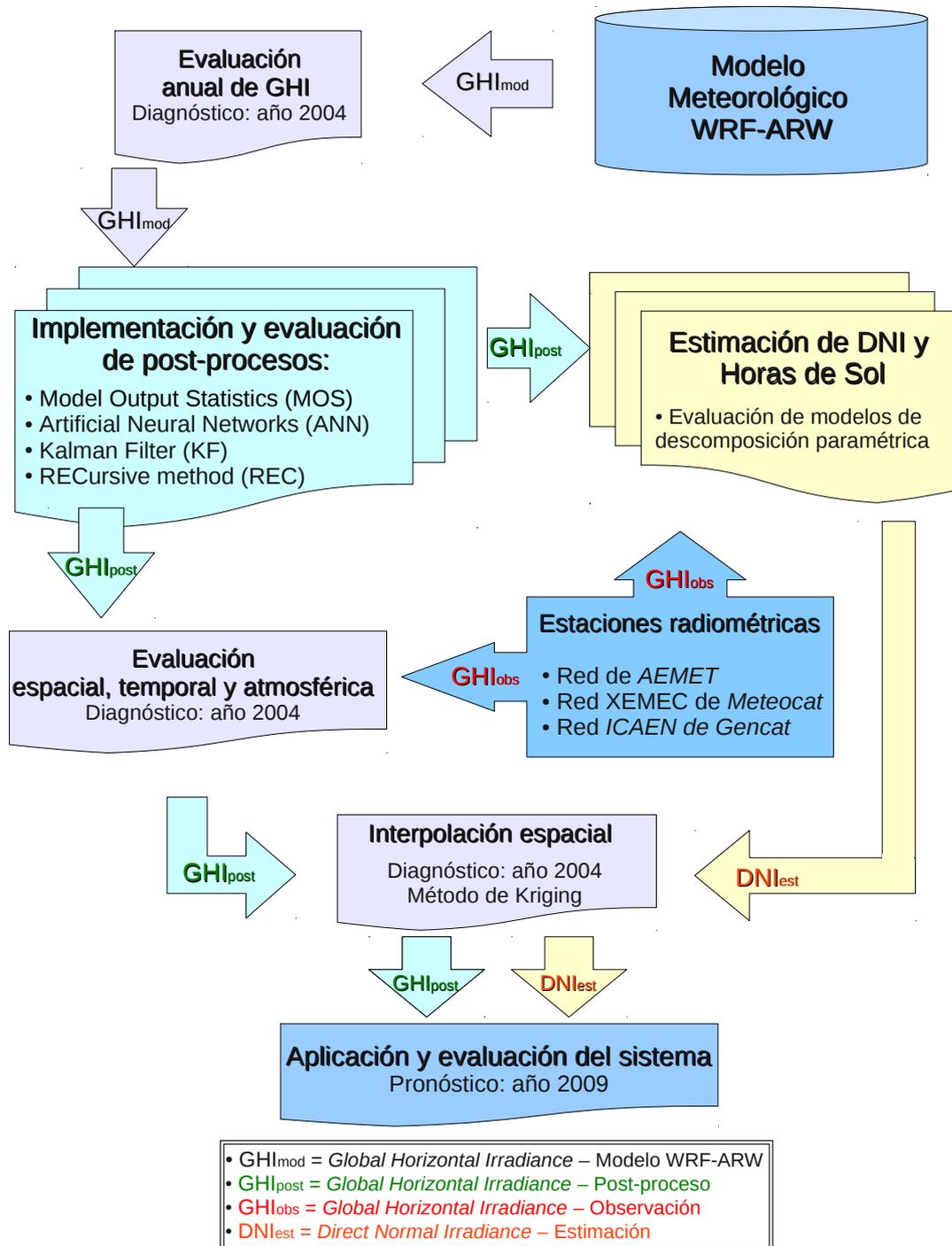


Figura 1.8: Esquema del desarrollo de los objetivos que se plantean para el presente trabajo de investigación.

1.4. Etapas principales del desarrollo del trabajo de investigación

Para lograr los objetivos propuestos se presentan en la figura 1.9, las cuatro principales etapas de desarrollo de la tesis. La primera etapa inicia con la definición del marco de trabajo mediante la descripción de la zona geográfica de estudio, el modelo meteorológico y las estaciones radiométricas. La segunda etapa presenta la evaluación del modelo meteorológico para una simulación anual en modo diagnóstico. Posteriormente, la tercera etapa realiza la implementación y la evaluación del post-proceso, el modelo de descomposición paramétrica y la interpolación espacial. Finalmente, la cuarta etapa establece la evaluación del sistema para una simulación anual en modo pronóstico.



Figura 1.9: Estructura de las etapas de desarrollo del trabajo de investigación.

1. INTRODUCCIÓN

En definitiva, mediante la implementación de las diferentes etapas se propone el desarrollo de un sistema de pronóstico de radiación solar a corto plazo de alta resolución espacial y temporal. El sistema busca generar pronósticos de radiación global, radiación directa y contabilización de horas de Sol, mediante la corrección de las simulaciones del modelo meteorológico WRF-ARW con la combinación de técnicas de post-proceso y la utilización de un modelo de descomposición paramétrica. De esta manera, la aplicación del sistema de pronóstico busca incrementar la participación de la energía solar dentro de las fuentes de generación eléctrica en España.

1.4.1. Estructura del documento

El documento presenta el desarrollo del trabajo de investigación en cuatro apartados principales: 1) Revisión bibliográfica del estado del conocimiento; 2) Evaluación del modelo meteorológico WRF-ARW; 3) Implementación y evaluación de las metodologías de post-proceso, descomposición paramétrica e interpolación espacial; y 4) Aplicación del sistema de pronóstico propuesto. En concreto, la estructura del documento se desarrolla en siete capítulos presentados de la siguiente manera.

En el capítulo 1 de Introducción, se presenta el marco general, la justificación, los objetivos y la definición de las etapas de desarrollo de la investigación. En el capítulo 2 se presentan los conceptos fundamentales entorno a la Modelización de la radiación solar y la revisión bibliográfica que describe la evolución y el estado del conocimiento entorno al tema de investigación. El capítulo 3 presenta la Zona de estudio y observaciones radiométricas utilizadas, donde se incluye el tratamiento de calidad y la evaluación de los modelos de descomposición paramétrica. El capítulo 4 contiene la Evaluación de la radiación solar simulada por el modelo meteorológico WRF-ARW. El capítulo 5 presenta las Metodologías de post-proceso e interpolación espacial. El capítulo 6 contiene la Aplicación y evaluación en fase de pronóstico, y finalmente, el capítulo 7 presenta las Conclusiones, las propuestas de continuidad y las recomendaciones obtenidas a partir del trabajo de investigación.

Adicionalmente se incluye una sección con los Apéndices y la Bibliografía. El apéndice A contiene los Aspectos y conceptos básicos de la radiación solar, el apéndice B presenta las Estaciones radiométricas utilizadas por el estudio para España en el año 2004, el apéndice C presenta los Mapas de interpolación espacial de la GHI simulada, GHI corregida, DNI estimada y horas de Sol para el 28 de abril del 2004 en Cataluña, el apéndice D muestra la Metodología para la detección de nubes en imágenes de satélite y

1.4 Etapas principales del desarrollo del trabajo de investigación

finalmente, el apéndice E contiene la Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de las estaciones radiométricas ICAEN para los días 6 y 7 de mayo del año 2009.

1. INTRODUCCIÓN

Capítulo 2

Modelización de la radiación solar

El siguiente capítulo presenta una revisión bibliográfica respecto a la modelización de la radiación solar y las metodologías de post-proceso. El primer apartado presenta los diferentes modelos de estimación de la radiación, donde se incluyen los modelos paramétricos y los modelos de pronóstico meteorológico. El segundo apartado expone la revisión de las metodologías de post-proceso utilizadas para mejorar las estimaciones de la radiación solar en los modelos de pronóstico meteorológico.

2.1. Modelos de estimación de la radiación solar

La estimación de la energía solar que llega a la superficie terrestre depende de la atenuación o extinción atmosférica ocasionada por las nubes, los aerosoles, el vapor de agua, el dióxido de carbono, el ozono y los demás componentes presentes en la atmósfera. La literatura presenta modelos de estimación de radiación solar aplicados en diferentes latitudes y para diversas resoluciones espaciales, temporales y espectrales. En este apartado se presentan los modelos en función de su grado de complejidad.

Inicialmente, se describen los modelos paramétricos de cielo claro que estiman la radiación a través de un estado atmosférico teórico que se define mediante parámetros atmosféricos o información meteorológica disponible. Posteriormente, a través de diferentes modelos numéricos de pronóstico meteorológico (*Numerical Weather Prediction*, NWP) se profundiza en los principales esquemas de transferencia radiativa, que

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

realizan una estimación de la absorción y difusión causada por los componentes atmosféricos. Se hace referencia a los esquemas de transferencia radiativa de onda larga (p.e. *RRTM-LW* y *GFDL-LW*) y los esquemas de transferencia radiativa de onda corta (p.e. *RRTM-SW*, *GFDL-SW*, *MM5-SW*, *MCRad* y *Goddard-SW*). Finalmente, se presenta una revisión de diferentes trabajos que evalúan la fiabilidad de los esquemas de transferencia radiativa.

2.1.1. Modelos paramétricos

La estimación de la radiación solar mediante la aplicación de parámetros atmosféricos, se basa en el desarrollo de algoritmos matemáticos que modelizan la radiación que llega a la superficie terrestre en función de la información meteorológica disponible. Por una parte, se cuenta con los modelos paramétricos que requieren de un elevado grado de información meteorológica para estimar la extinción atmosférica, y por otra parte se hallan los modelos que utilizan el método de correlaciones paramétricas que no requieren de un nivel muy detallado de información meteorológica. A continuación se detallan los modelos de tipo paramétrico aplicados para el desarrollo de la tesis. En concreto, se presentan los *modelos paramétricos de cielo claro* y los *modelos de descomposición paramétrica*.

2.1.1.1. Modelos de cielo claro

Los modelos de cielo claro se basan en parametrizaciones para días despejados o con poca nubosidad, los cuales debido a su simplicidad se utilizan para un gran número de aplicaciones. Entre los modelos más importantes destaca el *modelo de cielo claro del ESRA (European Solar Radiation Atlas)* (Rigollier et al., 2000), el cual aplica un método de parametrización para la radiación solar global a partir de la determinación independiente de la radiación solar directa y la radiación solar difusa para un cielo claro; la parametrización de la componente directa utiliza el modelo de Page (1996), y el modelo propuesto por Dumortier (1996) se emplea para parametrizar la componente difusa. Dichas parametrizaciones dependen principalmente de la extinción atmosférica dada por un único parámetro: el *coeficiente de turbiedad de Linke* (Linke, 1922).

El coeficiente de turbiedad de Linke se mide experimentalmente y se utiliza con frecuencia para caracterizar el grado de transparencia de la atmósfera. Por lo tanto, se define como el número de atmósferas limpias y secas necesarias para obtener la extinción equivalente observada en la atmósfera real. El coeficiente de turbiedad de

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

Linke combina los procesos atmosféricos más atenuantes, principalmente la extinción ocasionada por los aerosoles y la absorción del vapor de agua. El coeficiente de Linke se calcula a partir de medidas de la componente directa espectral en superficie (Kasten, 1980; Louche et al., 1986; Polo et al., 2009).

El modelo de cielo claro de Ineichen y Perez (2002) depende de la altitud geográfica y de las variaciones en la transparencia atmosférica debido a los aerosoles, el ozono y el vapor de agua. En la siguiente ecuación, se presenta la estimación de la radiación solar global para el modelo de cielo claro de Ineichen (GHI_{modC}).

$$GHI_{modC} = a_1 \cdot I_0 \cdot \text{sen}(h) \cdot \exp(-a_2 \cdot AM1.5 \cdot (f_{h1} + f_{h2} - (T_L - 1))) \quad (2.1)$$

Donde, I_0 es la irradiancia recibida por una superficie plana tangente a la superficie terrestre (ecuación A.3 del apéndice A), h representa el ángulo de elevación con respecto a la altura del Sol (el $\text{sen}(h)$ es equivalente al vector posición del Sol dado por el $\text{cos}(SZA)$), el $AM1.5$ (*Air Mass*)¹ es la masa óptica del aire igual a 1.5 atmósferas, T_L es el valor promedio mensual del coeficiente de turbiedad de Linke, calculado a través de la base de datos del *SoDa Service* para una resolución espacial de 8 km (Remund et al., 2003; SoDa, 2011). Adicionalmente, los parámetros a_1 , a_2 , f_{h1} y f_{h2} constituyen una función de la altitud geográfica (ϕ) y se expresan mediante las ecuaciones 2.2, 2.3, 2.4 y 2.5, respectivamente.

$$a_1 = 5.09 \cdot 10^{-5} \cdot \phi + 0.868 \quad (2.2)$$

$$a_2 = 3.92 \cdot 10^{-5} \cdot \phi + 0.0387 \quad (2.3)$$

$$f_{h1} = \exp\left(\frac{-\phi}{8000}\right) \quad (2.4)$$

$$f_{h2} = \exp\left(\frac{-\phi}{1250}\right) \quad (2.5)$$

¹La masa relativa del aire (AM) es una medida de la longitud de la trayectoria óptica de la radiación solar incidente relativa al ángulo cenital normal a la atmósfera terrestre. Kasten y Young (1989) proponen una aproximación del coeficiente de la masa relativa del aire en función del ángulo cenital solar (SZA), donde: $AM0$ se refiere a la masa de aire fuera de la atmósfera igual a cero, $AM1$ ($SZA=0^\circ$) es el valor de 1 atmósfera a nivel del mar (latitud ecuatorial), $AM1.5$ ($SZA=48.2^\circ$) representa un espesor óptico anual promedio de 1.5 atmósferas para latitudes medias, y $AM2$ ($SZA=60^\circ$) es el espesor óptico anual promedio de 2 atmósferas para latitudes altas. El valor del AM se emplea para estimar el rendimiento global promedio de los paneles solares fotovoltaicos instalados en diferentes latitudes.

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

2.1.1.2. Modelos de descomposición paramétrica

La escasa disponibilidad de series temporales para medidas de radiación directa ha generado el desarrollo de diversos ajustes y correlaciones a partir de la disponibilidad de otras componentes como la radiación global o la radiación difusa. La literatura al respecto presenta modelos paramétricos que descomponen estas componentes mediante las condiciones atmosféricas del cielo dadas por el *índice de transparencia atmosférica* (k_t) y el vector posición del Sol representado por el $\cos(SZA)$. En consecuencia, la estimación de la componente directa se realiza a través de modelos de descomposición para rangos temporales concretos, desde promedios mensuales y diarios hasta estimaciones horarias o minutas.

Los modelos de descomposición se basan en correlaciones adimensionales que calculan la *transmitancia directa* (k_b) o la *fracción de la componente difusa* (k_d), a partir de la interacción con el índice k_t y el $\cos(SZA)$. Según la revisión realizada por CIEMAT (2008), en relación al nivel de complejidad se pueden distinguir tres tipos de modelos de descomposición:

- Tipo I (*modelos tipo Liu y Jordan (1960)*): Proponen una relación lineal simple a partir del índice k_t .
- Tipo II (*modelos compuestos*): Plantean una relación lineal entre la *fracción de difusa* (k_d) y las variables independientes: k_t y $\cos(SZA)$.
- Tipo III (*modelos polinómicos*): Establecen una relación polinómica de cuarto orden entre la *fracción de difusa* (k_d) y el k_t .

Los modelos de descomposición se fundamentan en la correlación existente entre las componentes global (GHI), difusa (DI) y directa (DNI) (ecuación A.9). Dicha correlación se expresa en función de la DNI de la siguiente manera.

$$DNI = \frac{GHI \cdot (1 - k_d)}{\cos(SZA)} \quad (2.6)$$

Donde, $\cos(SZA)$ es el coseno del ángulo cenital solar (ecuación A.4) y k_d es la *fracción de la componente difusa* definida por la ecuación 2.7.

$$k_d = \frac{DI}{GHI} \quad (2.7)$$

Los modelos paramétricos que descomponen la radiación global y difusa para la estimación de la directa mediante las relaciones anteriores, se clasifican en dos grupos:

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

los modelos $k_b - k_t$ y los modelos $k_d - k_t$. Los modelos $k_b - k_t$ correlacionan la componente directa a partir de la relación con la transmitancia directa (k_b) definida mediante la siguiente expresión¹.

$$k_b = \frac{DNI}{I_0} \quad (2.8)$$

Donde, I_0 es la irradiancia solar recibida en el límite superior de la atmósfera (ecuación A.3). Por su parte los modelos $k_d - k_t$ se basan en el cálculo inicial de la componente difusa para estimar la directa. No obstante, los diferentes modelos de descomposición paramétrica son establecidos a partir de mediciones provenientes de estaciones radiométricas para latitudes y periodos de tiempo concretos.

A continuación se presentan las parametrizaciones utilizadas dentro del desarrollo de la tesis.

La parametrización tipo I de clase $k_d - k_t$ propuesta por Orgill y Hollands (1977) establece una correlación simple a partir de 4 años de medidas de radiación global y difusa para Toronto (Canadá, latitud: 43.8°N). Dicha correlación se presenta en el siguiente conjunto de ecuaciones en función de los intervalos del índice k_t .

$$k_d = \begin{cases} 1.0 - 0.249 \cdot k_t & \text{Si } k_t < 0.35 \\ 1.577 - 1.84 \cdot k_t & \text{Si } 0.35 \leq k_t \leq 0.75 \\ 0.177 & \text{Si } k_t > 0.75 \end{cases} \quad (2.9)$$

Donde, el intervalo para cielos completamente nublados ($0.35 < k_t$) representa el 32 % del total de datos, el intervalo para cielos nublados o con nubosidad media ($0.35 \leq k_t \leq 0.75$) el 62 % y el intervalo para cielos despejados ($k_t > 0.75$) el 5.6 %. Debido a la limitada frecuencia de datos para el intervalo de cielos despejados y a la naturaleza poco predecible de la reflexión en las nubes, los autores proponen un valor constante de 0.177.

Posteriormente, una revisión del modelo de Orgill y Hollands (1977) realizada por Erbs et al. (1982), propone un modelo polinómico tipo III para el ajuste en una menor latitud (31-41°N) incluyendo 5 estaciones en los Estados Unidos. El modelo de Erbs et al. (1982) obtenido a partir de medidas de radiación global y directa, se presenta en el conjunto de ecuaciones 2.10, donde se incluye un polinomio de cuarto orden para el

¹La transmitancia o transmisividad representa la proporción de radiación solar que tiene la capacidad de propagarse o difundirse a través de la atmósfera.

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

intervalo de cielos nublados o con nubosidad media.

$$k_d = \begin{cases} 1.0 - 0.09 \cdot k_t & \text{Si } k_t \leq 0.22 \\ 0.9511 - 0.1604 \cdot k_t + 4.388 \cdot k_t^2 - 16.638 \cdot k_t^3 + 12.336 \cdot k_t^4 & \text{Si } 0.22 < k_t \leq 0.8 \\ 0.165 & \text{Si } k_t > 0.8 \end{cases} \quad (2.10)$$

Así mismo, el modelo paramétrico de clase $k_b - k_t$ propuesto por Maxwell (1987) combina el modelo de cielo claro de Bird y Hulstrom (1981) con un año de medidas en Estados Unidos. Por lo tanto, la transmitancia directa (k_b) se establece en función de la masa de aire (*Air Mass*, AM) a partir de la ecuación 2.11:

$$k_b = k_b^{cl} - (A + B \cdot \exp(AM \cdot C)) \quad (2.11)$$

Donde k_b^{cl} es la transmitancia directa para cielos despejados, y los parámetros A, B y C dependen de dos intervalos para el índice k_t en función del siguiente conjunto de ecuaciones.

$$\text{Si } k_t \leq 0.6 \begin{cases} A = 0.512 - 1.56 \cdot k_t + 2.286 \cdot k_t^2 - 2.222 \cdot k_t^3 \\ B = 0.37 + 0.962 \cdot k_t \\ C = -0.28 + 0.923 \cdot k_t - 2.048 \cdot k_t^2 \end{cases} \quad (2.12)$$

$$\text{Si } k_t > 0.6 \begin{cases} A = -5.743 + 21.77 \cdot k_t - 27.49 \cdot k_t^2 + 11.56 \cdot k_t^3 \\ B = 41.4 - 118.5 \cdot k_t + 66.05 \cdot k_t^2 + 31.9 \cdot k_t^3 \\ C = -47.01 + 184.2 \cdot k_t - 222.0 \cdot k_t^2 + 73.81 \cdot k_t^3 \end{cases} \quad (2.13)$$

Maxwell (1987) propone que la transmitancia directa para cielos despejados (k_b^{cl}) se establece a partir del modelo paramétrico de Bird y Hulstrom (1981), y se estima mediante la siguiente expresión.

$$k_b^{cl} = 0.866 - 0.122 \cdot AM + 0.0121 \cdot AM^2 - 0.000653 \cdot AM^3 + 0.000014 \cdot AM^4 \quad (2.14)$$

Por otra parte, el modelo propuesto por Reindl et al. (1990) estima la fracción de difusa empleando dos parametrizaciones establecidas a partir de medidas de radiación global y difusa de 4 años para 5 estaciones en Estados Unidos y Europa. La primera

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

correlación simple de tipo I estima la fracción de difusa en función del índice k_t .

$$k_d = \begin{cases} 1.020 - 0.248 \cdot k_t & \text{Si } 0 \leq k_t \leq 0.30 \\ 1.450 - 1.670 \cdot k_t & \text{Si } 0.30 < k_t < 0.78 \\ 0.147 & \text{Si } 0.78 \leq k_t \end{cases} \quad (2.15)$$

La segunda correlación compuesta de tipo II se propone en función del índice k_t y el $\cos(SZA)$.

$$k_d = \begin{cases} 1.020 - 0.254 \cdot k_t + 0.0123 \cdot \cos(SZA) & \text{Si } 0 \leq k_t \leq 0.30 \\ 1.400 - 1.749 \cdot k_t + 0.177 \cdot \cos(SZA) & \text{Si } 0.30 < k_t < 0.78 \\ 0.486 \cdot k_t - 0.182 \cdot \cos(SZA) & \text{Si } 0.78 \leq k_t \end{cases} \quad (2.16)$$

De igual manera, para el intervalo de cielos despejados los autores establecen que la fracción de difusa incrementa con la disminución de la altura del Sol. Por lo tanto, junto con el índice k_t , el $\cos(SZA)$ representa la variable más importante en la estimación de la componente difusa.

Con respecto a las parametrizaciones establecidas para la península Ibérica, destaca el trabajo propuesto por Macagnan et al. (1994) a partir de medidas de radiación global y difusa en Madrid (España). Por un lado, la correlación 2.17 del tipo II, estima la fracción de difusa en función del índice k_t y el $\cos(SZA)$. Por otro lado, la correlación 2.18 del tipo III, propone una serie de polinomios de segundo y cuarto orden que estiman la fracción de difusa en función del índice k_t .

$$k_d = \begin{cases} 0.996 + 2.3979 \cdot k_t - 0.07033 \cdot \cos(SZA) & \text{Si } k_t \leq 0.18 \\ 1.123 - 1.220 \cdot k_t + 0.000273 \cdot \cos(SZA) & \text{Si } 0.18 < k_t \leq 0.81 \\ 1.479 - 1.466 \cdot k_t - 0.0810 \cdot \cos(SZA) & \text{Si } k_t > 0.81 \end{cases} \quad (2.17)$$

$$k_d = \begin{cases} 0.9960 + 0.0424 \cdot k_t - 0.586 \cdot k_t^2 & \text{Si } 0 \leq k_t < 0.20 \\ 1.11 - 0.203 \cdot k_t - 2.52 \cdot k_t^2 + 0.617 \cdot k_t^3 + 1.063 \cdot k_t^4 & \text{Si } 0.20 \leq k_t \leq 0.75 \\ -0.0169 - 0.99 \cdot k_t + 1.63 \cdot k_t^2 & \text{Si } k_t > 0.75 \end{cases} \quad (2.18)$$

Finalmente, la tabla 2.1 presenta un resumen de las características de los modelos paramétricos revisados para el desarrollo de la tesis. La revisión incluye las parametrizaciones simples tipo I de clase $k_d - k_t$ (Liu y Jordan, 1960; Orgill y Hollands, 1977; Reindl et al., 1990), los modelos compuestos tipo II de clase $k_d - k_t$ de Reindl et al. (1990) y Macagnan et al. (1994), y los modelos polinómicos tipo III de clase $k_d - k_t$ de

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Erbs et al. (1982) y Macagnan et al. (1994). Adicionalmente, se describen los modelos paramétricos de clase $k_b - k_t$ propuestos por Maxwell (1987) y Louche et al. (1991), y los modelos paramétricos de cielo claro.

Tabla 2.1: Características de diferentes tipos de modelos paramétricos.

Modelo y/o Referencia	Tipo de modelo	Características, aplicación y/o evaluación
Liu y Jordan (1960)	Tipo I, $k_d - k_t$	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: 98 estaciones en Canadá & Estados Unidos (Lat:19-55°N). ✓ Parametrización a partir de medidas de la componente difusa. ✓ Estimación de las componentes directa y difusa para intervalos medios mensuales, diarios y horarios con diferentes tipos de nubosidad.
Orgill y Hollands (1977)	Tipo I, $k_d - k_t$	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: Toronto, Canadá (Latitud: 43.8°N) entre los años 1967-1971. ✓ Parametrizaciones a partir de medidas de las componentes global y difusa. ✓ Parametrización para cielos totalmente nublados ($0.35 < k_t$): 32 % del total de datos. ✓ Parametrización para cielos nublados o con nubosidad media ($0.35 < k_t < 0.75$): 62 % del total de datos. ✓ Parametrización para cielos despejados ($k_t > 0.75$): 5.6 % del total de datos.
Bird y Hulstrom (1981)	Modelo paramétrico de cielo claro	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo establecido a partir de la comparación entre modelos de estimación de la componente directa SOLTRAN y el modelo Montecarlo (Bird, 1984) ✓ Parámetros: constante solar, ángulo cenital, temperatura superficial, albedo, vapor de H_2O, O_3 y medidas de coeficientes de transparencia para Estados Unidos.
Erbs et al. (1982)	Tipo III, $k_d - k_t$	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: Canadá y más de 5 estaciones en Estados Unidos (Latitud: 31-41°N). ✓ Ajuste de parametrizaciones para una latitud inferior a partir del modelo Orgill y Hollands (1977). ✓ Polinomio de cuarto orden obtenido a partir de medidas de global y directa. ✓ Estimación de la fracción de difusa para intervalos medios mensuales, diarios y horarios con diferentes tipos de nubosidad. ✓ Parametrización para cielos despejados ($k_t > 0.8$): 2 % del total de datos. ✓ Evaluación para 2 años (2000-2002) en Madrid, España: Bias=$15.6 W \cdot m^{-2}$ (5.45 %) - RMSE=$50.6 W \cdot m^{-2}$ (17.68 %).
Iqbal (1983)	Modelo paramétrico	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Estimación de la componente directa. ✓ Parámetros: constante solar, transmitancia por <i>scattering</i>, masa y presión de aire local, temperatura y presión superficial, espesor de la capa vertical de ozono, el vapor de agua precipitable y el espesor óptico de aerosoles (AOD).

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

Modelo	Tipo de modelo	Características, aplicación y/o evaluación
Maxwell (1987)	Modelo paramétrico, $k_b - k_t$	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: 1 año de medidas en Atlanta (EE.UU). ✓ Combina el modelo de cielo claro de Bird y Hulstrom (1981), para estimar la componente directa mediante una parametrización en función de la masa de aire (AM). ✓ Representa la base del código de simulación de directa denominado DISC.
Reindl et al. (1990)	Tipo I y II, $k_d - k_t$	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: 5 estaciones en Estados Unidos y Europa (Lat:28°-60°N) en cuatro años. ✓ Propone dos parametrizaciones a partir de medidas de radiación global y difusa. ✓ Correlación 1: estima la fracción de difusa en función del índice k_t. ✓ Correlación 2: estima la fracción de difusa en función de la altura del Sol y el índice k_t.
Louche et al. (1991)	Modelo paramétrico, $k_b - k_t$	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: Observaciones diarias de radiación global para cielo claro de la estación Carpentas (Francia) ✓ Medidas del espesor óptico de aerosoles (AOD) ✓ Evaluación de 3 correlaciones para estimación de las componentes global, difusa y directa. ✓ Basado en el Bias y el RMSE: Correlación No.3 presenta la mejor correspondencia con las medidas de la componente directa, mientras que la correlación No.2 es más precisa en la estimación de global y difusa.
Macagnan et al. (1994)	Tipo II y III, $k_d - k_t$	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: Madrid, España. ✓ Proponen dos parametrizaciones a partir de medidas de radiación global y difusa. ✓ Correlación No. 1: estima la fracción de difusa en función del índice k_t y la altura del Sol. ✓ Correlación No. 2: polinomio de cuarto orden que estima la fracción de difusa en función del índice k_t.
Rigollier et al. (2000)	Modelo paramétrico de cielo claro	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: <i>European Solar Radiation Atlas</i> (ESRA). ✓ Parametrización para estimación de la componente global, directa Page (1996) y difusa Dumortier (1995). ✓ Parámetros: Coeficiente de turbiedad de Linke (T_L), espesor óptico para atmósfera libre en función del vapor de H_2O y aerosoles.
Ineichen y Perez (2002)	Modelo paramétrico de cielo claro	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Aplicación: Un año de medidas de radiación global y directa de 7 estaciones con diferentes latitudes, altitudes y climatología, ubicadas en Estados Unidos y Suiza. ✓ Cálculo del grado de transparencia de la atmósfera a través del coeficiente de turbiedad de Linke, que incluye los efectos de los aerosoles y el vapor de H_2O. ✓ Parámetros: Altitud geográfica, coeficiente de turbiedad de Linke (T_L), masa de aire (AM), ángulo cenital y constante solar.

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

2.1.2. Modelos de pronóstico meteorológico

El comportamiento de la física atmosférica se modeliza a través de los modelos numéricos de pronóstico meteorológico (*Numerical Weather Prediction*, NWP), los cuales describen los procesos físicos y dinámicos de la atmósfera y la superficie terrestre en un entorno de cálculo computacional no lineal a través de un soporte informático (Seaman, 2000). De esta manera, los modelos NWP establecen interacciones entre los distintos procesos atmosféricos al considerar una evolución de la atmósfera sensitiva a las condiciones iniciales para un sistema energéticamente disipativo. Dichas interacciones se basan en las leyes de conservación de masa, de momento y de energía, que gobiernan el estado atmosférico con respecto a un sistema de coordenadas cartesianas (Pielke, 1984).

La formulación matemática de los modelos NWP implica una considerable complejidad y tiempo de cálculo debido a la escala espacial y temporal empleada. Por una parte, los NWP globales como por ejemplo, el modelo GFS (*Global Forecast System*) o el IFS (*Integrated Forecast System*), trabajan en bajas resoluciones espaciales (superiores a 1° o 110 km aproximadamente) y estudian principalmente los flujos de circulación global atmosférica para periodos anuales en mediano o largo plazo. Por otra parte, los NWP regionales o modelos de área limitada (*Limited Area Model*, LAM), los cuales comprenden el interés de esta tesis, se enfocan en dominios de trabajo específicos con límites laterales definidos. En función de la resolución de trabajo, los NWP regionales como por ejemplo el modelo WRF o el HIRLAM, resuelven procesos comprendidos entre la macro (50-150 km) y la micro-escala (inferior a 50 km). Los principales modelos NWP globales y regionales se describen posteriormente en este apartado.

La resolución espacial de los modelos NWP permite la representación numérica de procesos físicos para los mecanismos que comprende la dinámica atmosférica en diferentes escalas. Por lo tanto, para simplificar la formulación y el tiempo de cálculo de las tres componentes espaciales del viento de la ecuación de conservación del momento, algunos modelos asumen la hipótesis hidrostática, la cual supone que las aceleraciones del movimiento vertical son despreciables respecto a la aceleración de la gravedad (Pielke, 1984). Los modelos que se basan en esta simplificación se denominan modelos hidrostáticos y comprenden escalas sinópticas y algunos fenómenos meso-escalares. Por el contrario, aquellos modelos que requieren trabajar con una elevada resolución espacial y que resuelven las tres componentes del viento explícitamente, se denominan modelos no-hidrostáticos.

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

El dominio de trabajo se establece a través de una *discretización numérica* que permite definir una malla tridimensional que comprende la superficie topográfica y la capa atmosférica. Por una parte, la discretización vertical se precisa mediante coordenadas que siguen el terreno en función de las distintas variaciones topográficas (coordenadas sigma σ o sigma en presión híbrido). Por otra parte, la discretización horizontal define las variables escalares en el centro de la celda (p.e. temperatura, presión o humedad específica) y las variables vectoriales en las caras laterales de la celda (p.e. componentes horizontales del viento).

Los procesos físicos que se suelen parametrizar son los flujos superficiales entre el suelo y la atmósfera, los flujos dentro de la capa fronteriza, la física de la humedad explícita, la convección, las nubes de poco desarrollo vertical, la hidrología del suelo y la radiación atmosférica. En este sentido, la figura 2.1 esquematiza la interacción entre los distintos procesos físicos que son parametrizados en los modelos NWP.

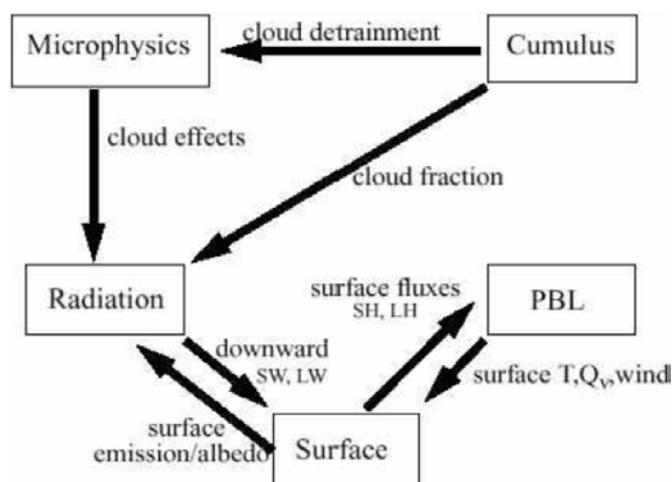


Figura 2.1: Interacción entre los diferentes procesos físicos que considera un modelo meteorológico NWP (Dudhia et al., 2001). A nivel atmosférico los procesos micro-físicos (*microphysics*) incluyen la solución explícita de las nubes, el vapor de agua y la precipitación. La parametrización para *cumulus* es responsable principalmente por los efectos de las nubes convectivas. A nivel superficial, los esquemas calculan las velocidades de fricción y los coeficientes de intercambio que permiten el cálculo de la energía en la superficie terrestre, los flujos de humedad y la tensión superficial en la capa límite planetaria (*Planetary Boundary Layer*, PBL).

La parametrización física de la radiación atmosférica resuelve las ecuaciones que expresan las interacciones entre la radiación solar y el sistema Tierra-Atmósfera, mediante esquemas explícitos de transferencia radiativa. Los esquemas radiativos proporcionan

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

regímenes para el calentamiento atmosférico y el balance energético superficial, a través del flujo radiativo incidente de onda larga (*Longwave, LW*; $\lambda > 4\mu\text{m}$) y de onda corta (*Shortwave, SW*; $\lambda < 4\mu\text{m}$). En concreto, la complejidad de los esquemas de transferencia radiativa varía en función de la resolución espacio-temporal y espectral definida mediante la configuración de los modelos NWP.

A continuación, se presentan los esquemas de transferencia radiativa a través de una revisión de los principales modelos NWP.

Modelo MM5 (*5th generation Mesoscale Model*):

MM5 (Grell et al., 1995) representa la quinta versión del modelo meso-escalar desarrollado en conjunto por la *Pennsylvania State University* y *National Center for Atmospheric Research* (NCAR). La parametrización para radiación de onda corta del esquema MM5-SW propuesto por Dudhia (1989), calcula los flujos descendientes debido a la difusión y absorción atmosférica en función del ángulo cenital solar según la metodología propuesta por Lacis y Hansen (1974).

El método de Lacis y Hansen (1974) es el más utilizado para el cálculo de la absorción y dispersión atmosférica en los modelos NWP, debido a la cuantificación de la atenuación de la radiación solar en la superficie de la Tierra y la atmósfera en función de la altitud geográfica. El método tiene en cuenta la variación de la absorción solar que se produce por las nubes en la troposfera, el vapor de agua (humedad), el ozono estratosférico (*dispersión de Rayleigh*), el ángulo cenital solar y el albedo de la superficie para 12 bandas espectrales (Sasamori et al., 1971; Zamora et al., 2003).

La parametrización de la dispersión atmosférica se basa en el método de *multiple-scattering*, que calcula la absorción de la radiación solar en un plano paralelo a la atmósfera. Por esta razón, debido a la heterogeneidad vertical que presenta la atmósfera se subdivide en capas distribuidas horizontalmente. En este sentido, la figura 2.2, presenta la segmentación de la atmósfera que permite mejorar la precisión del cálculo de la absorción, mediante una aproximación homogénea de cada capa individual. Por lo tanto, las propiedades monocromáticas de la dispersión simple se determinan mediante el espesor óptico, el albedo y el ángulo de dispersión en cada capa. Finalmente, se estima la absorción al duplicar las capas en la columna atmosférica mediante el método de adición propuesto por Peebles y Plesset (1951).

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

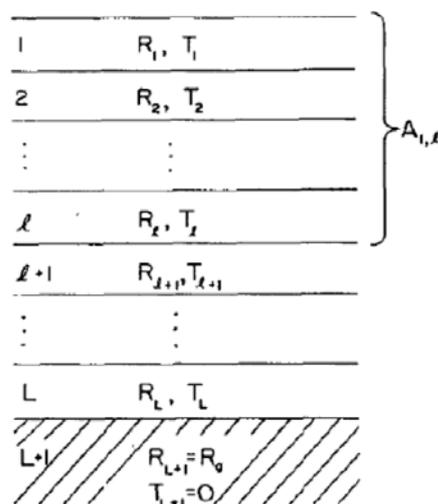


Figura 2.2: Segmentación de la atmósfera para el cálculo de la absorción a partir de la parametrización propuesta por Lacis y Hansen (1974). Las propiedades de reflexión y transmisión calculadas en cada capa se representan mediante las variables R y T, respectivamente. La absorción (A) se estima mediante la diferenciación de estas propiedades.

El esquema radiativo MM5-SW propuesto por Dudhia (1989), calcula los efectos de la absorción y dispersión del flujo neto terrestre que permite la estimación de la energía superficial con tiempos de cálculo significativos, debido al grado de complejidad y costo computacional que implica su cómputo. La nubosidad y la precipitación se tratan como un solo tipo de nubes (estratiformes)¹, y los valores teóricos para el cálculo del albedo y la absorción se basan en el trabajo de Stephens (1978).

El desarrollo de una nubosidad significativa para ángulos cenitales bajos muestra una absorción en las capas superiores de las nubes que puede alcanzar el 15% (Dudhia, 1989). Esta particularidad ocasiona un incremento de la temperatura en las nubes que sumada a una resolución vertical baja, produce calentamientos erróneos (desde algunas décimas hasta un grado por día) y una sobrestimación de la radiación en función al grado de profundidad de la capa nubosa del modelo.

No obstante, a través de la evaluación de los esquemas radiativos (presentado en el siguiente apartado), se analiza esta particularidad del esquema de Dudhia (1989) mediante la comparación de los trabajos científicos que lo incorporan.

¹Las nubes estratiformes no presentan una significativa extensión vertical comparadas con su extensión horizontal y presentan una velocidad baja de ascensión del aire (Costa y Mazón, 2006).

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Modelo NAM (*North American Mesoscale Model*):

El modelo NAM es desarrollado por el *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* y el *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*. Desde el 2006 hasta el 2011 estaba basado en el modelo WRF-NMM y hoy en día se basa en el modelo NMMB (Janjic y Gall, 2012). La parametrización para la radiación de onda corta del *Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Short-wave model (GFDL-SW)*, se basa en el modelo paramétrico de Lacis y Hansen (1974). La parametrización de GFDL-SW calcula la atenuación atmosférica de la radiación solar que se produce por la concentración de las gotas de agua en las nubes. Por lo tanto, el albedo y la profundidad óptica son parametrizadas en función de la relación entre la mezcla de agua (líquida y hielo), la temperatura y la presión (Stephens, 1978, 1984).

Modelo GFS (*Global Forecast System*):

El modelo GFS se desarrolla en el *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* a través del *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*. El esquema de transferencia radiativa *Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)* propuesto por Mlawer et al. (1997) y Mlawer y Clough (1998), implementa un método que transforma la dependencia espectral de los coeficientes radiativos de absorción, a través de una discretización espacial en cada sub-intervalo. Por lo tanto, estima la transferencia radiativa en cada capa vertical para 16 bandas espectrales, donde considera los efectos de la absorción atmosférica para vapor de agua, ozono, CO_2 , óxidos de nitrógeno y metano.

Modelo IFS (*Integrated Forecast System*):

El IFS es el sistema de pronóstico operacional del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)*. Morcrette et al. (2008) proponen la parametrización para radiación de onda corta *McRad*, la cual se basa en el esquema *Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)* (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998). El esquema *McRad* parametriza constituyentes atmosféricos como el vapor de agua, el ozono, el CO_2 , el metano, el óxido nitroso, los aerosoles, y los clorofluorocarbonos (CFC).

Modelo HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model*):

HIRLAM (Unden et al., 2002), es un modelo que se desarrolla en conjunto por diferentes servicios meteorológicos europeos¹ e implementa el esquema radiativo

¹*Danish Meteorological Institute (DMI), Estonian Meteorological and Hydrological Institute (EMHI), Finnish Meteorological Institute (FMI), Icelandic Meteorological Office, Irish Meteorological Servi-*

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

fast radiation scheme propuesto por Savuärvi (1990), tanto para la radiación de onda larga como para la radiación de onda corta. El esquema establece un flujo neto de radiación superficial, en función de la humedad y la temperatura del aire asociadas a la fluctuación de la nubosidad.

Modelo WRF (*Advanced Research of Weather Research and Forecasting*):

El modelo meteorológico meso-escalar WRF (Michalakes et al., 2004; Skamarock et al., 2008), representa el desarrollo de un proyecto conjunto entre el *National Center of Atmospheric Research (NCAR)* y el *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* de Estados Unidos. El modelo WRF incorpora los últimos avances científicos entorno a la modelización meso-escalar e integra los desarrollos de otros modelos predecesores como el modelo MM5 (Grell et al., 1995) y el modelo NCEP-eta (Black, 1994; Rogers et al., 1996; Janjic et al., 1998). Razón por la cual, el WRF se posiciona como el modelo de referencia en Estados Unidos y actualmente el más utilizado en el mundo.

El modelo WRF implementa los esquemas radiativos de onda larga RRTM-LW y GFDL-LW y los esquemas radiativos de onda corta GFDL-SW, RRTM-SW y MM5-SW, que consideran la absorción, reflexión y dispersión atmosférica del vapor de agua, el ozono, el CO_2 , como también las trazas de gases en el espectro visible y el ultravioleta. Las parametrizaciones para radiación de onda corta GFDL-SW (*Eta Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Shortwave model*) y MM5-SW, se basan en el método propuesto por Lacis y Hansen (1974). Adicionalmente, el modelo WRF también incluye el esquema para radiación de onda corta de Goddard-SW propuesto por Chou y Suarez (1994), que detalla la descripción de las parametrizaciones para los modelos globales climáticos, donde se consideran los principales atenuadores por absorción atmosférica como el H_2O , CO_2 y el O_3 para 11 bandas espectrales.

En base a lo expuesto anteriormente, la tabla 2.2 resume las características de los principales modelos NWP y sus esquemas de transferencia radiativa.

ce (IMS), Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI), The Norwegian Meteorological Institute, Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI), Météo-France y la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) de España.

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Tabla 2.2: Características de los principales modelos NWP y sus esquemas de transferencia radiativa.

Modelo	Resolución, coordenadas y/o alcance	Esquema de transferencia radiativa	Otros esquemas y características
Tipo LAM: <i>modelo meso-escalar MM5</i> (Grell et al., 1995)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Resolución espacial inferior a 0.25° (25 a 1 km aproximadamente) para distintas aplicaciones. ✓ Resolución temporal: 3-6h. ✓ Alcance temporal: 10d. ✓ Coord. horizontales: Arakawa-B (Arakawa y Schubert, 1974). ✓ Coord. verticales: σ en presión. 	Esquema MM5-SW de Dudhia (1989)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo hidrostático/no-hidrostático. ✓ Parámetros de salida: temperatura del aire, velocidad del viento horizontal, humedad relativa, altura geopotencial, presión a nivel del mar y temperatura superficial. ✓ Esquemas convectivos: Arakawa y Schubert (1974); Kuo (1979); Fritsch y Chappell (1980); Betts y Miller (1986); Kain y Fritsch (1993); Grell (1993). ✓ Método de cálculo de ecuaciones primitivas: diferencias finitas.
Tipo Global: <i>modelo macro y meso-escalar IFS</i> de ECMWF	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Resolución espacial: $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (aprox. 25 km). ✓ Resolución temporal: 3-6h ✓ Coord. horizontales: Quasi-regular Gaussian grid. ✓ Coord. verticales: sistema híbrido p-σ. 	Esquema McRad (Morcrette et al., 2008) y esquema de Slingo (1989)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Sistema integrado de pronóstico operacional del <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>.
Tipo LAM: <i>modelo meso-escalar NAM</i>	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Resolución espacial: $0.113^\circ \times 0.111^\circ$ ✓ Resolución temporal: 1-3h ✓ Alcance temporal: 36-84h ✓ Coord. verticales: sistema híbrido p-σ. 	Esquema GFDL-SW (Lacis y Hansen, 1974; Stephens, 1978, 1984)	Incluye la configuración del modelo WRF-NMM (Skamarock et al., 2008).
Tipo Global: <i>modelo macro-escalar GFS/NCEP</i>	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Resolución espacial: $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ o superior ✓ Resolución temporal: 3-6h ✓ Alcance temporal: 180h. 	Esquema RRTM (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998)	Desarrollado por <i>National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)</i> y <i>National Centers for Environmental Prediction (NCEP)</i>

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

Modelo	Resolución, coordenadas y/o alcance	Esquema de transferencia radiativa	Otros esquemas y características
Tipo LAM: <i>modelo meso-escalar HIRLAM</i> (Unden et al., 2002)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Resolución espacial inferior a 0.5°. ✓ Resolución Vertical: 16-31 niveles. ✓ Alcance temporal: 3d (intervalo 6h); 4-6d (intervalo 24h). ✓ Coord. horizontales: Arakawa-C (Arakawa y Schubert, 1974). ✓ Coord. verticales: sistema híbrido p-σ. 	Esquema <i>Fast radiation scheme</i> (Savuärvi, 1990).	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Euleriano de cuarto orden y de difusión horizontal lineal. ✓ Modelo hidrostático de tipo malla-punto. ✓ Modelo operativo en la <i>Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)</i> de España (resolución 0.05°-0.16°). ✓ Parámetros en superficie: presión, precipitación, viento, nubosidad y temperatura. ✓ Otros parámetros: 850 hPa y 500 hPa (temperatura y geopotencial); 300 hPa (viento y geopotencial).
Tipo LAM: <i>modelo meso-escalar WRF</i> (Michalakes et al., 2004; Skamarock et al., 2008)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Resolución espacial inferior a 0.1° (12kmx12km - 4km4km). ✓ Resolución temporal: 1h. ✓ Alcance temporal: 48-60h. ✓ Resolución Vertical: 38 niveles. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Esquema RRTM (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998) ✓ Esquema GFDL-LW (Schwarzkopf y Fels, 1991) ✓ Esquema GFDL-SW (Lacis y Hansen, 1974) ✓ Esquema MM5-SW de Dudhia (1989) ✓ Esquema Goddard-SW (Chou y Suarez, 1994). 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Parametrización de cumulus: Kain-Fritsch (Kain y Fritsch, 1990, 1993), Betts-Miller-Janjic (Janjic, 2000). ✓ Modelo no-hidrostático. ✓ Permite anidamientos múltiples y posee la capacidad de asimilar datos de observaciones meteorológicas. ✓ Condiciones iniciales y de frontera dadas por el modelo global GFS. ✓ Esquema GFDL-SW es utilizado por el modelo de circulación atmosférica global del <i>Instituto Goddard para Estudios Espaciales</i> de NASA (Stone, 1988)

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

2.1.2.1. Revisión bibliográfica entorno a la evaluación de los esquemas de transferencia radiativa

La evaluación de la radiación solar estimada por los diferentes esquemas de transferencia radiativa de los modelos NWP, tiene como propósito comparar el valor modelizado con observaciones medidas a través de estaciones radiométricas. Por lo tanto, se realiza un análisis de la capacidad de estimación de la radiación solar a través de la utilización de parámetros de evaluación.

Los parámetros estadísticos más comunes que se utilizan para evaluar la radiación solar estimada por los modelos NWP son el Bias (*Mean Bias Error, MBE*) y el RMSE (*Root Mean Square Error, RMSE*)¹. De igual forma, se utiliza el valor porcentual relativo para dichos parámetros (rMBE y rRMSE), que consiste en dividir el resultado del parámetro por el valor promedio de las observaciones. Por lo tanto, a continuación se presentan los trabajos que evalúan los esquemas radiativos en función de las condiciones atmosféricas (cielos despejados, cielos nublados y cielos totalmente nublados), la resolución espacio-temporal y el vector posición del Sol dado por el ángulo cenital solar.

Los estudios entorno a la evaluación de los esquemas de transferencia radiativa, incluyen los trabajos propuestos por Armstrong (2000) y Zamora et al. (2003, 2005) para la radiación solar simulada por el modelo MM5 (Grell et al., 1998) en Estados Unidos. Armstrong (2000) evalúa la parametrización radiativa del esquema propuesto por Dudhia (1989), incluido en el modelo MM5 para un mes de verano del año 1997. El autor obtiene resultados que sobrestiman la radiación en cielos despejados y la subestiman en cielos totalmente nublados (Bias= $-44 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Dichas discrepancias están relacionadas con un cálculo excesivo de la fracción nubosa y el vapor de agua en las capas altas de la troposfera. En este sentido, el trabajo de Guichard et al. (2003) concluye que los aerosoles y los pronósticos de las nubes tipo *cirros*², son los responsables de la mayoría de las diferencias entre el modelo MM5 y las observaciones.

Posteriormente, Zamora et al. (2003) obtiene una sobrestimación de hasta $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ para cielos despejados del esquema de Dudhia (1989). Sin embargo, establece una es-

¹La definición de los parámetros que se utilizan para la evaluación de la radiación solar simulada son presentados en el capítulo 4.

²Los *cirros* son el género más característico de nubes altas debido a que se encuentran a más de 6000 m de altura. Son nubes delgadas de color blanco intenso y de textura fibrosa (no tienen sombras en su base). A la altura donde se forman los *cirros*, las temperaturas son siempre muy bajas, y cuando el vapor de agua se condensa forma pequeños cristales de hielo de baja densidad que atenúan la radiación solar (Costa y Mazón, 2006).

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

timación favorable para valores del espesor óptico de aerosoles (*Aerosol Optical Depth*, AOD) cercanos a 0.1 con un error de 3-4 %. De este modo, Zamora et al. (2005) concluye que con elevados valores del AOD ($AOD > 0.1$) en cielos despejados y distintos ángulos cenitales, la parametrización de Dudhia (1989) obtiene resultados que sobrestiman la radiación solar entre 80 y 100 $W \cdot m^{-2}$. Por consiguiente, los autores relacionan la sobrestimación con un calentamiento excesivo de la superficie terrestre como consecuencia de un enfriamiento superficial insuficiente durante las horas nocturnas.

Heinemann et al. (2006a) y Heinemann et al. (2006b) evalúan las predicciones de radiación solar global con el modelo MM5 en Alemania. Para tal efecto, en función del estado atmosférico obtienen valores máximos de Bias iguales a: 14.7 % para cielos despejados, 64.4 % para cielos nublados y 129 % para cielos totalmente nublados. Mientras que el trabajo realizado por Lorenz et al. (2009b) obtiene un rRMSE para Europa Central de 40-60 % y el Sur de la península Ibérica de 20-35 %. Resultados similares obtienen Remund et al. (2008) y Perez et al. (2009) para Estados Unidos.

El estudio más reciente realizado por Lara-Fanego et al. (2011), evalúa el modelo WRF-ARW a través de medidas realizadas durante los años 2007 y 2008 de cuatro estaciones en el Sur de la península Ibérica. Los autores obtienen una sobrestimación del esquema de Dudhia (1989) para todas las estaciones con un rRMSE mayor al 50 % para cielos nublados y un rRMSE mayor al 100 % para cielos totalmente nublados. En concreto, se observa que los diferentes trabajos de evaluación del esquema radiativo de Dudhia (1989) presentan resultados similares.

En cuanto a la evaluación del esquema radiativo RRTM-LW (Mlawer et al., 1997), se distingue el trabajo realizado por Morcrette (1990) para el modelo global IFS del ECMWF. En el análisis se establece un decrecimiento de la absorción atmosférica del vapor de agua de aproximadamente un 20 % para cielos despejados. De este modo, el esquema estima una mayor radiación solar al disminuir el calentamiento de la atmósfera para una situación de cielos despejados. Posteriormente, Morcrette (2002) realiza una evaluación del modelo IFS para situaciones de cielos despejados y cielos nublados, donde obtiene una sobrestimación de 25-31 $W \cdot m^{-2}$. En base a estos resultados, se evidencia que los sesgos en la radiación del esquema RRTM-LW se relacionan con una especificación incorrecta del espesor óptico de los aerosoles y una definición ambigua de los parámetros de las nubes.

En resumen, a partir de la evaluación de los diferentes esquemas radiativos, las limitaciones de los modelos meteorológicos NWP se deben principalmente a una deficiencia en el cómputo de la extinción atmosférica producida por el vapor de agua, los aerosoles

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

y la microfísica de las nubes (Morcette (2000); Chou et al. (2002); Alonso-Calvo et al. (2006); Girodo (2006); y Geijo y Orfila (2006)).

Adicionalmente, una comparación y evaluación de diferentes modelos de transferencia radiativa de onda corta de alta resolución espectral¹ realizado por Halthore et al. (2005) para 4 intervalos espectrales (ultravioleta, visible, infrarrojo y espectro total), dos tipos de atmósferas (invierno sub-ártico y tropical) y dos ángulos cenitales (30° y 75°), presentan resultados similares con respecto a los esquemas de los NWP.

El estudio evidencia diferencias entre los modelos de hasta el 10 % del cálculo de la absorción para atmósferas con bajo nivel de humedad (invierno sub-ártico). Sin embargo, todos los modelos presentan un incremento del 30 % en el cálculo de la absorción de la banda espectral total (0.28-5 μ m) para un ángulo cenital bajo (30°), con respecto a solo el 3 % de la absorción para un ángulo cenital alto (75°). Los autores relacionan esta diferencia a una posible saturación de las líneas de absorción del vapor de agua en la parte alta de la atmósfera (encima de las nubes), que deja una cantidad relativamente pequeña de energía para la absorción en las nubes. Con respecto a los aerosoles, se establece que la radiación solar de onda corta disminuye ligeramente con el incremento de los aerosoles en todos los modelos. Por lo tanto, el cómputo en exceso de la absorción para cielos despejados se relaciona con la presencia de aerosoles orgánicos oscuros (hollín o carbón) que dificultan el tratamiento de la extinción de aerosoles en los modelos.

Finalmente, para una mayor comprensión de la implicación y evaluación de las diferentes contribuciones, la tabla 2.3 presenta un resumen de los trabajos desarrollados entorno a los esquemas de transferencia radiativa para modelos NWP.

¹Modelos espectrales: ATRAD2 (Laszlo, 1994): 199 intervalos entre 0.2-5 μ m; MODTRAN-3.5 (Masuda et al., 1995): 105 intervalos entre 0.25-5 μ m; LOWTRAN7 (Chang et al., 2000): 112 intervalos entre 0.25-5 μ m; SBDART (Ricchiazzi et al., 1998): 0-200 μ m; RAPRAD (Kato et al., 1999): 16 intervalos entre 3.3-1000 μ m; MODTRAN-4 (Berk et al., 1998): 188 intervalos entre 0.2-8.11 μ m.

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

Tabla 2.3: Trabajos desarrollados entorno a la evaluación de la radiación solar para modelos NWP.

Referencia	NWP	Esquema radiativo	Metodología	Evaluación
Armstrong (2000)	MM5	Esquema de Dudhia (1989)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Uso de dos dominios anidados de 36 y 12 km. ✓ Esquema microfísico de nubes: <i>simple ice scheme</i> (36 km) y <i>GSFC scheme</i> (12 km). ✓ Datos tomados de Oklahoma (EE.UU): 18 de junio - 18 julio, 1997. ✓ Red de piranómetros de <i>Baseline Radiation Network</i> (BSRN). ✓ Nubosidad derivada de datos del satélite <i>GOES-7</i>. ✓ Resolución horizontal de 12kmx12km. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Sobrestimación para cielos despejados. ✓ Subestimación para cielos totalmente nublados (Bias=$-44W \cdot m^{-2}$).
Morcrette (1990, 2002)	IFS	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Esquema RRTM (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998) 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Primavera de 1999 (abril-mayo) con medidas en Lamont, Oklahoma (EE.UU.) del programa <i>ARM Atmospheric Radiation Measurement</i> del Departamento de Energía de Estados Unidos. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incertidumbre para cielos despejados: Sobrestimación con Bias de $31 W \cdot m^{-2}$ (para 164 de las 168 situaciones de transparencia atmosférica). ✓ Incertidumbre para cielos totalmente nublados: Sobrestimación con Bias de $26 W \cdot m^{-2}$.
Chou et al. (2002)	NCEP-eta	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Esquema de Lacis y Hansen (1974) para onda corta ✓ Esquema de Fels y Schwarzkopf (1975) para onda larga 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Resolución horizontal de 80 km y 38 capas verticales para el continente Suramericano ✓ Agosto y Noviembre de 1997 ✓ Datos del satélite NOAA-AVHRR son usados para la evaluación del esquema de onda larga ✓ Observaciones del estudio ABRACOS (Gash et al., 1996) para la evaluación del esquema de onda corta 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Sobrestimación de la radiación de onda larga (Bias=$20-40 W \cdot m^{-2}$) ✓ Sobrestimación de los flujos latentes de calor de superficie en onda corta (Bias entre 100 y $200 W \cdot m^{-2}$).

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Referencia	NWP	Esquema radiativo	Metodología	Evaluación
Zamora et al. (2003, 2005)	1) MM5 2) NCEP-eta	1) Esquema de Dudhia (1989) 2) Esquema GFDL	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Los esquemas radiativos de los modelos MM5 y NCEP-eta se basan en el método propuesto por Lacis y Hansen (1974). ✓ Campañas experimentales de calidad de aire: <i>Texas Air Quality Experiment (TexAQ5-2000)</i>, <i>Central California Ozone Study (CCOS-2000)</i>, y <i>New England Air Quality Study (NEAQ5-2002)</i> ✓ Resolución horizontal de 4kmx4km. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ MM5 y NCEP-eta sobrestiman la radiación entre 80-100 $W \cdot m^{-2}$ cuando el espesor óptico de los aerosoles (AOD) excede el 0.1. ✓ La carga de aerosoles urbanos/industriales (sulfato y SO_2) afectan en mayor medida el rendimiento del método de Lacis y Hansen (1974).
Geijo y Orfila (2006)	HIRLAM	<i>Fast radiation scheme</i> (Savuärvi, 1990)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Evaluación para la Península Ibérica mediante datos de estaciones radiométricas y del satélite Meteosat para agosto-octubre/2005 y diciembre-enero/2006 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Bias: 29 $W \cdot m^{-2}$ en agosto ✓ Bias: 16 $W \cdot m^{-2}$ en octubre ✓ Bias: 8-9 $W \cdot m^{-2}$ en diciembre y enero ✓ Sobrestimación de la radiación en condiciones de cielos despejados. ✓ Limitaciones del modelo para reproducir mecanismos nubosos. ✓ Existencia de efecto <i>spin-up</i> que relaciona el tiempo del modelo para generar un campo nuboso (relevante en verano).
Alonso-Calvo et al. (2006)	MM5	Esquema RRTM (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Medidas de estación de la Universidad de Jaén para 2 días de Julio del 2002. ✓ Alcance temporal del modelo: 72h ✓ Resolución espacial del modelo: 4 km 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Tendencia del modelo a subestimar la radiación para las primeras horas del día y a sobrestimar durante las horas de mayor radiación solar. ✓ Errores comprendidos en -300 y 300 $W \cdot m^{-2}$.
Heinemann et al. (2006a,b)	MM5	Esquema de Dudhia (1989).	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Inicialización del MM5 con re-análisis NCEP resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ y 6h a través de los modelos globales IFS y DWD (<i>German Weather Service</i>). ✓ Evaluación en función de tres situaciones de nubosidad del cielo. ✓ Alemania: región de 150x150km con una resolución espacial de 3x3km, 23 capas verticales y resolución temporal horaria. ✓ Alcance temporal: 48h. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Incertidumbre para cielos despejados: Máximo rMBE de 14.7% ✓ Incertidumbre para cielos nublados: Máximo rMBE de 64.4% ✓ Incertidumbre para cielos totalmente nublados: Máximo rMBE de 129%

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

Referencia	NWP	Esquema radiativo	Metodología	Evaluación
Ruiz-Arias et al. (2008)	MM5	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Esquema de Dudhia (1989) ✓ Esquema RRTM (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998) 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Selección de periodos estacionales del año 2005 para condiciones de cielos despejados, nublados y totalmente nublados. ✓ Evaluación a través de medidas de dos estaciones radiométricas. ✓ Evaluación de diferentes parametrizaciones de la PBL (<i>Planetary Boundary Layer</i>) para una resolución horizontal de 4kmx4km en el Sur de la península Ibérica. 	<p>Incertidumbre para cielos despejados:</p> <ul style="list-style-type: none"> ✓ Bias de $100 W \cdot m^{-2}$. ✓ RMSE de $30 W \cdot m^{-2}$ (verano) a $130 W \cdot m^{-2}$ (primavera). <p>✓ Incertidumbre para cielos nublados:</p> <p>Sobrestimación del modelo en todo el año, excepto para otoño.</p> <p>RMSE de $200 W \cdot m^{-2}$ (invierno) a $300 W \cdot m^{-2}$ (verano).</p> <p>✓ Incertidumbre para cielos totalmente nublados:</p> <p>Bias de $12-35 W \cdot m^{-2}$ (otoño) y de -95 a $-120 W \cdot m^{-2}$ (invierno)</p> <p>RMSE de $100 W \cdot m^{-2}$ (otoño) a $180 W \cdot m^{-2}$ (invierno).</p>
Remund et al. (2008)	<ul style="list-style-type: none"> 1) NFDL 2) IFS 3) WRF 	Esquema de Dudhia (1989)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Evaluación de modelos a través de 3 estaciones radiométricas ✓ Modelo NFDL: resolución espacial de 9 km ✓ Modelo IFS: resolución espacial de 25 km ✓ Modelo WRF: resolución espacial de 11 km ✓ Periodo de evaluación: Abril-Septiembre 2007. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo NFDL: Bias de $12 W \cdot m^{-2}$ y RMSE de $167 W \cdot m^{-2}$ ✓ Modelo IFS: Bias de $43 W \cdot m^{-2}$ y RMSE de $162 W \cdot m^{-2}$. ✓ Modelo WRF: Bias de $85 W \cdot m^{-2}$ y RMSE de $223 W \cdot m^{-2}$.
Perez et al. (2009)	GFS	Esquema McRad (Morcrette et al., 2008)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Evaluación anual del modelo GFS a partir de 13 estaciones radiométricas de la red SURFRAD en EE.UU. ✓ Alcance temporal: desde 3h a 6 días ✓ Resolución espacial del modelo GFS $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. ✓ GHI derivado del movimiento de las nubes por cada pixel en las imágenes de satélite ✓ Periodo de evaluación: Agosto 2008 - Agosto 2009. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ RMSE anual de $100-200 W \cdot m^{-2}$ desde 1h a 2 días de alcance temporal. ✓ Subestimación de la radiación debido a Bias negativos en invierno, verano y primavera. ✓ Sobrestimación de la radiación en otoño con Bias positivos. ✓ Mayores errores en invierno y verano.

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Referencia	NWP	Esquema radiativo	Metodología	Evaluación
Lorenz et al. (2009b)	IFS GFS HIRLAM	✓ Esquema McRad (Morcrette et al., 2008)	<p>✓ Evaluación de modelos NWP mediante 24 estaciones radiométricas horarias ubicadas en el Sur de la península Ibérica y Europa Central (Sur de Alemania, Suiza y Austria).</p> <p>✓ Periodo de evaluación: Julio 2007 a Junio 2008.</p> <p>✓ Alcance temporal: 3 días.</p> <p>✓ La persistencia de la nubosidad permite establecer un adecuado modelo de referencia para los pronósticos de radiación.</p>	<p>✓ rRMSE para Europa Central de 40-60 % y el Sur de la península Ibérica de 20-35 %</p>
Mathiesen y Kleissl (2011)	1) NAM 2) GFS 3) IFS	<p>1) GFDL-SW (Lacis y Hansen, 1974)</p> <p>2) RRTM-SW (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998)</p> <p>3) McRad (Morcrette et al., 2008)</p>	<p>✓ Evaluación de modelos a partir de 7 estaciones radiométricas para Estados Unidos.</p> <p>✓ Periodo de estudio: 3/2010-2/2011 (NAM) 6/2010-2/2011 (GFS) 9/2009-8/2010 (IFS)</p> <p>✓ Resolución espacial: 0.11° (aprox. 12 km) para NAM 0.5° (aprox. 50 km) para GFS 0.25° (aprox. 25 km) para IFS</p> <p>✓ Alcance temporal: 84h (NAM) 180h (GFS) 240h (IFS).</p>	<p>✓ Modelo NAM: $Bias = 57W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 15\%$) y $RMSE = 133W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 36\%$)</p> <p>✓ Modelo GFS: $Bias = 35W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 9.6\%$) y $RMSE = 109W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 30\%$)</p> <p>✓ Modelo IFS: $Bias = 31W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 8.5\%$) y $RMSE = 122W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 33\%$)</p> <p>✓ Condiciones de cielos despejados ($k_t > 0.9$): $Bias = 150W \cdot m^{-2}$ (NAM y GFS)</p> <p>✓ Condiciones de cielos nublados ($0.4 < k_t < 0.9$): $Bias = 100W \cdot m^{-2}$ (IFS)</p> <p>✓ Condiciones de cielos totalmente nublados ($k_t < 0.4$): $Bias = -150W \cdot m^{-2}$ (NAM y GFS)</p>

2.1 Modelos de estimación de la radiación solar

Referencia	NWP	Esquema radiativo	Metodología	Evaluación
Lara-Fanego et al. (2011)	WRF-ARW	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Esquema de Dudhia (1989). ✓ Esquema RRTM (Mlawer et al., 1997; Mlawer y Clough, 1998). 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Pronósticos de radiación global y directa para un alcance temporal de 3 días. ✓ Utilización de cuatro estaciones radiométricas en el Sur de la Península Ibérica para los años 2007 y 2008 en diversas condiciones del cielo. ✓ Resolución horizontal de hasta 3kmx3km en el Sur de la Península Ibérica. ✓ Estimación de radiación directa mediante un post-proceso físico del modelo WRF y datos de satélites. 	<ul style="list-style-type: none"> Para estimación de GHI: ✓ rRMSE anual de 30 % ✓ Mayores errores relativos (rRMSE > 30 %) en invierno, primavera y otoño. ✓ Incertidumbre de GHI para cielos despejados: rMBE de 4 %. rRMSE <10 %. ✓ Incertidumbre de GHI para cielos nublados: rMBE <20 % rRMSE de 50 %. ✓ Incertidumbre de GHI para cielos totalmente nublados: rMBE >60 %. rRMSE >100 %

En síntesis, la evaluación del esquema de transferencia radiativa de onda corta de Dudhia (1989), permite identificar las limitaciones en la estimación de la radiación solar en función de las condiciones atmosféricas y la resolución espacio-temporal de los modelos NWP. Los trabajos que utilizan datos anuales y resoluciones espaciales entre 12kmx12km y 3kmx3km, presentan Bias superiores a $50 W \cdot m^{-2}$ (rMBE=12-15 %) y RMSE superiores a $130 W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=32-33 %).

La sobrestimación para cielos despejados y nublados presentan Bias superiores a $100 W \cdot m^{-2}$ (rMBE=4-20 %) y la subestimación para cielos totalmente nublados presentan Bias de hasta $-150 W \cdot m^{-2}$ (rMBE > 60 %). En consecuencia, la extinción atmosférica producida por los aerosoles y las condiciones ópticas de las nubes propician errores sistemáticos que afectan la exactitud de las simulaciones de radiación solar. Adicionalmente, el error sistemático de las simulaciones se relaciona con el incremento de la resolución espacial y con la reproducción de patrones climáticos locales para niveles horizontales cercanos a la superficie terrestre (Baum, 2007). Por lo tanto, con el fin de reducir dicho error, la literatura propone la utilización de las metodologías de post-proceso.

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

2.2. Revisión bibliográfica de las metodologías de post-proceso

Las metodologías de post-proceso se utilizan desde hace aproximadamente 40 años para la interpretación objetiva de patrones numéricos entre variables observadas y simuladas de un sistema numérico. Tradicionalmente, las metodologías de post-proceso se aplican para la disminución de los errores de tipo sistemático que se producen en las salidas de los modelos NWP. Sin embargo, se utilizan también en distintas áreas de aplicación como: control y automatización de procesos, sistemas de navegación, análisis de series de tiempo para el reconocimiento de patrones, robótica, medicina, pronóstico de calidad del aire, sismología y economía, entre otros.

La técnica *Model Output Statistics (MOS)* propuesta por Glahn y Lowry (1972) y desarrollada en el Servicio Meteorológico Nacional (*National Weather Service*) de Estados Unidos, es una de las técnicas de post-proceso más utilizadas para predicción meteorológica en el mundo, debido a que se aplica en el pronóstico operacional de una gran cantidad de variables meteorológicas¹. El MOS se emplea para obtener una correlación numérica a través de un proceso de entrenamiento de la información previa, que incluye las características específicas de las variables en las proyecciones de los pronósticos de modelos NWP (Wilks, 2006).

Con respecto a la aplicación de la técnica MOS a la radiación solar, Jensenius y Cotton (1981) implementan una regresión lineal a partir de una serie de predictores (variables independientes) para estimar la radiación con dos días de antelación. La investigación obtiene como resultado un rRMSE del 25 % para el primer día de pronóstico. Posteriormente, Bofinger y Heilscher (2004) utilizan productos de satélites y observaciones para disminuir el error relativo de los pronósticos de radiación del modelo IFS del *European Center for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF)* para el año 2002. Los autores obtienen un rRMSE de 32 % y un rMBE de 2.9 %.

Los recientes avances con respecto a la técnica MOS se desarrollan en la *Universidad de Oldenburg y Meteocontrol GmbH* en Alemania, a través de los trabajos de Girodo (2006), Heinemann et al. (2006a,b), Lorenz et al. (2009a,b) y Lorenz et al. (2011). La

¹La técnica MOS se utiliza en centros meteorológicos de Gran Bretaña (Francis et al., 1982), Países Bajos (Lemcke y Kruizinga, 1988), Italia (Conte et al., 1980), China (Lu, 1991), Canadá (Brunet et al., 1988) y Estados Unidos (Carter et al., 1989). Las variables meteorológicas que implementan el MOS son: temperatura mínima o máxima diaria, temperatura del punto de rocío, nubosidad, dirección y velocidad del viento, probabilidad de precipitación, probabilidad de tormenta eléctrica y visibilidad, entre otros (Wilks, 2006).

2.2 Revisión bibliográfica de las metodologías de post-proceso

investigación más relevante presentada por Lorenz et al. (2009a), propone un método de post-proceso para la corrección del error sistemático a través de una regresión polinómica de cuarto orden, la cual ajusta los coeficientes mediante un entrenamiento de 15 días de cada mes para un periodo de estudio de 10 meses (2007) en Alemania. La regresión MOS realiza la estimación del Bias de los pronósticos en función de las condiciones del cielo dadas por el índice k_t y el $\cos(SZA)$. Adicionalmente, establecen una técnica de interpolación espacial denominada *Spatial averaging* que consiste en optimizar el pronóstico espacial mediante el promedio de los puntos circundantes de la malla horizontal del modelo. El trabajo presenta una evaluación del modelo IFS a través de más de 200 estaciones en Alemania donde obtienen un rRMSE de 37 % para el primer día de pronóstico.

Finalmente, Mathiesen y Kleissl (2011) aplican la corrección MOS de Lorenz et al. (2009a) para los modelos NAM, GFS e IFS con resoluciones espaciales de 12 km, 50 km y 25 km, respectivamente. El trabajo presenta una evaluación de 7 estaciones radiométricas para Estados Unidos donde obtienen una corrección del Bias en el modelo NAM de 57 a 7 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE de 15 a 1.9 %), en el modelo GFS de 35 a 5.3 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE de 9.6 a 1.4 %) y en el modelo IFS de 31 a 0.6 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE de 8.5 a 0.1 %), con 56 días previos de entrenamiento.

Por otra parte, la técnica de las Redes Neuronales Artificiales (*Artificial Neural Networks, ANN*) se utiliza para aplicaciones como el reconocimiento de patrones, la optimización y control de procesos, el pronóstico de variables meteorológicas, la robótica, la medicina y la economía, entre otros. La técnica ANN establece una aproximación funcional que compara las variables de entrada (p.e. simulaciones y observaciones previas) con las variables de salida (p.e. simulaciones corregidas) a través de un algoritmo de aprendizaje que almacena el conocimiento experimental en parámetros o factores de peso (Bishop, 1995). Es decir, la comparación permite adaptar iterativamente los factores de peso mediante un entrenamiento de datos previos, que minimiza el error asociado a las variables de la red neuronal. En concreto, se utiliza como post-proceso para reducir los errores sistemáticos de los pronósticos de los modelos NWP (Marx, 2008).

Las redes neuronales se han utilizado ampliamente como un método avanzado para la estimación de la radiación solar a través de variables como la humedad relativa, la velocidad y dirección del viento, la temperatura del aire, la presión atmosférica, latitud, longitud, altitud, número de horas de Sol y otras componentes de la radiación solar (p.e. Elizondo et al. (1994); Dorvlo et al. (2002); Bosch et al. (2006); Mellit y Pavan (2010);

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Chen et al. (2011)). La aplicación de la técnica para el mejoramiento de pronósticos de radiación solar de modelos NWP, comprende el trabajo de Guarnieri et al. (2006). La investigación implementa el algoritmo de entrenamiento *Resilient Backpropagation (Rprop)* propuesto por Riedmiller y Braun (1993) para ajustar los factores de peso en los pronósticos de radiación solar del modelo ETA para los años 2001-2005 en el Sur de Brasil¹. Los resultados obtienen una disminución del rRMSE desde un 40 % del modelo ETA hasta un 27 % de la técnica ANN, y de una reducción del rMBE desde un 25 % del modelo ETA hasta un -0.8 % del ANN.

El trabajo más reciente propuesto por Martín et al. (2011), implementa una ANN para mejorar las estimaciones de radiación solar del modelo GFS mediante 18 estaciones radiométricas en España. El periodo de entrenamiento de la red comprende una amplia base de datos (años 1999 a 2009), la cual permite aplicar la ANN para un periodo de evaluación de aproximadamente 9 meses (1/6/2010-10/3/2011). Las variables de entrada son el índice k_t del modelo y las observaciones para las 72h y 24h previas, respectivamente. En consecuencia, la ANN obtiene valores del índice k_t para las 72h posteriores. Los resultados presentan la mayor reducción del rMBE (1.4%) para la configuración ANN con una capa oculta y del rRMSE (42%) para la configuración ANN de cuatro capas ocultas.

En definitiva, los resultados de las técnicas MOS y ANN demuestran una satisfactoria disminución de los errores sistemáticos en los pronósticos de los modelos NWP. Sin embargo, tanto la técnica MOS como la ANN presentan algunas desventajas que afectan la implementación de los algoritmos. El ajuste de dichas técnicas se basa en la información previa disponible. Es decir, la capacidad de la corrección depende de la calidad de la información tratada previamente mediante el proceso de entrenamiento. En este sentido, los coeficientes de las regresiones en la técnica MOS y los factores de peso en la técnica ANN, tienden a ser poco flexibles a cambios asociados a situaciones meteorológicas concretas o características inherentes en los modelos NWP, como por ejemplo las nuevas parametrizaciones o el incremento de la resolución espacial en orografías complejas (Boi, 2004). No obstante, para hacer frente a dichas inconsistencias, Bozic (1979) propone un método adaptativo y recursivo que permite la estimación del error sistemático de los pronósticos mediante el *Kalman Filter* (KF) (Kalman, 1960).

El KF es un algoritmo recursivo que produce una estimación a partir de un flujo de variables que contienen variaciones aleatorias. Las aplicaciones del algoritmo de KF

¹ Las variables del modelo ETA utilizadas para la entrada en la ANN son: radiación solar extraterrestre, humedad relativa, temperatura superficial, cantidad de agua precipitable, velocidad del viento a 10 m. de altura y nubosidad.

2.2 Revisión bibliográfica de las metodologías de post-proceso

incluyen el análisis de series de tiempo para el procesamiento de señales, econometría, sistemas de navegación, pronósticos de variables meteorológicas, sistemas de control y sismología. En concreto, la utilidad de la técnica KF en los pronósticos de modelos NWP radica en el mejoramiento de la adaptación y velocidad de ajuste entre las variables simuladas y observadas, que conlleva a un menor periodo de entrenamiento.

La técnica KF se utiliza para la corrección de pronósticos de variables meteorológicas en modelos NWP como la temperatura, la precipitación y el viento (p.e. Cacciamani y Simone (1992); Homleid (1995); Roeger et al. (2003); Louka et al. (2008); Delle Monache et al. (2011)). Cabe destacar el trabajo realizado por Boi (2004), donde implementa un método simplificado del KF denominado *Recursive Method* (REC) para el ajuste de las temperaturas máximas y mínimas simuladas por el modelo IFS del ECMWF. De igual manera, el KF se emplea en esquemas de asimilación de datos para mejorar la precisión de las condiciones iniciales de modelos NWP (p.e. Houtekamer et al. (2005)), en pronósticos de calidad de aire como el ozono (Delle Monache et al., 2006, 2008; Kang et al., 2008; Sicardi et al., 2012), y el material particulado (Kang et al., 2010).

En lo que respecta a la aplicación del KF para pronósticos de radiación solar, Pelland et al. (2011) presenta un análisis comparativo entre el post-proceso KF y el método *Spatial averaging* de Lorenz et al. (2009a), para 10 estaciones en América del Norte con pronósticos del modelo GEM (*Environment Canada's Global Environmental Multiscale Model*) y una resolución espacial de 15 km para los años 2007 a 2009. Los autores establecen un mejor ajuste del KF con respecto al *Spatial averaging* para el promedio de las estaciones, donde el Bias tiende a ser pequeño en relación al RMSE. Para un periodo de entrenamiento de entre 30 y 60 días, se observa un significativo ajuste en las correcciones de los errores a nivel regional (rRMSE de 8.8 % y rMBE de 0 %). En definitiva, aunque la técnica KF demuestra un nivel de mejora similar a las técnicas MOS y ANN, presenta la ventaja de la utilización de un menor periodo de entrenamiento con una mayor velocidad de ajuste.

En resumen, la revisión bibliográfica permite establecer que las técnicas de post-proceso más utilizadas para la corrección de los errores sistemáticos en los modelos NWP son: la técnica MOS de Glahn y Lowry (1972), las *Redes Neuronales Artificiales* (ANN) de Bishop (1995) y el *Kalman Filter* (KF) de Kalman (1960). La aplicación de las mismas permite establecer una mejora significativa de los errores sistemáticos en los modelos NWP. Por consiguiente, en esta tesis se procede a implementar y evaluar las técnicas seleccionadas, con el propósito de establecer el ajuste más apropiado que permita minimizar los errores sistemáticos de las simulaciones. El análisis se realiza

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

en función de la variabilidad espacio-temporal y las condiciones atmosféricas para una serie de estaciones radiométricas en la zona de estudio¹.

La tabla 2.4 presenta un resumen de los trabajos que implementan las técnicas de post-proceso para mejorar los pronósticos de radiación solar en modelos NWP. Los estudios que incorporan las técnicas MOS y ANN muestran a nivel general valores de rMBE inferiores a 5 % y rRMSE inferiores al 40 %. Bofinger y Heilscher (2004) obtiene dichos resultados para una combinación del MOS con datos de satélite y observaciones que mejoran las simulaciones para un año de pronóstico del modelo IFS en Alemania. Heinemann et al. (2006a) y Lorenz et al. (2009a) realizan el análisis del MOS mediante una regresión multivariable para corregir pronósticos del modelo MM5 e IFS (resolución 25km) para más de 200 estaciones radiométricas en Alemania. Asimismo, Lorenz et al. (2009b) presenta una comparación entre distintos post-procesos (MOS, ANN, ajustes de corrección del Bias) para estaciones localizadas en Alemania, Suiza, Austria y España.

Finalmente, Mathiesen y Kleissl (2011) realizan una comparación de la mejora de los pronósticos de radiación solar mediante la utilización del MOS en los modelos NAM, GFS e IFS para diferentes resoluciones espaciales (12, 50 y 25 km) utilizando 7 estaciones radiométricas en Estados Unidos. El trabajo de Pelland et al. (2011) representa el aporte más reciente con respecto a la utilización del algoritmo del KF para la mejora de pronósticos de radiación solar. El análisis permite obtener valores de rMBE inferiores al 14 % y rRMSE inferiores al 40 % para 2 años de pronósticos del modelo GEM (resolución 15km) utilizando 10 estaciones en Estados Unidos y Canadá.

¹La implementación y evaluación de las técnicas de post-proceso se presenta en el capítulo 5 denominado Metodologías de post-proceso e interpolación espacial.

2.2 Revisión bibliográfica de las metodologías de post-proceso

Tabla 2.4: Trabajos desarrollados entorno a la aplicación de técnicas de post-proceso para pronósticos de radiación solar de modelos NWP.

Referencia	Modelo NWP	Post-proceso y/o ajuste	Aplicación & Evaluación
Bofinger y Heilscher (2004)	IFS (ECMWF)	Model Output Statistics (MOS)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis basado en 32 estaciones radiométricas y datos derivados de satélite en Alemania. ✓ Predictores de la regresión: k_t, humedad relativa a 500hPa, diferencial del punto de rocío, nubosidad <2000m y probabilidad de precipitación. ✓ Periodo de estudio: año 2002 ✓ Resolución espacial: 1°x1° (aprox. 110 km) ✓ Persistencia : rMBE de -0.2% y rRMSE de 55% ✓ MOS y datos de satélite: rMBE de 2% y rRMSE de 35% ✓ Modelo Heliosat: rMBE de 2.8% y rRMSE de 26% ✓ MOS y datos de observaciones: rMBE de 2.9% y rRMSE de 32% ✓ Persistencia de datos de satélite: rMBE de 3.3% y rRMSE de 52%
Guarnieri et al. (2006)	NCEP-eta	Artificial Neural Networks (ANN)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis basado en 2 estaciones radiométricas en el Sur de Brasil. ✓ Periodo de estudio: Ene/2001-Oct/2005 ✓ Resolución espacial: 0.4°x0.4° (aprox. 50 km) ✓ Algoritmo de entrenamiento: <i>Resilient Backpropagation Rprop</i> (Riedmiller y Braun, 1993) ✓ Variables del modelo utilizadas en la ANN: radiación solar extraterrestre, humedad relativa, temperatura superficial, cantidad de agua precipitable, velocidad del viento a 10 m. de altura y nubosidad. ✓ Disminución del rMBE desde 25% (NCEP-eta) a -0.8% (ANN) ✓ Disminución del rRMSE desde 40% (NCEP-eta) a 27% (ANN) ✓ Configuración de la ANN: 8 neuronas de entrada, 16 neuronas de la primera capa oculta, 8 neuronas de la segunda capa oculta y 1 neurona de salida. ✓ Incremento del coeficiente de correlación de 0.72 a 0.85
Heinemann et al. (2006a)	MM5	Model Output Statistics (MOS)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis basado en 8 estaciones radiométricas y productos de satélite en Alemania ✓ Periodo de estudio: 40 días en verano del año 2003 ✓ Resolución espacial: 3kmx3km ✓ Inicialización del sistema de pronóstico con los modelos: IFS y DWD LM del <i>German Weather Service</i> ✓ Área de estudio: Alemania (200x200km) ✓ Disminución del rRMSE desde 50-60% (MM5) a 30-40% (MOS).

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Referencia	Modelo NWP	Post-proceso y/o ajuste	Aplicación & Evaluación
Lorenz et al. (2009a)	IFS (ECMWF)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Model Output Statistics (MOS) y utilización del modelo de cielo claro ECMWF-OL ✓ Ajuste espacial mediante la técnica <i>Spatial averaging</i>. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis basado en más de 200 estaciones radiométricas en Alemania. ✓ Periodo de estudio: 1/1/2007 - 31/10/2007 ✓ Resolución espacial de 0.25°x0.25° ✓ Resolución temporal de 3h ✓ Alcance temporal: 72h ✓ Periodo de entrenamiento: primeros 15 días de cada mes. ✓ Análisis del sesgo de los resultados del pronóstico (Bias) en función de la nubosidad y vector posición del Sol ✓ Regresión multivariable de cuarto orden para corrección de pronósticos a través de las variables k_t y $\cos(SZA)$. ✓ Interpolación lineal del k_t mediante el modelo de cielo claro propuesto por Dumortier (1995) ✓ rRMSE de 37 % por cada estación para el primer día de pronóstico y de 46 % para el tercero.
Lorenz et al. (2009b)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ IFS (ECMWF) ✓ GFS ✓ Skiron/GFS ✓ AEMET-HIRLAM ✓ WRF/GFS 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Model Output Statistics (MOS) de ECMWF-OL y MM-MOS para IFS ✓ Artificial Neural Networks (ANN) de BLUE para GFS ✓ Ajuste de CENER para Skiron/GFS ✓ Bias corrección de CIEMAT para AEMET-HIRLAM ✓ Ajuste de Meteo-test de Suiza para WRF/GFS ✓ Ajuste de Universidad de Jaén de España para WRF/GFS 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis comparativo de diferentes post-procesos basados en 24 estaciones radiométricas localizadas entre Europa Central (Sur de Alemania, Suiza y Austria) y el Sur de España. ✓ Periodo de evaluación: Julio 2007 a Junio 2008 ✓ Resolución espacial: IFS (0.25°x0.25°); GFS (1° a 0.25°); AEMET-HIRLAM (0.2°x0.2°); Skiron/GFS (5kmx5km); WRF/GFS (3kmx3km) ✓ Alcance temporal: 72h ✓ Post-procesos ECMWF-OL, BLUE, MM-MOS en Alemania: rRMSE de 40-43 % y rMBE de -4 a -7 % ✓ Post-procesos ECMWF-OL, BLUE, MM-MOS en Suiza: rRMSE de 39-45 % y rMBE de -1 a -18 % ✓ Post-procesos ECMWF-OL, BLUE en Austria: rRMSE de 45-46 % y rMBE de 1 a 16 % ✓ ECMWF-OL en el Sur de España: rRMSE de 21 % y rMBE de 1 %
Breitkreuz et al. (2009)	IFS (ECMWF) MM5	Sistema de pronóstico de aerosoles: AFSOL (Breitkreuz, 2008)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis basado en 5 meses (julio-nov de 2003) con medidas de aerosoles (EURAD - AERONET) y satélite (albedo y ozono) en Europa. ✓ rMBE de -26 a 11 % y rRMSE de 31 a 19 % de la componente directa.

2.2 Revisión bibliográfica de las metodologías de post-proceso

Referencia	Modelo NWP	Post-proceso y/o ajuste	Aplicación & Evaluación
Mathiesen y Kleissl (2011)	1) NAM 2) GFS 3) IFS (ECMWF)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Model Output Statistics (MOS). ✓ Ajuste espacial mediante la técnica <i>Spatial averaging</i>. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis comparativo basado en 7 estaciones radiométricas para Estados Unidos. ✓ Periodo de estudio: 3/2010-2/2011 (NAM) - 6/2010-2/2011 (GFS) - 9/2009-8/2010 (IFS) ✓ Resolución espacial: 0.11° (aprox. 12 km) para NAM - 0.5° (aprox. 50 km) para GFS y 0.25° (aprox. 25 km) para IFS ✓ A partir de Lorenz et al. (2009a), establecen una regresión multivariable de cuarto orden en función del índice k_t y el $\cos(SZA)$ ✓ Cálculo dinámico de correcciones MOS para cada estación a partir de un periodo de entrenamiento de 56 días previos. ✓ Interpolación lineal del k_t mediante el modelo de cielo claro propuesto por Ineichen y Perez (2002) ✓ Modelo NAM: $Bias = 7W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 1.9\%$) y $RMSE = 120W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 33\%$) ✓ Modelo GFS: $Bias = 5.3W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 1.4\%$) y $RMSE = 84W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 23\%$) ✓ Modelo IFS: $Bias = 0.6W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 0.1\%$) y $RMSE = 105W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 29\%$)
Martín et al. (2011)	GFS	Artificial Neural Networks (ANN)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis basado en 18 estaciones radiométricas con observaciones cada 10 minutos en Navarra, España. ✓ Base de datos de entrenamiento: Aprox. 10 años (1999 a 2009) ✓ Periodo de evaluación: 1/6/2010-10/3/2011 ✓ Entrada de ANN de valores del índice k_t previos: 72h del modelo GFS (0.5°x0.5°) y 24h de observaciones. ✓ Salida de ANN de valores del índice k_t posteriores: 72h. ✓ Estimación de radiación directa a partir de modelo de cielo claro de Louche et al. (1991). ✓ Los valores del pronóstico de radiación solar superiores a $100 W \cdot m^{-2}$ se incluyen en el análisis. ✓ Menores errores para las configuraciones <i>feed-forward</i> de ANN: 4 capas (rRMSE de 13 a 80%) y 1 capa (rMBE de -4.4 a 11.6%).

2. MODELIZACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR

Referencia	Modelo NWP	Post-proceso y/o ajuste	Aplicación & Evaluación
Pelland et al. (2011)	GEM (<i>Environment Canada's Global Environmental Multiscale</i>)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Kalman Filter (KF) ✓ Ajuste espacial mediante la técnica <i>Spatial averaging</i>. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Análisis basado en 10 estaciones radiométricas en Estados Unidos y Canadá ✓ Comparación de métodos de post-proceso con respecto a pronósticos del modelo GEM y su persistencia temporal. ✓ Periodo de estudio de 2 años: 1/4/2007-31/3/2009 ✓ Resolución espacial del modelo GEM: 15kmx15km ✓ rMBE de -0.8 a 14 % ✓ rRMSE de 15 a 40 %

Capítulo 3

Zona de estudio y observaciones radiométricas

Este capítulo presenta una descripción de la zona de estudio y las observaciones de radiación solar utilizadas en la península Ibérica para el desarrollo de la tesis. El primer apartado describe la zona geográfica peninsular y las estaciones pertenecientes a la red radiométrica de la *Agencia Estatal de Meteorología* (AEMET) de España. Seguidamente, en el segundo apartado se exponen los aspectos relevantes de Cataluña (Noreste peninsular) y las estaciones que corresponden a las redes radiométricas del *Servei Meteorològic de Catalunya* y la *Generalitat de Catalunya*. El tratamiento de calidad implementado en las estaciones en función del ángulo cenital solar (*SZA*) y la constante solar se incluye en este apartado. Finalmente, a partir de las estaciones localizadas en Cataluña, en el tercer apartado se evalúan los diferentes modelos de descomposición paramétrica para la estimación de la componente directa de la radiación.

3.1. Zona geográfica de la península Ibérica

La península Ibérica es la principal zona geográfica sobre la cual se centra el estudio. La variabilidad de la radiación solar peninsular depende principalmente de factores como la ubicación geográfica, la interacción con la topografía y la dinámica de los patrones meteorológicos. Dichas características son ampliamente consideradas ya que influyen directamente en los resultados de la presente investigación.

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

La figura 3.1 muestra la localización geográfica de la península Ibérica con respecto al resto del continente Europeo. Ubicada en el Suroeste de Europa, la península Ibérica se encuentra rodeada por el océano Atlántico y el mar Mediterráneo, además de la influencia de dos grandes masas continentales. Al Sur a través del estrecho de Gibraltar se separa del Norte de África y al Noreste mediante los Pirineos del resto del continente Europeo.

La mayor parte de la topografía peninsular se articula alrededor de la *meseta Central*, la cual se encuentra rodeada por un gran conjunto de sistemas montañosos. En la descripción topográfica de la figura 3.1, se observa la meseta Central definida por el *sistema Central* con orientación Suroeste-Noreste y el *sistema Ibérico* en dirección Noroeste-Sureste.

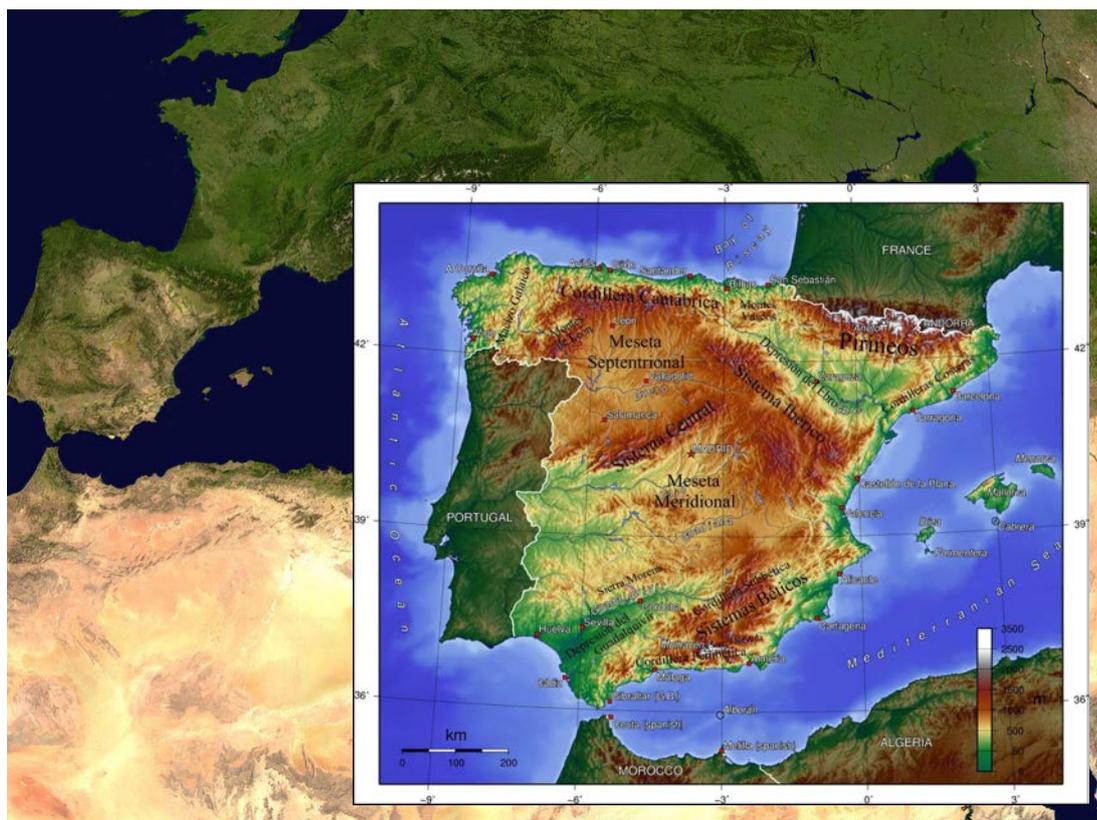


Figura 3.1: Situación geográfica y descripción topográfica de la península Ibérica. Imagen de Europa y el Norte de África del satélite *Meteosat*. La información topográfica de la península Ibérica procede del *Instituto Geográfico Nacional* del Gobierno de España (www.ign.es).

3.1 Zona geográfica de la península Ibérica

El límite septentrional de la meseta Central de Oeste a Este comprende el *macizo Galaico*, los *montes de León*, la *cordillera Cantábrica* y los *montes Vascos*. En los límites meridionales de la meseta se encuentra *sierra Morena*, la cual se separa de los *sistemas Béticos* en el Sur por medio de la *depresión del río Guadalquivir*. Por el lado Noreste de la península, se localizan los *Pirineos* y la *depresión del río Ebro*, la cual se aísla de la costa mediterránea mediante las *cordilleras Costeras* ubicadas en paralelo al litoral Catalán.

En la península meridional, destaca el levante peninsular que se caracteriza por una compleja topografía con sistemas litorales que recorren desde la cordillera Penibética al Sur de Andalucía con las máximas altitudes de la península, hasta las cordilleras pre-litoral y litoral de Cataluña al Noreste. Por otra parte, la península septentrional presenta cordilleras de menor altitud que la costa mediterránea con una variabilidad topográfica menos significativa.

En este sentido, la complejidad topográfica que presenta la península Ibérica tiene una especial relevancia sobre la radiación solar, debido a la orientación del relieve peninsular que establece agudos contrastes entre la solana y la umbría ocasionados por la declinación del Sol durante el año. Adicionalmente, la heterogeneidad en la utilización del suelo¹, induce el desarrollo de circulaciones térmicas entre la topografía y la atmósfera, que condicionan la climatología predominante en la zona de estudio.

3.1.1. Climatología peninsular

La variabilidad de la climatología peninsular asociada a la radiación solar, esta relacionada con las fluctuaciones producidas por la circulación atmosférica global². Por lo tanto, la diversidad climática en la península Ibérica se define por un clima templado-frío en la zona septentrional y por un clima templado-cálido en la zona meridional. Así mismo, los tipos de clima predominantes están definidos por grandes centros de

¹El uso del suelo en la península Ibérica se encuentra distribuido aproximadamente por un 50% de zonas agrícolas, 47% de zonas forestales naturales y un 3% de superficies artificiales y húmedas (Arozarena et al., 2006).

² La variabilidad climática producida en la península Ibérica es dominada por la NAO (*North Atlantic Oscillation*). La NAO es un índice que establece la fluctuación atmosférica de las masas de aire producidas entre el anticiclón subtropical de las Azores en *Ponta Delgada (Portugal)* y la zona de bajas presiones cerca de *Stykkisholmur/Reykjavik (Islandia)*. El índice NAO mide la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar y se define por una fase positiva y otra negativa. La fase positiva se asocia a centros de presión subtropical y flujos provenientes del océano Atlántico más intensos que los habituales, los cuales inducen a inviernos más húmedos y cálidos en la zona septentrional de Europa, y a inviernos más fríos y secos en la zona meridional. Por otra parte, la fase negativa esta asociada a un comportamiento inverso.

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

acción meteorológica que provienen tanto de frentes marítimos como continentales. Por el Suroeste, el anticiclón de las Azores aporta hacia la península masas de aire estable y cálido que provoca largos períodos de sequía y aridez. Por el Norte, la borrasca de Islandia aporta masas de aire frío polar cargadas de humedad que ocasiona una fuerte inestabilidad con precipitaciones persistentes durante todo el año. De igual manera, el anticiclón Siberiano que transporta aire frío polar continental, proporciona vientos secos que producen fuertes heladas en el interior de la península. Finalmente, el Este peninsular con la borrasca Sudsahariana y la presencia del mar Mediterráneo, se ve influenciado por masas de aire húmedo y cálido que derivan en una disminución de las precipitaciones en la franja mediterránea.

La tabla 3.1 presenta los principales tipos de clima de la península Ibérica definidos a partir de la clasificación propuesta por *Köppen-Geiner* (Peel et al., 2007). No obstante, los tipos de clima se definen como seco, templado, frío y polar. A su vez, cada uno se divide en diversos subtipos de clima en función de los valores medios mensuales de precipitación y temperatura. Dichos intervalos se definen a partir de la influencia del clima sobre la distribución y la cobertura del suelo (Essenwanger, 2001).

En la península Ibérica, destaca una fuerte tendencia de un clima templado con verano seco y caluroso (Csa) hacia la mitad Sur y Este peninsular con una extensión del 40 % del territorio. En la mayor parte del Norte peninsular predominan los climas templados que no presentan estación seca (Cfb) y aquellos que presentan un verano seco (Csb). Por su parte, el clima seco de tipo estepa fría (BSk) se encuentra en el valle del Ebro, la parte Sureste de la meseta meridional y los sistemas Béticos. Finalmente, en una menor medida se encuentran los climas secos desérticos (tipo BW) en pequeñas áreas del Sureste peninsular, y los climas fríos y polares (Dfb, Dfc y ET) en las cumbres más altas de los Pirineos, la cordillera Cantábrica y el sistema Ibérico.

En definitiva, la variabilidad climática que presenta la península Ibérica a nivel mesoescalar es definida por el transporte de grandes masas de aire a través de una compleja topografía peninsular. En decir, la disposición de los sistemas montañosos propicia una disminución progresiva de la temperatura y las precipitaciones desde los litorales hacia el interior de la meseta Central. Esta particularidad ocasiona un efecto de continentalidad climática denominado *efecto Föhn*¹, que produce una elevada amplitud térmica en la

¹El efecto de continentalidad climática se produce cuando la masa de aire cálido y húmedo proveniente de altitudes bajas, es forzada a ascender por la topografía debido a la diferencias de presiones. Esto genera por un lado, la condensación del vapor de agua que produce lluvias orográficas en las laderas de barlovento, y por otro lado, el incremento de la presión atmosférica y la temperatura producida por el aire seco y cálido que desciende por las laderas de sotavento.

3.1 Zona geográfica de la península Ibérica

península. En consecuencia, se produce una significativa variabilidad espacio-temporal de la radiación solar en la superficie peninsular.

Tabla 3.1: Tipos de clima de la península Ibérica definidos en función de la clasificación *Köppen-Geiner* (Peel et al., 2007; AEMET-IM, 2011).

Tipo de Clima	Subtipo	Clasificación	Temperatura media	Zona peninsular asociada
Clima Seco (Tipo B)	BS (estepa)	BSh (estepa cálida) y BSk (estepa fría).	Temperatura media anual: 18°C	Ampliamente extendida por el Sureste de la península y el valle del Ebro. Se presenta en menor extensión en la meseta meridional.
	BW (desierto)	BWh (desierto cálido) y BWk (desierto frío).	Temperatura media anual: 18°C	Pequeñas áreas del Sureste de la península Ibérica, especialmente en las provincias españolas de Almería, Murcia y Alicante, coincidiendo con los mínimos pluviométricos peninsulares.
Clima Templado (Tipo C)	Cs (período seco en verano)	Csa (templado con verano seco y caluroso).	Temperatura media del mes más cálido superior a 22°C.	Variedad climática con la mayor extensión peninsular igual al 40%. Se extiende por la mayor parte de la mitad Sur y de las regiones costeras mediterráneas, a excepción de las zonas áridas del Sureste.
		Csb (templado con verano seco y templado).	Temperatura media del mes más cálido menor o igual a 22°C y cuatro meses o más con una temperatura media superior a 10°C	Ocupado por la mayor parte del Noroeste de la península, casi todo el litoral del Oeste peninsular y numerosas áreas montañosas del interior de la península.
	Cf (sin estación seca)	Cfa (templado sin estación seca con verano caluroso)	Temperatura media del mes más cálido superior a 22°C.	Se observa principalmente en el Noreste de la península, en una franja de altitud media que rodea los Pirineos y el sistema Ibérico.
		Cfb (templado sin estación seca con verano templado)	Temperatura media del mes más cálido menor o igual a 22°C y cuatro meses o más con una temperatura media superior a 10°C	Se encuentra localizada en la zona Cantábrica, en el sistema Ibérico, meseta septentrional y gran parte de los Pirineos con excepción de las áreas de mayor altitud.
Clima frío (Tipo D)	Ds (período seco en verano)	Dsb (frío con verano seco y templado).	Temperatura media del mes más cálido menor o igual a 22°C y cuatro meses o más con una temperatura media superior a 10°C	Se encuentran localizadas en pequeñas áreas de alta montaña de la cordillera Cantábrica, sistema Ibérico, sistema Central y sierra Nevada.
		Dsc (frío con verano seco y fresco)	Temperatura media del mes más cálido menor o igual a 22°C y con menos de cuatro meses con temperatura media superior a 10°C	Se encuentran localizadas en pequeñas áreas de alta montaña de la cordillera Cantábrica, sistema Ibérico, sistema Central y sierra Nevada.
	Df (sin estación seca)	Dfb (frío sin estación seca con verano templado)	Temperatura media del mes más cálido menor o igual a 22°C y cuatro meses o más con una temperatura media superior a 10°C	Áreas de alta montaña de los Pirineos y en algunas pequeñas zonas de alta montaña de la cordillera Cantábrica y del sistema Ibérico.
		Dfc (frío sin estación seca con verano fresco)	Temperatura media del mes más cálido menor o igual a 22°C y con menos de cuatro meses con temperatura media superior a 10°C	Áreas de alta montaña de los Pirineos y en algunas pequeñas zonas de alta montaña de la cordillera Cantábrica y del sistema Ibérico.
Clima polar (tipo E)	ET (tundra)	-	Temperatura media del mes más cálido es superior a 0°C	Se encuentra en pequeñas áreas de alta montaña en las mayores altitudes de los Pirineos Centrales.
	EF (glacial)	-	Temperatura media del mes más cálido es inferior a 0°C	No se encuentra presente en la península Ibérica

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

3.1.2. Radiación solar en la península Ibérica

El análisis del comportamiento de la radiación solar en la península Ibérica, se realiza a través de las observaciones de series temporales provenientes de las estaciones de medición en superficie. Dichas observaciones reciben un tratamiento estadístico que permite analizar el comportamiento medio de la radiación a través de los mapas contenidos en los *Atlas de Radiación Solar*.

La última versión del Atlas de Radiación Solar para la península Ibérica de Sancho Ávila et al. (2012), presenta los mapas de valores medios de las componentes global y directa con una resolución espacial de 3kmx3km utilizando datos de satélite del proyecto CM-SAF (*Climate Satellite Application Facilities*), validados mediante estaciones de la Red Radiométrica Nacional de AEMET (*Agencia Estatal de Meteorología*) para el periodo 1983-2005. La figura 3.2 presenta el mapa de la distribución peninsular de la radiación global media, donde se observa un marcado gradiente latitudinal con los valores máximos superiores a $5 \text{ kWh} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ en el Sur de la península, valores intermedios entre 4 y $5 \text{ kWh} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ en el Centro peninsular, y valores mínimos inferiores a $4 \text{ kWh} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ en el Norte.

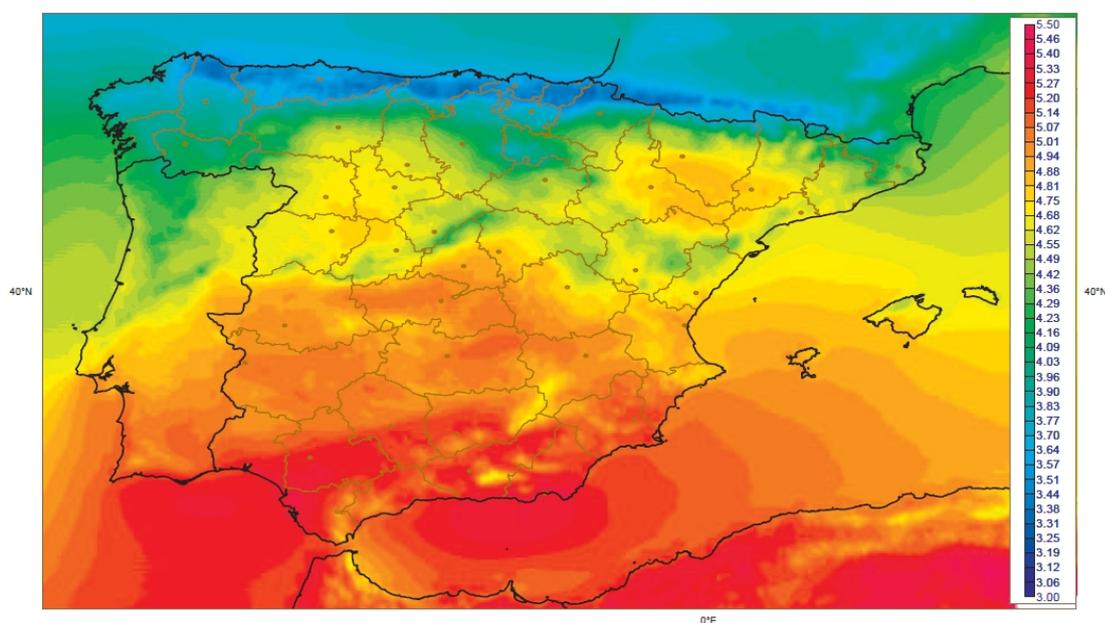


Figura 3.2: Mapa de la distribución geográfica de la radiación solar global media en $\text{kWh} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ para la península Ibérica en el periodo 1983-2005 (Sancho Ávila et al., 2012).

3.1 Zona geográfica de la península Ibérica

En concreto, las regiones del Sur que reciben una mayor radiación son la comunidad de Andalucía y la región de Murcia, en las zonas costeras del Golfo de Cádiz, el valle del Guadalquivir, el sistema Ibérico y el Sur de sierra Morena. Por su parte, el centro de la península presenta un importante gradiente en el sistema Central donde la comunidad de Castilla y León en la meseta septentrional, recibe mayor radiación que las comunidades de Castilla-La Mancha y Madrid en la meseta meridional. En la costa del Mediterráneo, se observa un contraste Norte-Sur acusado entre la Comunidad Valenciana y la costa Norte de Cataluña. Así mismo, el valle del Ebro que abarca desde el Noroeste de la Comunidad de Aragón hasta el Oeste de Cataluña, registra valores de radiación relativamente altos. Finalmente, el Norte peninsular presenta la mínima radiación que cubre toda la costa Norte que incluye la comunidad de Galicia, el principado de Asturias y Cantabria (cordillera Cantábrica), el País Vasco, la Rioja y el Norte de Navarra y Aragón (Pirineos).

Con respecto a la dependencia estacional, el verano exhibe una gradiente latitudinal más notable en relación a la del invierno, en especial sobre la mitad Norte peninsular. Así mismo, en el transcurso del año se presenta un marcado gradiente radiativo Norte-Sur, delimitado por la cordillera Cantábrica. Esta situación propicia valores similares en el mes de julio para la península, con excepción de la baja radiación que se presenta en la cornisa Cantábrica. Durante la primavera los valores máximos se presentan en las regiones del Sureste peninsular. Posteriormente, en periodos próximos al verano (mes de mayo), estos valores máximos se desplazan hacia el Suroeste de la península, donde a medida que se acercan los meses más calurosos del año (julio y agosto) los valores máximos se desplazan hacia el Norte (región de Extremadura), los cuales se mantienen en esa zona hasta el mes de septiembre. Finalmente, durante el mes de octubre la distribución espacial de la radiación se compensa nuevamente hacia el Sureste de la península Ibérica.

Ante lo expuesto anteriormente, se evidencia la importancia del estudio de la radiación solar en la península Ibérica, que se fundamenta en la complejidad geográfica que dificulta la caracterización espacial y temporal del recurso solar.

3.1.3. Estaciones de la red radiométrica nacional de AEMET para España

La Red Radiométrica Nacional (RRN) de la *Agencia Estatal de Meteorología* (AEMET, 2006), depende del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

del Gobierno de España. Esta constituida por 59 estaciones radiométricas de observación de las componentes global, difusa, directa y reflejada, en longitudes de onda visible, infrarroja (atmosférica y terrestre) y ultravioleta B (UVB).

Las estaciones radiométricas de AEMET están equipadas con piranómetros tipo CM-11 y CM-21 de *Kipp & Zonen* que realizan las medidas radiométricas sobre una superficie plana en unidades de $W \cdot m^{-2}$. Los piranómetros establecen la medida del flujo radiante de onda corta con un rango espectral de 285-2800 nm, una sensibilidad de 7-14 $\mu V \cdot W \cdot m^{-2}$, y una incertidumbre de $\pm 2\%$ ¹.

La distribución de las estaciones AEMET en el territorio Español no sigue un patrón homogéneo, debido a las especificaciones técnicas de instalación y mantenimiento que requieren los piranómetros para garantizar una adecuada medición (ver tabla A.1 del apéndice A). Por lo tanto, con el propósito de detectar y eliminar posibles errores de medida, se aplica un tratamiento de calidad en los registros de radiación de las estaciones radiométricas AEMET. El tratamiento de calidad consiste en la implementación de un criterio de coherencia temporal mediante la comparación gráfica entre la evolución anual de la curva de atenuación teórica extraterrestre y la curva anual de irradiación solar diaria de cada estación radiométrica (Santabárbara et al., 1996). De esta manera, la curva de atenuación teórica diaria se utiliza como referencia para evaluar gráficamente la evolución de la irradiación global diaria en $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ para todo el año².

En base a dicho criterio de selección, se obtienen 24 estaciones radiométricas que constituyen la fuente de las observaciones para España en el año 2004. En la tabla B.1 del apéndice B, se presenta la descripción de dichas estaciones radiométricas, la cual indica un porcentaje de cubrimiento de las observaciones entre 40 y 99% del año 2004. Asimismo, la figura 3.3 muestra la distribución geográfica de las estaciones, en donde se observa un cubrimiento en el litoral mediterráneo con 11 estaciones ubicadas en el Noreste, Este y Sur. El litoral Atlántico presenta 7 estaciones ubicadas entre el Noroeste y el Norte, el interior peninsular con 5 estaciones, y finalmente el Suroeste con una estación.

¹La calibración de los piranómetros se realiza bienalmente a través de la comparación con patrones secundarios de referencia del *PMOD/WRC (Physikalisch - Meteorologisches Observatorium Davos, World Radiation Center)* que trasladan la referencia radiométrica *WRR (World Radiometric Reference)* del Centro Mundial de Calibración Radiométrica *WSG (World Standard Group)* en Davos, Suiza.

²La curva de atenuación teórica extraterrestre se obtiene analíticamente a partir de la ecuación A.3 para una transmisividad atmosférica determinada a nivel del mar bajo condiciones de cielo despejado. La transmisividad atmosférica depende de la presión atmosférica, el espesor óptico, la elevación solar y la latitud. Para la zona geográfica de estudio se ha utilizado un valor máximo de transmisividad atmosférica de 0.8. Este valor es utilizado por Flores (2002) y Vera (2005) para la incidencia de la radiación solar con un espesor óptico igual a 1 y para un aire limpio y seco.

3.1 Zona geográfica de la península Ibérica



Figura 3.3: Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de AEMET en España utilizadas por el estudio para el año 2004. Las estaciones pertenecientes a la *Agencia Estatal de Meteorología* (AEMET) se clasifican por color en función de la distribución geográfica: 5 estaciones ubicadas en el Norte (azul oscuro), 3 estaciones en el Noreste (violeta), 4 estaciones al Este (rosa), 4 estaciones al Sur (naranja), 1 estación al Sureste (verde), 2 estaciones en el Noroeste (azul claro) y 5 estaciones en el Centro peninsular (amarillo).

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

3.2. Zona geográfica de Cataluña

Cataluña se encuentra localizada en el extremo Noreste de la península Ibérica y constituye una de las 17 Comunidades que conforman el Estado español. En el territorio de Cataluña se produce una significativa diversidad climática ocasionada por importantes contrastes topográficos dentro de una superficie relativamente pequeña del territorio peninsular (aproximadamente 32000 km²). La topografía Catalana esta condicionada por el litoral mediterráneo al Este con 580 km de costa y por los grandes sistemas montañosos de los *Pirineos* al Norte. En la figura 3.4a se observan las tres principales unidades morfoestructurales que comprenden la topografía del territorio Catalán, las cuales forman un abanico con vértice en el *Empordà* (extremo Noreste).

La primera unidad la constituyen los *Pirineos*, los cuales ocupan una extensión de poco más de la tercera parte del territorio Catalán. Desde un punto de vista litológico, los Pirineos se dividen por el *Pirineo axial* que se extiende a lo largo de la frontera Norte de Cataluña con Francia, y el *pre-pirineo* que limita al Sur con la *depresión Central*.

La segunda unidad la representa la depresión Central formada por el *valle del río Ebro*. La orografía de esta unidad topográfica representa el área más homogénea y extensa de Cataluña, la cual esta dispuesta en forma de cuña con las regiones de menor altitud desde las grandes estepas y planicies de la *plana de Lleida* y la *plana d'Urgell* en el Oeste hasta el *pla de Bages* y la *plana de Vic* en el Este, delimitadas por las cordilleras pre-pirenaicas al Norte y las *cordilleras pre-litoral y litoral* al Sur.

La tercera unidad orográfica denominada *sistema Mediterráneo Catalán*, está constituida por las cordilleras pre-litoral y litoral, y las depresiones formadas entre ellas. Dicho conjunto orográfico se dispone paralelo a la línea de la costa mediterránea desde la *plana de l'Empordà* en el Noreste, hasta el *delta del Ebro* en el extremo Suroeste. Por una parte, la cordillera litoral que se encuentra más próxima al Mediterráneo, la conforman un conjunto de sierras situadas en la mitad Norte de la costa, mientras que la cordillera pre-litoral (situada a unos 50 km hacia el interior), está constituida por montañas y cordilleras más elevadas que se extienden desde las tierras del Sur hacia la mitad Norte. No obstante, entre ambas cordilleras se sitúan las depresiones pre-litoral y litoral constituidas por sub-unidades orográficas como las llanuras costeras y las desembocaduras de los ríos *Ebro*, *Llobregat* y *Besòs*.

En términos generales, los Pirineos y la depresión Central definen el comportamiento de los flujos de aire de Cataluña, mientras que las particularidades de los vientos se especifican a partir de las cordilleras y las planicies. No obstante, esta complejidad

orográfica define una climatología diversa en función de la orientación y la ubicación de Cataluña con respecto al mar Mediterráneo¹. Dicha localización permite la influencia de corrientes de aire cálido subtropical proveniente del anticiclón de las Azores del Oeste y de la Borrasca Sudsahariana del Sureste. Asimismo, la orografía Catalana establece una protección de las corrientes de aire frío centroeuropeas y las circulaciones atlánticas. Por lo tanto, en función de la altitud y la situación con respecto al mar, el clima mediterráneo Catalán se define a través de diversos sub-climas que se presentan a continuación (Martín-Vide y Olcina, 2001).

- **Clima atlántico:** Se encuentra localizado en el *val d'Aran* (extremo Noroeste), en donde llegan los vientos húmedos procedentes del Atlántico. Es un clima húmedo y lluvioso durante todo el año, con bajas temperaturas y nevadas frecuentes en invierno.
- **Clima alpino y sub-alpino:** Esta localizado en las tierras altas de los Pirineos con una baja temperatura media anual y una abundante precipitación (gran parte en forma de nieve).
- **Clima mediterráneo de alta montaña:** Localizado en el pre-pirineo, comprende las comarcas de *Cerdanya*, *Ripollès*, la cordillera Transversal y el macizo del *Montseny*. Se caracteriza por precipitaciones menos abundantes, un invierno moderado y un verano más cálido.
- **Clima mediterráneo de montaña media y baja:** Situado en el pre-pirineo meridional, en zonas elevadas de la depresión Central y en altitudes superiores a los 700 m de la cordillera litoral. Presenta precipitaciones menos abundantes. La zona oriental del pre-pirineo es más húmeda que la occidental debido a su cercanía al mar.
- **Clima mediterráneo litoral:** Ubicado en toda la costa mediterránea, la cordillera litoral y la depresión pre-litoral, se caracteriza por un verano muy caluroso y seco, con fuertes precipitaciones durante el otoño. Las temperaturas son suaves y moderadas.
- **Clima mediterráneo de tendencia continental:** Se encuentra localizado en las extensas planicies de la depresión Central. Presenta precipitaciones irregulares y temperaturas extremas tanto en invierno como en verano.

¹El clima mediterráneo definido en función de la clasificación *Köppen-Geiner* de la tabla 3.1, se caracteriza por presentar veranos secos y cálidos, e inviernos templados. Las precipitaciones son escasas e irregulares, y a menudo torrenciales en primavera y otoño. En Cataluña, la temperatura promedio anual es de 16°C, la precipitación promedio anual es de 600 mm y la irradiación global anual es de 14.5 MJ · m⁻² · a⁻¹ (Clavero et al., 1997).

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

La figura 3.4b presenta la amplitud termométrica promedio anual de Cataluña. La amplitud térmica promedio entre los meses más cálidos y más fríos del año, varía desde un rango máximo de 19-21°C localizado a lo largo de la depresión Central, a un rango mínimo de 13-15°C en el delta del Ebro, la depresión litoral, el *Empordà* y el territorio dominado por el Pirineo axial. Con respecto a la amplitud térmica intermedia, el pre-pirineo y las cordilleras pre-litoral y litoral muestran valores que varían entre 16-19°C.

Por su parte, en la figura 3.4c se presenta la precipitación promedio anual, la cual indica una distribución geográfica más acentuada. Es decir, se observa una zona húmeda que comprende la mitad Norte con los Pirineos, la cordillera Transversal y las sierras elevadas del sistema litoral. Las zonas más pluviosas con valores por encima de los 1200 mm son el *val d'Aran* y las comarcas de *Ripollès* y la *Garrotxa* en el Noreste. Por su parte, el *pla de Bages* y la *plana de Vic* junto al litoral Norte del sistema Mediterráneo, presentan precipitaciones intermedias con valores entre 500 y 900 mm. Finalmente, las planicies de la mitad Oeste de la depresión Central son las zonas menos lluviosas con valores mínimos que llegan hasta los 350 mm.

En definitiva, las temperaturas y las precipitaciones promedio permiten distinguir las zonas húmedas de las secas, y las zonas moderadas de las extremas. Este doble contraste termo-pluviométrico tiene repercusiones relevantes en la vegetación, la hidrografía, la utilización del suelo y en el comportamiento de la radiación solar. Al respecto, la figura 3.4d muestra la irradiación global promedio anual de Cataluña. Los valores máximos superiores a $15 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ se encuentran localizados en la depresión Central (comarcas de la *Noguera*, *Segrià*, *pla d'Urgell* y *Urgell*) y la comarca del *Alt Urgell* en los Pirineos, debido en gran medida a una elevada irradiación durante el verano y una baja irradiación en invierno. Los niveles intermedios oscilan entre 13.5 y $15 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ localizados en la mitad Noreste de Cataluña, donde destaca el *Empordà* y las cordilleras y depresiones litoral y pre-litoral. Finalmente, los niveles inferiores a $13.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ se localizan en las comarcas pinenaicas del *val d'Aran* y el *Pallars Sobirà* en el Noroeste, y el *Ripollès* y la *Garrotxa* en el Norte.

En conclusión, se observa un comportamiento coherente de la radiación solar con los factores termo-pluviométricos, debido a una elevada influencia de la complejidad orográfica definida por su climatología. Por lo tanto, en base al significativo número de estaciones radiométricas utilizadas en comparación a la zona peninsular, la zona geográfica de Cataluña constituye el dominio específico donde se centra el desarrollo de la tesis.

3.2 Zona geográfica de Cataluña

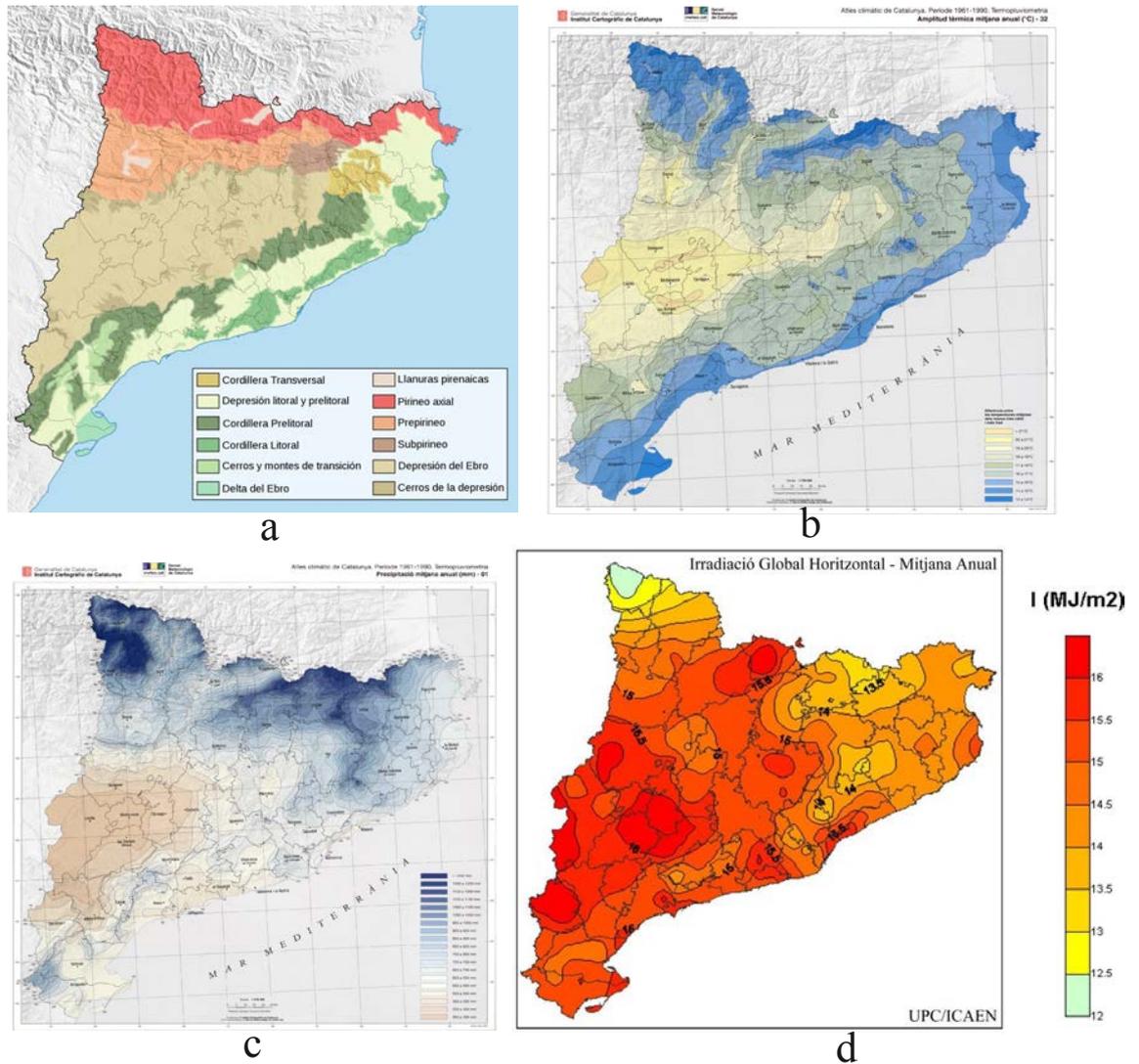


Figura 3.4: Descripción de la zona geográfica de Cataluña para: a) Principales sistemas morfoestructurales; b) Amplitud térmica promedio anual en °C; c) Precipitación promedio anual en mm y d) Irradiación global promedio anual en $MJ \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ (Clavero et al., 1997; Baldasano et al., 2006).

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

3.2.1. Redes radiométricas de Cataluña

Las estaciones radiométricas en la zona geográfica de Cataluña se establecen a partir de la versión más reciente del *Atlas de Radiació Solar a Catalunya* de Baldasano et al. (2006), con observaciones para el periodo 1971 - 2005¹. Las estaciones radiométricas recopiladas pertenecen a diferentes redes autonómicas, nacionales e internacionales. Las redes autonómicas de Cataluña son la *Xarxa radiométrica de l'Institut Català d'Energia de Catalunya* (ICAEN, 1991) y la *Xarxa d'Equipaments Meteorològics de la Generalitat de Catalunya* (XEMEC) del *Servei Meteorològic de Catalunya* (Meteocat, 2001). A nivel nacional se encuentra la Red Radiométrica Nacional (RRN) de la *Agencia Estatal de Meteorología* de España (AEMET, 2006), y a nivel internacional las estaciones de *MeteoFrance* en el Sur de Francia y la estación de Andorra perteneciente al *Govern d'Andorra*.

Posteriormente, como resultado del tratamiento de calidad cuya implementación se describe en el siguiente apartado, se establecen 95 estaciones que representa la base de datos de las observaciones de radiación solar global y difusa en Cataluña para el año 2004. En la figura 3.5, se presenta la distribución espacial de dichas estaciones clasificadas por color en función de la altitud geográfica. Se observa una significativa homogeneidad para la zona de estudio, donde las estaciones con una altitud inferior a 200 m (color verde) se ubican principalmente en el *Empordà*, la *plana de Lleida*, el litoral mediterráneo y en los deltas de los ríos Ebro y Llobregat. Las estaciones que presentan una altitud entre 200 y 500 m (color naranja), se encuentran distribuidas entre el *pla d'Urgell* y el *pla de Bages*. Finalmente, las estaciones con una altitud superior a 500 m (color rojo) se ubican en el *altiplà de la Segarra*, la *plana de Vic* y los sistemas montañosos del Pirineo y el pre-pirineo.

La tabla B.2 del apéndice B presenta una descripción de las estaciones radiométricas clasificadas en función de la red radiométrica y su resolución temporal. No obstante, las estaciones pertenecientes a las redes autonómicas del ICAEN y de XEMEC, muestran la mayor resolución temporal con registros cada cinco y treinta minutos, respectivamente. Es importante mencionar que las estaciones de la red ICAEN son las únicas de la base de datos que cuentan con observaciones cinco-minutales de la radiación solar difusa².

¹El *Atlas de Radiació Solar a Catalunya* contiene mapas de estimación anual y mensual de la irradiación global promedio diaria, realizados a partir del método de interpolación de *Kriging* con un ajuste lineal a partir de 203 estaciones radiométricas (Baldasano et al., 2006).

²La gestión de la *Xarxa radiométrica de l'Institut Català d'Energia de Catalunya* (ICAEN) se realiza a través de un convenio de colaboración que mantiene el *Institut Català d'Energia de Catalunya* con la *Universitat Politècnica de Catalunya*. En consecuencia, la coordinación, supervisión y mantenimiento

3.2 Zona geográfica de Cataluña

Por su parte, las estaciones de la Red Radiométrica Nacional de AEMET, *MeteoFrance* y el *Govern d'Andorra* exhiben los registros de radiación con una resolución temporal diaria.



Figura 3.5: Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de Cataluña utilizadas por el estudio para el año 2004. La numeración de las estaciones radiométricas corresponde con la primera columna de la tabla B.2 (apéndice B). La clasificación por color se realiza en función de la altitud geográfica: en color verde las estaciones ubicadas a menos de 200 m de altitud, en naranja las estaciones entre 200 y 500 m de altitud y en rojo las estaciones con una altitud superior a 500 m. La resolución temporal de las estaciones pertenecientes a la Red Radiométrica Nacional de *AEMET*, el *Govern d'Andorra* y *MeteoFrance* es diaria. La resolución de las estaciones de la red XEMEC es semi-horaria. Finalmente, la resolución de las estaciones de la red ICAEN es cinco-minutal y presenta registros de radiación solar difusa.

de las estaciones ICAEN es realizada por el grupo de investigación donde se desarrolla el presente trabajo de investigación (Rincón et al., 2012).

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

3.2.2. Control de calidad de las estaciones radiométricas para la zona geográfica de Cataluña

El control de calidad se aplica a las observaciones de radiación solar global y difusa de la zona geográfica de Cataluña. El tratamiento de dichas observaciones se basa en los límites propuestos por la metodología *QCRad Testing* de Long y Dutton (2002); Long y Shi (2006, 2008) del proyecto BSRN (*Baseline Surface Radiation Network*) creado bajo el auspicio del *World Meteorological Organization* (WMO) y el *World Climate Research Program* (WCRP)¹.

En función a lo establecido por el proyecto BSRN las etapas del tratamiento de control de calidad comprenden: 1) filtración de los datos entre la salida y la puesta del Sol; 2) implementación de los límites de control *QCRad Testing* y 3) validación gráfica de las componentes global y difusa.

3.2.2.1. Filtración por salida y puesta de Sol

El proceso de filtrado de los registros de radiación entre las horas de la salida del Sol hasta la puesta del mismo, constituye la primera etapa del tratamiento de calidad. Por lo tanto, los registros antes del alba y después del ocaso son excluidos de la base de datos mediante el cálculo de las horas efectivas de radiación solar para cada estación y día del año. Dicho cálculo se establece a partir de las coordenadas latitud y longitud de las estaciones radiométricas en función de los algoritmos astronómicos propuestos por Meeus (1999)². A modo de ejemplo, la figura 3.6 presenta los resultados de los cálculos astronómicos de las horas de salida y puesta del Sol para la estación radiométrica de Barcelona en el año 2004.

¹El proyecto BSRN se encarga de establecer las normas que precisan las observaciones de radiación solar en superficie debido a la amplia gama de condiciones meteorológicas encontradas en todo el mundo (Ohmura et al., 1998; WMO, 1996). La base de datos del BSRN se encuentra en *Zurich, Suiza* bajo la dirección del Dr. Atsumu Ohmura (www.bsrn.awi.de).

²Los algoritmos de cálculo de las horas de salida y puesta del Sol son implementados en el software de cálculo del departamento de aplicaciones astronómicas del Observatorio Naval de Estados Unidos (*United States Naval Observatory*, USNO). La web principal del USNO es www.usno.navy.mil y las aplicaciones astronómicas utilizadas se encuentran en el siguiente link: <http://aa.usno.navy.mil>.

3.2 Zona geográfica de Cataluña

0 ° 0 '		0 ° 0 '		BARCELONA		Astronomical Applications Dept.						
Location: E002 07, N41 23				Rise and Set for the Sun for 2004				U. S. Naval Observatory				
				Universal Time				Washington, DC 20392-5420				
Day	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	June	July	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
	Rise	Set	Rise	Set	Rise	Set	Rise	Set	Rise	Set	Rise	Set
	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m	h m
01	0718	1632	0704	1707	0626	1743	0534	1817	0449	1849	0420	1919
02	0718	1633	0703	1708	0624	1744	0533	1818	0447	1850	0420	1919
03	0718	1634	0702	1709	0623	1745	0531	1819	0446	1851	0420	1920
04	0718	1635	0701	1711	0621	1746	0529	1820	0445	1852	0419	1921
05	0718	1636	0700	1712	0619	1747	0528	1821	0444	1854	0419	1922
06	0718	1637	0659	1713	0618	1748	0526	1822	0442	1855	0419	1922
07	0718	1638	0657	1714	0616	1749	0524	1823	0441	1856	0418	1923
08	0718	1639	0656	1716	0615	1751	0523	1824	0440	1857	0418	1923
09	0717	1640	0655	1717	0613	1752	0521	1826	0439	1858	0418	1924
10	0717	1641	0654	1718	0611	1753	0520	1827	0438	1859	0418	1924
11	0717	1642	0653	1719	0610	1754	0518	1828	0437	1900	0418	1925
12	0717	1643	0651	1721	0608	1755	0516	1829	0436	1901	0418	1925
13	0716	1644	0650	1722	0606	1756	0515	1830	0435	1902	0417	1926
14	0716	1645	0649	1723	0605	1757	0513	1831	0434	1903	0417	1926
15	0716	1646	0648	1724	0603	1758	0512	1832	0433	1904	0417	1927
16	0715	1647	0646	1726	0601	1800	0510	1833	0432	1905	0418	1927
17	0715	1648	0645	1727	0600	1801	0509	1834	0431	1906	0418	1927
18	0714	1650	0643	1728	0558	1802	0507	1835	0430	1907	0418	1928
19	0714	1651	0642	1729	0556	1803	0506	1836	0429	1908	0418	1928
20	0713	1652	0641	1731	0555	1804	0504	1837	0428	1909	0418	1928
21	0713	1653	0639	1732	0553	1805	0503	1839	0427	1910	0418	1928
22	0712	1654	0638	1733	0551	1806	0501	1840	0426	1910	0418	1929
23	0711	1656	0636	1734	0550	1807	0500	1841	0426	1911	0419	1929
24	0711	1657	0635	1735	0548	1808	0458	1842	0425	1912	0419	1929
25	0710	1658	0633	1737	0546	1809	0457	1843	0424	1913	0419	1929
26	0709	1659	0632	1738	0544	1810	0455	1844	0424	1914	0420	1929
27	0708	1701	0630	1739	0543	1812	0454	1845	0423	1915	0420	1929
28	0707	1702	0629	1740	0541	1813	0453	1846	0422	1916	0421	1929
29	0707	1703	0627	1741	0539	1814	0451	1847	0422	1916	0421	1929
30	0706	1704			0538	1815	0450	1848	0421	1917	0421	1929
31	0705	1706			0536	1816			0421	1918		
									0446	1909	0517	1826
											0622	1648

Figura 3.6: Resultados de los cálculos astronómicos de las horas de salida y puesta del Sol para la estación radiométrica de Barcelona en el año 2004. Cálculos realizados en hora UTC (*Universal Time Coordinated*) a partir de las coordenadas de la estación de Barcelona (Latitud: 41°23'5.14"N y Longitud: 2°7'4.39"E) mediante el software de cálculo del Departamento de Aplicaciones Astronómicas del Observatorio Naval de Estados Unidos (<http://aa.usno.navy.mil>).

3.2.2.2. Implementación de los límites de control QCRad Testing

La segunda etapa del control de calidad de las observaciones radiométricas consiste en la implementación de los límites de control definidos mediante la metodología *QCRad Testing*, donde se establecen parámetros de radiación solar en onda corta a partir del coseno del ángulo cenital y la constante solar ajustada a la distancia Tierra-Sol. De esta manera, se obtienen registros de radiación solar dentro de niveles efectivos para las horas entre la salida y la puesta del Sol, con un ángulo cenital comprendido entre 0° y 90°. La tabla 3.2 presenta los parámetros de control de calidad para límites físicamente posibles (nivel 1), límites extremadamente raros (nivel 2) y para las observaciones de la componente difusa en relación a los registros de global superiores a $50 W \cdot m^{-2}$ (nivel 3).

3.2.2.3. Validación gráfica de las componentes global y difusa

La última etapa del control de calidad de las observaciones radiométricas consiste en un proceso de validación de la evolución gráfica de las componentes global y difusa.

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

Tabla 3.2: Niveles de control de calidad de la metodología QCRad Testing implementados a las componentes global y difusa de las estaciones de la zona geográfica de Cataluña (Long y Dutton, 2002; Long y Shi, 2006, 2008).

Nivel de control	Parámetro	Componente Global (GHI) ^a	Componente Difusa (DI) ^b
1. Límites físicamente posibles	Mínimo	$-4 W \cdot m^{-2}$	$-4 W \cdot m^{-2}$
	Máximo ^c	$S_a \cdot 1.5 \cdot \mu^{1.2} + 100 W \cdot m^{-2}$	$S_a \cdot 0.95 \cdot \mu^{1.2} + 50 W \cdot m^{-2}$
2. Límites extremadamente raros	Mínimo	$-2 W \cdot m^{-2}$	$-2 W \cdot m^{-2}$
	Máximo ^d	$S_a \cdot 1.2 \cdot \mu^{1.2} + 50 W \cdot m^{-2}$	$S_a \cdot 0.75 \cdot \mu^{1.2} + 30 W \cdot m^{-2}$
3. Límites de la componente difusa en función de la componente global mayor a $50 W \cdot m^{-2}$			
Parámetro ^e		Fracción de difusa (k_d) ^f	
SZA < 75°		$k_d < 1.05$	
75° < SZA < 93°		$k_d < 1.10$	

^aMedida de radiación de onda corta para un piranómetro no sombreado.

^bMedida de radiación de onda corta para un piranómetro sombreado.

^c S_a es la constante solar ajustada a la distancia Tierra-Sol donde $S_a = \frac{I_{CS}}{AU^2}$, La constante solar (I_{CS}) en la media de la distancia Tierra-Sol es igual a $1367 W \cdot m^{-2}$ (WMO, 1996). La media de la distancia Tierra-Sol se denomina unidad astronómica (AU) y es igual a $1.496 \cdot 10^8 km$.

^d μ es el coseno del ángulo cenital solar calculado mediante la ecuación A.4.

^eSZA es el ángulo cenital solar.

^fLa fracción de la componente difusa es calculada mediante la ecuación 2.7.

A partir del trabajo de Santabàrbara et al. (1996), se realiza una comparación gráfica entre la evolución anual de la energía global diaria en $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$, y la curva de atenuación teórica extraterrestre (similar a la aplicada para las estaciones AEMET de la península Ibérica en el apartado anterior).

La validación gráfica de la componente difusa consiste en la detección de los errores de medida ocasionados principalmente por un mal posicionamiento de la banda de sombreado sobre el piranómetro. El análisis del comportamiento de la curva de difusa con respecto a la curva de global previamente validada, se realiza para los registros de cada día. Es decir, en un día despejado sin presencia de nubes, si la curva de global presenta un comportamiento simétrico con una máxima amplitud en el mediodía solar, la curva de difusa muestra una amplitud mucho más pequeña. En caso contrario, si se presenta nubosidad durante dicho día, gráficamente se observa un incremento de la curva de difusa que coincide con una disminución de la curva de global³. Adicionalmente, con el propósito de diferenciar los bajos niveles de irradiación global y difusa diaria de los registros erróneos acumulados a través del tratamiento de calidad, se establece un parámetro que representa el 80 % de los registros válidos por día.

³La validación gráfica de la componente difusa se realiza para evaluar las observaciones de las estaciones radiométricas de la red ICAEN, las cuales son utilizadas en el siguiente apartado para la evaluación de los modelos de descomposición paramétrica.

De esta manera, finaliza el control de calidad para las observaciones radiométricas de las estaciones de Cataluña para el año 2004. No obstante, la implementación del tratamiento de calidad se realiza como parte de los trabajos realizados entorno a la actualización del *Atlas de Radiació Solar a Catalunya* (Baldasano et al., 2006) y la gestión de la *Xarxa radiomètrica de l'Institut Català d'Energia de Catalunya (ICAEN)*, realizada por el grupo de investigación donde se desarrolla el presente trabajo de investigación (Rincón et al., 2012).

En la tabla B.2 del apéndice B, se presentan los resultados del control de calidad para las estaciones radiométricas, donde se observa un porcentaje de cubrimiento superior al 75 % para todas las estaciones. A modo de ejemplo, la figura 3.7 muestra el control de calidad realizado a la estación radiométrica de Girona perteneciente a la red ICAEN, donde se observa la evolución anual de la curva de atenuación teórica extraterrestre (color negro), con respecto al comportamiento de la irradiación global diaria (color azul) y la irradiación difusa diaria (color rojo).

Por una parte, la figura 3.7a muestra la evolución anual de la irradiación solar previa a la aplicación del tratamiento de calidad, y por otra parte, la figura 3.7b muestra los resultados posteriores a dicho tratamiento. En concreto, para días despejados de primavera (p.e. los días 95 a 100), se observa un comportamiento similar entre la curva de irradiación global y la curva de atenuación teórica extraterrestre. De igual forma, durante los mismos días se observa un distanciamiento de la irradiación difusa con valores menores a $10 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, con respecto a la irradiación global (superior a $20 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$). Por lo tanto, los registros de irradiación difusa para estos días se consideran válidos. Por el contrario, para los días 84 a 91 y 225 a 237, donde la irradiación difusa presenta una evolución gráfica atípica con respecto a la curva de irradiación global, se realiza una exclusión de dichos registros como se muestra en la figura 3.7b. En consecuencia, el porcentaje de cubrimiento para la estación de Girona en el año 2004 es del 95 %.

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

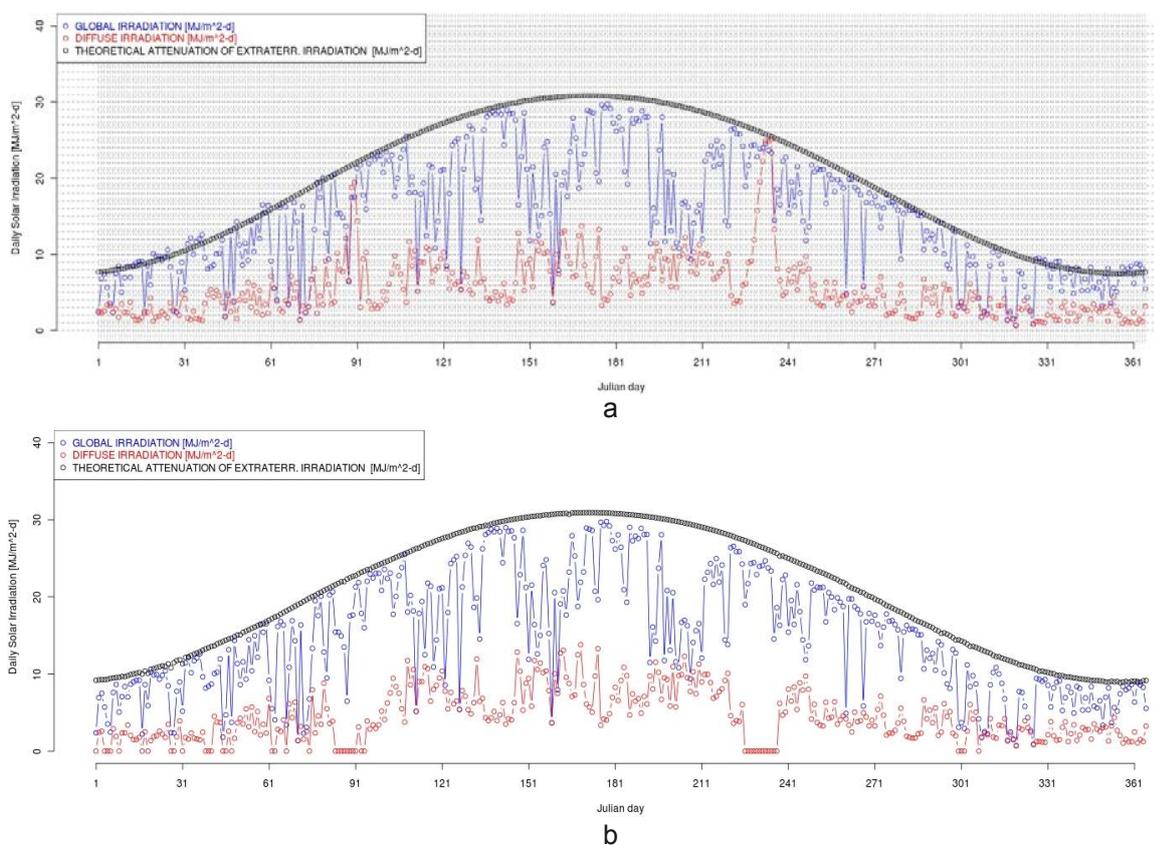


Figura 3.7: Resultados del control de calidad para la irradiación global y difusa diaria de la estación radiométrica de Girona en el 2004 para a) Registros previos al control de calidad y b) Resultados posteriores al control de calidad. La evolución de la irradiación global diaria se presenta en color azul, la irradiación difusa diaria en color rojo y la evolución anual de la curva de atenuación teórica extraterrestre se presenta en color negro.

3.3. Evaluación de modelos de descomposición paramétrica para la estimación de la componente directa

Las diferentes tecnologías de aprovechamiento de la energía solar concentrada requieren cuantificar la única componente de la radiación solar susceptible de ser utilizada: la radiación solar directa (DNI). De igual manera, la cuantificación del número de horas de Sol estimadas a partir de la DNI, representa un criterio relevante para el diseño y el dimensionamiento de dichas tecnologías de aprovechamiento de la radiación solar¹.

La escasa disponibilidad de series temporales de medida de la DNI hace necesaria la utilización de modelos de descomposición paramétrica, los cuales realizan una descomposición de otras componentes o parámetros de la radiación solar mediante la obtención de correlaciones adimensionales². Dichas correlaciones estiman la fracción de la componente difusa (k_d) o la transmitancia directa (k_b), a partir del índice de transparencia atmosférica (k_t) y el vector posición del Sol dado por el $\cos(SZA)$. Por lo tanto, las observaciones cinco-minutales de las componentes global y difusa obtenidas del tratamiento de calidad de la red ICAEN, son utilizadas para evaluar las correlaciones de diferentes modelos de estimación de DNI en la zona geográfica de Cataluña.

Las parametrizaciones físicas de los modelos de pronóstico meteorológico realizan el cálculo de la radiación global pero presentan limitaciones en la estimación de la DNI (Lara-Fanego et al., 2011). En este trabajo, la estimación de dicha componente se realiza mediante la evaluación de cinco modelos de descomposición paramétrica. Los modelos se han seleccionado en función de la proximidad del ajuste de sus parametrizaciones con la zona geográfica de Cataluña entre las latitudes 40 y 43°N. En consecuencia, los modelos de descomposición paramétrica considerados son³:

¹La duración de las horas de Sol se registra a través del heliógrafo de *Campbell-Stokes*, el cual concentra la radiación solar a través de una esfera de cristal que actúa como lente convergente sobre un registro de papel. Sin embargo, debido al grado de subjetividad que supone la lectura de los datos y al diseño que limita su automatización, en la actualidad se utilizan *sensores termoeléctricos* que realizan la suma de los intervalos de tiempo (en horas) donde la DNI excede el umbral de $120 W \cdot m^{-2}$. Este umbral corresponde aproximadamente con una altura solar sobre el horizonte superior a 3° en condiciones de cielo despejado (WMO, 1996; Campbell, 2005).

²La limitada disponibilidad de series temporales de DNI se debe básicamente a razones de tipo tecnológico. El *Pirheliómetro* que es el instrumento normalmente utilizado para la medición, requiere de un sistema de seguimiento de la trayectoria solar que genera un incremento en los costos de instalación y mantenimiento de la estación radiométrica.

³La descripción detallada de los modelos de descomposición paramétrica y el ajuste de las parametrizaciones propuestas por los diferentes autores, se presenta en la revisión bibliográfica del capítulo 2.

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

- **Modelo de Orgill y Hollands (1977) (ecuación 2.9):** Constituye un grupo de relaciones lineales simples establecidas en función del índice k_t .
- **Modelo de Erbs et al. (1982) (ecuación 2.10):** Plantea un conjunto de parametrizaciones donde se incluye un polinomio de cuarto orden para el intervalo de nubosidad media dado en función del índice k_t .
- **Modelo de Maxwell (1987) (ecuaciones 2.11, 2.12, 2.13 y 2.14):** Estima la transmitancia directa a partir de un conjunto de parametrizaciones que dependen de la masa de aire y del índice k_t . En este modelo se encuentra implementado el modelo de cielo claro de Bird y Hulstrom (1981).
- **Modelo de Reindl et al. (1990):** Estima la fracción de difusa empleando dos grupos de parametrizaciones. La parametrización I (ecuación 2.15) se propone en función del índice k_t , y la parametrización II (ecuación 2.16) depende del índice k_t y el $\cos(SZA)$.
- **Modelo de Macagnan et al. (1994):** Estima la fracción de difusa utilizando dos parametrizaciones. La parametrización I (ecuación 2.17) depende del índice k_t y el $\cos(SZA)$, y la parametrización II (ecuación 2.18) propone tres polinomios de segundo y cuarto orden en función del índice k_t .

La estimación de la DNI se realiza a través de los valores proyectados de la componente sobre la superficie horizontal. De esta manera, se evita la singularidad numérica producida por la desproyección de los rayos solares cuando la división con el coseno del ángulo cenital tiende a cero cerca de la salida y la puesta del Sol (CIEMAT, 2008).

La evaluación de la DNI estimada por los modelos de descomposición paramétrica, se basa en el cálculo del error sistemático (*Mean Bias Error*), y del RMSE (*Root Mean Square Error*). En la tabla 3.3 y la figura 3.8, se presentan los resultados de la evaluación de los modelos paramétricos para las estaciones radiométricas ICAEN de Girona, Manresa, Barcelona, Sort, Lleida, Torroella y Terrassa.

Los resultados para el promedio de las estaciones permiten establecer que el modelo de Macagnan et al. (1994) (parametrización II), realiza las mejores estimaciones de DNI con valores de RMSE de $37 W \cdot m^{-2}$ y Bias de $-4 W \cdot m^{-2}$. Dichos resultados son notablemente inferiores a los obtenidos por los demás modelos. Por una parte, los modelos de Orgill y Hollands (1977), Erbs et al. (1982) y Reindl et al. (1990) (parametrización I), presentan un RMSE similar al modelo de Macagnan et al. (1994)

3.3 Evaluación de modelos de descomposición paramétrica para la estimación de la componente directa

(parametrización II). Sin embargo, los valores de Bias inferiores a $-12 W \cdot m^{-2}$ evidencian una subestimación de dichos modelos (figuras 3.8a, 3.8b y 3.8d). Por otra parte, los modelos de Maxwell (1987) y Reindl et al. (1990) (parametrización II), muestran una sobrestimación con valores de RMSE y Bias de 88 y $32 W \cdot m^{-2}$, respectivamente (figura 3.8c). Finalmente, las dos parametrizaciones de Macagnan et al. (1994) presentan los menores Bias (4 y $-4 W \cdot m^{-2}$). No obstante, la primera parametrización presenta un RMSE superior e igual a $297 W \cdot m^{-2}$ (figura 3.8e).

El error en la estimación de la DNI en la segunda parametrización del modelo de Macagnan et al. (1994) (figura 3.8f), es comparada mediante la altitud de las estaciones radiométricas. Se observan los mejores resultados para las estaciones con una altitud inferior a 300 m, próximas al litoral y el pre-litoral Catalán (Girona, Manresa, Barcelona, Torroella y Terrassa) y la depresión Central (Lleida). Por otra parte, la estación de Sort localizada en los Pirineos (altitud de 692 m), presenta una marcada subestimación para dicha parametrización (RMSE= $48.5 W \cdot m^{-2}$ y Bias= $-16.7 W \cdot m^{-2}$).

Los resultados sugieren que las estimaciones se ajustan en mayor medida a las áreas geográficas litorales y de tendencia continental, en relación a la complejidad orográfica que presentan las zonas montañosas de los Pirineos. Esta limitante se relaciona con los contrastes que presentan la solana y la umbría en dichas zonas montañosas. Asimismo, se observa que la parametrización que depende únicamente del índice de transparencia atmosférica, es susceptible a los cambios en la cobertura nubosa, donde la variabilidad atmosférica que presentan los climas de alta montaña, afectan en mayor medida a la estimación de la DNI.

En conclusión, la segunda parametrización propuesta por Macagnan et al. (1994) es seleccionada para la estimación de la DNI y la cuantificación de las horas de Sol a partir de las correcciones de la radiación global del modelo meteorológico WRF-ARW. Por lo tanto, los resultados de la estimación para la zona de estudio se presentan en el capítulo 6.

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

Tabla 3.3: Resultados de la evaluación anual de la radiación solar directa estimada por los modelos de descomposición paramétrica a partir de las observaciones de radiación global y difusa de las estaciones radiométricas ICAEN en Cataluña.

Estación	GIRONA	MANRESA	BARCELONA	SORT	LLEIDA	TORROELLA	TERRASSA	PROMEDIO
Altitud (m)	115m	300m	90m	692m	202m	27m	300m	246m
Cubrimiento anual de rad. global (%)	99.5 %	99.4 %	97.8 %	99.9 %	99.4 %	98.4 %	99.4 %	99.1 %
Cubrimiento anual de rad. difusa (%)	99.5 %	93.4 %	97.5 %	100 %	94.7 %	94.7 %	99.4 %	97.7 %
Modelos de estimación de rad. directa ($W \cdot m^{-2}$)	RMSE	RMSE	RMSE	RMSE	RMSE	RMSE	RMSE	RMSE
	39.6	44.5	41	39.9	41.9	38.5	40.9	41
	Bias	Bias	Bias	Bias	Bias	Bias	Bias	Bias
	-15.3	-19.3	-20.1	-17.4	-13.8	-16.3	-16.1	-17
Orgill y Holands (1977); $f(x) = k_t$	37.6	39.9	37.6	37.6	37.6	38.5	36.5	38
Erbs et al. (1982); $f(x) = k_t$	-10.5	-14.2	-15.7	-14.6	40	-8.8	35.2	-11.5
Maxwell (1987); $f(x) = k_b$	109	96	108	102	102	49.7	113	115
Reindl et al. (1990); I: $f(x) = k_t$	66	52.2	61.6	102	49.7	113	115	73.4
Reindl et al. (1990); II: $f(x) = k_t, \cos(SZA)$	38.2	42.4	-16.1	38.7	-16.9	36.6	40.8	-10.1
Reindl et al. (1990); I: $f(x) = k_t$	-12	-16.1	38.7	38.7	38.7	-13.3	40.8	-10.1
Reindl et al. (1990); II: $f(x) = k_t, \cos(SZA)$	89.4	83.1	39.7	89.9	45.9	30.8	93.4	36.8
Macagnan et al. (1994); I: $f(x) = k_t, \cos(SZA)$	261	211	32.8	281	14.1	552	31.5	95.5
Macagnan et al. (1994); II: $f(x) = k_t$	29.3	32.8	281	14.1	552	31.5	10.4	268
	35	-0.9	34.1	-2.4	33.9	-7.6	39.6	-1.5
								34.3
								-3
								32.3
								1.5
								37
								4

3.3 Evaluación de modelos de descomposición paramétrica para la estimación de la componente directa

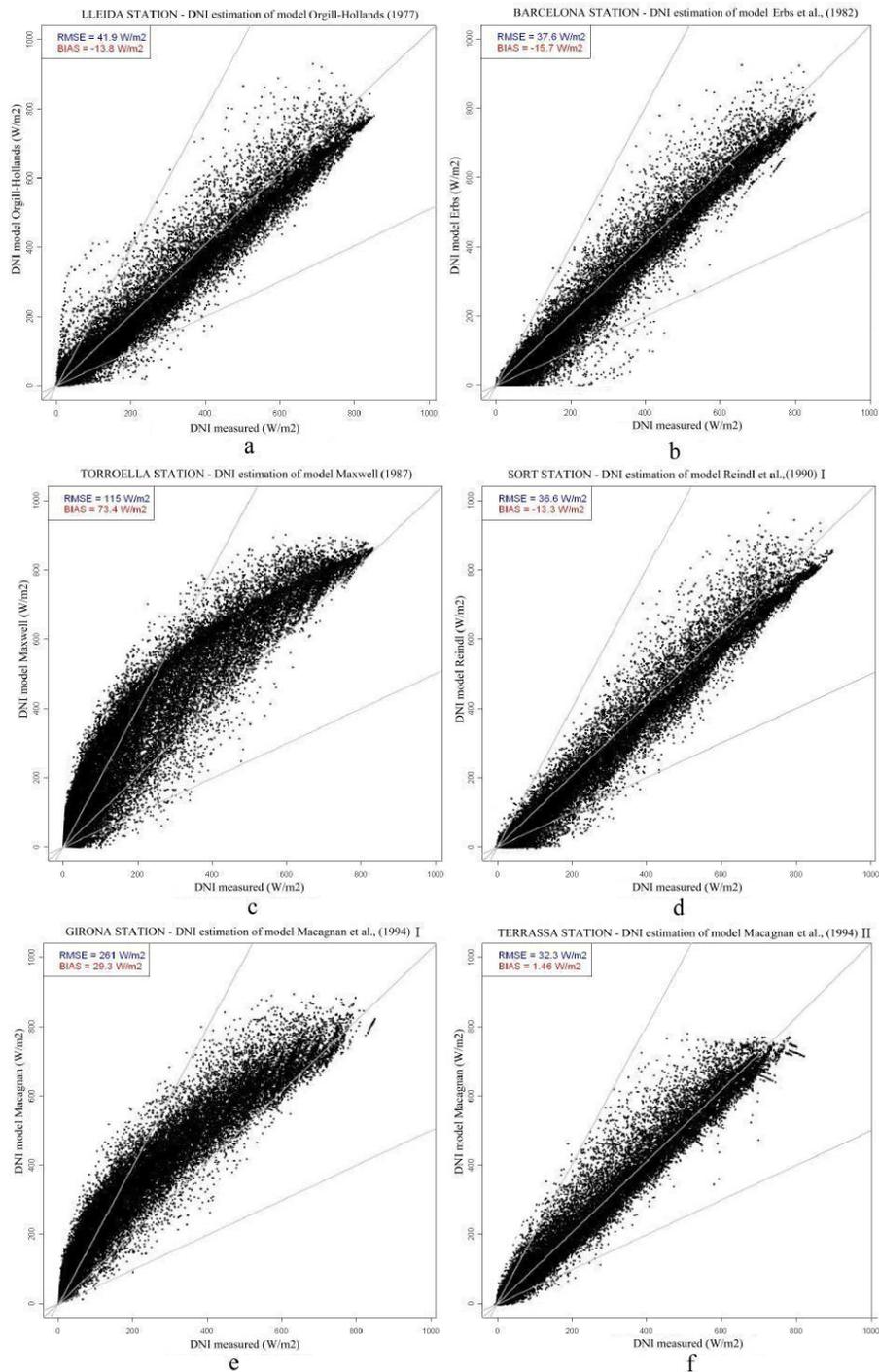


Figura 3.8: Comparación de la radiación solar directa anual estimada por los modelos de descomposición paramétrica para las estaciones radiométricas ICAEN. a) Ajuste del modelo de Orgill y Hollands (1977) para la estación de Lleida; b) Ajuste del modelo de Erbs et al. (1982) para la estación de Barcelona; c) Ajuste del modelo de Maxwell (1987) para la estación de Torroella; d) Ajuste del modelo de Reindl et al. (1990) (parametrización I) para la estación de Sort; e) Ajuste del modelo de Macagnan et al. (1994) (parametrización I) para la estación de Girona; f) Ajuste del modelo de Macagnan et al. (1994) (parametrización II) para la estación de Terrassa.

3. ZONA DE ESTUDIO Y OBSERVACIONES RADIOMÉTRICAS

Capítulo 4

Evaluación de la radiación solar simulada por el modelo meteorológico WRF-ARW

Este capítulo presenta la evaluación de la radiación solar global simulada por el modelo meteorológico WRF-ARW para la zona de estudio. El primer apartado realiza una descripción del modelo meteorológico y la configuración establecida para las simulaciones realizadas en el desarrollo de la tesis. En el segundo apartado se establecen los parámetros de la evaluación y se presentan los resultados en función de la variabilidad espacio-temporal y de las condiciones atmosféricas para un año de simulación. El último apartado realiza la discusión de los resultados y presenta la comparación con los estudios previos.

4.1. Modelo meteorológico Weather Research and Forecasting

El modelo meteorológico de meso-escala *Weather Research and Forecasting (WRF)* representa el desarrollo de un proyecto impulsado por el *National Center of Atmospheric Research (NCAR)* y el *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* de Estados Unidos¹. El modelo WRF incorpora los últimos avances en modelización

¹El desarrollo del modelo meteorológico WRF incluye el esfuerzo de centros científicos Norteamericanos como: *Microscale Meteorology (MM) Division de NCAR*, *National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA) - National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*, *Forecast System*

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

meteorológica de meso-escala, por lo cual contiene el estado actual del conocimiento en este campo y se posiciona como un modelo de referencia mundial que se utiliza como herramienta de investigación y de predicción operacional del tiempo.

La figura 4.1 presenta la estructura del sistema de modelización. La estructura modular esta definida básicamente por una unidad de asimilación y análisis de datos, un módulo que contiene el modelo meteorológico y una unidad de post-proceso y verificación. El modelo meteorológico esta compuesto por los módulos de inicialización, parametrizaciones físicas y los núcleos dinámicos independientes: el *Advanced Research of WRF (ARW Solver)* desarrollado por NCAR (Michalakes et al., 2004; Skamarock et al., 2008) y el *Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM Solver)* desarrollado por NCEP (Janjic, 1994; Janjic et al., 1998, 2001; Janjic, 2003).

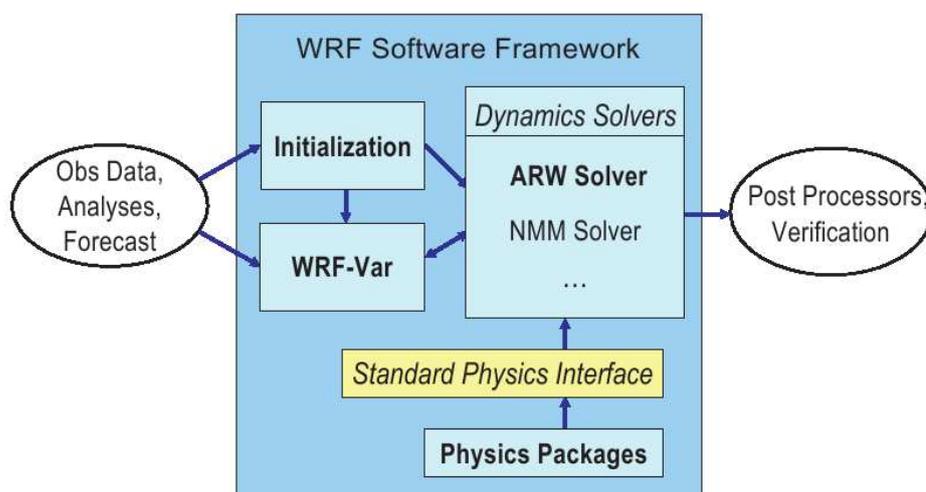


Figura 4.1: Estructura del sistema de modelización del modelo meteorológico Weather Research & Forecasting (Skamarock et al., 2005).

El Advanced Research of Weather Research and Forecasting (WRF-ARW, v3.0.1.1), es el núcleo dinámico seleccionado para las simulaciones meteorológicas en la zona de estudio. Por lo tanto, el núcleo ARW junto con la adición de los otros componentes, representan el sistema que se establece para la simulación de la radiación solar global.

Las parametrizaciones físicas seleccionadas son: 1) esquema de la microfísica: *Single-Moment 3-class Microphysics (WSM3-class)*, 2) esquema para cumulus: *Kain-Fritsch*, 3) modelo para la interacción suelo-superficie: *Noah LSM*, 4) esquema de la capa su-

Laboratory (FSL), Department of Defense's Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) - University of Oklahoma, Federal Aviation Administration (FAA).

4.1 Modelo meteorológico Weather Research and Forecasting

perficial: *Monin-Obukhov*, 5) esquema de la capa límite planetaria: *Planetary Boundary Layer (PBL)* de *Yonsei University*, y 6) esquemas de transferencia radiativa para onda larga: *RRTM-LW* y para onda corta: *MM5-SW*. En la tabla 4.1 se presentan las principales características de las parametrizaciones físicas utilizadas en el estudio.

La inicialización y las condiciones de contorno son proporcionadas por el *Global Forecast System (GFS)* mediante el análisis del estado de la atmósfera del *Final Analyses of the National Centers for Environmental Prediction (FNL/NCEP)* con información para niveles de presión estándar cada 6 horas con una resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$ (110kmx110km aproximadamente en las latitudes del dominio de trabajo).

La simulación meteorológica realizada en modo diagnóstico se establece para el dominio Europeo con una resolución espacial de 12kmx12km y una resolución temporal horaria. Se inicializa sobre Europa mediante una malla de 479x399 puntos y 38 capas verticales, 11 de las cuales son utilizadas para caracterizar la capa límite planetaria. De igual manera, el dominio Europeo establece las condiciones iniciales y de contorno para el dominio sobre la península Ibérica con una resolución espacial de 4kmx4km y una resolución temporal horaria. Cabe mencionar que la configuración de la simulación meteorológica del modelo con las parametrizaciones, la definición de los dominios de trabajo y las resoluciones espaciales y temporales, hacen parte del aprovechamiento de factores positivos de sinergia con el sistema de pronóstico de calidad del aire *AQF CALIOPE*¹. Dicho sistema se ejecuta de forma operacional en el supercomputador *Marenostrum* en el departamento de Ciencias de la Tierra del *Barcelona Supercomputing Center (BSC-CNS)*, donde se desarrolla el presente trabajo de investigación.

En definitiva, la simulación del flujo de radiación solar descendente de onda corta (*SWDOWN*) en unidades de potencia instantánea por unidad de área ($W \cdot m^{-2}$), se realiza para los 366 días del año 2004.

¹El sistema de pronóstico de calidad del aire CALIOPE realiza simulaciones numéricas de hasta 48h, mediante un sistema integrado de modelos que representan el estado actual del conocimiento en la modelización de la calidad del aire. El sistema CALIOPE es operativo para España y cuenta con la financiación del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. (www.bsc.es/caliope/).

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

Tabla 4.1: Características de las parametrizaciones utilizadas para la simulación de radiación solar en la zona de estudio.

Tipo de parametrización	Esquema	Características principales
Microfísica	<i>WSM3-class</i>	Diagnóstico de la concentración de hielo basado en la estimación de su masa. Implementa tres categorías para definir el estado del agua: <i>vapor</i> , <i>cloud water/ice</i> y <i>rain/snow</i> (Hong et al., 2004).
Cumulus	<i>Kain-Fritsch</i>	Implementa un modelo de nube simple con las corrientes húmedas ascendentes y descendentes, incluyendo efectos como el arrastre, y la microfísica simple (Kain y Fritsch, 1990, 1993).
Capa Superficial	<i>Monin-Obukhov</i>	Incluye parametrizaciones de la sub-capa viscosa sobre la superficie del agua y la superficie terrestre (Monin y Obukhov, 1954; Janjić, 2002).
Modelo Tierra-Superficie	<i>Noah LSM</i>	Desarrollado en conjunto por NCAR y NCEP (Chen y Dudhia, 2001), es un modelo que posee la capacidad de estimar la temperatura del suelo (en cuatro capas), la humedad, la predicción de la cubierta de nieve, la evapotranspiración, el drenaje del suelo y la escorrentía. Además, tiene en cuenta las categorías de la vegetación, la fracción mensual de vegetación y las texturas del suelo. El esquema proporciona los flujos de calor sensible y latente con el esquema de la capa límite.
Capa límite planetaria (PBL)	<i>Yonsei University</i>	Hong y Pan. (1996) proponen utilizar el término del gradiente para representar los flujos debido a los gradientes no locales.
Radiación atmosférica	<i>MM5-SW</i> para radiación de onda corta	Integración simple del flujo solar descendente que representa la dispersión para un cielo claro, la absorción del vapor de agua, y el albedo y la absorción producida por las nubes (Lacis y Hansen, 1974; Dudhia, 1989).
	<i>RRTM-LW</i> para radiación de onda larga	Mlawer et al. (1997) propone el método <i>correlated-k</i> , el cual utiliza tablas preestablecidas de vapor de agua, ozono, dióxido de carbono y trazas de gases. También realiza la contabilización del espesor óptico de las nubes.

4.1.1. Parámetros de evaluación

La evaluación de la radiación solar consiste en la medida de la precisión del valor modelizado en relación al grado de correspondencia con observaciones medidas en estaciones radiométricas. La *International Energy Agency Solar Heating and Cooling* a través del proyecto MESoR¹, establece las directrices para la utilización de los parámetros de calidad en la evaluación de la radiación solar mediante modelización (Beyer et al., 2009).

¹*Management and Exploitation of Solar Resource Knowledge* (www.mesor.net).

4.1 Modelo meteorológico Weather Research and Forecasting

La evaluación de la radiación solar simulada se realiza mediante los siguientes parámetros estadísticos: el Bias o desviación media (*Mean Bias Error, MBE*), el error cuadrático medio o error global (*Root Mean Square Error, RMSE*), y el coeficiente de correlación de *Pearson* (r). De manera similar, se utilizan los valores relativos porcentuales del MBE y el RMSE, denominados *Relative Mean Bias Error (rMBE)* y *Relative Root Mean Square Error (rRMSE)*. La tabla 4.2 presenta las principales características de los parámetros utilizados para la medida del error de las simulaciones.

Los parámetros $x_{mod,i}$ y $x_{obs,i}$, representan el par de valores del modelo y la observación, y n el número de pares comparados. El Bias (MBE) cuantifica el error sistemático del modelo al sobrestimar (Bias positivo) o subestimar (Bias negativo) la variable evaluada. El RMSE establece la medida del error global (mayor a cero) dado por las diferencias entre las observaciones y los valores simulados. El coeficiente r proporciona el grado de correlación entre los pares de datos comparados y finalmente, los valores relativos proporcionan el grado de correspondencia porcentual en proporción al promedio de la variable observada.

Además, la evaluación de la radiación solar se realiza a través de la distribución estadística que permite analizar la variación de la posición central (*mediana, 50%*), el *histograma de frecuencias* y las medidas de posición no central como el *primer cuartil (25%)*, el *tercer cuartil (75%)* y el *decil 90%*.

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

Tabla 4.2: Parámetros de medida del error de la radiación solar simulada por el modelo WRF-ARW para la zona de estudio.

Parámetro	Ecuación de cálculo	Rango de medida	Valor ideal	Unidades
Bias o desviación media (<i>Mean Bias Error, MBE</i>)	$Bias = MBE = \sum_{i=1}^n \frac{(x_{mod,i} - x_{obs,i})}{n}$ (4.1)	$-\infty \leq MBE \leq +\infty$	0	$W \cdot m^{-2}$
Error cuadrático medio (<i>Root Mean Square Error, RMSE</i>)	$RMSE = \sqrt{MSE} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_{mod,i} - x_{obs,i})^2}{n}}$ (4.2)	$0 \leq RMSE \leq +\infty$	0	$W \cdot m^{-2}$
Coefficiente de correlación de Pearson (<i>r</i>)	$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{mod,i} - \bar{x}_{mod}) \cdot (x_{obs,i} - \bar{x}_{obs})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{mod,i} - \bar{x}_{mod})^2 \cdot \sum_{i=1}^n (x_{obs,i} - \bar{x}_{obs})^2}}$ (4.3)	$-1 \leq r \leq 1$	Ajuste positivo=1	Adimensional
Desviación media relativa (<i>Relative Mean Bias Error, rMBE</i>)	$rMBE = \frac{MBE}{\bar{x}_{obs}} \cdot 100\%$ (4.4)	$-\infty \leq rMBE \leq +\infty$	0	%
Error cuadrático medio relativo (<i>Relative Root Mean Square Error, rRMSE</i>)	$rRMSE = \frac{RMSE}{\bar{x}_{obs}} \cdot 100\%$ (4.5)	$0 \leq rRMSE \leq +\infty$	0	%

4.2. Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio

La evaluación de la radiación solar anual simulada en la península Ibérica, se lleva a cabo en términos de energía y potencia solar. La evaluación de la energía solar integrada por día en España, se realiza en unidades de $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$, y la evaluación de la potencia solar horaria instantánea en $W \cdot m^{-2}$, se realiza para Cataluña (Noreste peninsular). La relación que se establece entre la energía y la potencia solar se presenta en detalle en el apéndice A.2.

4.2.1. Resultados de la evaluación de la radiación global diaria para España

Las simulaciones de la radiación global diaria se evalúan con observaciones de 24 estaciones radiométricas pertenecientes a la *Agencia Estatal de Meteorología* de España (AEMET, 2006). La figura 4.2, presenta los resultados de la distribución anual de la radiación simulada y observada para todas las estaciones radiométricas. Para un rango de valores comprendido entre 0 y $35 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$, el comportamiento de la mediana (línea continua roja), el rango del cuartil 75 % (línea punteada verde) y el rango del decil 90 % (línea punteada azul), establece la mejor estimación de la radiación simulada entre 10 y $20 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$. Sin embargo, se observa una sobrestimación para valores superiores a $20 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ y una subestimación para valores inferiores a $10 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$.

La frecuencia para los registros diarios de todas las estaciones se observa mediante el histograma azul de la figura 4.2. El comportamiento de la radiación diaria entre 7 y $35 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ es homogéneo para el rango de 600 a 800 registros anuales. Sin embargo, para los valores de radiación inferiores a $7 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$, la frecuencia de datos disminuye hasta los 200 registros anuales. En consecuencia, la medida del Bias promedio anual corresponde a $0.7 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ y del RMSE promedio anual a $3.8 MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$.

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

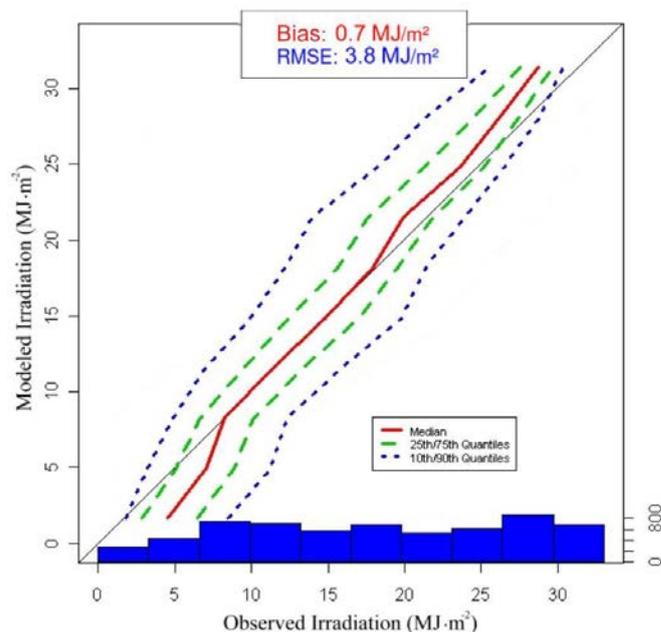
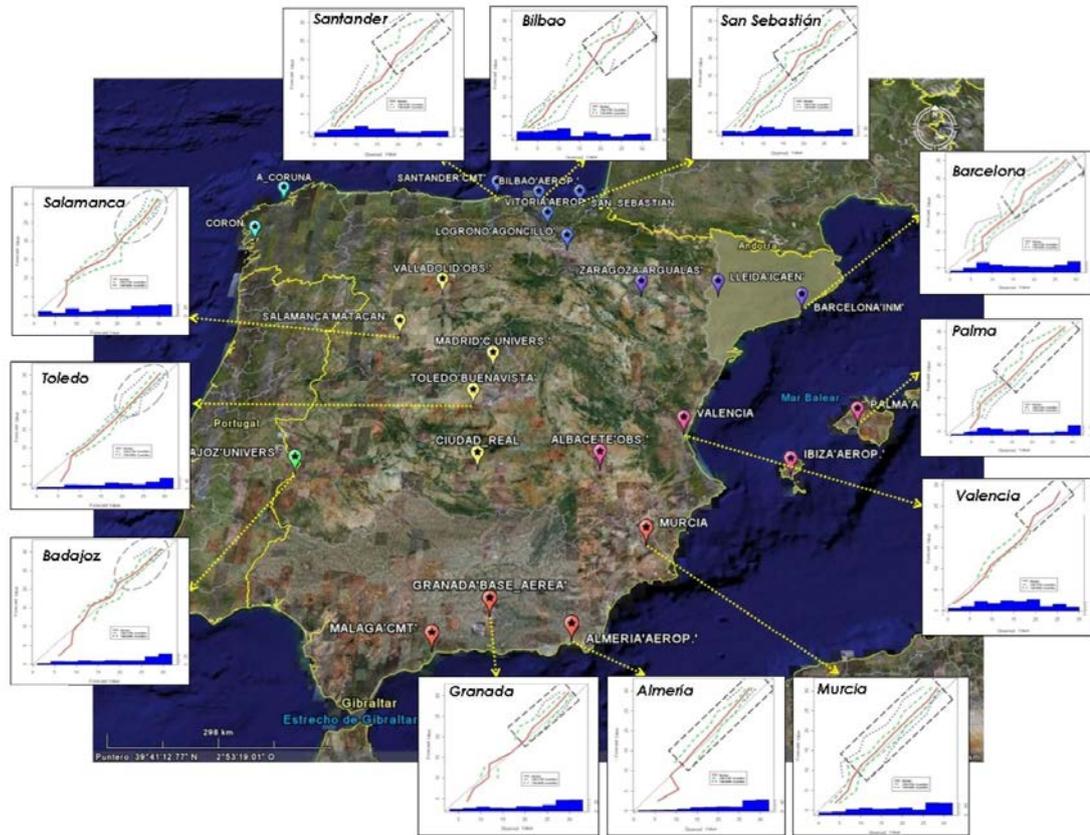


Figura 4.2: Distribución de la radiación global diaria simulada y observada a través de 24 estaciones radiométricas de AEMET en el año 2004. El comportamiento de la radiación global se define mediante la mediana (50 %, línea continua roja), el rango del tercer cuartil (75 %, línea punteada verde), el rango del decil 90 % (línea punteada azul) y la frecuencia para los registros horarios (histograma azul).

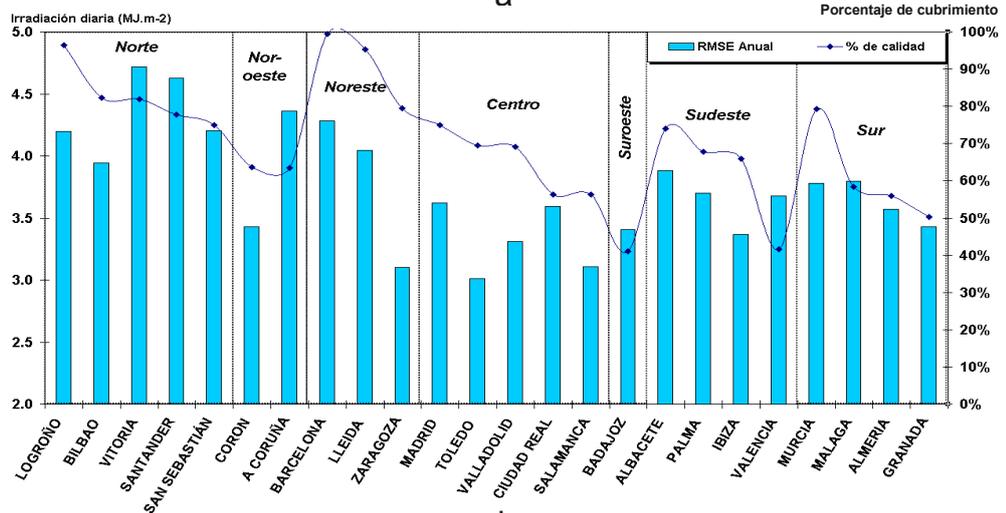
Las figuras 4.3a y 4.3b, presentan los resultados de la distribución geográfica de la radiación global simulada. La figura 4.3a muestra el comportamiento de la mediana y los percentiles en función de la localización espacial de las estaciones radiométricas. Se observa que las estaciones próximas a las costas del océano Atlántico y el mar Mediterráneo como Santander, Bilbao, Barcelona y Valencia, sobrestiman la radiación simulada para valores superiores a $20 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$. Por el contrario, las estaciones continentales ubicadas en el interior de la península como Salamanca, Toledo y Badajoz, muestran una mejor tendencia para el mismo rango de radiación. La subestimación para los valores menores a $10 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ presenta un comportamiento similar para todas las estaciones radiométricas.

En la figura 4.3b, se presentan los rangos del RMSE y de los porcentajes de cubrimiento de las estaciones radiométricas. Se observan valores del RMSE en un rango de 3 a $5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ y un rango de 40 a 100 % de cubrimiento anual de las observaciones.

4.2 Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio



a



b

Figura 4.3: a) Distribución geográfica de la radiación solar diaria simulada y b) Resultados del RMSE y el porcentaje de cubrimiento anual de las estaciones radiométricas de AEMET para el año 2004 (Rincón et al., 2008).

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

De acuerdo a la distribución espacial que presenta el RMSE, se observa un mayor error en las zonas litorales con respecto a las continentales. Dicha afirmación se comprueba al analizar los valores del RMSE por estación radiométrica. Las estaciones radiométricas de las zonas litorales como Palma (RMSE=3.7 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$), A Coruña (RMSE=4.3 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$) o Málaga (RMSE=3.8 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$), presentan un mayor error en relación a las estaciones continentales de Toledo (RMSE=3 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$) y Salamanca (RMSE=3.1 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$).

4.2.1.1. Desagregación temporal del Root Mean Square Error

La desagregación temporal del RMSE se realiza con el propósito de analizar el efecto de la simulación de la radiación solar diaria en las estaciones del año. En este sentido, la tabla 4.3 presenta los resultados de la evaluación en invierno, primavera, verano y otoño. Los valores del RMSE más significativos, se observan en primavera con 4.7 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$. En verano se presenta un RMSE de 3.5 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$, en invierno de 3.3 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$, y por último el menor valor se observa en otoño con 2.7 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$.

En las figuras 4.4 y 4.5, se presentan los resultados de la distribución geográfica del RMSE para las estaciones del año. Los valores máximos de primavera se localizan en el Norte, Sureste y Noreste peninsular (RMSE > 5 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$). Por su parte, el verano con valores de RMSE entre 4 y 5 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ se localizan en las zonas del Norte y el Noreste. En cuanto al invierno, el rango de RMSE de 3 a 4 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$ comprende las zonas del Sur, Suroeste, Sureste y Centro peninsular. Finalmente, el rango inferior del RMSE en otoño (1 - 3.5 $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$) se presenta en toda la zona peninsular.

Los resultados de la evaluación espacial y temporal de la radiación solar diaria simulada, permiten concluir que las simulaciones presentan los mayores errores en primavera y verano para las zonas litorales peninsulares. Dichos resultados se podrían relacionar con una deficiencia en la extinción atmosférica producida por las condiciones ópticas de los aerosoles y la nubosidad. En este sentido, las masas de aire que afectan significativamente a la península Ibérica se generan por situaciones sinópticas en el océano Atlántico y por brisas de meso-escala en el mar Mediterráneo.

4.2 Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio

Tabla 4.3: Resultados de la evaluación anual de la radiación solar acumulada por día simulada para España en el año 2004 (Rincón et al., 2008).

Distribución peninsular	Nombre de estación	Cubrimiento anual (%)	ERROR ($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)		RMSE Estacional ($MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$)				
			Bias	RMSE	Primavera	Verano	Invierno	Otoño	
Norte	San Sebastián 'Igueldo'	75	0	4.2	4.8	4.9	3.4	2.9	
	Bilbao 'Aerop.'	82	0.3	3.9	5.2	4.7	2.3	2.4	
	Logroño 'Agoncillo'	96	1	4.2	6	3.8	3.4	2.8	
	Santander 'CMT'	78	0.2	4.6	6.2	5	2.8	2.4	
Noroeste	Vitoria 'Aerop.'	82	1	4.7	6.4	4.5	3.4	2.9	
	Coron	64	0	3.4	4.5	3.4	2.2	2	
	A Coruña	63	-1.6	4.3	5.2	4.7	3.3	3.5	
	Salamanca 'Matacan'	56	-0.2	3.1	3.2	3.2	3.3	2.4	
Centro	Valladolid 'Obs.'	69	0	3.3	3.5	3.3	3.2	3.1	
	Toledo 'Buenavista'	69	0.3	3	3.7	2.3	2.7	3.1	
	Ciudad Real	56	0.5	3.6	4.4	2.8	4.5	3.4	
	Madrid 'C.Univers.'	75	0.7	3.6	5.1	2.6	3.3	2.8	
Noreste	Zaragoza 'Argualas'	80	0.7	3.1	3.8	3.2	2.8	2.3	
	Lleida 'ICAEN'	76	2	4	5	4.2	3.9	2.7	
	Barcelona 'CMT'	99	1.6	4.2	5.3	5.2	2.6	3.1	
	Ibiza 'Aerop.'	66	1.1	3.3	4.4	3.1	2.7	2.5	
Este	Palma 'Aerop.'	66	1.3	3.7	4.8	3.5	3.1	2.9	
	Valencia	42	1.4	3.7	5.1	2.7	3.2	1	
	Albacete 'Obs'	74	0.5	3.8	5.3	2.7	3.8	3.1	
Suroeste	Badajoz 'Univers.'	42	0.4	3.4	4.2	2.3	3.5	3.2	
	Granada 'Base Aerea'	50	0.9	3.4	4.1	2.6	4	3.1	
Sur	Málaga 'CMT'	58	1.6	3.8	4.8	3.1	4.1	2	
	Murcia	79	1.5	3.8	4.8	3.1	4.1	2.7	
	Almería 'Aerop.'	56	1.8	3.6	3.8	3.7	3.3	2.7	
Promedio Total		70	0.7	3.8	4.7	3.5	3.3	2.7	

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

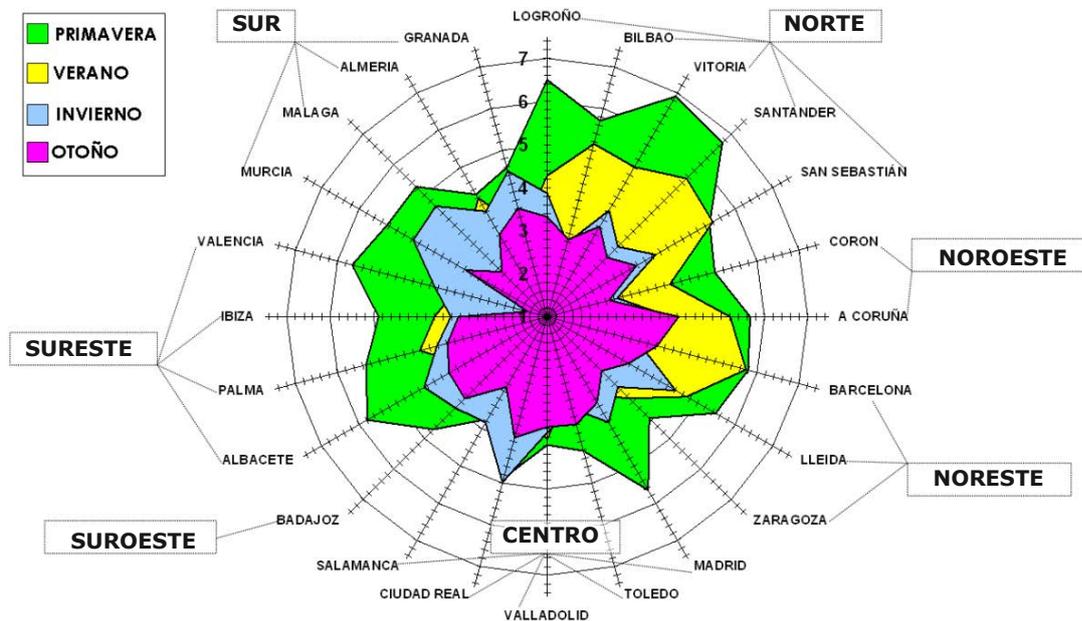


Figura 4.4: Distribución del RMSE en función de las estaciones del año y las zonas geográficas peninsulares a partir de 24 estaciones radiométricas de AEMET (Rincón et al., 2008).

En conclusión, la evaluación de la simulación de la radiación solar acumulada por día permite establecer una sobrestimación sistemática en el año. La reproducción de la radiación estimada por el modelo meteorológico se ve afectada por la variabilidad espacial y temporal de la zona de estudio. Sin embargo, la relativa distribución espacial de las estaciones radiométricas utilizadas, se considera insuficiente para evaluar la amplia variabilidad espacio-temporal y las fluctuaciones atmosféricas de la radiación solar peninsular. Por lo tanto, el siguiente apartado presenta los resultados de la evaluación de la simulación de la radiación global horaria instantánea para el Noroeste peninsular (Cataluña), mediante la utilización de una cantidad significativa de estaciones radiométricas.

4.2 Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio

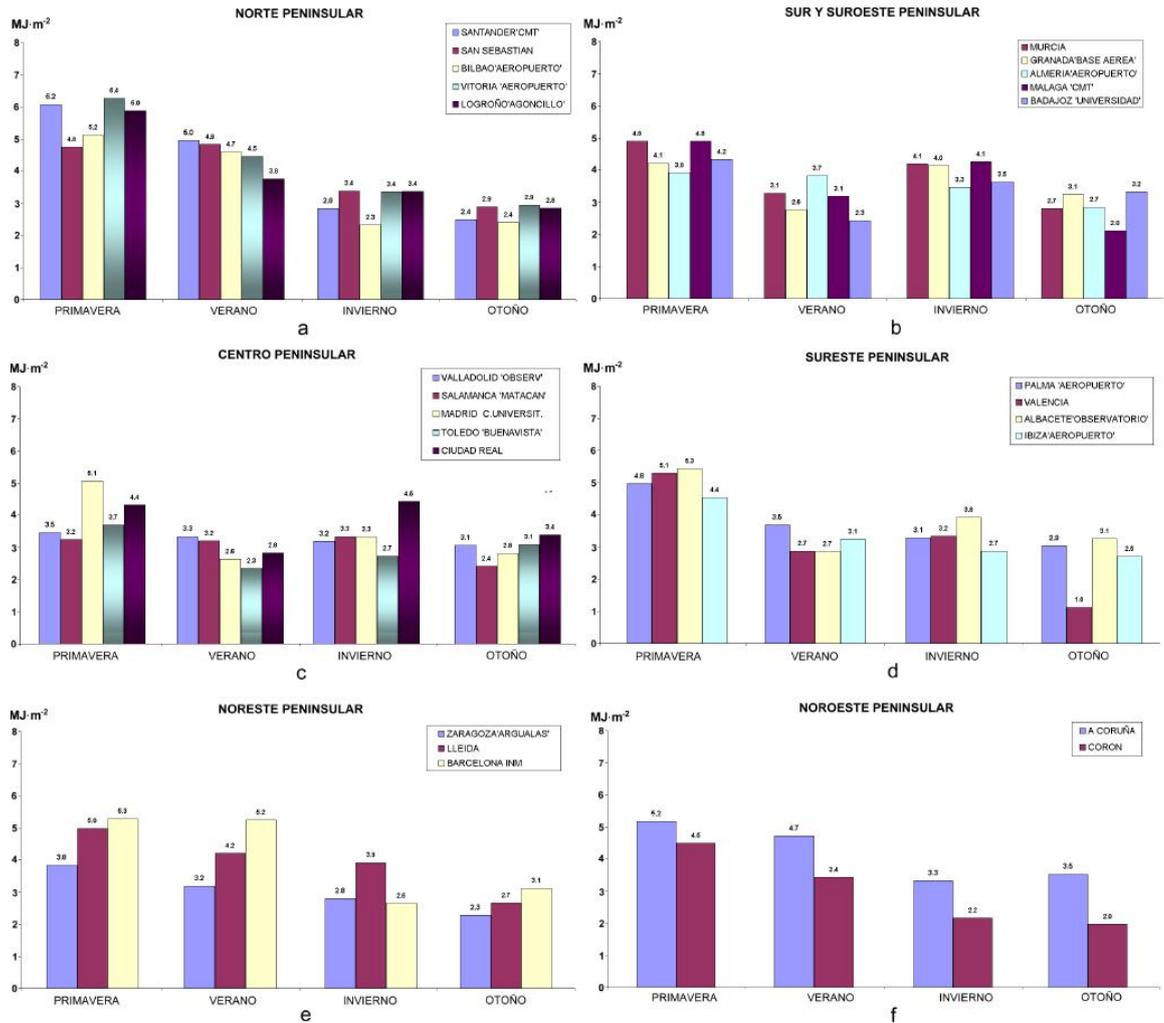


Figura 4.5: Resultados de la desagregación temporal de la radiación solar acumulada por día para las estaciones radiométricas de AEMET en el año 2004. a) RMSE estacional para el Norte peninsular; b) RMSE estacional para el Sur y Suroeste peninsular; c) RMSE estacional para el Centro peninsular; d) RMSE estacional para el Sureste peninsular; e) RMSE estacional para el Noreste peninsular; f) RMSE estacional para el Noroeste peninsular.

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

4.2.2. Resultados de la evaluación de la radiación solar horaria para Cataluña

Las simulaciones de la radiación solar global instantánea por hora en unidades de $W \cdot m^{-2}$, se evalúan mediante observaciones de radiación global horaria media provenientes de 90 estaciones radiométricas en Cataluña¹. En la figura 4.6, se presentan los resultados de la distribución anual de la radiación global horaria (GHI) simulada y observada. El comportamiento de la mediana, el rango del cuartil 75 % y el rango del decil 90 %, muestran un incremento gradual en la sobrestimación para el rango de GHI entre 200 y 1200 $W \cdot m^{-2}$, el cual representa casi todo el rango de medida.

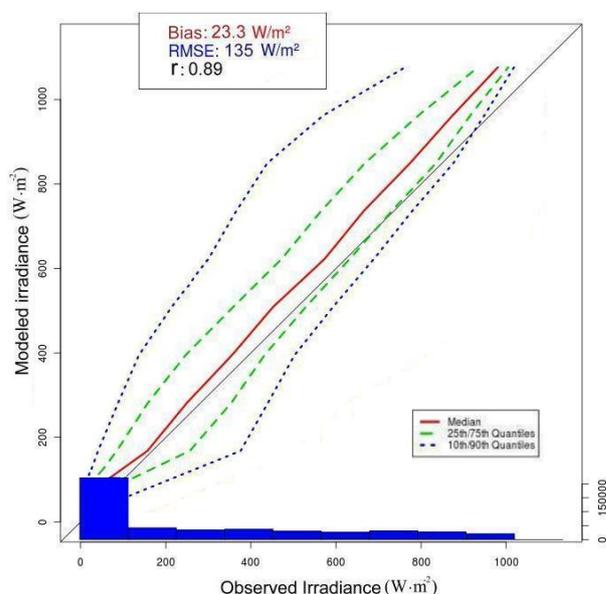


Figura 4.6: Distribución de la GHI simulada y observada para 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004. El comportamiento de la GHI se define mediante la mediana (50 %, línea continua roja), el rango del tercer cuartil (75 %, línea punteada verde), el rango del decil 90 % (línea punteada azul) y la frecuencia para los registros horarios (histograma azul).

La frecuencia de los registros horarios se presenta a través del histograma azul en la figura 4.6. Se observa un comportamiento homogéneo para los valores de GHI compren-

¹La evaluación de la radiación global se realiza con las estaciones radiométricas que presentan altas resoluciones temporales (semi-horarias y cinco-minutales). Por lo tanto, en el cálculo de la radiación global horaria media no se incluyen las cinco estaciones con registros diarios pertenecientes a las redes de AEMET (estaciones de Tortosa y Barcelona), el *Govern d'Andorra* y *MeteoFrance* (estaciones de Perpignan y Alenya). Dichas estaciones han sido seleccionadas de la última versión del *Atlas de radiació solar a Catalunya* (Baldasano et al., 2006) (ver apéndice B).

4.2 Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio

dados entre 100 y $1000 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, con alrededor de 37000 registros horarios en el año, en comparación con los 150000 registros anuales para el rango inferior a $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. El Bias promedio anual corresponde a $23.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (rMBE=9.8%), el RMSE promedio anual a $135 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (rRMSE=51%) y el coeficiente r es igual a 0.89¹.

En la figura 4.7, se muestra el diagrama de cajas con el rango horario intercuartil de la GHI simulada (rectángulos azules) en comparación con la GHI observada (rectángulos grises). Los resultados permiten analizar la distribución del ciclo diario entre las 4:00h y las 18:00h UTC, mediante el comportamiento de la mediana (línea central negra), el primer cuartil 25% (límite inferior del rectángulo), el tercer cuartil 75% (límite superior del rectángulo) y los valores atípicos máximos y mínimos (líneas punteadas negras).

A lo largo del ciclo diario se observa una persistencia en la sobrestimación de la simulación de GHI. La mayor sobrestimación se presenta entre las 9:00h y las 14:00h, donde destaca una diferencia superior a $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ entre el cuartil 75% y la mediana. De esta manera, se relaciona la sobrestimación con el rango horario de mayor incidencia de la radiación solar.

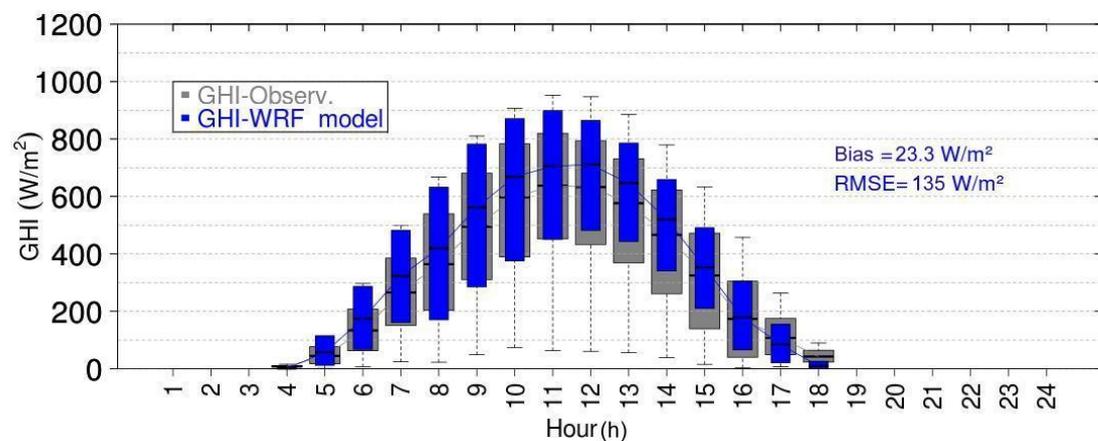


Figura 4.7: Diagrama de cajas de la GHI simulada (rectángulos azules) y la GHI observada (rectángulos grises) en 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004. El diagrama de cajas permite comparar el rango horario intercuartil para el ciclo diario del año 2004. El rango intercuartil se define por las dimensiones del rectángulo, donde el límite inferior corresponde al primer cuartil 25%, la línea central negra a la mediana (50%) y el límite superior al tercer cuartil 75%. Las líneas punteadas indican los valores atípicos máximos y mínimos.

¹Los valores de la evaluación anual de la GHI para Cataluña corresponden a un promedio de las observaciones horarias de las 90 estaciones radiométricas.

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

4.2.2.1. Desagregación temporal del error de la GHI simulada para Cataluña

Los resultados de la evaluación temporal de la GHI simulada para Cataluña, se presentan en la tabla 4.4 y en la figura 4.8. La tabla 4.4 muestra los mayores Bias para las estaciones de primavera ($43 W \cdot m^{-2}$) y verano ($35 W \cdot m^{-2}$) en relación a las estaciones de invierno ($10 W \cdot m^{-2}$) y otoño ($4 W \cdot m^{-2}$). Los resultados del RMSE muestran la misma tendencia con mayores valores para primavera ($131 W \cdot m^{-2}$) y verano ($123 W \cdot m^{-2}$) con respecto a invierno ($94 W \cdot m^{-2}$) y otoño ($85 W \cdot m^{-2}$).

La radiación solar observada promedio (\overline{GHI}) afecta significativamente los resultados en la sobrestimación dada por el RMSE relativo. Es decir, la \overline{GHI} en las estaciones de invierno y otoño muestran valores inferiores a $160 W \cdot m^{-2}$, mientras que para primavera y verano son superiores a $300 W \cdot m^{-2}$. Este comportamiento genera mayores porcentajes relativos del RMSE en invierno (60 %) y otoño (55 %) en relación a los porcentajes del error en primavera (14 %) y verano (11 %).

Tabla 4.4: Resultados de la desagregación temporal de la GHI simulada en relación a 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004.

Estación	Unidades: Periodo de evaluación	$W \cdot m^{-2}$			%		r
		GHI	Bias	RMSE	rMBE	rRMSE	
Invierno	01/01/2004-20/03/2004 (80 días)	159	10	95	6	60	0.89
Primavera	21/03/2004-21/06/2004 (91 días)	310	43	131	14	42	0.89
Verano	22/06/2004-23/09/2004 (93 días)	329	35	123	11	37	0.91
Otoño	24/09/2004-21/12/2004 (88 días)	154	4	85	3	55	0.88
Anual	01/01/2004-31/12/2004 (366 días)	239	23.3	135	9.8	51	0.89

En la figura 4.8, se observa la evaluación temporal del Bias, el RMSE y el coeficiente r , desagregados por estaciones del año. La variabilidad del Bias para primavera-verano demuestra la persistencia de la sobrestimación con un rango de -80 a $220 W \cdot m^{-2}$, el cual es superior al rango de -80 a $80 W \cdot m^{-2}$ de invierno-otoño. Por su parte, el RMSE muestra una variabilidad que se incrementa gradualmente desde invierno y otoño con valores inferiores a $150 W \cdot m^{-2}$, hasta primavera y verano con valores que alcanzan los $300 W \cdot m^{-2}$. Finalmente, el coeficiente de correlación r muestra una importante variabilidad a lo largo del año, el cual es levemente superior en primavera-verano ($r > 0.60$) en relación a invierno-otoño ($r > 0.65$). De esta manera, se corroboran gráficamente los resultados de la tabla 4.4.

4.2 Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio

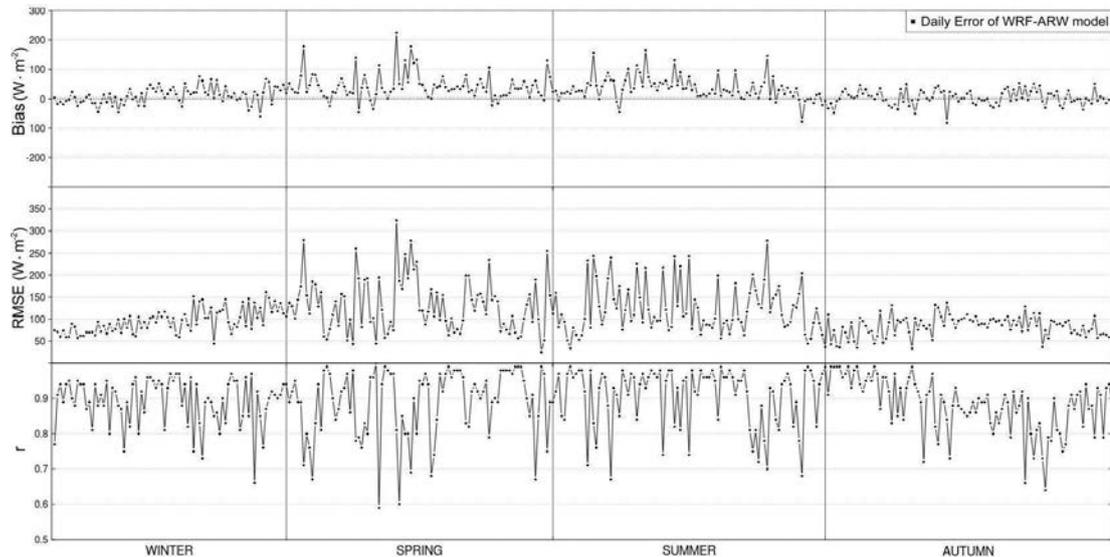


Figura 4.8: Evaluación temporal del error de la GHI simulada en relación a 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004. El Bias, el RMSE y el coeficiente r se indican para las simulaciones mediante los puntos y las líneas negras.

En las figuras 4.9 y 4.10, se presentan los resultados de la distribución horaria del Bias y el RMSE por estaciones del año. La desagregación temporal de los errores permite analizar la influencia horaria en primavera, verano, invierno y otoño. En este sentido, el comportamiento del Bias y del RMSE para el periodo anual (línea negra de la figura 4.9), evidencia la persistencia horaria en la sobrestimación de la GHI.

La sobrestimación del Bias en primavera (línea amarilla) y en verano (línea roja) se presenta para el rango horario de 6:00h a 13:00h, cuyo máximo valor ($100 W \cdot m^{-2}$) se observa entre las 9:00h y 10:00h. Por otra parte, la sobrestimación del Bias en invierno (línea azul) y otoño (línea verde) corresponde al rango de 13:00h a 17:00h, con un máximo de $100 W \cdot m^{-2}$ entre las 14:00h y 15:00h. El comportamiento del RMSE demuestra una compensación en la distribución de los errores para todas las estaciones a lo largo del día. De esta manera, se puede afirmar que el cambio de dirección de la sobrestimación entre los rangos horarios, se relaciona con la distribución estacional de los errores entre los rangos intercuartílicos para primavera-verano (figuras 4.10a - 4.10b) y otoño-invierno (figuras 4.10c - 4.10d), respectivamente.

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

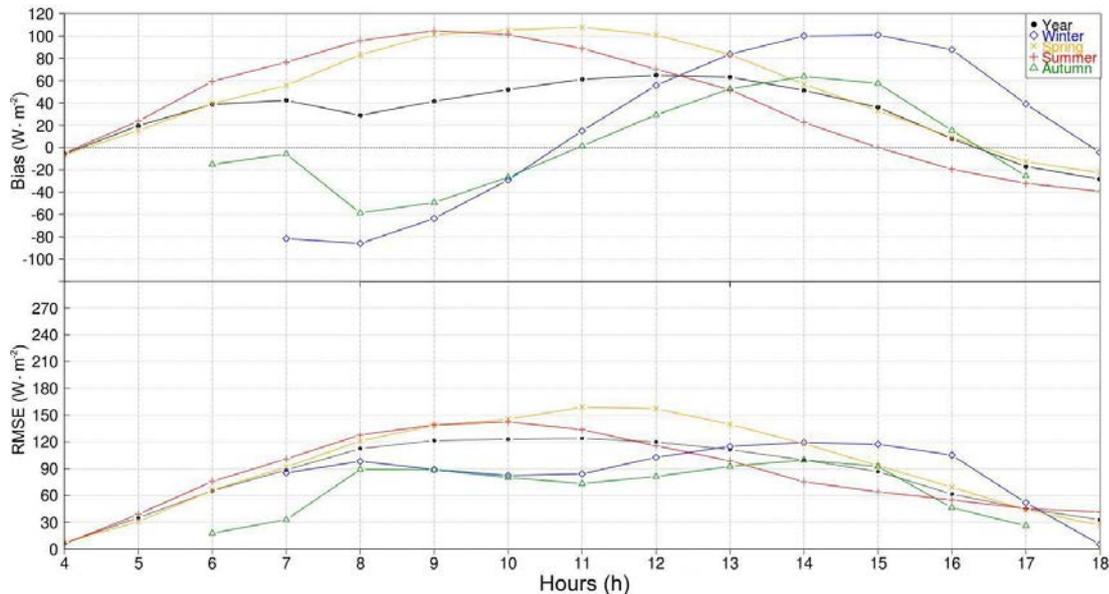


Figura 4.9: Distribución horaria del Bias y el RMSE para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004. Los valores horarios del Bias y RMSE corresponden al periodo anual (línea negra), invierno (línea azul), primavera (línea amarilla), verano (línea roja) y otoño (línea verde).

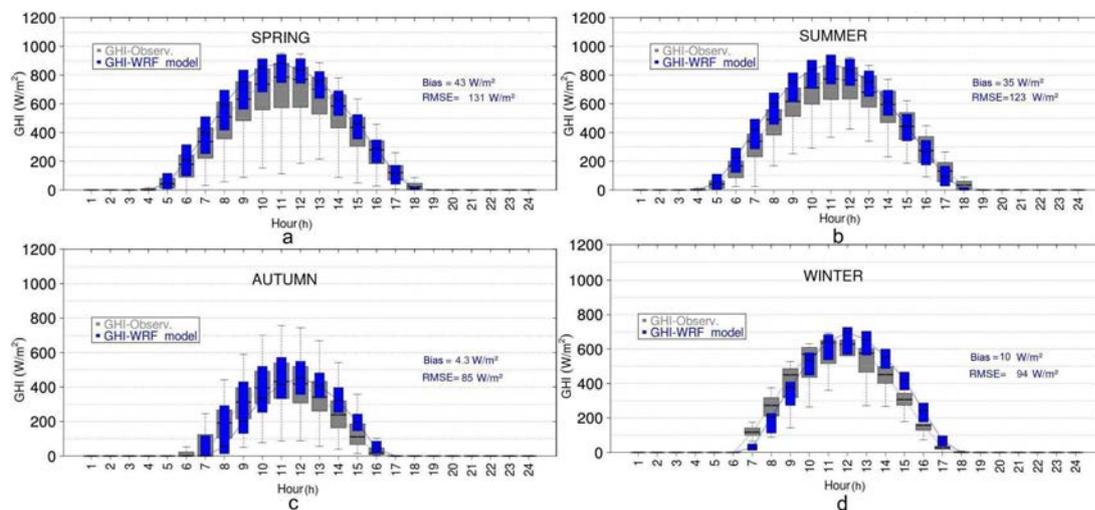


Figura 4.10: Diagrama de cajas por periodo estacional para la GHI simulada (rectángulos azules) y observada (rectángulos grises) para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004. Rango intercuartil horario para a) primavera, b) verano, c) otoño y d) invierno. El rango intercuartil se define por las dimensiones del rectángulo, donde el límite inferior corresponde al primer cuartil 25%, la línea central negra a la mediana (50%) y el límite superior al tercer cuartil 75%. Las líneas punteadas indican los valores atípicos máximos y mínimos.

4.2 Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio

De acuerdo a los resultados obtenidos de la evaluación temporal, se concluye que la sobrestimación de la GHI simulada se presenta en primavera-verano para el ciclo diario entre las 6:00h y 11:00h, y en otoño-invierno para el ciclo diario entre las 12:00h y 17:00h. Las simulaciones demuestran una deficiencia en la reproducción de la variabilidad entre las horas de mayor radiación solar en el año. No obstante, como se menciona en el apartado anterior, este comportamiento temporal se podría relacionar con los cambios producidos por las condiciones geográficas, atmosféricas y el vector posición del Sol.

4.2.2.2. Evaluación de la GHI simulada en función de la altitud, el índice de transparencia atmosférica y el ángulo cenital solar

Los resultados de la evaluación anual de la GHI simulada en función de la altitud se presentan en la figura 4.11. Como se observa en la figura 4.11a, el Bias muestra una variabilidad entre 0 y $55 W \cdot m^{-2}$ para un rango de altitudes de 0 a 1000 m. Por su parte, el RMSE varía entre 115 y $170 W \cdot m^{-2}$, en donde las estaciones que se encuentran en una altitud superior a 500 m., presentan un incremento de aproximadamente $20 W \cdot m^{-2}$ en relación a las estaciones localizadas entre 0 y 500 m.

Con respecto a la desagregación temporal, las figuras 4.11b y 4.11c permiten analizar la distribución estacional de los errores en relación a la altitud. Los resultados confirman las diferencias observadas anteriormente entre primavera-verano (puntos amarillos y rojos) y otoño-invierno (puntos verdes y azules). En relación al error anual (puntos negros), se observa un desplazamiento positivo del Bias y del RMSE en primavera-verano, opuesto al desplazamiento negativo en invierno-otoño. A modo de ejemplo, la estación de *Barcelona* con 90 m. de altitud (No. 10 de la figura 4.11c), muestra un Bias anual de $24 W \cdot m^{-2}$ y un RMSE anual de $140 W \cdot m^{-2}$. Se puede observar una marcada disparidad entre los errores de primavera-verano (Bias= $40 W \cdot m^{-2}$ y RMSE= $165 W \cdot m^{-2}$), con respecto a los errores de otoño-invierno (Bias= $0 W \cdot m^{-2}$ y RMSE= $105 W \cdot m^{-2}$).

En definitiva, a partir del análisis de los errores relativos (rMBE = 3 a 14 % y rRMSE = 37 a 60 %) y del error normalizado en función a la \overline{GHI} observada¹, se establece que la altitud geográfica no afecta de manera significativa en la simulación anual de la GHI.

¹El Bias y el RMSE normalizado se calculan dividiendo el error estacional entre la \overline{GHI} anual de $239 W \cdot m^{-2}$. Se establece que el Bias normalizado de 0 a 0.2 y el RMSE normalizado de 0.5 a 0.6, no varían significativamente con el incremento de la altitud.

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

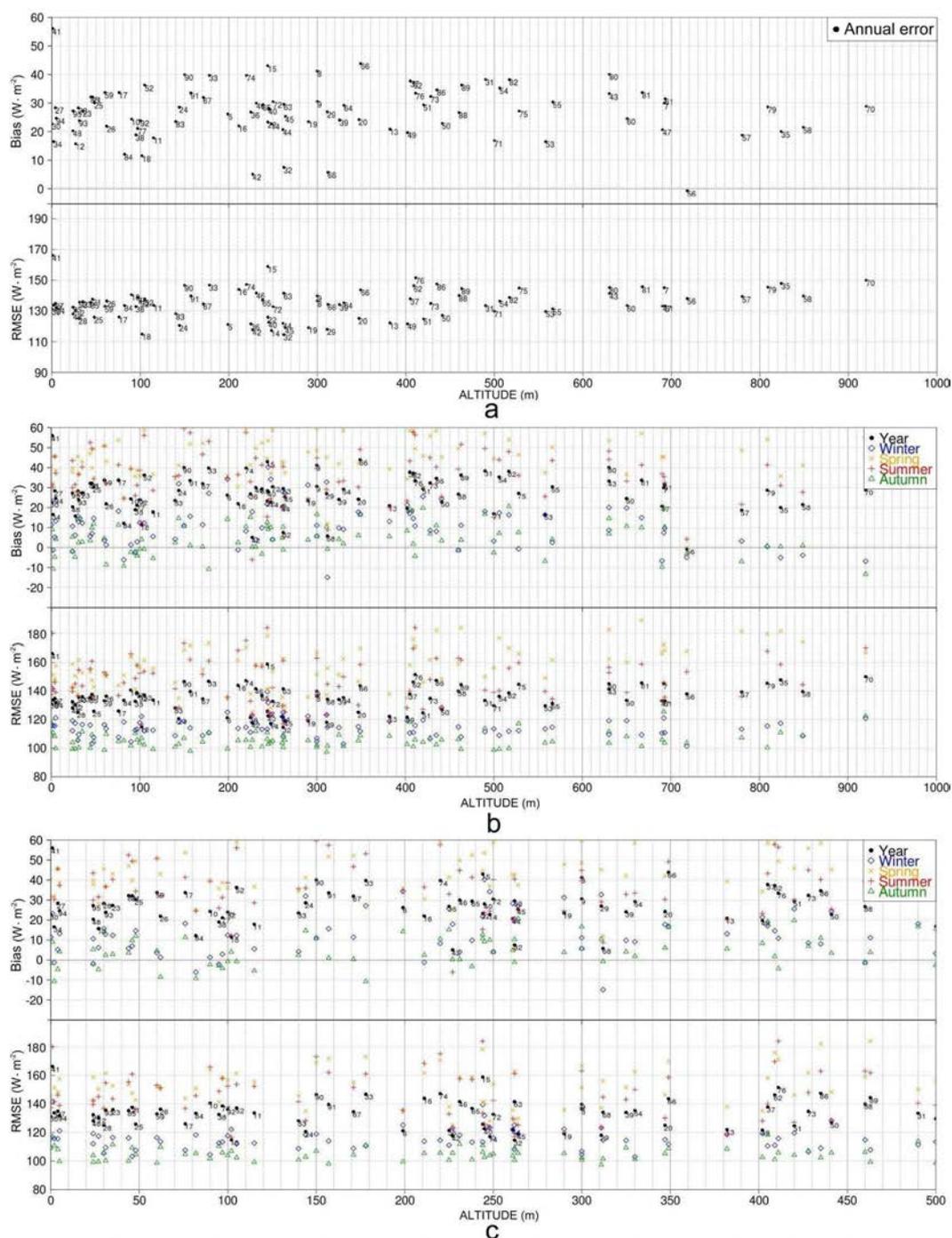


Figura 4.11: Evaluación de la GHI simulada en función de la altitud para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004. a) Bias y RMSE anual para las estaciones radiométricas en función de la altitud entre 0-1000m; b) Desagregación temporal del Bias y RMSE para las estaciones radiométricas en función de la altitud entre 0-1000m; c) Desagregación temporal del Bias y RMSE para las estaciones radiométricas en función de la altitud entre 0-500m. Las estaciones radiométricas se identifican a través de la numeración de la tabla B.2 (Apéndice B).

4.2 Evaluación de la simulación de la radiación solar global en la zona de estudio

Finalmente, la figura 4.12 presenta la estimación del Bias en las cuatro estaciones del año en función del ángulo cenital solar (SZA) y del índice de transparencia atmosférica (k_t^*). El análisis del Bias a través del SZA y el índice k_t^* , tiene la finalidad de evaluar la capacidad del modelo meteorológico WRF-ARW para reproducir la GHI, con respecto al vector posición del Sol y a las condiciones atmosféricas¹.

Por lo tanto, en base a las condiciones de la atmósfera que se establecen mediante los intervalos dados por el índice k_t^* (ver apéndice A.3), se observa que la sobrestimación de la GHI con Bias superiores a $80 W \cdot m^{-2}$, se produce en condiciones de cielos despejados (*Clear-sky*: $k_t^* > 0.65$), mientras que la subestimación para Bias inferiores a $-80 W \cdot m^{-2}$, se observa en condiciones de cielo totalmente nublado (*Overcast*: $k_t^* < 0.4$). En orden descendente, las estaciones de primavera, verano, invierno y otoño presentan los mayores errores sistemáticos para un vector posición del Sol que alcanza el cenit en las latitudes de la zona de estudio (tonos rojos y azules de la figura 4.12a).

En la figura 4.12b, se analiza la distribución estacional del Bias en función del índice k_t^* . Los resultados corroboran la mayor sobrestimación en primavera y verano para condiciones de cielos despejados y nublados. De igual manera, la subestimación para cielos totalmente nublados se presentan en verano (Bias $> -110 W \cdot m^{-2}$), invierno y otoño (-80 a $-110 W \cdot m^{-2}$), y primavera (Bias $> -80 W \cdot m^{-2}$).

En conclusión, la evaluación de la simulación de la GHI establece una persistente sobrestimación a lo largo del año 2004. Dicha persistencia se debe a valores mayoritariamente positivos del Bias y del RMSE para primavera y verano, los cuales se presentan en amplios rangos cenitales para condiciones atmosféricas de cielos totalmente nublados y cielos despejados en la zona de estudio.

¹Los valores del *Solar Zenith Angle* (SZA) se calculan en radianes para los ángulos comprendidos entre 0° y 90° ($1 \text{ radián}=57.3^\circ$). Por lo tanto, los valores del $\cos(SZA)$ para la figura 4.12a varían desde 0 para el plano del horizonte (90°), hasta 1 cuando el Sol se encuentra en el *cenit* (0°). Otros valores comparativos del $\cos(SZA)$ son: 0.7 para 45° , 0.5 para 60° y 0.26 para 75° . Por otra parte, el índice k_t^* se obtiene siguiendo la metodología propuesta por Mathiesen y Kleissl (2011) donde se divide la GHI simulada entre la GHI estimada por el modelo de cielo claro de Ineichen (Ineichen y Perez, 2002) (ecuación 2.1).

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

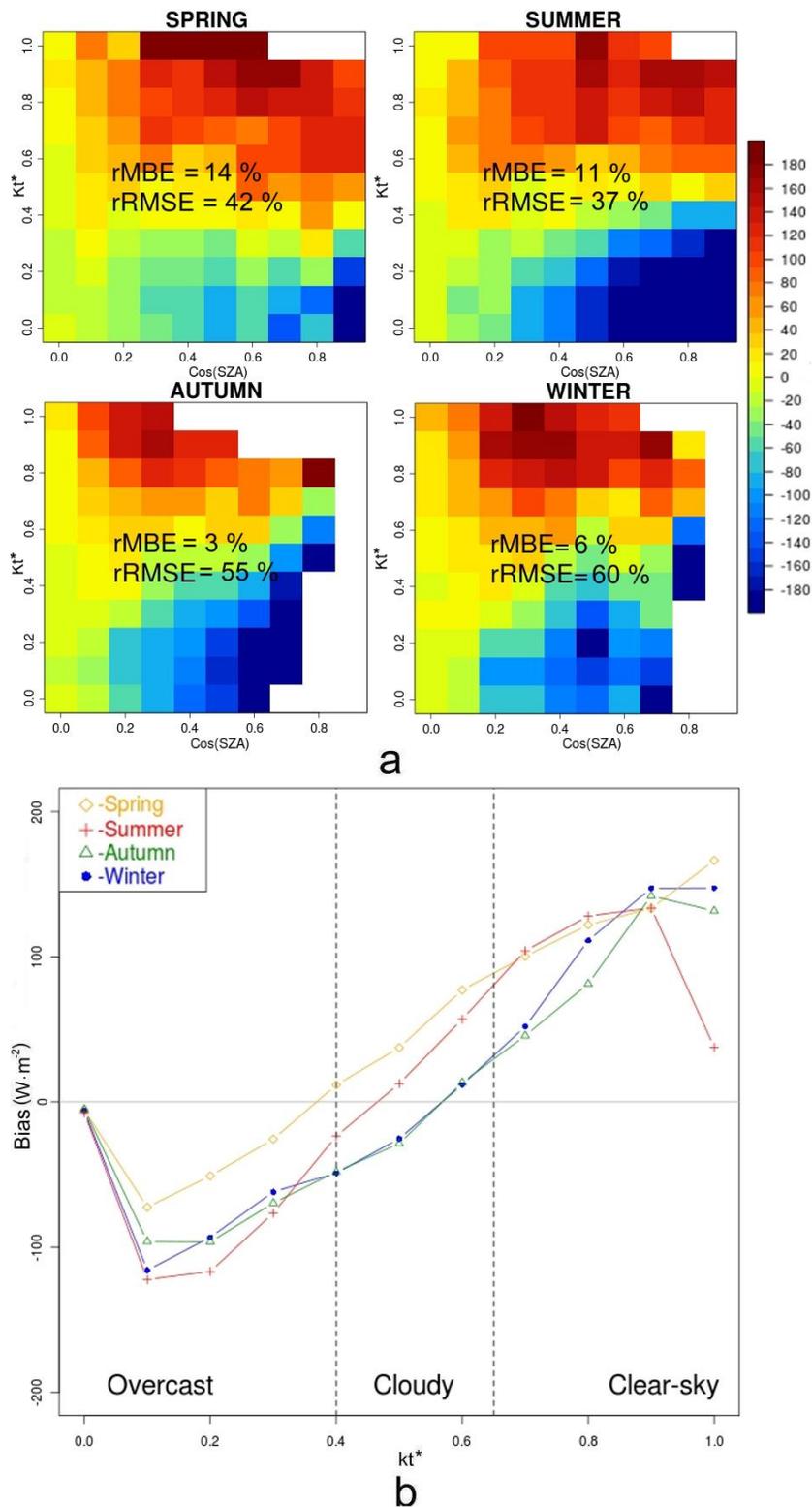


Figura 4.12: Estimación del Bias para la GHI simulada en 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. a) Bias en función del ángulo cenital solar (SZA) y el índice de transparencia atmosférica (k_t^*) para primavera, verano, otoño e invierno; b) Bias por estación en función del índice de transparencia atmosférica (k_t^*).

4.3. Discusión de resultados

La evaluación de la radiación solar simulada en modo diagnóstico para España y Cataluña, permite analizar el grado de precisión de las parametrizaciones físicas utilizadas en la simulación anual. De esta manera, mediante los parámetros de evaluación dados por el Bias, el RMSE y el coeficiente de correlación r , se evalúa la radiación solar estimada por el esquema de transferencia radiativa para onda corta *MM5-SW* (Dudhia, 1989), en función de la variabilidad espacio-temporal y las condiciones atmosféricas de la zona de estudio.

La evaluación anual a partir de la variabilidad temporal presenta resultados numéricamente similares entre la radiación solar diaria en España (Bias= $0.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ y RMSE= $3.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$) y la radiación solar horaria en Cataluña (Bias= $23.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ y RMSE= $135 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$)¹. De igual manera, a nivel estacional se mantiene el contraste observado entre los mayores errores en primavera-verano, y los menores errores en invierno-otoño. Por lo tanto, aunque ambas zonas de estudio difieren en la extensión territorial, el número de estaciones radiométricas utilizadas y la complejidad orográfica, los errores sistemáticos de la radiación solar global persisten sistemáticamente a lo largo del año.

La evaluación en función de la variabilidad espacial se enfoca en analizar la distribución geográfica peninsular del RMSE. La sobrestimación sistemática observada en primavera y verano, se localiza en las zonas litorales peninsulares que reciben una mayor incidencia de masas de aire originadas por las condiciones meteorológicas del océano Atlántico y el mar Mediterráneo. Por un lado, el Norte y el Noroeste peninsular son influenciados por masas de aire húmedo y frío procedentes de situaciones sinópticas en el océano Atlántico. Por otro lado, el Este y el Noreste peninsular (zona de Cataluña) se ve afectado por masas de aire cálido y húmedo provenientes de brisas de meso-escala en el mar Mediterráneo.

Los resultados de la evaluación en relación a las condiciones atmosféricas, relacionan el error sistemático con el estado atmosférico asociado a la nubosidad y el vector posición del Sol. Se obtiene una sobrestimación superior a $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ para condiciones de cielo despejado, y una subestimación inferior a $-80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ para condiciones de cielo completamente nublado. En consecuencia, se relacionan dichos resultados con la

¹Los resultados del Bias y el RMSE de la radiación solar horaria de Cataluña (irradiancia), se comparan con los resultados de la radiación solar diaria (irradiación) en España, a través de la conversión de la ecuación A.8 establecida en el apéndice A.2: $\sum_{i=1}^{8h} Bias_{horario} * \frac{3600s}{1000000J} = Bias_{diario}$.

4. EVALUACIÓN DE LA RADIACIÓN SOLAR SIMULADA POR EL MODELO METEOROLÓGICO WRF-ARW

deficiencia en la reproducción de la extinción atmosférica de las masas nubosas y los aerosoles del esquema radiativo de onda corta de Dudhia (1989).

La revisión bibliográfica realizada en el capítulo 2, establece que los trabajos que evalúan dicho esquema radiativo para diferentes zonas geográficas, presentan resultados similares a los obtenidos por el presente estudio. En este sentido, Mathiesen y Kleissl (2011) y Lara-Fanego et al. (2011), obtienen Bias superiores a $50 W \cdot m^{-2}$ (rMBE=12-15 %) y RMSE superiores a $130 W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=32-33 %) para simulaciones anuales con resoluciones horizontales desde 12kmx12km a 3kmx3km. La sobrestimación para cielos despejados y nublados muestran Bias superiores a $100 W \cdot m^{-2}$ (rMBE=4-20 %) y la subestimación para cielos totalmente nublados presentan Bias de $-150 W \cdot m^{-2}$ (rMBE > 60 %). Por su parte, Armstrong (2000) relaciona dicha sobrestimación con un cálculo excesivo de la fracción nubosa y el vapor de agua en las capas altas de la tropósfera, mientras que Guichard et al. (2003) concluye que los aerosoles y las nubes tipo *Cirrus* afectan a dicha estimación de la radiación solar. De igual manera, Zamora et al. (2005) relaciona la carga atmosférica de los aerosoles con la sobrestimación para cielos despejados en diferentes ángulos cenitales. Además, Husar et al. (1997) relaciona la presencia de aerosoles con áreas geográficas afectadas por intrusiones de masas de aire de origen marítimo.

En conclusión, los autores coinciden en relacionar la sobrestimación sistemática de la radiación solar con la variabilidad espacio-temporal y con las condiciones atmosféricas analizadas en el presente estudio. La sobrestimación de la radiación solar en condiciones de cielo despejado se debe principalmente a una deficiencia en el cómputo de la extinción atmosférica ocasionada por los aerosoles y las condiciones ópticas de las nubes.

Con el fin de reducir el error sistemático de la radiación solar simulada, la literatura propone la utilización de las metodologías de post-proceso, las cuales se implementan para hacer frente a las limitaciones del modelo meteorológico WRF-ARW.

Capítulo 5

Metodologías de post-proceso e interpolación espacial

En este capítulo se presentan las metodologías de post-proceso analizadas para reducir el error sistemático de las simulaciones de radiación global (GHI) con el modelo meteorológico WRF-ARW. En el primer apartado se describen las técnicas de post-proceso seleccionadas y se presentan los aspectos relevantes de su implementación para la zona geográfica de Cataluña. A continuación se analizan mediante una evaluación de los post-procesos. Posteriormente, se realiza una discusión de los resultados y se presenta un post-proceso combinado con las mejores técnicas evaluadas. El último apartado describe la metodología de interpolación espacial de los resultados del post-proceso y se evalúa la implementación realizada.

5.1. Descripción e implementación de los post-procesos

Las metodologías de post-proceso se utilizan para minimizar los errores sistemáticos de un sistema dinámico lineal mediante la interpretación objetiva de las aproximaciones establecidas entre las variables del sistema. Por ejemplo, mediante la utilización de algoritmos numéricos es posible relacionar las variables observadas y simuladas para estimar el error sistemático inherente en los modelos *Numerical Weather Prediction* (NWP) y mejorar los pronósticos futuros (Heinemann et al., 2006a).

A partir de la revisión bibliográfica realizada en el capítulo 2, las técnicas de post-proceso que mejoran los pronósticos de los modelos NWP son: *Model Output Statistics*

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

(MOS; Glahn y Lowry (1972)), Redes Neuronales Artificiales (*Artificial Neural Networks, ANN; Bishop (1995)*), el Filtro de Kalman (*Kalman Filter, KF; Kalman (1960)*) y un algoritmo simplificado del Filtro de Kalman denominado Método Recursivo (*RE-Cursive method, REC; Boi (2004)*).

Las técnicas han sido implementadas y evaluadas a partir de las simulaciones y observaciones de la GHI en el año 2004 para el dominio geográfico de Cataluña (resolución horizontal de 4kmx4km). Se establece una base de datos horaria con las observaciones de las estaciones radiométricas presentadas en el capítulo 3 y las simulaciones del modelo evaluadas en el capítulo 4. En función de la técnica de post-proceso empleada, se aplica la corrección del error sistemático directamente en la variable GHI o a través del índice de transparencia atmosférica. Por lo tanto, los registros de la base de datos se organizan de la siguiente manera:

- *obs*: observación de la GHI medida en $W \cdot m^{-2}$.
- *wrf*: simulación de la GHI del modelo WRF-ARW en $W \cdot m^{-2}$.
- *modC*: estimación de la GHI del modelo de cielo claro de Ineichen y Perez (2002) en $W \cdot m^{-2}$. El cálculo de la GHI_{modC} se realiza en función del coeficiente de turbiedad de Linke (T_L), la altitud (m), la masa de aire (*Air Mass*) y el $\cos(SZA)$ mediante la ecuación 2.1.
- *cos*: coseno del ángulo cenital solar (SZA) calculado en función del ángulo de declinación del Sol, la latitud y el ángulo solar horario mediante la ecuación A.4. Los valores del $\cos(SZA)$ varían desde 0 para el plano del horizonte ($SZA = 90^\circ$), hasta 1 cuando el Sol se encuentra en el *cenit* ($SZA = 0^\circ$).
- k_{tm} : es el índice de transparencia atmosférica de las observaciones de GHI. Es un valor adimensional que se calcula dividiendo las observaciones entre las estimaciones del modelo de cielo claro de Ineichen y Perez (2002): $k_{tm} = \frac{GHI_{obs}}{GHI_{modC}}$.
- k_t^* : es el índice de transparencia atmosférica de las simulaciones de GHI. Es un valor adimensional que se calcula dividiendo las simulaciones entre las estimaciones del modelo de cielo claro de Ineichen y Perez (2002): $k_t^* = \frac{GHI_{wrf}}{GHI_{modC}}$.

5.1.1. Model Output Statistics

El *Model Output Statistics* (MOS; Glahn y Lowry (1972)) es una técnica que consiste en determinar correlaciones entre una variable dependiente y varias variables independientes de un modelo matemático simple, mediante una regresión polinomial de la forma:

$$\hat{y} = a_0 + a_1 \cdot x_1 + a_2 \cdot x_2 + a_3 \cdot x_3 + \dots + a_n \cdot x_n \quad (5.1)$$

En donde la variable dependiente (\hat{y}) es denominada *predictante*, las variables independientes (x_n) son los *predictores*, a_0 representa la constante de la regresión y a_n los coeficientes de la regresión. En este sentido, el resultado de la regresión puede utilizarse como una estimación del predictante a través de la combinación lineal de los predictores mediante un proceso de entrenamiento de datos. La finalidad de dicho entrenamiento radica en la obtención de los coeficientes de la regresión mediante la interacción del mayor número de datos históricos dentro de la serie temporal de aplicación.

El MOS es una técnica que tiene la capacidad de predecir el error sistemático en sistemas numéricos y se aplica, por ejemplo a las salidas de los modelos NWP para mejorar objetivamente las correlaciones entre las simulaciones y las observaciones¹.

La corrección de la desviación sistemática en las simulaciones de radiación solar a través de la técnica MOS se realiza siguiendo la metodología propuesta por Lorenz et al. (2009a) y Mathiesen y Kleissl (2011). En dichos estudios, se incorporan como predictores de la regresión el índice de transparencia atmosférica de las simulaciones (k_t^*) y el coseno de ángulo cenital solar ($\cos(SZA)$). Esto implica la interacción del estado atmosférico y la posición del Sol en el ajuste de la regresión MOS para la minimización del error sistemático de las simulaciones.

5.1.1.1. Implementación del post-proceso MOS

La implementación de la técnica MOS para las simulaciones de GHI de las 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el 2004, se realiza mediante la obtención de una regresión polinomial de cuarto orden establecida en base a Lorenz et al. (2009a) y Mathiesen y Kleissl (2011). Por lo tanto, la regresión MOS definida para cada estación

¹La técnica MOS se aplica en el pronóstico de variables meteorológicas como: temperatura mínima o máxima diaria, temperatura del punto de rocío, nubosidad, dirección y velocidad del viento, probabilidad de precipitación, probabilidad de tormenta eléctrica y visibilidad, entre otros (Wilks, 2006).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

radiométrica corresponde a:

$$\begin{aligned}
 Bias_c = & \varepsilon + \alpha_1 \cdot k_t^* + \alpha_2 \cdot \cos(SZA) + \alpha_3 \cdot (k_t^*)^2 + \alpha_4 \cdot k_t^* \cdot \cos(SZA) + \\
 & \alpha_5 \cdot (\cos(SZA))^2 + \alpha_6 \cdot (k_t^*)^3 + \alpha_7 \cdot (k_t^*)^2 \cdot \cos(SZA) + \alpha_8 \cdot k_t^* \cdot (\cos(SZA))^2 + \\
 & \alpha_9 \cdot (\cos(SZA))^3 + \alpha_{10} \cdot (k_t^*)^4 + \alpha_{11} \cdot (\cos(SZA))^3 \cdot \cos(SZA) + \\
 & \alpha_{12} \cdot (k_t^*)^2 \cdot (\cos(SZA))^2 + \alpha_{13} \cdot k_t^* \cdot (\cos(SZA))^3 + \alpha_{14} \cdot (\cos(SZA))^4 \quad (5.2)
 \end{aligned}$$

En donde, las variables independientes k_t^* y $\cos(SZA)$ realizan la estimación del Bias ($Bias_c$) a través de la constante ε y los coeficientes de la regresión ($\alpha_{1..14}$). El ajuste de la regresión se realiza a través de un proceso de entrenamiento que permite la obtención de los coeficientes mediante los pesos relativos de las variables independientes.

Los registros horarios del k_t^* y el $\cos(SZA)$ son utilizados para obtener el Bias promedio mediante la interacción numérica de dichas variables (entre 0 y 1). Por lo tanto, para realizar dichas interacciones se realizan pruebas de diferentes intervalos temporales para un periodo de 7 a 90 días, en donde se obtiene un periodo de entrenamiento igual a 60 días para todas las estaciones radiométricas de Cataluña. Las interacciones permiten la obtención de los pesos relativos que relacionan el Bias de los datos de entrenamiento.

Finalmente, se obtiene la matriz de pesos relativos y la matriz de Bias promedio para calcular los coeficientes de la regresión MOS¹. En consecuencia, los coeficientes permiten la estimación del error sistemático ($Bias_c$) para corregir la simulación del modelo (GHI_{wrf}) y obtener la corrección GHI_c mediante:

$$GHI_c = GHI_{wrf} - Bias_c \quad (5.3)$$

Con el objetivo de analizar el alcance de la corrección MOS en función de los 60 días de entrenamiento, en la figura 5.1 se presenta la aplicación para 16 días (10 al 25 de abril del 2004) en la estación radiométrica de Barcelona. En la parte superior de la figura 5.1, se muestra el comportamiento horario de la GHI observada (puntos negros), GHI simulada (línea roja) y la GHI corregida por el MOS (línea azul). En la parte inferior de dicha figura, se muestra la tendencia del Bias de la simulación (línea negra) con respecto al Bias de la corrección MOS (línea roja). Se presenta una reducción del Bias de 26 a $-5 W \cdot m^{-2}$ y del RMSE de 202 a $185 W \cdot m^{-2}$.

¹El cálculo de los coeficientes de la regresión MOS se realiza a través de la función *polyfitweighted2* propuesta por Rogers (2007) en el lenguaje de programación MATLAB.

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

Para los 16 días analizados, la corrección MOS presenta un alcance temporal de aproximadamente 7 días (10 a 16 de abril), en donde destaca la significativa corrección en la sobrestimación para los días despejados (11 y 12 de abril) y para los días con una importante variabilidad atmosférica (13, 14 y 15 de abril). En concreto, la estación analizada presenta una mayor capacidad de corrección para los días despejados en relación a los días nublados.

Por consiguiente, la aplicación del MOS en las 90 estaciones para un año de simulación, se implementa con un periodo de 60 días de entrenamiento que varía en función del día del año. Es decir, al realizar el ajuste del día 61, se obtiene una matriz de pesos y una matriz de Bias a partir de las interacciones para un periodo que varia entre los días 1 y 60. Posteriormente, al ajustar el día 62 se utiliza la información de los días 2 a 61 y así sucesivamente hasta completar los 366 días del año.

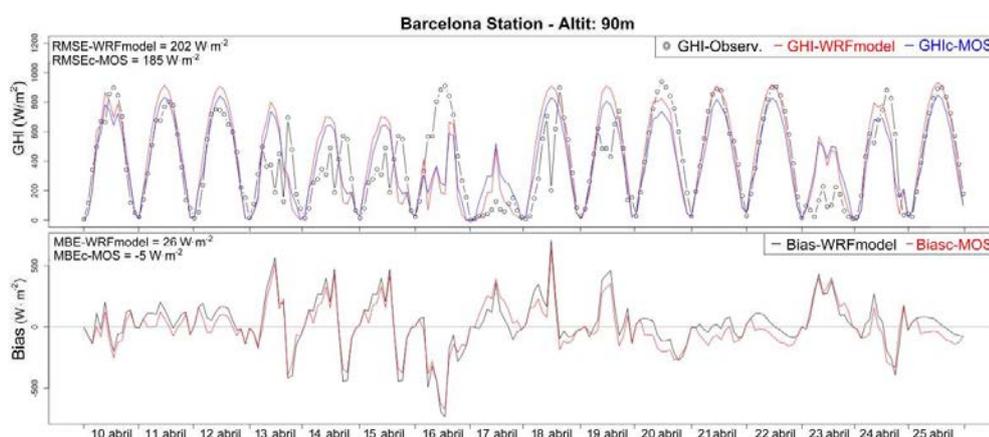


Figura 5.1: Comportamiento de la GHI horaria y el Bias en función de la corrección MOS del 10 al 25 de abril del 2004 para la estación radiométrica de Barcelona.

Los resultados de la implementación del post-proceso MOS para Cataluña¹, se muestran en la figura 5.2. La distribución anual de los registros horarios de la GHI simulada (figura 5.2a) y la GHI corregida (figura 5.2b), se compara mediante el comportamiento de la mediana (línea continua roja), el rango del cuartil 75 % (línea punteada verde) y el rango del decil 90 % (línea punteada azul). Se observa una significativa corrección de la sobrestimación general de las simulaciones con una reducción del Bias de 23

¹El tiempo de cálculo del post-proceso MOS requiere de aproximadamente 20 segundos por estación para la obtención de los coeficientes de la regresión. Se utiliza un procesador *Intel Core i7-640M* a $2.80GHz$ que requiere de un tiempo total de 15 minutos para un periodo de entrenamiento de 60 días con 90 estaciones.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

$W \cdot m^{-2}$ (rMBE=9.8 %) hasta $-1.5 W \cdot m^{-2}$ (rMBE=-0.6 %), el RMSE de $135 W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=51 %) hasta $111.3 W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=43.3 %) y el coeficiente de correlación con un incremento de 0.89 a 0.92. La corrección se produce en el rango de GHI desde 0 a $1000 W \cdot m^{-2}$. Sin embargo, se observa una leve subestimación para valores desde 300 a $900 W \cdot m^{-2}$.

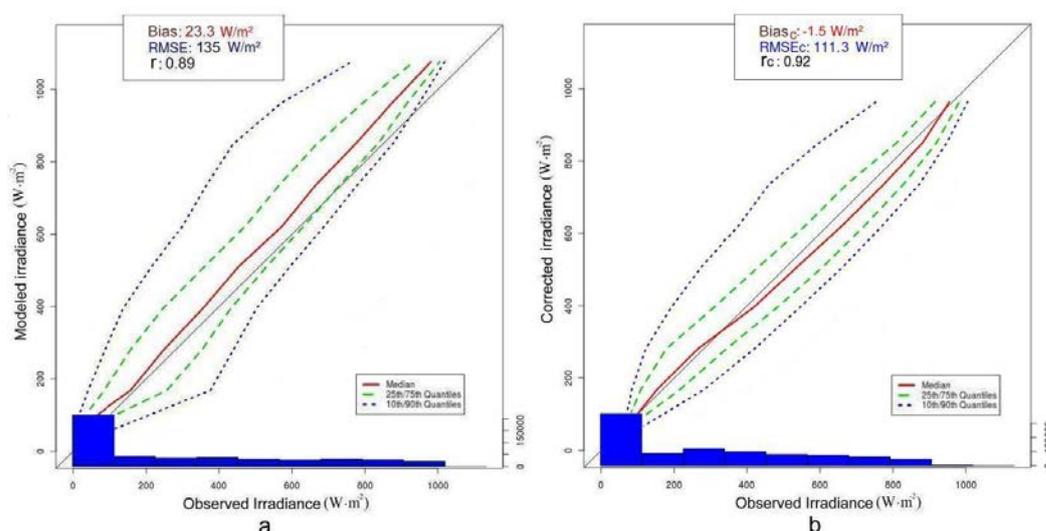


Figura 5.2: Distribución de la GHI horaria simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. a) GHI anual simulada por el modelo WRF-ARW y b) GHI anual corregida por el post-proceso MOS. El comportamiento de la GHI se define mediante la mediana (50 %, línea continua roja), el rango del tercer cuartil (75 %, línea punteada verde), el rango del decil 90 % (línea punteada azul) y la frecuencia para los registros horarios (histograma azul).

En la figura 5.3, se presenta la corrección del post-proceso en función del rango intercuartil horario para el 2004. La sobrestimación de la GHI simulada (rectángulos azules) es corregida por la regresión MOS (rectángulos violetas) a lo largo del ciclo diario entre las 4:00h y las 18:00h UTC. En la figura 5.3a, se observa una disminución de hasta $100 W \cdot m^{-2}$ entre la mediana y el cuartil 75 % para el rango horario de 8:00h a 14:00h. La corrección entre las 12:00h y 16:00h muestra un incremento del cuartil 25 % en aproximadamente $80 W \cdot m^{-2}$. En concreto, el ajuste de la distribución estacional del error sistemático es corregido para el rango intercuartil horario de las estaciones del año.

En las figuras 5.3b y 5.3c, se muestra la corrección para primavera y verano, donde se observa una significativa reducción en la variabilidad horaria entre las 8:00h y 14:00h para primavera, y entre las 7:00h y 13:00h para verano. En las figuras 5.3d y 5.3e,

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

se presentan las correcciones para otoño e invierno, donde se observa un ajuste de la subestimación entre las 8:00h y 11:00h, y un ajuste de la sobrestimación entre las 12:00h y las 16:00h.

En la figura 5.4, se realiza una comparación del Bias simulado y el Bias corregido en función del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* de tres estaciones radiométricas según su localización geográfica: estación de *Barcelona* (figuras 5.4a y 5.4b) en el litoral mediterráneo, estación de *Lleida* (figuras 5.4c y 5.4d) en la depresión Central (*Plana de Lleida*) y la estación de *Sort* (figuras 5.4e y 5.4f) en los Pirineos. Los tonos rojizos indican una sobrestimación de hasta $300 W \cdot m^{-2}$ para valores de k_t^* superiores a 0.65 (cielos despejados) y ángulos cenitales inferiores a 75° ($\cos(SZA) > 0.26$). Por otra parte, los tonos azules muestran una subestimación de hasta $-300 W \cdot m^{-2}$ para índices k_t^* inferiores a 0.4 (cielos totalmente nublados) y ángulos cenitales inferiores a 75° .

La estación de Lleida localizada en la depresión Central presenta la mayor sobrestimación con respecto a las estaciones de Barcelona y Sort. Dicha sobrestimación se produce debido a una excesiva cantidad de radiación solar simulada, especialmente durante primavera y verano¹. Por otro lado, la subestimación se presenta en mayor medida para las estaciones de Barcelona y Sort debido a una menor radiación solar simulada, especialmente durante invierno y otoño.

La aplicación de la regresión MOS para las estaciones analizadas, presentan un ajuste del rMBE anual de 9 y 11 % hasta -0.3 y 1.6 %, y del rRMSE anual de 43 y 54 % hasta 36 y 48 %, respectivamente. El ajuste del MOS no considera los valores de GHI cerca de la salida y la puesta del Sol debido a la desproyección numérica que ocasiona una distorsión de los resultados en la corrección (Mathiesen y Kleissl, 2011). Dicho intervalo se localiza a la izquierda de la línea punteada negra: $75^\circ < SZA < 90^\circ$ de las figuras 5.4b, 5.4d y 5.4f.

Las correcciones del Bias que se observan mediante el cambio de tonalidad de colores oscuros (rojo y azul) a colores claros (amarillo y verde) con valores próximos a $0 W \cdot m^{-2}$, relacionan la significativa capacidad de ajuste del post-proceso MOS con los cambios producidos en la nubosidad y el vector posición del Sol a lo largo del año en la zona geográfica de estudio. En conclusión, la reducción del error sistemático para las 90 estaciones radiométricas de Cataluña muestra una corrección del Bias promedio anual

¹Según el *Atlas de Radiació Solar a Catalunya* los valores máximos de radiación global anual superiores a $15 MJ \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$, se observan en la zona geográfica que abarca la depresión Central (Baldasano et al., 2006).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

de 23.3 a $-1.5 W \cdot m^{-2}$, del RMSE promedio anual de 135 a $111.3 W \cdot m^{-2}$ y un incremento del coeficiente r promedio de 0.89 a 0.92.

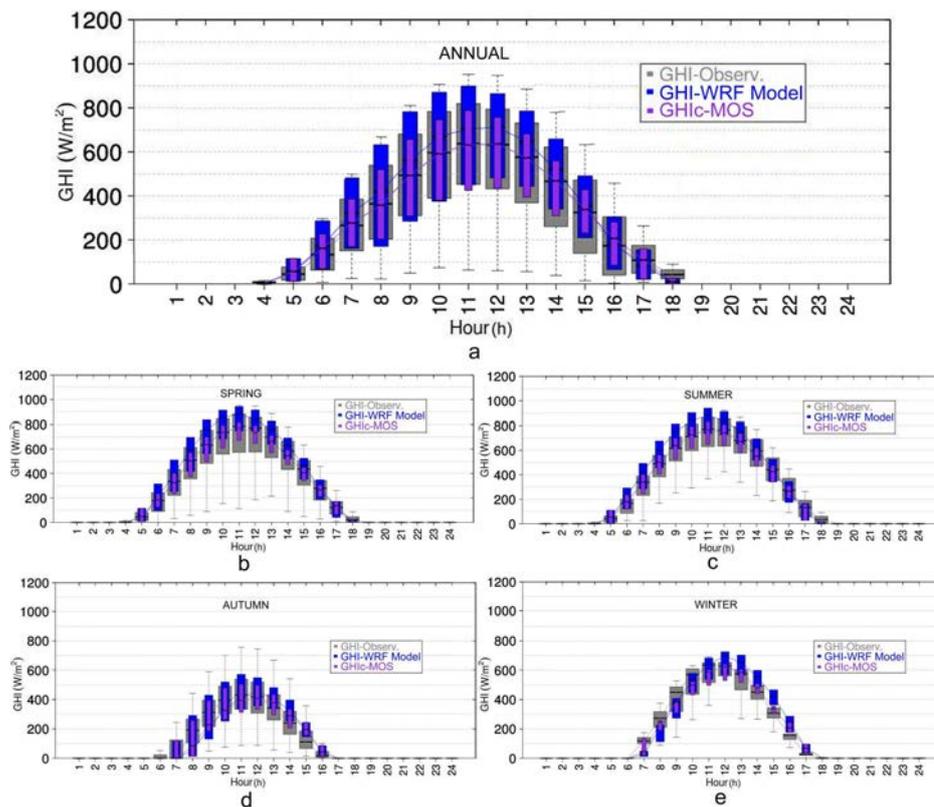


Figura 5.3: Diagramas de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), GHI simulada (rectángulos azules) y GHI corregida (rectángulos violeta) por el post-proceso MOS para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. Rango intercuartil horario para a) ciclo diario del año, b) ciclo diario de primavera, c) ciclo diario de verano, d) ciclo diario de otoño y e) ciclo diario de invierno. El rango intercuartil se define por las dimensiones del rectángulo, donde el límite inferior corresponde al primer cuartil 25%, la línea central negra a la mediana (50%) y el límite superior pertenece al tercer cuartil 75%. Las líneas punteadas indican los valores atípicos máximos y mínimos.

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

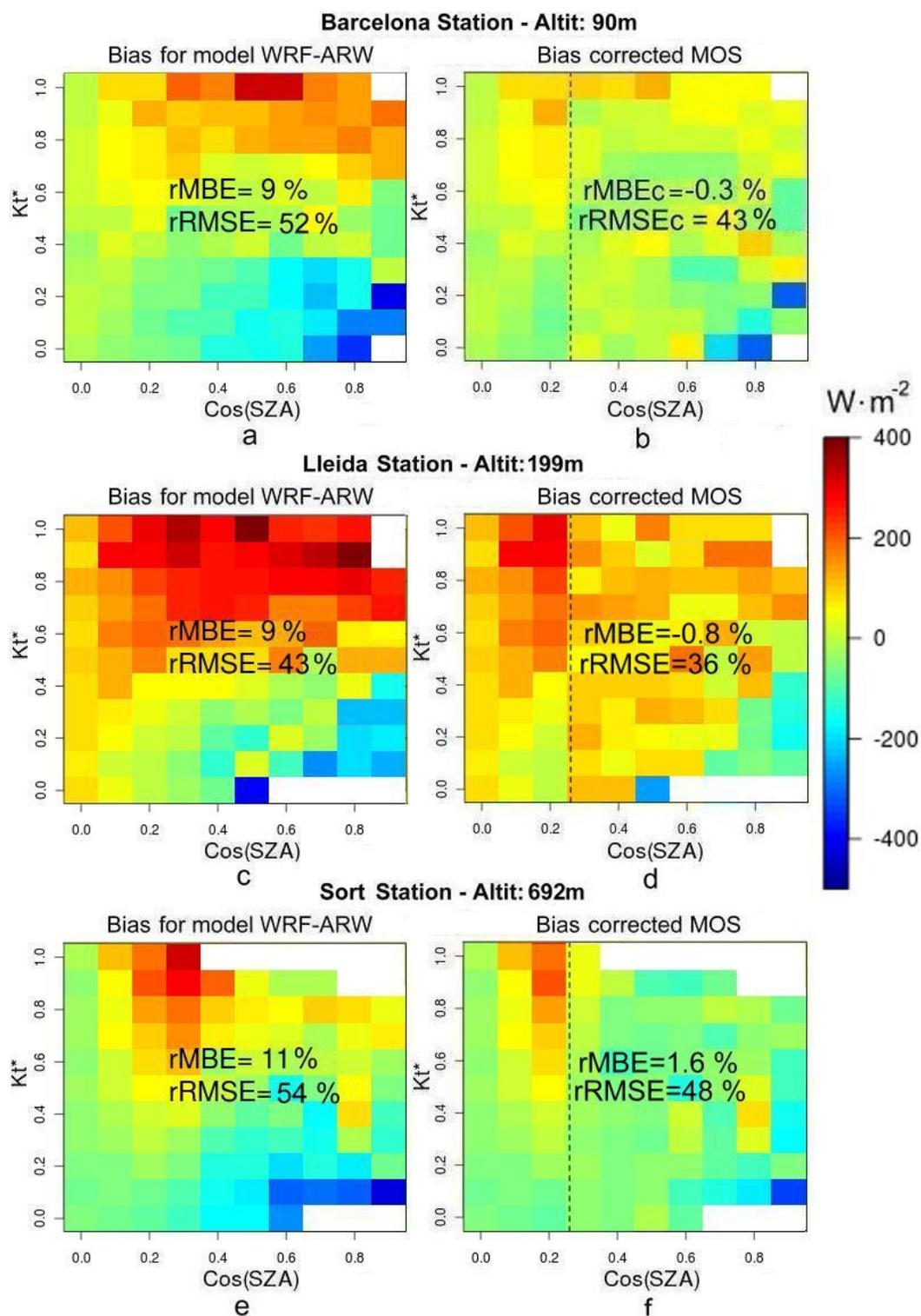


Figura 5.4: Estimación del Bias simulado (a, c y e) en comparación al Bias corregido por el MOS (b, d y f) para las estaciones radiométricas de Barcelona, Lleida y Sort en el año 2004. Los Bias próximos al plano del horizonte entre el intervalo $75^\circ < SZA < 90^\circ$ (zona izquierda de la línea punteada negra), no son incluidos en la corrección MOS.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

5.1.2. Redes Neuronales Artificiales

La metodología de las Redes Neuronales Artificiales (*Artificial Neural Networks, ANN*) es una técnica que obtiene una aproximación funcional mediante el análisis de las estimaciones realizadas entre las variables de entrada y las variables de salida de un sistema numérico complejo (Günther y Fritsch, 2010)¹.

La técnica ANN esta constituida por un conjunto de unidades de procesamiento interconectadas entre si, denominadas *neuronas*, las cuales tienen la capacidad de almacenar conocimiento experimental mediante el tratamiento de la información. Las redes neuronales que realizan el tratamiento de la información desde una capa de neuronas de entrada hacia una capa de neuronas de salida se denominan redes *feed-forward*.

La red *feed-forward* más utilizada debido a su simplicidad es el perceptrón multi-capas (*Multi-Layer Perceptron, MLP*) (Bishop, 1995). En la figura 5.5a se muestra el diagrama esquemático de una ANN del tipo perceptrón multi-capas (MLP), la cual está constituida por una capa de neuronas de entrada (*Input layer*), una o más capas de neuronas ocultas (*Hidden layers*) y una capa de neuronas de salida (*Output layer*). En la figura 5.5b se muestra el procesamiento realizado por una neurona, en donde a partir de la suma ponderada entre el producto de las variables de entrada (x) y un factor de peso (w), se aplica una función de activación no lineal para producir un pronóstico (y), mediante:

$$y = \varphi \cdot \left(\sum_{j=1}^n x_j \cdot w_{ij} \right) \quad (5.4)$$

La función de activación (φ) se define por la función logística:

$$\varphi(x) = \frac{1}{1 + e^{-x}} \quad (5.5)$$

Los factores de peso de las interconexiones entre las neuronas (w_{ij}) permiten el ajuste de la red neuronal mediante un proceso de entrenamiento. El proceso de entrenamiento utiliza un algoritmo que realiza la modificación y la adaptación de los pesos mediante un proceso iterativo que minimiza el error comparando el pronóstico con las observaciones.

El algoritmo de entrenamiento más utilizado es el *Resilient Backpropagation (Rprop)* propuesto por Riedmiller y Braun (1993), el cual modifica los pesos de la red neuronal

¹Las Redes Neuronales Artificiales se establecen en base al comportamiento de un sistema biológico neuronal. Las principales aplicaciones incluyen: reconocimiento de patrones, optimización y control de procesos, robótica, pronóstico de variables meteorológicas, medicina y economía, entre otros.

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

con el fin de encontrar el valor mínimo de la suma de los errores cuadrados (E). Es decir, la dirección del gradiente de la función de error ($\frac{\partial E}{\partial w}$) indica hacia donde se encuentra la mayor variación de dicha función con respecto a los pesos (w). La modificación de dichos pesos se realiza en la dirección opuesta de las derivadas parciales, las cuales se calculan a partir de la función de activación (φ) y de la suma ponderada entre el producto de las variables de entrada y los pesos. Una vez el algoritmo de entrenamiento finaliza el ajuste, los pesos se vuelven constantes. Finalmente, la red utiliza la señal de respuesta para identificar los patrones o definir las asociaciones con los nuevos datos de entrada que no fueron utilizados en el entrenamiento.

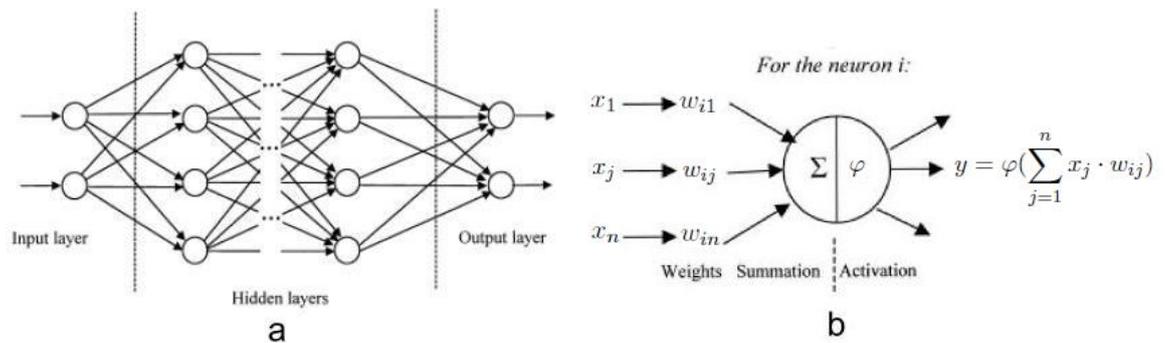


Figura 5.5: a) Esquema de una red neuronal artificial del tipo MLP b) Descripción del procesamiento de la información para una neurona artificial (Kalogirou, 2001). La red *feed-forward* del tipo perceptrón multi-capas (*Multi-Layer Perceptron, MLP*), está constituida por una capa de entrada (*Input layer*), una o varias capas ocultas (*Hidden layers*) y una capa de salida (*Output layer*). Cada neurona (i) procesa la suma ponderada del producto entre cada variable (x_j) y un factor de peso (w_{ij}), para aplicar una función de activación(φ) que envía la señal de respuesta o pronóstico (y) a la capa de salida.

5.1.2.1. Implementación del post-proceso ANN

La implementación del post-proceso ANN para las simulaciones de GHI en la zona geográfica de Cataluña, se realiza a partir de una red neuronal *feed-forward* del tipo perceptrón multi-capas para cada estación radiométrica. Se utiliza una configuración simple con una capa de entrada, una capa oculta y una capa de salida para el tratamiento de la información¹.

¹La metodología de post-proceso ANN se aplica mediante la utilización del paquete *neuralnet* de Günther y Fritsch (2010) para el lenguaje de programación R (R Development Core Team, 2010).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

La configuración de la red se determina de acuerdo a la metodología propuesta por Martín et al. (2011)¹, en donde obtienen la mayor reducción del error para una red neuronal con una configuración de entre una y cuatro capas. En consecuencia, la configuración de la técnica ANN para el presente estudio se realiza mediante la asignación de una neurona a cada rango de valores diarios del índice k_t en la capa de entrada, cuatro neuronas en la capa oculta y una neurona en la capa de salida, la cual se ajusta a través de un proceso de entrenamiento.

El entrenamiento de la red utiliza el algoritmo *Rprop* de Riedmiller y Braun (1993), para el ajuste de los pesos entre las neuronas mediante la interacción de los índices k_t de las simulaciones y las observaciones para los siete días previos al día de aplicación. Por lo tanto, se realiza una simplificación en la estructura de la red para ajustar la señal de salida mediante 15 neuronas que representan los índices previos de k_t en la capa de entrada de la ANN².

En la figura 5.6, se muestran los resultados del proceso de entrenamiento de una red neuronal para el 18 de abril del 2004 de la estación radiométrica de *Barcelona*. La red neuronal contiene 15 variables en la capa de entrada que corresponden a los índices de las simulaciones (k_{tp}) y de las observaciones (k_{tm}) para los siete días previos de entrenamiento ($k_{tm_{7...1}}$ y $k_{tp_{7...1}}=11$ al 17 de abril; $k_{tp}=18$ de abril). El algoritmo *Rprop* realiza la modificación y la adaptación de los pesos mediante un proceso que precisa 120 pasos de tiempo para la minimización del error. Finalmente, la señal entrenada de la red se utiliza para generar el índice corregido en el siguiente día ($k_{tc}=18$ de abril).

Los resultados de la implementación del post-proceso ANN para las 90 estaciones radiométricas de Cataluña³, se muestran en la figura 5.7. La tendencia anual de los registros horarios de la GHI simulada (figura 5.7a) y la GHI corregida (figura 5.7b), se compara mediante el comportamiento de la mediana, el cuartil 75 %, y el decil 90 %. Se observa una corrección de la sobrestimación para los valores inferiores a $600 W \cdot m^{-2}$. Sin embargo, para valores superiores se sobrestiman las correcciones del post-proceso

¹Los autores aplican una red neuronal *feed-forward* del tipo percentrón multi-capas a los pronósticos del modelo GFS con $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de resolución espacial, a partir de 72 horas previas del índice k_t^* de las simulaciones y de 24 horas previas del índice k_{tm} de las observaciones. El proceso de entrenamiento realizado para aproximadamente 10 años, permite obtener un índice k_{tc} para la corrección de los pronósticos con un alcance de 72 horas.

²Las características de la configuración para las redes neuronales utilizando el paquete *neuralnet* de Günther y Fritsch (2010) son: *rprop+* para el algoritmo de entrenamiento, *sum of squared errors (sse)* como función de error diferenciable, cuatro neuronas en la capa oculta (*hidden=4*) y la función de activación diferenciable llamada *logistic*.

³El tiempo de cálculo computacional del post-proceso ANN para la obtención del ajuste para 90 estaciones, requiere de aproximadamente 10 minutos con un periodo de entrenamiento de 7 días a través de un procesador *Intel Core i7-640M* a 2.80GHz .

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

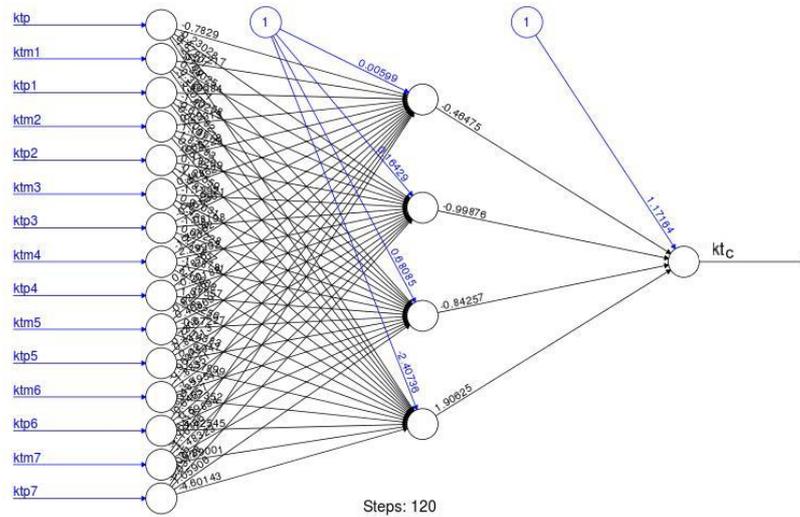


Figura 5.6: Entrenamiento de una red neuronal mediante los índices de transparencia atmosférica de las simulaciones y las observaciones para 7 días previos al 18 de abril del 2004 en la estación radiométrica de Barcelona. La ANN del tipo percentrón multi-capa comprende una capa de entrada con 15 índices k_t para 7 días de entrenamiento, una capa oculta con 4 neuronas y una capa de salida que contiene el índice corregido por la red k_{tc} . El valor del k_{tp} corresponde al índice para la GHI simulada y el k_{tm} se refiere al índice para la GHI observada.

ANN. Por lo tanto, el error sistemático inicial del modelo meteorológico de $23.3 W \cdot m^{-2}$ (rMBE=9.8 %) muestra una disminución excesiva ocasionada por el post-proceso ANN de $-16.8 W \cdot m^{-2}$ (rMBE=-6.3 %). Asimismo, el RMSE se incrementa desde $135 W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=51 %) hasta $187.2 W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=70.6 %) y el coeficiente de correlación disminuye desde 0.89 a 0.79.

En la figura 5.8, se presenta la corrección del post-proceso ANN en función del rango intercuartil horario para el año 2004. La persistencia en la sobrestimación de la GHI simulada (rectángulos azules) muestra una excesiva corrección del ANN (rectángulos amarillos) a lo largo del ciclo diario entre las 4:00h y las 18:00h. En la figura 5.8a, se observa una subestimación de la corrección de hasta $50 W \cdot m^{-2}$ entre las diferencias de la mediana y el cuartil 75 % para todas las horas del día. El ajuste de la distribución estacional del error sistemático muestra una corrección desfavorable para el rango intercuartil horario en las estaciones del año. En concreto, las figuras 5.8b, 5.8c, 5.8d y 5.8e, indican la disminución excesiva de la GHI en primavera, verano, otoño e invierno, respectivamente.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

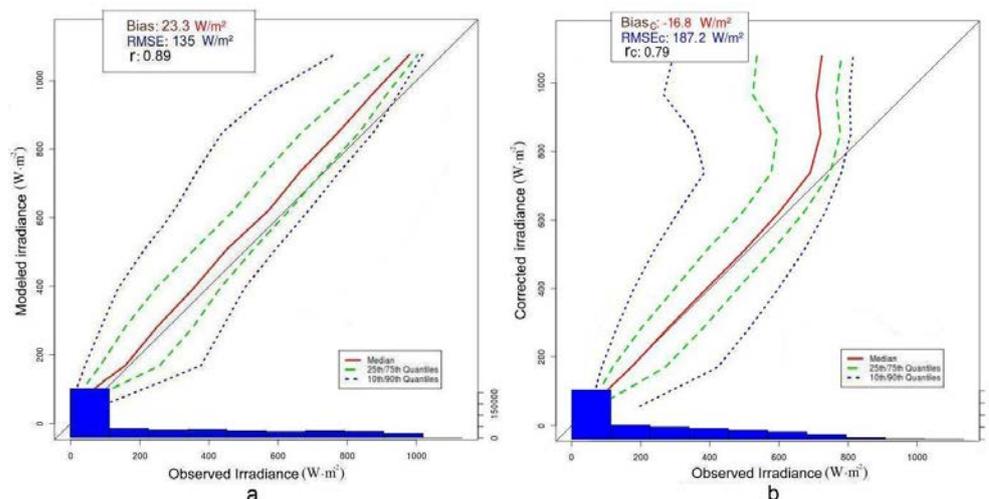


Figura 5.7: Distribución de la GHI horaria simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. a) GHI anual simulada por el modelo WRF-ARW y b) GHI anual corregida por el post-proceso ANN. El comportamiento de la GHI se define mediante la mediana (50 %, línea continua roja), el rango del tercer cuartil (75 %, línea punteada verde), el rango del decil 90 % (línea punteada azul) y la frecuencia para los registros horarios (histograma azul).

En base a lo anterior, la configuración establecida para la técnica ANN no presenta correcciones favorables para las simulaciones y las observaciones del presente estudio. Dicho comportamiento podría estar relacionado con el periodo de entrenamiento y las variables utilizadas en la red neuronal. En este sentido, los pesos de las variables que interaccionan en el proceso de entrenamiento de la ANN, se comparan para determinar el efecto del peso individual de cada variable con respecto al peso generalizado del conjunto de variables.

En la figura 5.9, se observa el cálculo de los pesos generalizados (*Generalized Weights*, GW (Intrator y Intrator, 2001)), para las variables utilizadas en el proceso de entrenamiento de la red neuronal para Barcelona el 18 de abril del 2004. La distribución de los pesos (eje y) a lo largo de la magnitud de cada variable (eje x), demuestra una proximidad a cero en gran parte de los índices k_t observados y simulados. Esto evidencia un efecto poco relevante del peso generalizado de dichas variables, que afecta el ajuste en la señal de salida de la red neuronal.

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

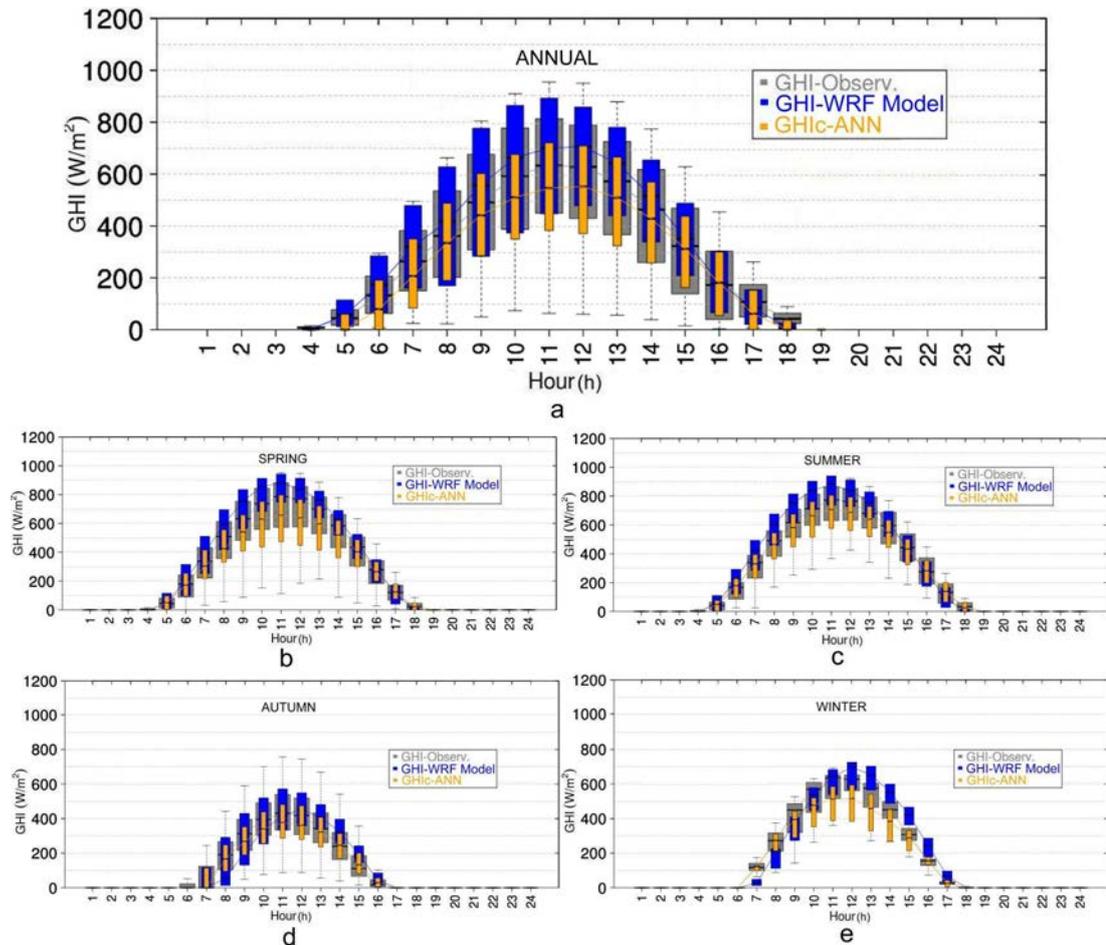


Figura 5.8: Diagrama de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), GHI simulada (rectángulos azules) y GHI corregida (rectángulos amarillos) por el post-proceso ANN para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. Rango intercuartil horario para a) ciclo diario del año, b) ciclo diario de primavera, c) ciclo diario de verano, d) ciclo diario de otoño y e) ciclo diario de invierno. El rango intercuartil se define por las dimensiones del rectángulo, donde el límite inferior corresponde al primer cuartil 25 %, la línea central negra a la mediana (50 %) y el límite superior pertenece al tercer cuartil 75 %. Las líneas punteadas indican los valores atípicos máximos y mínimos.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

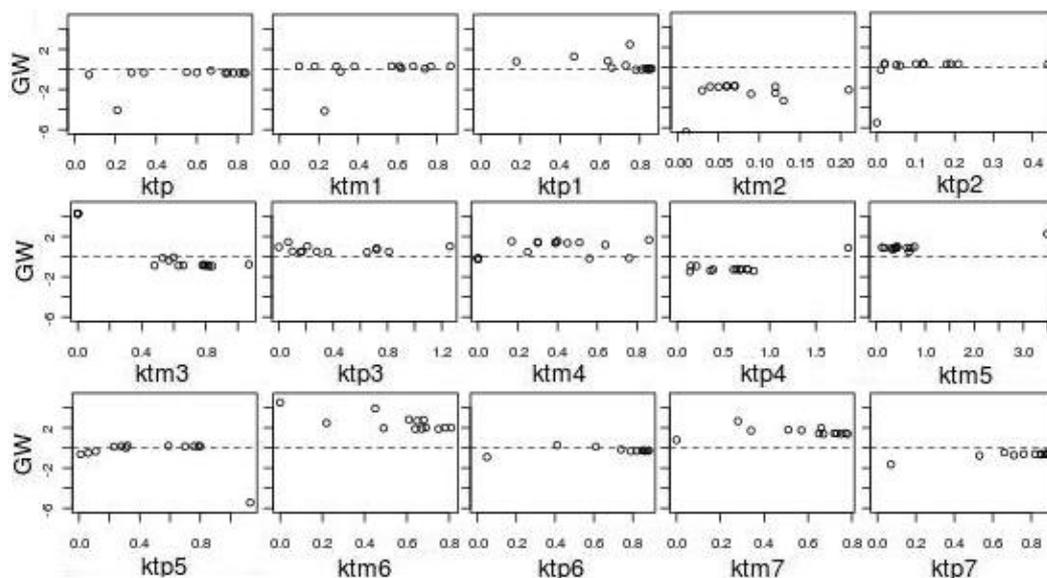


Figura 5.9: Comparación de los pesos generalizados (GW) de las variables utilizadas en el proceso de entrenamiento del 18 de abril del 2004 en la estación radiométrica de Barcelona (Intrator y Intrator, 2001).

En conclusión, el entrenamiento y la aplicación de la técnica ANN para la corrección del error sistemático en las simulaciones de GHI para Cataluña, indica una baja influencia de los índices de transparencia atmosférica de las observaciones y las simulaciones para el periodo de entrenamiento seleccionado. Por lo tanto, es necesario evaluar la aplicación de la metodología en las simulaciones de radiación solar con un periodo de entrenamiento superior a 7 días.

5.1.3. Filtro de Kalman

El Filtro de Kalman (*Kalman Filter*, KF) es un algoritmo matemático propuesto por Kalman (1960), que estima el error sistemático de un modelo numérico con el propósito de minimizar el error del pronóstico. El algoritmo del KF establece una relación lineal dinámica mediante la estimación del error previo y un factor de corrección proporcional al error del pronóstico. En concreto, el KF optimiza el cálculo del error sistemático mediante una adaptación recursiva de sus coeficientes en cada paso de tiempo. Dicha

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

adaptación permite reducir el periodo de entrenamiento entre las simulaciones y las observaciones¹.

En la figura 5.10, se muestra el diagrama de flujo del funcionamiento del KF. A partir de la descripción del algoritmo presentado por Delle Monache et al. (2006), el cálculo del error sistemático (\hat{x}) para un paso de tiempo futuro ($t + \Delta t|t$) se realiza mediante:

$$\hat{x}_{t+\Delta t|t} = \hat{x}_{t|t-\Delta t} + \beta_{t|t-\Delta t} \cdot (y_t - \hat{x}_{t|t-\Delta t}) \quad (5.6)$$

Donde, la estimación del error previo se representa por $\hat{x}_{t|t-\Delta t}$, el factor de ganancia del KF por $\beta_{t|t-\Delta t}$ y el error del pronóstico en el tiempo t se determina por y_t . El factor de ganancia (*Kalman Gain Factor*) constituye el ajuste recursivo del algoritmo que depende del error cuadrático medio esperado (p), la varianza del error previo (σ_η^2) y la varianza del error del pronóstico (σ_ε^2). Dicho factor de ganancia es calculado mediante la ecuación 5.7:

$$\beta_{t|t-\Delta t} = \frac{p_{t-\Delta t|t-2\Delta t} + \sigma_\eta^2}{(p_{t-\Delta t|t-2\Delta t} + \sigma_\eta^2 + \sigma_\varepsilon^2)} \quad (5.7)$$

A partir de la proporción establecida entre σ_η^2 (varianza del error previo) y σ_ε^2 (varianza del error del pronóstico) se obtiene un parámetro denominado *ratio* ($\frac{\sigma_\eta^2}{\sigma_\varepsilon^2}$). El ratio determina el rendimiento del algoritmo a partir del error aleatorio producido por el sistema numérico (*numerical noise*). Por lo tanto, la optimización del ratio se define como el rendimiento del KF en función de las simulaciones y las observaciones de la zona de estudio. Es decir, para un valor del ratio muy elevado, la varianza del error del pronóstico es inferior en relación a la varianza del error previo ($\sigma_\eta^2 > \sigma_\varepsilon^2$). Esto conlleva a un exceso del nivel de confianza en la estimación del error previo, que implica una respuesta demasiado rápida en el ajuste del error del pronóstico. Por el contrario, si el valor óptimo del *ratio* es demasiado bajo, la variación en dicho ajuste se produce a una velocidad muy lenta en relación al paso de tiempo.

Los trabajos de Homleid (1995); Roeger et al. (2003); Delle Monache et al. (2008); Kang et al. (2008, 2010) y Sicardi et al. (2012), aplican el Filtro de Kalman para pronósticos de otras variables meteorológicas como temperatura superficial, precipitación, dirección y velocidad del viento, y pronósticos de calidad del aire como ozono troposférico y material particulado. No obstante, la aplicación del post-proceso KF pa-

¹ Las aplicaciones del algoritmo de KF incluyen el análisis de series de tiempo para el procesamiento de señales, sistemas de navegación, pronósticos de variables meteorológicas, econometría y sismología, entre otros.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

ra la corrección del error sistemático de las simulaciones de GHI en la zona geográfica de Cataluña, se enfoca en ajustar el ratio óptimo del algoritmo.

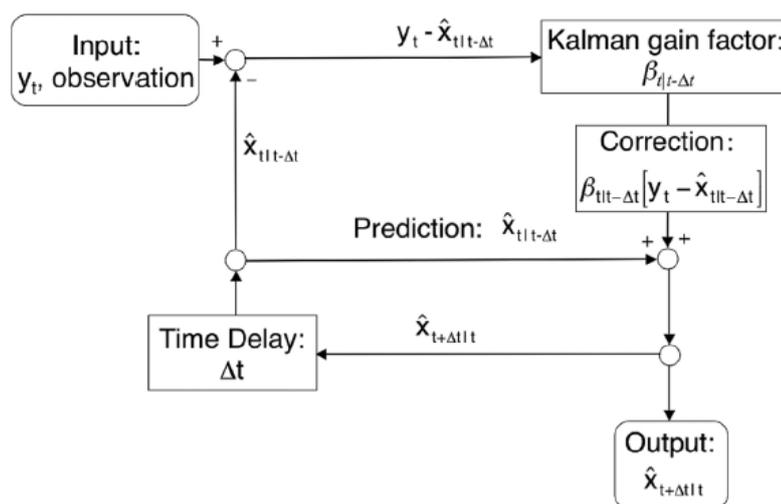


Figura 5.10: Diagrama de flujo del funcionamiento del Filtro de Kalman (KF) (Delle Monache et al., 2006) La estimación del error sistemático para un paso de tiempo posterior (*Output: $\hat{x}_{t+\Delta t|t}$*) se realiza en función de la estimación del error previo (*Prediction: $\hat{x}_{t|t-\Delta t}$*), el factor de ganancia del algoritmo (*Kalman Gain Factor: $\beta_{t|t-\Delta t}$*) y el error de la simulación (*Input: y_t*) en el tiempo t .

5.1.3.1. Implementación del post-proceso KF

La implementación del Filtro de Kalman (KF) para las simulaciones de GHI se realiza mediante la optimización del ratio entre las varianzas del error previo y el error del pronóstico. La metodología consiste en evaluar un intervalo de valores en función del error global (RMSE) y el coeficiente de correlación r (Delle Monache et al., 2008)¹.

La comparación de los errores de las simulaciones con la minimización del RMSE y la maximización del coeficiente de correlación, se realiza mediante la evaluación de un rango de ratios que varían entre 0.005 y 0.2 para el año 2004. Como se observa en la figura 5.11a, el RMSE de las estaciones radiométricas para los ratios comprendidos entre el intervalo 0.01 y 0.02 en primavera y verano, es menor en comparación con el error presentado por las simulaciones ($145.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Por su parte, la figura 5.11b muestra un

¹El código original del Filtro de Kalman del Profesor *Roland Stull* programado en MATLAB por el Dr. *Thomas Nipen* de la *University of British Columbia (UBC)*, ha sido modificado y proporcionado para esta tesis por el Dr. *Luca Delle Monache* del *National Center for Atmospheric Research (NCAR)* de Estados Unidos.

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

mejor ajuste del coeficiente r entre los ratios 0.02 y 0.05 para las estaciones radiométricas en otoño e invierno. Por consiguiente, a partir de la dependencia estacional que presenta el ratio en función del RMSE y el r , se determina un ratio óptimo de 0.015 para primavera y verano; y un ratio óptimo de 0.03 para otoño e invierno.

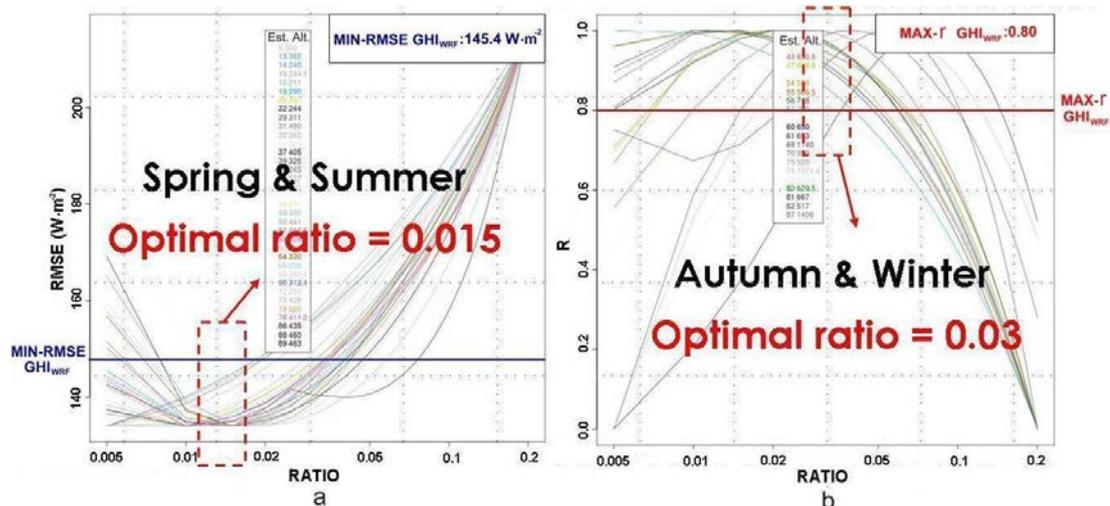


Figura 5.11: Optimización del ratio en función del RMSE y el coeficiente de correlación r para diversas estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.

a) Comportamiento del ratio en función del RMSE para 32 estaciones radiométricas con una altitud inferior a 200 m para primavera y verano, y b) Comportamiento del ratio en función del coeficiente r para 21 estaciones radiométricas con una altitud superior a 500 m para otoño e invierno. Los ratios se evalúan con los valores RMSE y r obtenidos por las simulaciones de GHI del modelo WRF-ARW. Los valores del ratio para la variable GHI se muestran en escala logarítmica desde 0.005 hasta 0.2. El valor ideal del RMSE es $0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ y de coeficiente r es 1.

Según Kang et al. (2008), la variabilidad espacial del ratio obtenido por estación no afecta de manera significativa el ajuste global del mismo. Por lo tanto, el ratio óptimo de las estaciones radiométricas en las estaciones del año es utilizado para la implementación del post-proceso KF en la zona geográfica de Cataluña.

La implementación del post-proceso KF en las simulaciones de GHI se realiza en dos etapas: inicialización y aplicación. Por un lado, la etapa de inicialización consiste en un periodo de adaptación o entrenamiento, necesario para ajustar los parámetros del algoritmo mediante las simulaciones y las observaciones. Las pruebas realizadas en las estaciones de Cataluña, determinan un periodo de entrenamiento de entre 6 y 10 días. Por otro lado, la etapa de aplicación consiste en el ajuste del algoritmo mediante la actualización de los parámetros previos. Dicho periodo representa aproximadamente

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

3 a 5 días. Finalmente, la implementación del post-proceso KF para el año 2004, se realiza con un periodo previo de 15 días que se ajusta para cada día del año.

En la figura 5.12, se presenta la comparación entre la tendencia anual de la GHI simulada y corregida para las estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004¹. El comportamiento de la mediana (línea continua roja), el rango del cuartil 75 % (línea punteada verde) y el rango del decil 90 % (línea punteada azul), muestran una significativa corrección del KF en el rango de valores entre 200 y 800 $W \cdot m^{-2}$ (figura 5.12b), en relación a la persistente sobrestimación de las simulaciones (figura 5.12a).

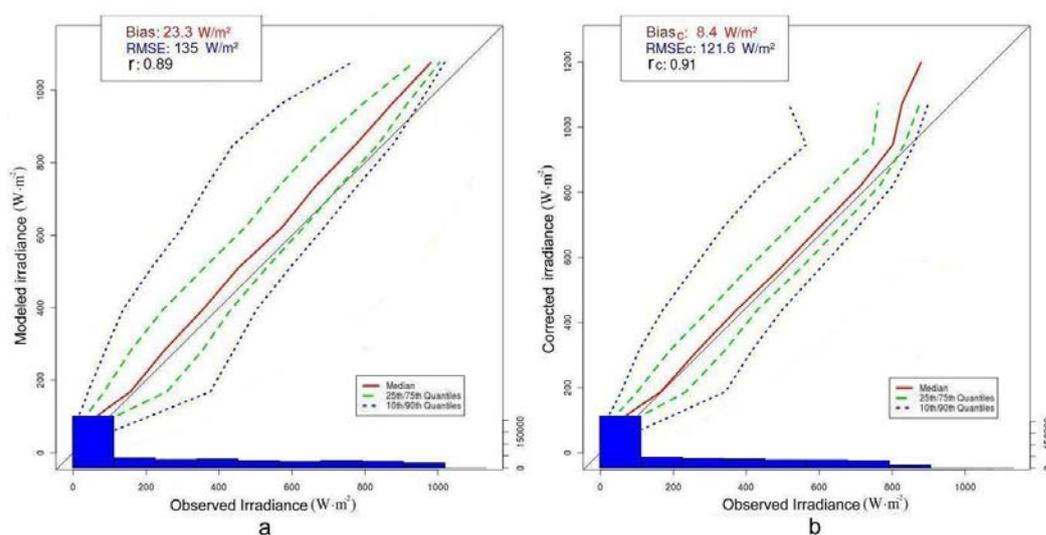


Figura 5.12: Distribución de la GHI simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. a) GHI anual simulada por el modelo WRF-ARW y b) GHI anual corregida por el post-proceso KF. El comportamiento de la GHI se define mediante la mediana (50 %, línea continua roja), el rango del tercer cuartil (75 %, línea punteada verde), el rango del decil 90 % (línea punteada azul) y la frecuencia para los registros horarios (histograma azul).

Los resultados de la corrección del KF presentan una corrección del Bias promedio anual de 23.3 a 8.4 $W \cdot m^{-2}$, el RMSE promedio anual de 135 a 121.6 $W \cdot m^{-2}$ y un incremento del coeficiente r de 0.89 a 0.91. La reducción del error representa una mejora del 64 % del Bias, 10 % del RMSE y 2 % para el coeficiente r . Sin embargo, para los registros horarios de GHI en el rango superior a 800 $W \cdot m^{-2}$, se observa una marcada sobrestimación en la corrección del KF.

¹El tiempo de cálculo computacional del post-proceso KF requiere de aproximadamente 5 segundos por estación para la obtención del ajuste para un periodo de 15 días. Es decir, el cálculo total de las 90 estaciones a través de un procesador *Intel Core i7-640M* a 2.80Ghz es de aproximadamente 8 minutos.

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

Los valores de dicha sobrestimación se puede atribuir a repentinos cambios del error sistemático producidos en las simulaciones que el algoritmo no logra asimilar. Dichos cambios podrían estar relacionados con la variabilidad climática que caracteriza las diferentes zonas geográficas. El clima mediterráneo litoral (costa mediterránea, cordilleras litoral y depresión pre-litoral) y el clima mediterráneo de tendencia continental (depresión Central), presentan veranos calurosos y secos, fuertes precipitaciones durante el otoño y temperaturas extremas durante invierno y verano. Los errores generados por las simulaciones del modelo muestran una mayor influencia en dichas zonas geográficas, donde el cálculo de la extinción atmosférica para aerosoles y el desarrollo de la nubosidad, ocasionan la sobrestimación en la corrección del KF para los valores de GHI superiores a $800 W \cdot m^{-2}$.

En la figura 5.13, se presenta la corrección del post-proceso KF en función del rango intercuartil horario para el año 2004. La persistencia en la sobrestimación de la GHI simulada (rectángulos azules) es corregida por el post-proceso KF (rectángulos rojos) a lo largo del ciclo diario entre las 4:00h y las 18:00h. En la figura 5.13a, se observa una disminución del promedio anual de hasta $50 W \cdot m^{-2}$ entre la mediana y el cuartil 75% para la primera mitad del día (6:00h a 11:00h). La corrección del KF para la segunda mitad del día (12:00h a 15:00h), muestra un incremento del cuartil 25% en aproximadamente $50 W \cdot m^{-2}$. En concreto, el ajuste de la distribución estacional del error sistemático es corregida por el KF para el rango intercuartil horario en las estaciones del año.

Por un lado, en las figuras 5.13b y 5.13c, se observa la corrección de la sobrestimación en primavera y verano para el rango horario de 6:00h a 13:00h con una baja variabilidad entre los valores comparados. Por otro lado, en las figuras 5.13d y 5.13e, se puede observar el ajuste del post-proceso para otoño e invierno, con una corrección de la subestimación de las 6:00h a 10:00h, y de la sobrestimación de las 13:00h a 17:00h.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

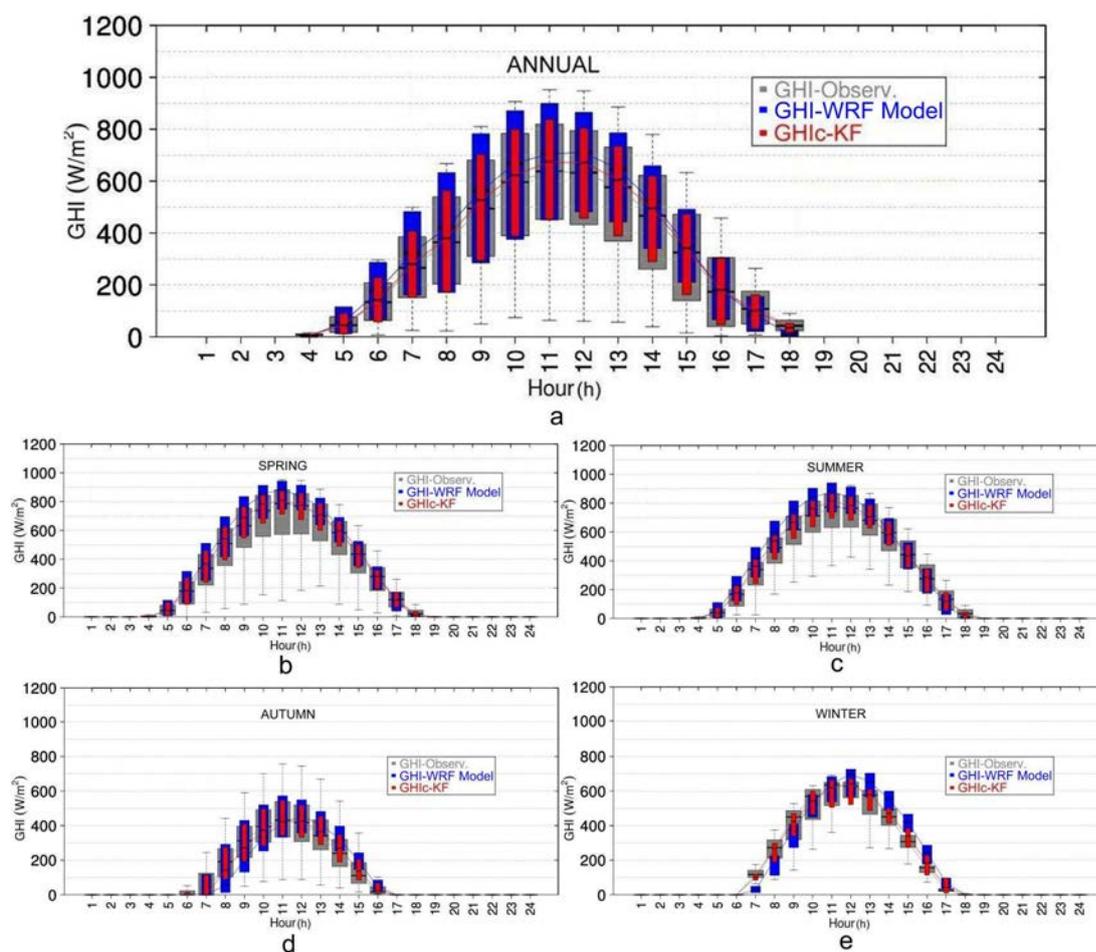


Figura 5.13: Diagrama de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), simulada (rectángulos azules) y corregida (rectángulos rojos) por el post-proceso KF para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. Rango intercuartil horario para a) ciclo diario del año, b) ciclo diario de primavera, c) ciclo diario de verano, d) ciclo diario de otoño y e) ciclo diario de invierno. El rango intercuartil se define por las dimensiones del rectángulo, donde el límite inferior corresponde al primer cuartil 25 %, la línea central negra a la mediana (50 %) y el límite superior pertenece al tercer cuartil 75 %. Las líneas punteadas indican los valores atípicos máximos y mínimos.

5.1.4. Método Recursivo

El método recursivo (REC) es una simplificación del Filtro de Kalman propuesto por Boi (2004)¹. El método REC representa la técnica de post-proceso más simple, en donde los coeficientes de la aproximación lineal entre las observaciones y las simulaciones se actualizan en cada paso de tiempo mediante un término de ajuste que realiza la corrección a partir de la diferencia entre el último valor observado y el valor de la simulación.

El REC compara las simulaciones y las observaciones para implementar una corrección horaria en el pronóstico del día siguiente ($D + n$), mediante:

$$GHI_c(D + n) = GHI_{wrf}(D + n) + \varphi_i \quad (5.8)$$

Donde, GHI_c y GHI_{wrf} son respectivamente los valores de la GHI corregida y simulada para el día n . El término de corrección φ se representa para la iteración i mediante la ecuación 5.9:

$$\varphi_i = 0.5 \cdot (GHI_{obs} - GHI_{wrf} + \varphi_{i-1}) \quad (5.9)$$

En donde, los registros de la GHI observada (GHI_{obs}) y simulada (GHI_{wrf}) pertenecen al día anterior y el valor de la corrección φ_{i-1} corresponde a la iteración previa. El factor 0.5 implica que la mitad de la contribución a la corrección viene dada por las correcciones anteriores. La inicialización del término de *corrección* es igual a cero y su actualización se realiza cada día mediante un nuevo valor de observación y simulación. En consecuencia, la corrección incluye el error sistemático anterior entre el modelo y las observaciones que permite mejorar la ponderación del pronóstico después de varios días de iteración.

La implementación del método REC para las simulaciones y las observaciones de GHI del año 2004 en la zona geográfica de Cataluña, se realiza a partir de las ecuaciones presentadas por Boi (2004)². El algoritmo ajusta la corrección en un periodo de entrenamiento de aproximadamente 10 días. Posteriormente, corrige el error sistemático en los pronósticos con un alcance temporal que varía entre 1 y 3 días. En consecuencia, la

¹El método REC se aplica en la corrección de pronósticos de temperaturas máximas y mínimas del modelo IFS del ECMWF en Suiza (Cattani, 1994) y en Italia (Boi, 2004).

²El tiempo de cálculo computacional del post-proceso REC requiere de aproximadamente 2 segundos por estación para la obtención del ajuste diario. Es decir, el cálculo total de las 90 estaciones a través de un procesador *Intel Core i7-640M* a *2.80Ghz* es de aproximadamente 3 minutos.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

aplicación del post-proceso REC para el año 2004, se realiza para cada día del año con 15 días previos de interacción entre las observaciones y las simulaciones.

La comparación entre la tendencia anual de la GHI simulada y corregida para las estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004, se presenta en la figura 5.14. El comportamiento de la mediana, el cuartil 75 % y el decil 90 %, muestran una corrección del REC en el rango de valores entre 200 y 700 $W \cdot m^{-2}$ (figura 5.14b) con respecto a la sobrestimación de las simulaciones de la figura 5.14a.

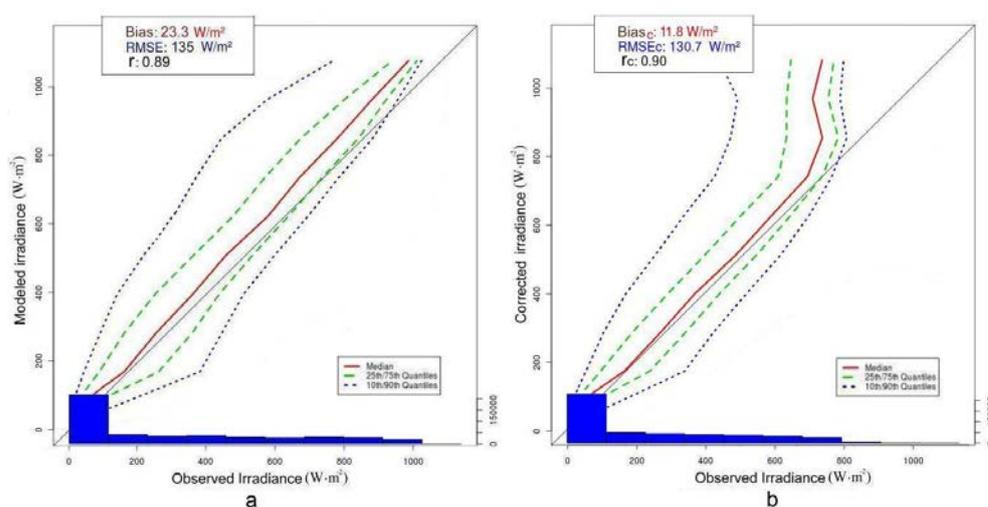


Figura 5.14: Distribución de GHI simulada y corregida para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. a) GHI anual simulada por el modelo WRF-ARW y b) GHI anual corregida por el post-proceso REC. El comportamiento de la GHI se define mediante la mediana (50 %, línea continua roja), el rango del tercer cuartil (75 %, línea punteada verde), el rango del decil 90 % (línea punteada azul) y la frecuencia para los registros horarios (histograma azul).

Los resultados de la corrección del REC muestran una corrección del Bias promedio anual de 23.3 a 11.8 $W \cdot m^{-2}$ (corrección del 49 %), el RMSE de 135 a 130.7 $W \cdot m^{-2}$ (corrección del 3 %) y un incremento del coeficiente r de 0.89 a 0.90 (corrección del 1 %). De la misma manera que el post-proceso KF, el REC presenta una persistente sobrestimación en la corrección para los registros horarios de GHI superiores a 700 $W \cdot m^{-2}$ con valores que alcanzan los 1100 $W \cdot m^{-2}$.

En la figura 5.15, se puede observar la corrección del REC en función del rango intercuartil horario para el año 2004. La sobrestimación de la GHI simulada (rectángulos azules) es corregida por el post-proceso REC (rectángulos verdes) a lo largo del ciclo diario entre las 4:00h y las 18:00h. En la figura 5.15a, se observa una corrección anual entre las diferencias de la mediana y el cuartil 75 % de hasta 50 $W \cdot m^{-2}$ para la

5.1 Descripción e implementación de los post-procesos

primera mitad del día (6:00h a 11:00h). La corrección para la segunda mitad del día entre las 12:00h a 15:00h, muestra un incremento del cuartil 25 % en aproximadamente $50 W \cdot m^{-2}$ similar al observado en el post-proceso KF.

La distribución estacional del error sistemático es corregida para el rango intercuartil horario en las estaciones del año. Por una parte, en las figuras 5.15b y 5.15c, se presenta la corrección de la sobrestimación en primavera y verano para el rango horario de 6:00h a 13:00h. Por otra parte, en las figuras 5.15d y 5.15e, se presentan las correcciones para otoño e invierno. Se observa un ajuste del REC para la subestimación entre las 6:00h a 10:00h, y un ajuste de la sobrestimación entre las 13:00h y 17:00h para las estaciones de otoño e invierno.

En definitiva, los resultados de las correcciones REC mediante el comportamiento del rango intercuartil horario, demuestra un inferior ajuste y por consiguiente, una menor reducción del error sistemático con respecto a los resultados del KF y el MOS. Por lo tanto, el siguiente apartado presenta una discusión de los resultados para las diferentes técnicas de post-proceso analizadas.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

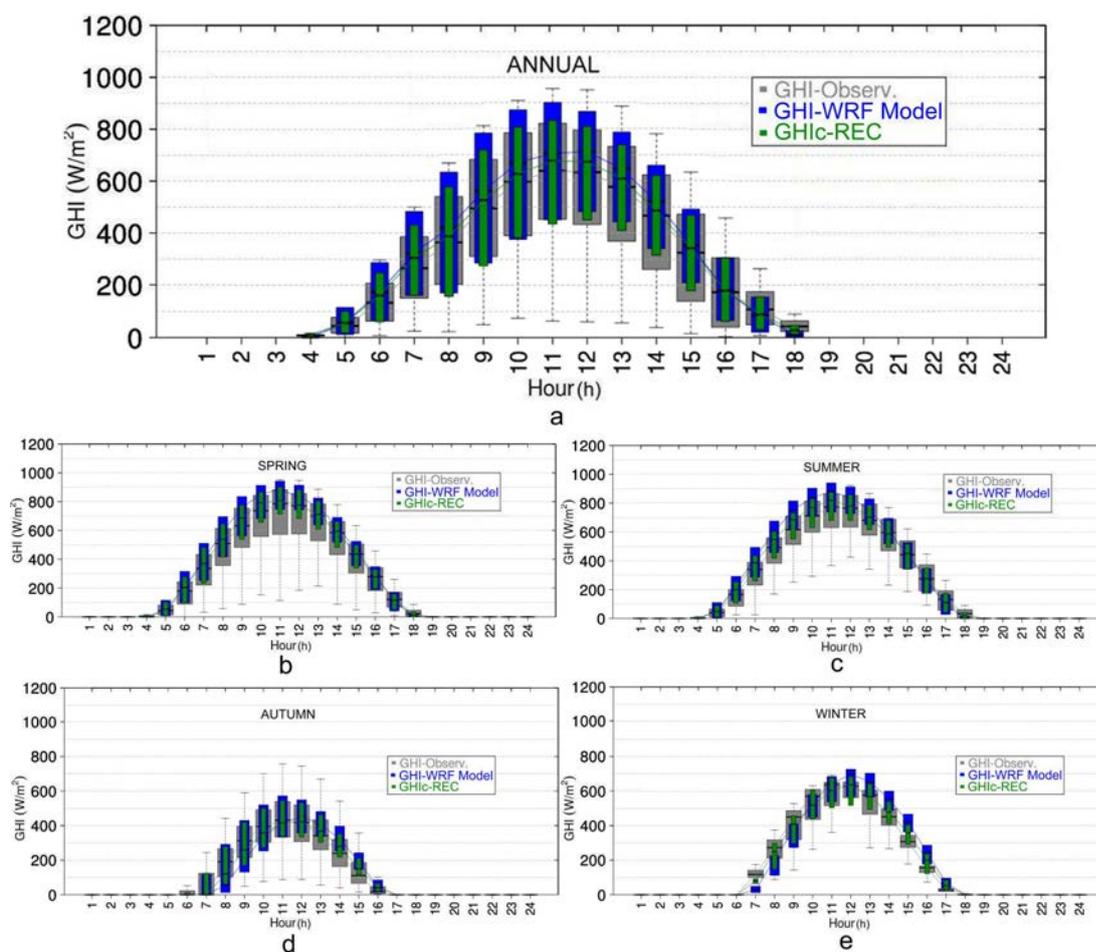


Figura 5.15: Diagrama de cajas de la GHI observada (rectángulos grises), simulada (rectángulos azules) y corregida (rectángulos verdes) por el post-proceso REC para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. Rango intercuartil horario para a) ciclo diario del año, b) ciclo diario de primavera, c) ciclo diario de verano, d) ciclo diario de otoño y e) ciclo diario de invierno. El rango intercuartil se define por las dimensiones del rectángulo, donde el límite inferior corresponde al primer cuartil 25 %, la línea central negra a la mediana (50 %) y el límite superior pertenece al tercer cuartil 75 %. Las líneas punteadas indican los valores atípicos máximos y mínimos.

5.2. Evaluación de las técnicas de post-proceso

Las correcciones de las simulaciones de GHI realizadas por las diferentes técnicas de post-proceso son evaluadas a partir de los resultados de las 90 estaciones radiométricas para Cataluña en el año 2004. En la tabla 5.1, se presenta un análisis comparativo entre las medidas del Bias, el RMSE y el coeficiente r de las simulaciones y los post-procesos para el promedio de las 90 estaciones radiométricas. El rango del error para valores mínimos y máximos es indicado entre paréntesis.

El Bias de las simulaciones igual a $23.3 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 9.8\%$) muestra un rango desde un mínimo de $-0.8 W \cdot m^{-2}$ (-0.3%) de la estación de *Santa C. de Queralt* (No. 56 a 718 m) en la cordillera Pre-litoral, hasta un máximo de $55.2 W \cdot m^{-2}$ (22.3%) que corresponde a la estación de *Sant Jaume* (No. 41 a 1 m) en el delta del Ebro. Dentro de las técnicas de post-proceso, el MOS presenta los mejores resultados con un Bias de $-1.5 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE_c = -0.6\%$). El rango de errores del MOS indica la mayor proximidad al valor ideal con una significativa reducción del Bias máximo en las estaciones de la zona de estudio. Por su parte, los post-procesos KF y REC obtienen Bias de $8.4 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE_c = 3.3\%$) y $11.8 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE_c = 4.6\%$), respectivamente¹. Por último, el post-proceso ANN presenta los Bias más desfavorables con $-16.8 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE_c = -6.3\%$)².

En cuanto a la corrección del RMSE, el post-proceso MOS obtiene el mejor ajuste con $111.3 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE_c = 43.3\%$) en relación a las simulaciones con $135 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 51\%$), seguido por el KF con $121.6 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE_c = 47.3\%$). Los menores ajustes del RMSE lo muestran el REC con $130.7 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE_c = 50.8\%$) y el ANN con $187.2 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE_c = 70.6\%$). Finalmente, el coeficiente r de las simulaciones igual a 0.89, muestra nuevamente un mejor resultado para el MOS (0.92) seguido del KF (0.91) y el REC (0.90), mientras que el ANN presenta una baja correlación (0.79). En definitiva, los post-procesos MOS y KF presentan los mejores ajustes en la corrección de la GHI simulada.

¹Los valores mínimos y máximos del Bias de las correcciones del KF y el REC corresponden a: KF = $-16 W \cdot m^{-2}$ (-6%) de la estación de *Aldover* (No. 21 a 46 m) y $19 W \cdot m^{-2}$ (8%) de la estación de *Sant Jaume* (No. 41 a 1 m) ubicadas en el delta del Ebro. REC = $-15 W \cdot m^{-2}$ (-6.7%) de la estación de *Roses* (No. 95 a 24 m) en la *Plana de l'Empordà* y $35 W \cdot m^{-2}$ (13%) de la estación de *Alcanar* (No. 23 a 35 m) en el delta del Ebro.

²Los valores mínimos y máximos del Bias de las correcciones del ANN corresponden a: $-36 W \cdot m^{-2}$ (-15%) de la estación de *Queralbs* (No. 78 a 1971 m) en la comarca del Prepirineo de la *Garrotxa* y $-3 W \cdot m^{-2}$ (-1%) de la estación de *Ascó* (No. 22 a 244 m) en la depresión Central.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

Los resultados de la evaluación horaria de las correcciones de los post-procesos, se presentan en la figura 5.16. Los valores del Bias y el RMSE de la GHI simulada (línea negra) se comparan con las correcciones horarias de los post-procesos MOS (línea violeta), KF (línea roja), REC (línea verde) y ANN (línea amarilla), para el ciclo diario entre las 4:00h y las 18:00h. En la figura 5.16a, se observa la comparación para el ciclo del año 2004, donde las mayores correcciones las presentan el MOS y el KF en todo el rango horario. De esta manera, la corrección más significativa del Bias entre 30 y 60 $W \cdot m^{-2}$ y la mayor reducción de RMSE hasta 30 $W \cdot m^{-2}$, se presenta para el rango horario de 8:00h a 15:00h. Por otro lado, las mayores diferencias horarias en la corrección se obtienen para los post-procesos REC y en mayor medida para el ANN.

La distribución estacional de las correcciones para primavera, verano, otoño e invierno, se presentan en las figuras 5.16b, 5.16c, 5.16d y 5.16e, respectivamente. El MOS y el KF obtienen las mayores correcciones horarias del error sistemático para todas las estaciones del año. El análisis de la sobrestimación en primavera-verano entre las 5:00h y las 15:00h, y en otoño-invierno entre las 12:00h y las 17:00h, presenta una reducción significativa mediante dichos post-procesos. En este sentido, el MOS presenta una corrección del Bias superior a 90 $W \cdot m^{-2}$ en primavera-verano, mientras que el KF muestra una corrección superior a 60 $W \cdot m^{-2}$ para otoño-invierno. Por otro lado, la subestimación ocasionada en otoño-invierno entre las 6:00h y las 10:00h es corregida en mayor medida por el KF.

Con respecto al RMSE, se observa una corrección de la GHI horaria para todos los post-procesos en un rango de 30 a 50 $W \cdot m^{-2}$, con excepción del ANN. De esta manera, en primavera-verano la corrección del RMSE presenta un comportamiento similar para dichos post-procesos, mientras que en otoño-invierno el KF acentúa la corrección para los rangos horarios de 6:00 a 10:00h y de 12:00 a 16:00h, respectivamente.

En la figura 5.17, se presenta el análisis de la corrección del error sistemático en función del ángulo cenital solar (SZA inferior a 75°) y el índice k_t^* . El Bias de las simulaciones (figura 5.17a) se compara con la corrección del Bias realizada por los post-procesos MOS (figura 5.17b), KF (figura 5.17c), REC (figura 5.17d) y ANN (figura 5.17e). Se analiza el cambio de tonalidades de colores oscuros a claros donde los tonos rojizos representan condiciones de cielos despejados y los tonos azules corresponden a condiciones de cielos nublados con ángulos cenitales superiores a 60°. Dicho cambio de tonalidad indica la corrección del Bias realizada por los post-procesos.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

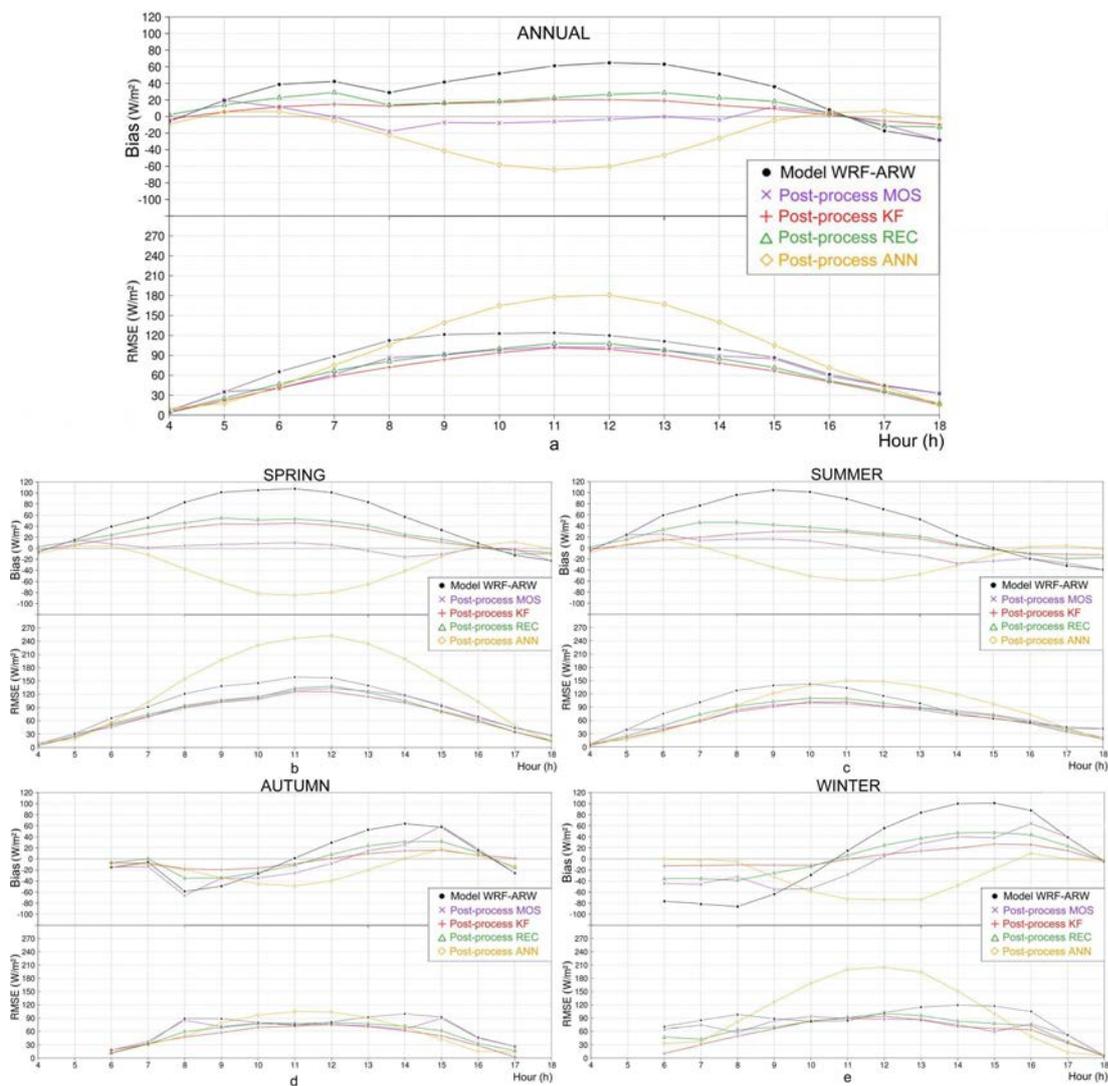


Figura 5.16: Resultados de la evaluación temporal de las correcciones horarias entre las simulaciones y los post-procesos para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. Comparación del Bias y el RMSE para a) el año, b) primavera, c) verano, d) otoño y e) invierno. La línea negra corresponde a las simulaciones del modelo WRF-ARW, la línea violeta indica la corrección del MOS, la línea roja al KF, la línea verde corresponde al REC y la línea amarilla indica la corrección del ANN.

5.2 Evaluación de las técnicas de post-proceso

Las técnicas MOS y KF obtienen los ajustes más significativos en la corrección de la sobrestimación para cielos despejados y en la corrección de la subestimación para cielos nublados. La mayor corrección es producida por el MOS en un rango de valores comprendidos entre -20 y $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (figura 5.17b), mientras que la corrección del KF se obtiene en un rango de valores más amplio entre -60 y $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (figura 5.17c). El REC presenta un patrón de corrección similar al KF, sin embargo su inferior capacidad de corrección se refleja en una menor presencia de tonos claros (figura 5.17d). Por último, el ANN muestra una corrección menos significativa con valores invertidos para los rangos de Bias analizados (figura 5.17e).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

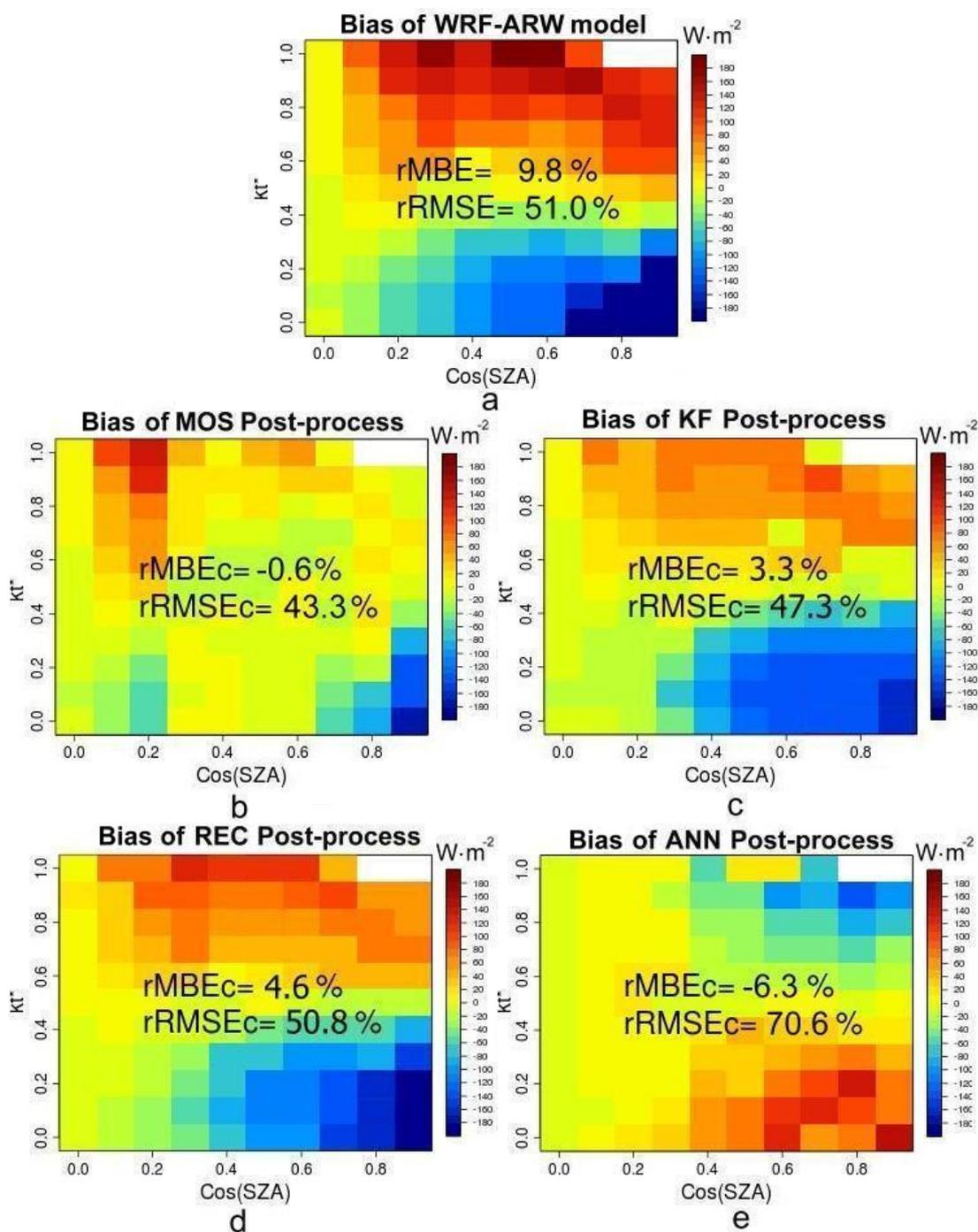


Figura 5.17: Resultados de la evaluación del Bias corregido por los post-procesos en función del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. a) Bias de las simulaciones del modelo WRF-ARW; b) Bias corregido por el post-proceso MOS; c) Bias corregido por el post-proceso KF; d) Bias corregido por el post-proceso REC; y e) Bias corregido por el post-proceso ANN.

5.2.1. Discusión de resultados

De acuerdo al apartado anterior, los post-procesos MOS y KF representan las correcciones más significativas del error sistemático en la simulación anual de la GHI en Cataluña. El proceso de implementación de dichas técnicas demuestra una capacidad de ajuste en relación a la variabilidad espacio-temporal y a las fluctuaciones atmosféricas. En concreto, se observa una corrección en primavera y verano de la sobrestimación en situaciones atmosféricas de cielos despejados ($k_t > 0.65$), y de la subestimación para cielos completamente nublados ($k_t < 0.4$).

Los resultados de los post-procesos analizados se comparan con los estudios previos que incorporan dichas técnicas. En la tabla 5.2 se presenta dicha comparación en relación a la revisión bibliográfica realizada en el segundo capítulo (tabla 2.4).

Los resultados del MOS en cuanto a los trabajos de Bofinger y Heilscher (2004), Lorenz et al. (2009a) y Mathiesen y Kleissl (2011), coinciden en establecer una corrección de las simulaciones de los modelos IFS y GFS en Alemania y Estados Unidos. Los resultados del rMBE inferiores a 10 % son similares a los obtenidos por el presente estudio (rMBE=-2 a 2 %). Sin embargo, los valores del rRMSE inferiores a 37 %, son menores a los presentados por las correcciones en Cataluña (rRMSE=35 a 64 %). Dicha diferencia podría estar asociada a la resolución espacial de los modelos, a la densidad de estaciones radiométricas utilizadas y a la extensión territorial de la zona donde se aplican las correcciones. En este sentido, la elevada resolución espacial del modelo WRF-ARW en Cataluña (4kmx4km) y el importante número de estaciones utilizadas en la evaluación (90), evidencian un incremento del RMSE para un territorio con una superficie relativamente inferior a 32000 km^2 y una elevada complejidad geográfica. De manera comparativa, las resoluciones espaciales, la densidad de estaciones radiométricas y la extensión territorial de los citados trabajos son: Alemania: 25kmx25km, 200 estaciones y 357021 km^2 , y Estados Unidos: 50kmx50km a 12kmx12km, 7 estaciones y 9.8 millones de km^2 .

Pelland et al. (2011) presenta el estudio más reciente en cuanto a la utilización del post-proceso KF para radiación solar. Los valores de rMBE (-0.8 a 14 %) y de rRMSE (15 a 40 %) se obtienen para una corrección del modelo GEM (*Environment Canada's Global Environmental Multiscale*) en un periodo de 2 años para 10 estaciones radiométricas en Estados Unidos y Canadá, con una resolución espacial de 15 km. Al comparar los resultados de dicho estudio con las correcciones del modelo WRF-ARW en Cataluña (rMBE=-6 a 8 % y rRMSE=37 a 68 %), se observa una similitud con

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

la corrección del rMBE y una desigualdad con el rRMSE. Dicha desigualdad en el rango de valores del RMSE se podría explicar por cuatro razones: 1) incremento de la resolución espacial a 4 km, 2) mayor número de estaciones radiométricas (90), 3) mayor complejidad geográfica en una extensión de territorio relativamente inferior, y 4) calidad de las simulaciones de acuerdo a la configuración establecida con el modelo WRF-ARW. Sin embargo, el rango de valores para la corrección del Bias presenta valores más próximos a cero, lo que permite otorgar una mayor fiabilidad a los resultados del presente estudio.

Los resultados de los post-procesos ANN y REC presentan los menores ajustes del error sistemático en relación a los resultados de las técnicas MOS y KF del presente estudio. De igual manera, dichos resultados son inferiores en comparación a los estudios previos que implementan las técnicas ANN y del REC.

Los estudios previos más representativos de la utilización de la técnica ANN para corrección de pronósticos de radiación solar corresponden a Guarnieri et al. (2006) y Martín et al. (2011). El primero presenta una corrección de los pronósticos del modelo NCEP-eta con un rMBE de 25 % a -0.8 % y de rRMSE de 40 % a 27 % en el Sur de Brasil. La configuración de la ANN se establece con 8 neuronas en la capa de entrada, 16 y 8 neuronas en las dos capas ocultas y 1 neurona en la capa de salida. Las variables utilizadas en la red neuronal incluyen además de la radiación solar extraterrestre, la humedad relativa, la temperatura superficial, la cantidad de agua precipitable, la velocidad del viento y la nubosidad. El periodo de estudio para las dos estaciones radiométricas utilizadas es de 4 años.

Por su parte, Martín et al. (2011) obtienen rangos de rMBE de -4.4 a 11.6 % y de rRMSE de 13 a 80 %, para correcciones de pronósticos del modelo GFS en España (Navarra) con una configuración de entre una y cuatro capas ocultas en la red neuronal. El periodo de estudio es superior a un año y el pronóstico que posee un alcance de 72h, se realiza mediante la utilización de las 72h previas del índice k_t del modelo y las 24h previas del k_t de las observaciones.

La configuración del post-proceso ANN para el presente estudio se establece a partir de Martín et al. (2011), en función de la disponibilidad de las observaciones y las simulaciones para el año 2004. La reducida capacidad de corrección del error sistemático en comparación con los estudios citados, demuestra que los índices k_t de las simulaciones y las observaciones para los 7 días previos de entrenamiento, son insuficientes para ajustar los pesos relativos en la red neuronal. Las diferencias significativas de las correcciones del error sistemático se podría explicar mediante la utilización de un mayor número de

5.2 Evaluación de las técnicas de post-proceso

variables de entrada en la red neuronal y la utilización de periodos de entrenamiento superiores a un año.

En base a lo anterior, el siguiente apartado presenta un post-proceso combinado, el cual se establece a partir de los post-procesos que presentan las mejores correcciones.

Tabla 5.2: Comparación de los post-procesos en relación a los trabajos previos que corrigen el error sistemático en simulaciones de radiación solar

Referencia ^a	Post-proceso	Características	Resultados de evaluación (%)	
			rMBE	rRMSE
Bofinger y Heilscher (2004)	MOS	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo: IFS (ECMWF) ✓ Resolución espacial: 1°x1° (aprox. 110 km) ✓ No. de estaciones: 32 ✓ Zona de aplicación: Alemania ✓ Periodo de estudio: 1 año. 	2.9	32
Guarnieri et al. (2006)	ANN	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo: NCEP-eta ✓ Resolución espacial: 0.4°x0.4° (aprox. 50 km) ✓ No. de estaciones: 2 ✓ Zona de aplicación: Sur de Brasil ✓ Periodo de estudio: 4 años. 	-0.8	27
Heinemann et al. (2006a)	MOS	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo: MM5 ✓ Resolución espacial: 3kmx3km ✓ No. de estaciones: 8 ✓ Zona de aplicación: Alemania ✓ Periodo de estudio: 40 días en verano del año 2003. 	-	30-40
Lorenz et al. (2009a)	MOS	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo: IFS (ECMWF) ✓ Resolución espacial: 0.25°x0.25° (aprox. 25km) ✓ No. de estaciones: > 200 ✓ Zona de aplicación: Alemania ✓ Periodo de estudio: 10 meses. 	-	37
Lorenz et al. (2009b)	MOS & ANN	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelos: IFS (ECMWF); GFS; Skiron/GFS; AEMET-HIRLAM; WRF/GFS ✓ Resolución espacial: IFS (0.25°x0.25°); GFS (1° a 0.25°); AEMET-HIRLAM (0.2°x0.2°); Skiron/GFS (5kmx5km); WRF/GFS (3kmx3km) ✓ No. de estaciones: 24 ✓ Zona de aplicación: Alemania, Suiza, Austria y España ✓ Periodo de estudio: 1 año. 	-4 a 16	21 a 46
Mathiesen y Kleissl (2011)	MOS	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelos: NAM; GFS; IFS (ECMWF) ✓ Resolución espacial: 0.11° (aprox. 12 km) para NAM - 0.5° (aprox. 50 km) para GFS y 0.25° (aprox. 25 km) para IFS ✓ No. de estaciones: 7 ✓ Zona de aplicación: Estados Unidos ✓ Periodo de estudio: 11 meses (NAM) - 9 meses (GFS) - 11 meses (IFS). 	1.9 - 1.4 - 0.1	33 - 23 - 29
Martín et al. (2011)	ANN	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo: GFS ✓ Resolución espacial: 0.5°x0.5° (aprox. 50 km) ✓ No. de estaciones: 18 ✓ Zona de aplicación: España ✓ Periodo de estudio: Aprox. 10 años (evaluación 9 meses). 	4.4 a 11.6	13 a 80
Pelland et al. (2011)	KF	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo: GEM ✓ Resolución espacial: 15kmx15km ✓ No. de estaciones: 10 ✓ Zona de aplicación: Estados Unidos y Canadá ✓ Periodo de estudio: 2 años. 	-0.8 a 14	15 a 40
Este trabajo	MOS, KF & ANN	<ul style="list-style-type: none"> ✓ Modelo: WRF-ARW ✓ Resolución espacial: 4kmx4km ✓ No. de estaciones: 90 ✓ Zona de aplicación: Cataluña ✓ Periodo de estudio: 1 año. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ -2 a 2 (MOS) ✓ -6 a 8 (KF) ✓ -15 a -1 (ANN) 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ 35 a 64 (MOS) ✓ 37 a 68 (KF) ✓ 55 a 98 (ANN)

^aLa comparación con el post-proceso REC no se incluye, debido a que el método solo se aplica para pronósticos de temperatura del modelo IFS en Italia (Boi, 2004).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

5.2.2. Post-proceso combinado KF-MOS

A partir de la evaluación de los post-procesos, se realiza una combinación de las técnicas MOS y KF con el propósito de hacer frente a las limitaciones que presentan las técnicas por separado. En la tabla 5.3, se presentan las principales características y los porcentajes de corrección del error para dichos post-procesos. Los porcentajes de la corrección representan la capacidad de minimización del error en comparación con las simulaciones. De esta manera, el MOS presenta un porcentaje de corrección del Bias de 106 %, del RMSE de 17 % y del coeficiente r de 3.3 %. Por su parte, el KF muestra porcentajes de corrección del Bias de 64 %, del RMSE de 10 % y del coeficiente r de 2.2 %.

La comparación entre el MOS y el KF permite establecer que las desventajas y limitaciones de una técnica podrían compensarse con las ventajas y propiedades de la otra técnica. En concreto, dichas limitaciones y propiedades son:

- La sobrestimación de la corrección producida por el KF debido a repentinos cambios del error sistemático para valores de GHI superiores a $800 W \cdot m^{-2}$, puede equilibrarse mediante la corrección MOS para este rango de pronóstico.
- El alcance temporal de la corrección del KF igual a 2 días puede extenderse a través del alcance producido por el MOS a 3 y 5 días.
- La significativa velocidad de ajuste del KF que conlleva a un periodo de entrenamiento corto (inferior a 15 días), permitiría compensar el elevado número de días necesarios para ajustar los coeficientes MOS (mínimo 60 días de entrenamiento).
- El menor tiempo de cálculo computacional utilizado por el KF (5 segundos por estación), podría contrarrestar el tiempo utilizado por el MOS para ajustar los coeficientes (20 segundos por estación).

En la figura 5.18, se muestra el *diagrama de Taylor*, donde se establece una comparación entre la simulación y las correcciones del MOS, el KF y la combinación de dichos post-procesos en función de un punto de referencia basado en las observaciones. El diagrama de Taylor permite analizar la tendencia de las correcciones mediante la integración de tres parámetros: 1) coeficiente de correlación con un valor ideal de 1 (eje circular); 2) diferencia de la raíz media cuadrática centralizada (RMS) con un valor ideal de 0 (distancia radial en relación al punto *Observed* en el eje x); y 3) desviación estándar con

5.2 Evaluación de las técnicas de post-proceso

un valor ideal similar al valor de las observaciones (*Observed* en los ejes x y y) (Taylor, 2001).

La simulación que corresponde al punto negro de la figura 5.18, muestra inicialmente un coeficiente de correlación de 0.90, una RMS de $0.43 W \cdot m^{-2}$ y una desviación estándar de $1.25 W \cdot m^{-2}$. La corrección del KF (cruz roja) presenta una mejora en la correlación (0.91), en la RMS ($0.37 W \cdot m^{-2}$) y en la desviación estándar ($1.1 W \cdot m^{-2}$). Con respecto a la corrección del MOS (cruz azul), se observa una mayor correlación (0.92) y un mejor ajuste de la RMS ($0.3 W \cdot m^{-2}$). Sin embargo, la desviación estándar del MOS igual a $0.8 W \cdot m^{-2}$, es ligeramente inferior al valor observado ($1 W \cdot m^{-2}$).

La combinación de los post-procesos KF-MOS se localiza entre los parámetros del KF y del MOS, respectivamente. Dicha localización representa una correlación de 0.92, una RMS de $0.3 W \cdot m^{-2}$ y una mejora de la desviación estándar igual a $1 W \cdot m^{-2}$. De esta manera, el post-proceso KF-MOS en relación al valor de referencia dado por las observaciones, permite establecer un alto grado de correlación, un reducido patrón del error centralizado y una significativa similitud entre la desviación de las correcciones y las observaciones. Por lo tanto, con el propósito de mejorar la estimación de la GHI se procede a aplicar el post-proceso combinado.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

Tabla 5.3: Características de los métodos de post-proceso MOS y KF implementados en las simulaciones de GHI para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004.

Post-proceso	Ventajas	Desventajas	Tiempo de cálculo	Corrección del error (%)		
				Bias	RMSE	r
<i>Model Output Statistics</i> (MOS)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ La capacidad de corrección del error sistemático proporciona un importante grado de fiabilidad en los pronósticos de GHI. ✓ El MOS realiza una corrección del error sistemático para todo el rango de GHI entre 0 y $1200 W \cdot m^{-2}$. ✓ La regresión MOS no requiere de una asimilación continua de observaciones debido a un alcance temporal de 3 a 5 días. ✓ Los predictores de la regresión MOS: k_t^* y $\cos(SZA)$ tienen una influencia relevante en el ajuste de la variable predictante (GHI_t). 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ El periodo de entrenamiento de las simulaciones y las observaciones previas requiere de 60 días para ajustar los coeficientes de la regresión MOS. ✓ El cambio en las parametrizaciones del modelo meteorológico hace susceptible la capacidad de corrección de la regresión MOS. ✓ La disponibilidad y la calidad de las observaciones influye significativamente en el ajuste del MOS. 	20 segundos por estación	106	17	3.3
<i>Filtro de Kalman</i> (KF)	<ul style="list-style-type: none"> ✓ La velocidad de ajuste del KF permite la utilización de un periodo inferior a 15 días de entrenamiento. ✓ El KF es sensible a las observaciones que se incorporan en el algoritmo. Cuando no hay observaciones disponibles se mantiene el ajuste para un alcance temporal de aproximadamente 2 días. ✓ El tiempo de inicialización y estabilización del algoritmo requiere de un periodo inferior a 10 días. ✓ El parámetro ratio permite la adaptación del KF a las condiciones meteorológicas y a la variación estacional en la zona de estudio. ✓ La recuperación del ajuste posterior a una pérdida de observaciones requiere de aproximadamente 1 día. 	<ul style="list-style-type: none"> ✓ El KF realiza una sobreestimación de la corrección para valores de GHI superiores a $800 W \cdot m^{-2}$, debido a una baja capacidad de ajuste para cambios repentinos y puntuales en el error sistemático. ✓ La disponibilidad y la calidad de las observaciones influye significativamente en el alcance temporal de la corrección. 	5 segundos por estación	64	10	2.2

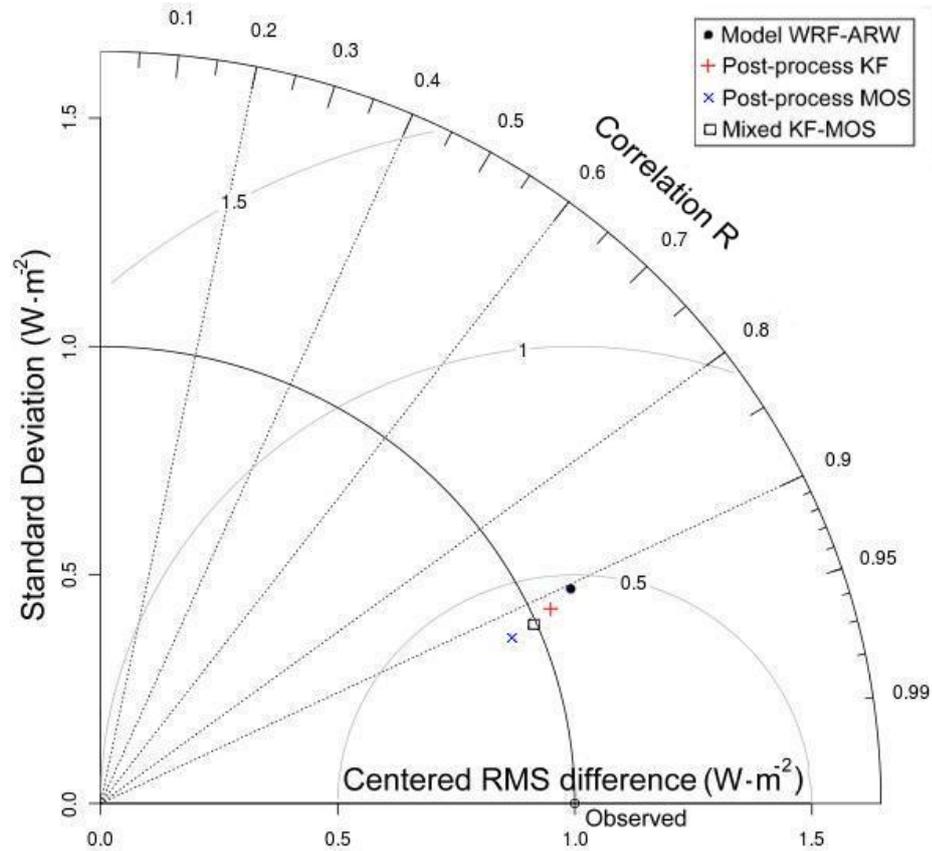


Figura 5.18: Diagrama de Taylor para la comparación de la GHI corregida por los post-procesos MOS y KF para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. La simulación anual de GHI corresponde al punto negro, la corrección del post-proceso KF se indica mediante la cruz roja, el post-proceso MOS por la cruz azul y la combinación de los post-procesos KF-MOS corresponde al cuadrado negro. El análisis de los patrones entre las variables se realiza mediante la cuantificación del coeficiente de correlación (eje circular entre 0 y 1), la diferencia de la raíz media cuadrática centralizada (RMS, contornos circulares entre 0 y $2 W \cdot m^{-2}$) y la amplitud de las variaciones representadas por la desviación estándar (ejes x y y entre 0 y $1.5 W \cdot m^{-2}$). El valor ideal del coeficiente de correlación y la desviación estándar es 1, mientras que para la RMS es igual a cero (Taylor, 2001).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

5.2.2.1. Resultados del post-proceso KF-MOS

Los resultados de la aplicación del post-proceso KF-MOS para 90 estaciones radiométricas de Cataluña, se presentan en la figura 5.19. La distribución anual promedio de la corrección (figura 5.19a), muestra un comportamiento de la mediana, y los cuartiles 75 y 90 % que indican un significativo ajuste para todo el rango desde 0 hasta $1200 W \cdot m^{-2}$. El promedio anual del Bias de $2 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE = 1.2\%$), el RMSE de $111 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE = 43\%$) y el coeficiente r de 0.92, son más significativos en relación a la corrección individual obtenida por las técnicas de post-proceso.

En la figura 5.19b, se presenta la comparación del rango intercuartil horario de la GHI corregida (rectángulos azules) y la GHI observada (rectángulos grises). Se observa una baja variabilidad de la distribución horaria para la mediana (líneas centrales), el cuartil 25 % (límite inferior de los rectángulos) y el cuartil 75 % (límite superior de los rectángulos), donde destaca una diferencia inferior a $10 W \cdot m^{-2}$ entre los parámetros de las observaciones y las correcciones de todo el rango horario (4:00h a 18:00h).

La desagregación temporal de los errores para las estaciones del año se presenta en la tabla 5.4. La corrección del Bias para primavera de 43 a $10 W \cdot m^{-2}$ (14 a 3%), y para verano de 35 a $4 W \cdot m^{-2}$ (11 a 1%), considera una mejora significativa para las estaciones que muestran los mayores errores sistemáticos del modelo. Por su parte, el RMSE para dichas estaciones presenta una reducción de 131 a $114 W \cdot m^{-2}$ (42 a 37%) para primavera, y de 123 a $98 W \cdot m^{-2}$ (37 a 30%) para verano.

5.2 Evaluación de las técnicas de post-proceso

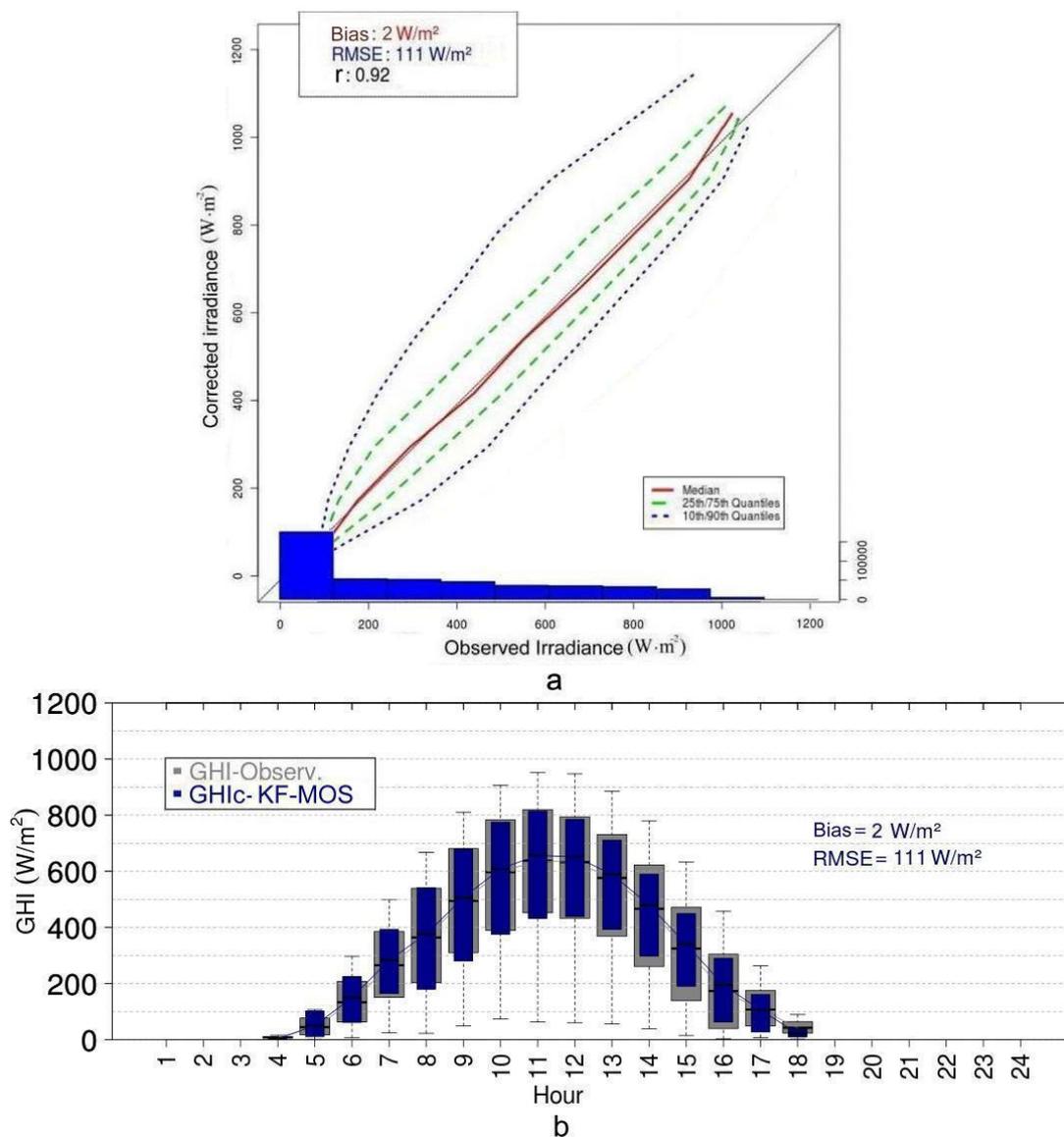


Figura 5.19: a) Comparación de la distribución de GHI corregida por el post-proceso KF-MOS para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. b) Rango intercuartil horario para la GHI observada (rectángulos grises) y corregida (rectángulos azules) para 90 estaciones radiométricas en Cataluña en el año 2004. El comportamiento de la GHI corregida se define mediante la mediana (50 %, línea continua roja), el rango del tercer cuartil (75 %, línea punteada verde), el rango del decil 90 % (línea punteada azul) y la frecuencia de los registros horarios (histograma azul). El rango intercuartil se define por las dimensiones del rectángulo. El límite inferior corresponde al primer cuartil 25 %, la línea central negra a la mediana (50 %) y el límite superior al tercer cuartil 75 %. Las líneas punteadas indican los valores atípicos máximos y mínimos.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

Tabla 5.4: Resultados de la desagregación temporal de los errores en la GHI corregida por el post-proceso combinado KF-MOS para 90 estaciones radiométricas en Cataluña.

Estación	GHI	$W \cdot m^{-2}$				%				r	
		Bias		RMSE		rMBE		rRMSE			
		WRF	KF-MOS	WRF	KF-MOS	WRF	KF-MOS	WRF	KF-MOS	WRF	KF-MOS
Invierno	164	7	-1	91	75	4	0	56	46	0.89	0.92
Primavera	310	43	10	131	114	14	3	42	37	0.89	0.89
Verano	329	35	4	123	98	11	1	37	30	0.91	0.93
Otoño	154	4	-3	85	69	3	-2	55	45	0.88	0.93
Anual	239	23	2	135	111	9.8	1.2	51	43	0.89	0.92

La comparación de la evolución diaria del error entre las simulaciones y las correcciones se presenta en la figura 5.20. Se observa una disminución de la evolución diaria de los errores en primavera y verano, donde destaca la importante corrección de los Bias mayores a $100 W \cdot m^{-2}$ y de los RMSE mayores a $150 W \cdot m^{-2}$. Cabe mencionar, la elevada corrección del RMSE y del coeficiente r que se produce en otoño.

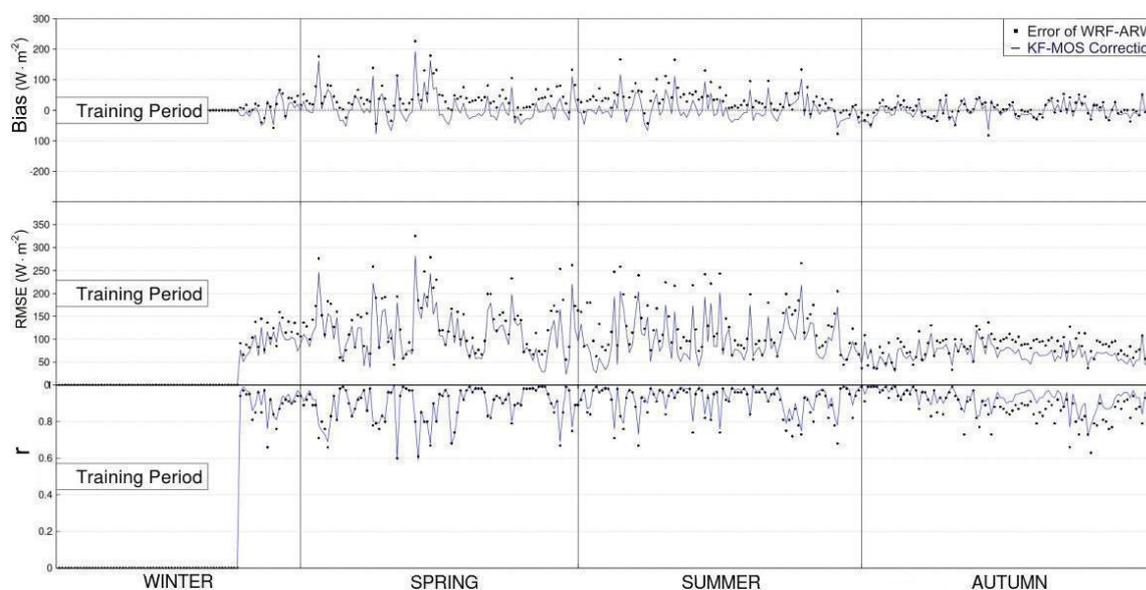


Figura 5.20: Evolución diaria del error para la GHI corregida por el post-proceso combinado KF-MOS para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. El Bias, el RMSE y el coeficiente r se indican en función de las simulaciones (puntos negros) y las correcciones del post-proceso combinado KF-MOS (línea continua azul).

5.2 Evaluación de las técnicas de post-proceso

En la figura 5.21, se presenta una comparación anual del error entre las simulaciones y las correcciones de la GHI con respecto a la altitud de las estaciones radiométricas. El Bias muestra una corrección para todo el rango de altitud de las estaciones (0 a 1000 m.), con valores inferiores a $10 W \cdot m^{-2}$. Con respecto al RMSE, se observa una disminución menos pronunciada, con valores inferiores a $100 W \cdot m^{-2}$. En conclusión, la corrección del Bias es significativa y muestra un importante cubrimiento geográfico en la zona de estudio en relación a la variabilidad producida por la altitud.

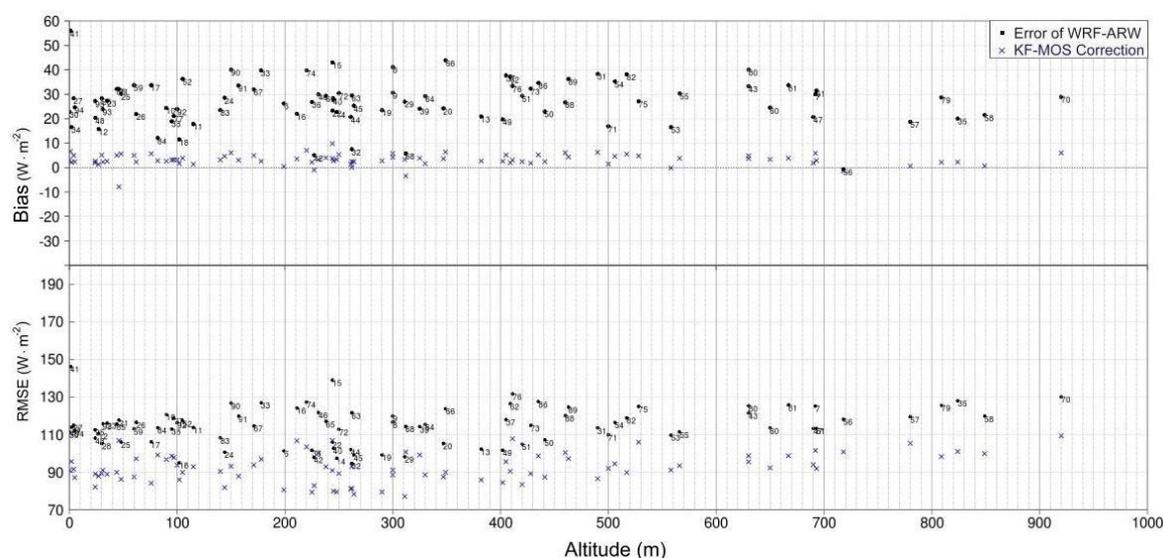


Figura 5.21: Comparación del error anual entre la GHI simulada y corregida en función de la altitud para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. El Bias y el RMSE anual de cada estación radiométrica se indican mediante los puntos negros para las simulaciones y mediante las cruces azules para las correcciones del post-proceso combinado KF-MOS. Las estaciones radiométricas se identifican a través de la numeración de la tabla B.2 del Apéndice B.

El análisis de la corrección del Bias a partir del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* se presenta en la figura 5.22. El predominio de los colores claros para los intervalos de evaluación del $\cos(SZA)$ y el k_t^* , indican una importante corrección del error sistemático tanto para cielos despejados como para cielos que presenta una nubosidad intermedia. El rango del Bias corregido se sitúa entre -20 y $20 W \cdot m^{-2}$.

Sin embargo, la subestimación de hasta $-100 W \cdot m^{-2}$ para cielos totalmente nublados ($k_t^* < 0.4$) y posiciones solares próximas al *cenit* ($\cos(SZA) > 0.8$), evidencia deficiencias en la corrección del KF-MOS debido a una significativa presencia de nubes. No obstante, los resultados de la corrección del error sistemático realizada por el post-proceso para las 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004, establecen un

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

porcentaje de corrección del Bias de 87% y del RMSE de 17%. En consecuencia, el post-proceso KF-MOS constituye la base del sistema de pronóstico que se presenta en el capítulo 6.

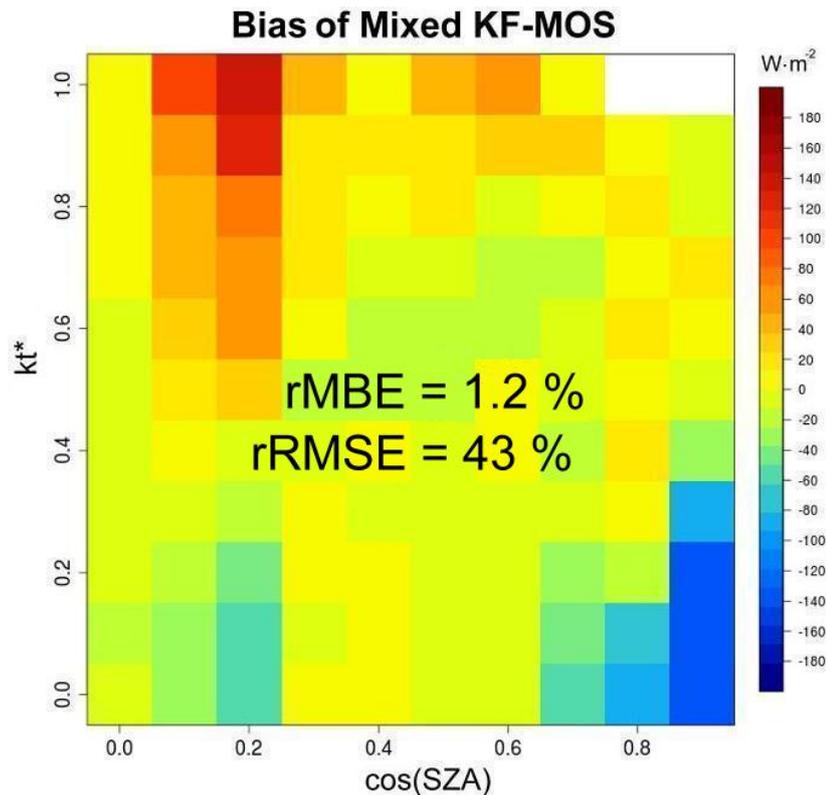


Figura 5.22: Bias corregido por el post-proceso KF-MOS en función del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* para 90 estaciones radiométricas de Cataluña en el año 2004. El Bias corregido se determina para valores del ángulo cenital inferiores a 75° y en función de los intervalos del índice k_t^* para las condiciones atmosféricas (apéndice A.3).

5.3. Interpolación espacial

Con el objetivo de extender espacialmente las correcciones puntuales de la radiación solar en la zona geográfica de estudio, se ha seleccionado el método geoestadístico de interpolación de *Kriging* (Krige, 1951). El método de *Kriging* ha sido desarrollado por Matheron (1963) y representa la técnica más utilizada para cuantificar la correlación espacial mediante las propiedades estadísticas de una variable en distintas direcciones del espacio. Se fundamenta en la estimación de la varianza de los pares de puntos (coordenadas x y y), y su relación con las distancias que los separan (CIEMAT, 2008).

La representación gráfica de la varianza en función del intervalo de la distancia se denomina *variograma* y permite ajustar la variabilidad espacial a través de una función que genera los parámetros que cuantifican el grado y la escala de dicha variación (Oliver y Webster, 1990)¹. Dichos parámetros se establecen a partir de funciones que realizan el ajuste de los pesos del área alrededor del punto a interpolar. En este sentido, la varianza del error determina la distribución de dichos pesos y propicia que el intervalo de la distancia entre los puntos influya en la capacidad de la interpolación de los puntos.

De esta manera, el método de *Kriging* realiza el ajuste de la variación espacial a partir de los parámetros de diferentes modelos utilizados en la geoestadística (modelo esférico, penta-esférico, exponencial, gaussiano y lineal). En el siguiente apartado, se presenta el modelo seleccionado para aproximar el comportamiento de la variabilidad espacial de la radiación solar corregida para el área de estudio.

5.3.1. Implementación de la interpolación espacial

La implementación de la interpolación espacial de *Kriging* se realiza en base a la significativa disponibilidad de estaciones radiométricas en la zona geográfica de Cataluña en el año 2004². El objetivo se centra en evaluar el comportamiento espacial de la GHI corregida por el post-proceso y la DNI estimada por el modelo paramétrico.

¹Los parámetros generados por el variograma son: el rango (A_0), la varianza estructural (C), el *nugget* (C_0) y el *sill* ($C + C_0$). El rango representa el intervalo de la distancia (*eje x del variograma*) donde los puntos son espacialmente independientes o donde la semi-varianza deja de aumentar. La varianza estructural es el intervalo de la semi-varianza (*eje y del variograma*). El *nugget* representa la varianza no explicada por el modelo (varianza error) y la máxima semi-varianza estimada entre los pares de puntos se conoce como *sill* (Gallardo y Maestre, 2008).

²La interpolación espacial de *Kriging* se realiza utilizando el *Kriging package* del lenguaje de programación *GNU Octave (v.3.4.2)*.

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

A partir de la comparación de diferentes variogramas de ajuste de los modelos exponencial, esférico y penta-esférico, la variabilidad espacial se realiza utilizando el modelo esférico. El modelo esférico presenta el mejor ajuste de la distribución espacial de los valores observados en comparación con los otros modelos.

La interpolación espacial del error sistemático estimado por el post-proceso KF-MOS, se aplica para corregir la variabilidad espacial de la GHI simulada por el modelo meteorológico. En la figura 5.23, se observa un ejemplo de la implementación de la corrección para el día 28 de abril del 2004 a las 12:00h. La figura 5.23a muestra la interpolación de la simulación de la GHI entre 0 y $1200 W \cdot m^{-2}$, la figura 5.23b indica la interpolación del Bias estimado por el post-proceso con un rango de 0 a $200 W \cdot m^{-2}$ y finalmente, la figura 5.23c presenta la GHI corregida, obtenida a través de la diferencia entre la GHI simulada y el Bias estimado.

Las correcciones del Bias para este día presentan un rango entre 25 y $150 W \cdot m^{-2}$, donde destacan valores superiores a $75 W \cdot m^{-2}$ en la mitad Este, el Centro y el litoral Catalán. Por lo tanto, la disminución de los valores máximos e intermedios de la GHI simulada superior a $600 W \cdot m^{-2}$, representa un ajuste significativo en las zonas geográficas del Centro y Este de la depresión Central, el Este del Pre-pirineo y a lo largo del litoral mediterráneo.

5.3 Interpolación espacial

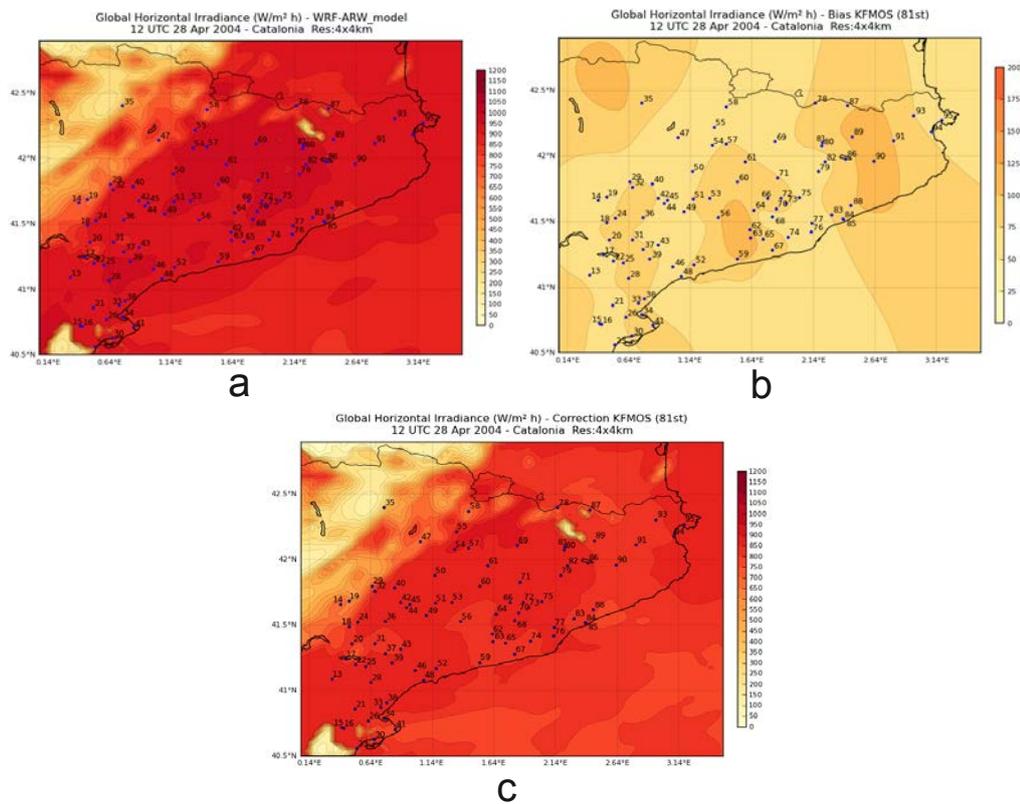


Figura 5.23: Implementación de la corrección espacial para la GHI simulada a las 12:00h del día 28 de abril del 2004 para Cataluña. a) Interpolación de la GHI simulada por el modelo WRF-ARW; b) Interpolación del Bias estimado por el post-proceso KF-MOS y c) Interpolación de la GHI corregida. Se utiliza el 90 % de las estaciones radiométricas (puntos azules) que corresponde a 81 estaciones (tabla B.2 del apéndice B).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

5.3.2. Evaluación de la interpolación espacial de la GHI, DNI y horas de Sol en la zona geográfica de Cataluña

La evaluación de la interpolación espacial se realiza con la finalidad de analizar la distribución de la radiación solar corregida y estimada para la zona geográfica de Cataluña. En este sentido, a partir de la significativa disponibilidad de estaciones radiométricas (90), se analiza el cubrimiento espacial mediante dos interpolaciones: 1) interpolación de baja resolución en donde se utiliza el 30 % de las estaciones que corresponde a 27; 2) interpolación de alta resolución con el 90 % de las estaciones que representan 81.

La interpolación espacial se realiza para un día primaveral debido a los mayores errores que presenta la radiación solar simulada en esta época del año. En el apéndice C, se presentan los mapas de la interpolación espacial entre las 6:00h y las 17:00h del día 28 de abril del 2004. La GHI simulada se muestra en las figuras C.1 y C.2, la GHI corregida con el 30 % de las estaciones en las figuras C.3 y C.4, la GHI corregida con el 90 % de las estaciones en las figuras C.5 y C.6, la DNI estimada en las figuras C.7 y C.8, y finalmente en las figuras C.9 y C.10, la contabilización de las horas de Sol.

En este día característico de primavera, la distribución espacial de la GHI presenta valores máximos entre las 11:00h y 13:00h, superiores a $900 W \cdot m^{-2}$ y valores mínimos a las 6:00h, 7:00h, 17:00h y 18:00h, inferiores a $300 W \cdot m^{-2}$. La evolución horaria de la interpolación indica un incremento gradual de la radiación en la primera mitad del día (6:00h a 11:00h), de acuerdo al movimiento del Sol con dirección Este-Oeste. El máximo se presenta en el mediodía solar, y durante la segunda mitad del día (13:00h a 18:00h), se observa un decrecimiento de la variable. Los resultados demuestran una distribución espacial de la radiación que varía en función de la complejidad orográfica y la diversidad climática de Cataluña.

En concreto, la figura 5.24 presenta los resultados de la interpolación para el mediodía solar. Los valores máximos de la GHI simulada (figura 5.24a) entre 900 y $1000 W \cdot m^{-2}$, se localizan en el Centro-Este de la depresión Central. La variabilidad orográfica de esta zona con un clima mediterráneo que presenta una ligera tendencia continental, comprende la *plana de Vic* (comarca de Osona), el *pla de Bages* (comarca de Bages), las comarcas de *Solsonès* y la *Segarra*, y el Este del pre-pirineo en la comarca del *Berguedà*.

Los valores intermedios entre 600 y $900 W \cdot m^{-2}$ predominan a lo largo de las depresiones y las cordilleras del litoral y el pre-litoral Catalán desde el extremo Noreste de la costa mediterránea en la *plana de l'Empordà* hasta el *delta del Ebro* en el extremo

Suroeste. Asimismo, se observan valores intermedios en el Oeste de la depresión Central en las comarcas del *Segrià*, *Garrigues*, *pla d'Urgell*, *Urgell*, *Noguera* y la *Anoia*, las cuales presentan un clima mediterráneo de tendencia continental. Finalmente, los valores mínimos inferiores a $600 W \cdot m^{-2}$, se encuentran en el extremo Noroeste del pre-pirineo y el Pirineo axial, en donde prevalece un clima de tipo alpino y mediterráneo de alta montaña.

El post-proceso KF-MOS realiza la corrección de los valores máximos e intermedios de la GHI simulada mediante el 30% de las estaciones (figura 5.24b) y el 90% de las estaciones en Cataluña (figura 5.24c). En las dos interpolaciones se observa una corrección de la GHI para este día, con una disminución de la sobrestimación espacial del orden de $100 W \cdot m^{-2}$ en la depresión Central, el Este del Pre-pirineo y a lo largo del litoral Catalán. La comparación de las interpolaciones permite establecer una mejor tendencia espacial de la corrección cuando se utiliza un mayor número de estaciones (figura 5.24c). Este comportamiento se debe a un incremento en la delimitación espacial de las iso-líneas, que determinan la distribución de la radiación solar en el territorio.

La estimación de la DNI se realiza en todas las estaciones radiométricas a partir de la fracción de difusa calculada a través del índice k_t del modelo paramétrico de *Macagnan* (ecuación 2.18). Se utiliza la interpolación espacial de la GHI corregida por el post-proceso para estimar el k_t y reproducir espacialmente la DNI en la zona de estudio. En la figura 5.24d, se presenta la estimación de la DNI a las 12:00h del día analizado. Se observa una distribución más heterogénea de la DNI con respecto a la GHI, debido a la variabilidad asociada a la orografía y a los cambios producidos por la nubosidad. Finalmente, en la figura 5.24e se presenta las horas de Sol acumuladas en el día a partir de los valores estimados de DNI superiores a $120 W \cdot m^{-2}$. En la evaluación de las horas de sol contabilizadas a partir de la DNI, se observan coincidencias con respecto a las horas de Sol observadas en las estaciones radiométricas. La nubosidad que se presenta en las estaciones de alta montaña de Sort e Isona, muestran valores inferiores a $8 h \cdot d^{-1}$. Estos resultados permiten establecer una relación entre la distribución espacial y la estimación de esta variable en un rango temporal diario.

En la tabla 5.5, se presentan los tres grupos de estaciones seleccionadas para evaluar la distribución espacial de los resultados en la hora de máxima radiación solar (12:00h). Las estaciones que no fueron incluidas en el proceso de interpolación, se utilizan para analizar la estimación espacial en áreas geográficas que no presentan observaciones. Por lo tanto, se clasifican en función de la ubicación geográfica. El primer grupo que corresponde al litoral mediterráneo incluye las estaciones de *Barcelona*, *Torroella* y

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

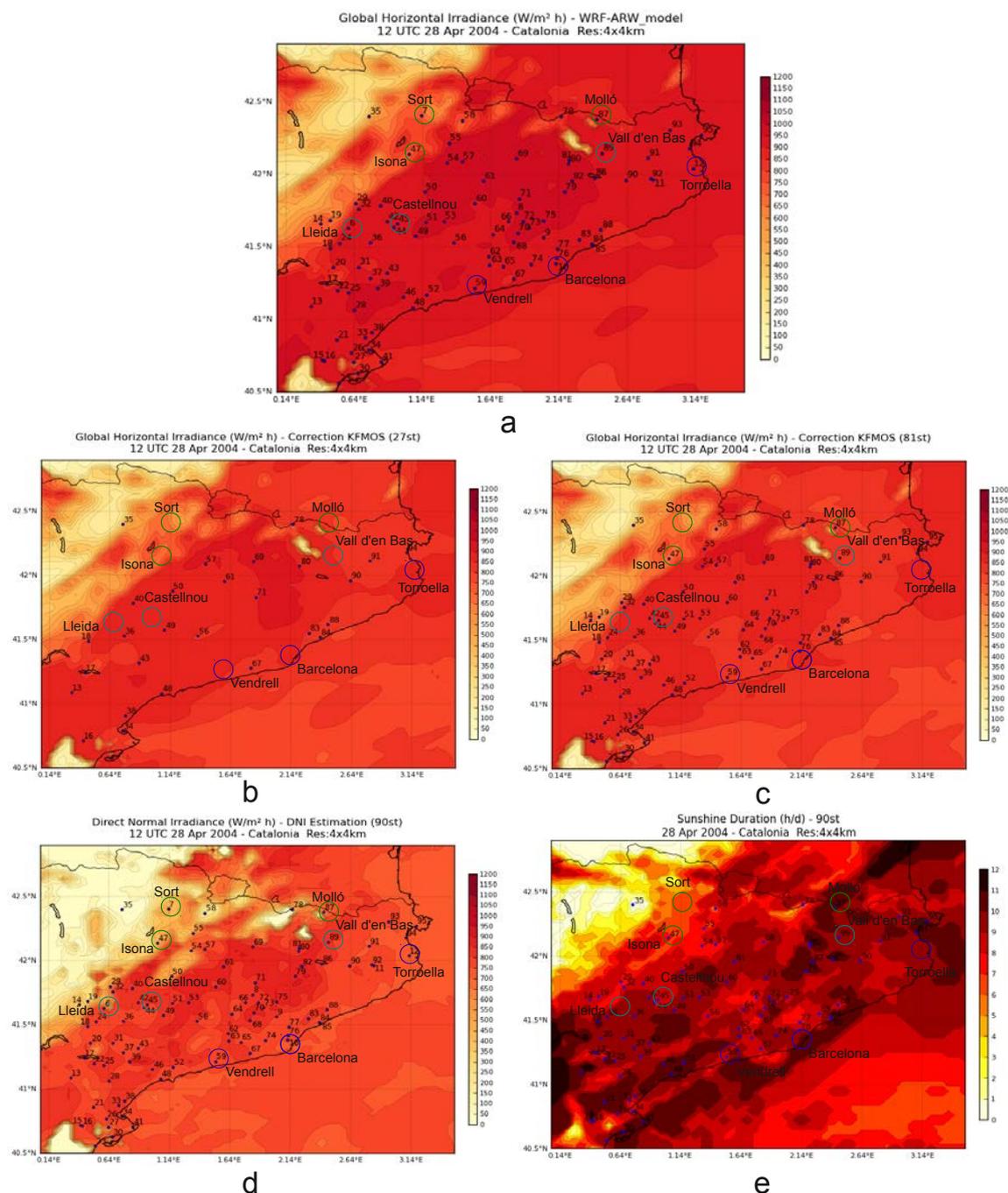


Figura 5.24: Interpolación espacial a las 12:00h del día 28 de abril del 2004 en Cataluña para a) GHI simulada por el modelo WRF-ARW; b) GHI corregida por el post-proceso KF-MOS con 30% de estaciones; c) GHI corregida por el post-proceso KF-MOS con 90% de estaciones; d) DNI estimada por el modelo paramétrico de Macagnan y e) Contabilización de las horas de Sol acumuladas para el día 28 de abril del 2004. La interpolación se realiza con el 30% (27) y con el 90% (81) de las 90 estaciones radiométricas utilizadas en el estudio. Las estaciones radiométricas utilizadas corresponden a los puntos azules. La numeración de los puntos azules de las estaciones se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

Vendrell (círculos en azul oscuro de la figura 5.24). El segundo grupo localizado en zonas con clima mediterráneo de tendencia continental, corresponde a las estaciones de *Lleida*, *Vall d'en Bas* y *Castellnou* (círculos en azul claro de la figura 5.24). Finalmente, el tercer grupo que caracteriza a las zonas con clima Mediterráneo de alta montaña corresponde a las estaciones de *Sort*, *Isona* y *Molló* (círculos en verde de la figura 5.24).

Las estaciones localizadas en el litoral mediterráneo muestran el mayor porcentaje de corrección promedio de la GHI con un 45 %, seguido de las estaciones continentales con un 14 % y las estaciones de alta montaña con un 10 %. El máximo porcentaje lo presenta la estación litoral de Torroella (altitud: 12 m) con un 78 % de corrección, mientras que la estación *pre-pirenaica* de Isona (altitud: 690 m) muestra el menor porcentaje con un 6 % de corrección. En concreto, a partir de la comparación de la interpolación de la GHI con las observaciones, es posible concluir que la mayor corrección se presenta en la zona litoral y la menor corrección en la zona montañosa.

La evaluación espacial de la DNI estimada se realiza para las estaciones ICAEN de Barcelona, Torroella, Lleida y Sort, las cuales presentan observaciones de radiación global y difusa. Por un lado, los menores errores en la estimación se muestran en las estaciones litorales de Torroella y Barcelona, con rMBE de 22 % y 53 %, respectivamente. Por otro lado, la estación continental de Lleida y la estación pirenaica de Sort indican rMBE superiores al 100 %. Estos resultados se relacionan con los bajos porcentajes de corrección de GHI para las estaciones de Lleida y Sort (< 11 %), y con la presencia de nubosidad que condiciona la estimación de DNI en el día analizado.

La cobertura de nubes se evalúa mediante la observación de imágenes de la península Ibérica del satélite Meteosat. Las figuras D.2 y D.3 del apéndice D, muestran la evolución de la nubosidad en Cataluña con dirección Oeste-Este para las 6:00h, 12:00h y 18:00h del 28 de abril del 2004. Por lo tanto, a partir de la metodología para la detección de nubes en imágenes de satélite del apéndice D (tabla D.1), y del estado del tiempo¹, se identifican las nubes localizadas sobre el territorio Catalán para el día analizado.

Las imágenes de satélite para el canal visible (figura 5.25a) y para el canal infrarrojo térmico (figura 5.25b), permiten identificar en el mediodía solar, nubes de alta densidad y gran estructura vertical (2-12 km) del tipo *Cumulonimbus*, en las estaciones de alta montaña de Sort e Isona, y en las estaciones de tendencia continental de Lleida y

¹El estado del tiempo para el día 28 de abril del 2004, presentó una significativa presencia de nubes con precipitaciones en las comarcas del Pirineo para las primeras horas del día. En el mediodía se observó un incremento gradual de la nubosidad y las precipitaciones en las comarcas del Sur de Cataluña, y finalmente en las horas de la tarde una nubosidad generalizada en todo el territorio Catalán (www.hemeroteca.lavanguardia.com/eltiempo).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL

Castellnou. Por otro lado, la estación litoral del Vendrell, la estación continental de Vall d'en Bas y la estación de alta montaña de Molló, presentan una nubosidad intermedia de nubes Estratiformes (*Altostratus*, *Nimbostratus* y *Stratus*) con altitudes bajas (< 2 km) y medias (2-7 km). Finalmente, las estaciones litorales de Barcelona y Torroella, muestran una densidad poco significativa de nubes tipo *Stratus* de baja altitud (< 2 km).

En conclusión, la evaluación de la interpolación espacial permite establecer una corrección de la GHI sobrestimada por el modelo WRF-ARW en función a la cobertura de nubes. Por un lado, las zonas geográficas litorales que presentan condiciones de nubosidad baja ($k_t^* > 0.65$), muestran los mayores porcentajes de corrección entre 45 y 78 %. La estimación de la DNI y las horas de Sol en dichas zonas geográficas se realiza con un rMBE inferior a 53 %. Por otro lado, en las zonas geográficas continentales y de alta montaña, el porcentaje de corrección de la GHI es inferior al 24 %, el cual conlleva a un incremento en el error de la estimación de la DNI y las horas de Sol.

Los resultados corroboran el comportamiento de las correcciones del post-proceso observados anteriormente, en donde las condiciones atmosféricas con una elevada presencia de nubes, ocasionan limitaciones en la GHI corregida por el post-proceso KF-MOS.

Tabla 5.5: Resultados de la evaluación de la interpolación espacial de la GHI y DNI a las 12:00h del día y la contabilización de las horas de Sol acumuladas para el día 28 de abril del 2004 en la zona geográfica de Cataluña.

Zona geográfica	Litoral mediterráneo			Mediterráneo de tendencia continental			Mediterráneo de alta montaña		
	Barcelona	Torroella	Vendrell	Lleida	Vall d'en Bas	Castellnou	Sort	Isona	Molló
Estaciones	90	12	60	202	463	264	692	690	1406
Altitud (m)	10	27	59	6	89	45	7	47	87
Numero ID	41.384761	42.038932	41.21654772	41.628445	42.14682982	41.657900	42.405323	42.1404308	42.3784474
Latitud(°)	2.117886	3.125821	1.52149689	0.595755	2.45571186	0.9529365	1.12991	1.04019078	2.41600162
Longitud(°)	727	827	388	118	432	236	47	43	322
GHI observación ($W \cdot m^{-2}$)	922	909	929	922	926	924	696	926	904
GHI simulación ($W \cdot m^{-2}$)	834	845	858	848	805	850	624	872	832
GHI corrección ($W \cdot m^{-2}$)	45	78	13	9	24	10	11	6	12
Porcentaje de corrección de GHI (%)	850-900	850-900	800-850	850-900	800-850	850-900	700-750	700-750	750-800
Rango de GHI en interpolación ($W \cdot m^{-2}$)	464	589	-	12	-	-	5	-	-
DNI observada ($W \cdot m^{-2}$) ^a	710	718	730	721	685	723	449	775	599
DNI estimada ($W \cdot m^{-2}$) ^b	53	22	-	> 100	-	-	> 100	-	-
rMBE de la DNI estimada (%)	750-800	700-750	750-800	700-750	800-850	700-750	600-650	500-550	650-700
Rango de DNI en interpolación ($W \cdot m^{-2}$)	A	A	B	C	B	C	C	C	B
Nubosidad en imágenes de Satélite ^c	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.6	0.7	0.6
Índice de kt*	25.8								
Ángulo cenital a las 12:00h (°)	25.8								
Contabilización de horas de Sol observadas ($h \cdot d^{-1}$)	12	11	11	11	12	10	7	8	12
Contabilización de horas de Sol estimadas ($h \cdot d^{-1}$)	10	10	9	10	10	9	6	7	11

^aSe utiliza la correlación A.9 del apéndice A para las estaciones ICAEN de Barcelona, Torroella, Lleida y Sort con observaciones de radiación global y difusa.

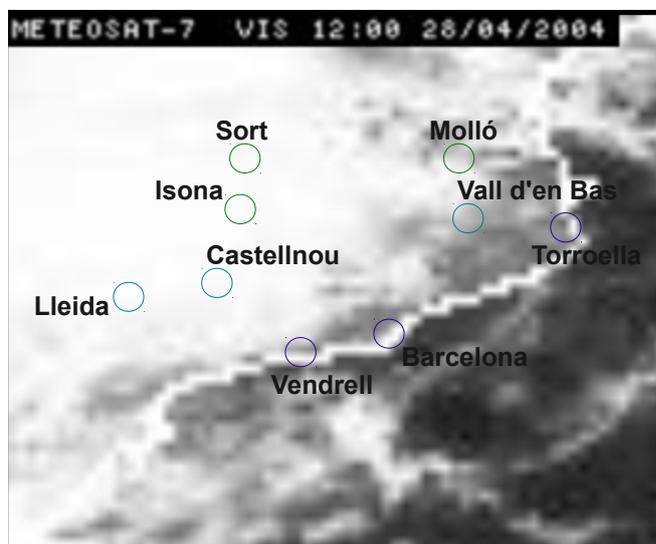
^bSe utiliza el valor interpolado de la GHI corregida para estimar la DNI a través de la parametrización II del modelo de Macagnan et al. (1994): ecuación 2.18.

^cCaracterización de la nubosidad a partir de la metodología para la detección de nubes en imágenes del satélite Meteosat (apéndice D): A=Nubosidad baja con una densidad poco significativa de nubes Estratiformes del tipo *Stratus* de baja altitud ($< 2km$).

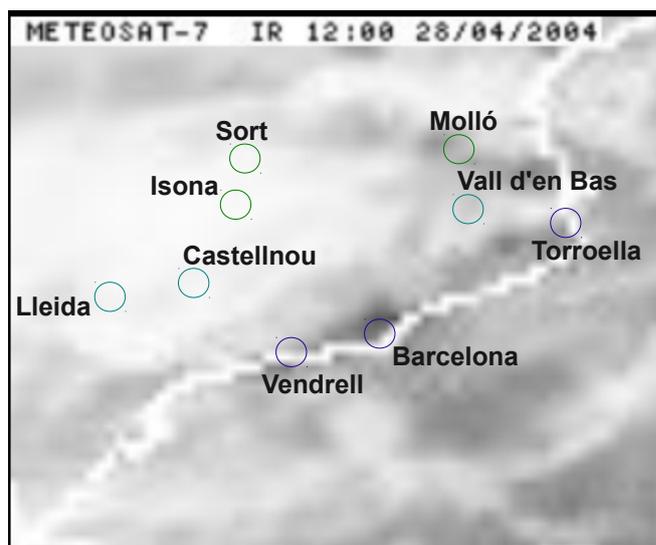
B=Nubosidad intermedia de nubes Estratiformes (*Altostratus*, *Nimbostratus* y *Stratus*) con altitudes bajas ($< 2km$) y medias (2-7 km).

C=Nubosidad alta con una densidad y estructura vertical significativa de nubes del tipo (*Cumulonimbus*) (2-12 km).

5. METODOLOGÍAS DE POST-PROCESO E INTERPOLACIÓN ESPACIAL



a



b

Figura 5.25: Imágenes del satélite Meteosat de la zona geográfica de Cataluña para la observación de la nubosidad a partir del a) canal visible y b) canal infrarrojo térmico a las 12:00h del día 28 de abril del 2004. Las estaciones radiométricas de la evaluación se relacionan con la tabla 5.5. La metodología utilizada para la detección de la nubosidad en imágenes de satélite se presenta en la tabla D.1 (apéndice D). Las imágenes del canal visible para el rango espectral (VIS: $0.45 - 1\mu m$) y del canal infrarrojo térmico para el rango espectral (IR: $10.5 - 12.5\mu m$), proceden del *Dundee Satellite Receiving Station* (www.sat.dundee.ac.uk).

Capítulo 6

Aplicación y evaluación en fase de pronóstico

Este capítulo presenta el sistema de pronóstico de radiación solar propuesto para España. En el primer apartado se realiza la descripción de los componentes que constituyen el sistema y en el segundo apartado se presenta la evaluación de los pronósticos de 48h para un año en Cataluña.

6.1. Descripción del sistema de pronóstico

El pronóstico de la radiación solar constituye un potencial importante en el incremento de la participación del recurso solar dentro de las fuentes convencionales de generación de energía eléctrica en España¹. Por consiguiente, en base al desarrollo de los capítulos anteriores se propone la predicción de la radiación solar a corto plazo (48 horas) mediante un sistema de pronóstico para la zona geográfica de la península Ibérica que abarca el territorio Español.

El sistema de pronóstico de radiación solar a corto plazo se establece para generar predicciones de radiación global, radiación directa y horas de Sol con una resolución espacial de 4kmx4km y una resolución temporal horaria. En la figura 6.1, se esquematiza el sistema constituido principalmente por: 1) Modelo meteorológico WRF-ARW;

¹La participación de la energía solar dentro de la producción de energía eléctrica en España es del 2.1 % para la energía fotovoltaica (aprovechamiento de la radiación global) y del 0.2 % para la energía solar termoeléctrica (aprovechamiento de la radiación directa) (IDAE, 2011).

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

2) Post-proceso combinado KF-MOS; 3) Modelo de descomposición paramétrica de *Macagnan*; 4) Observaciones radiométricas; y 5) Interpolación espacial.

La inicialización del sistema se realiza a partir de las predicciones del modelo global GFS/NCEP¹, el cual establece las condiciones iniciales y de contorno con información para niveles de presión estándar cada 6 horas y una resolución espacial de 0.5°x0.5° (aproximadamente 55kmx55km). El modelo meteorológico WRF-ARW proporciona los pronósticos de radiación solar global para el dominio de Europa (400x400x37) con una resolución espacial de 12kmx12km, y para el dominio de la península Ibérica con una resolución espacial de 4kmx4km. De esta manera, el alcance temporal de los pronósticos se establece para 48 horas.

La aplicación del post-proceso combinado KF-MOS se realiza para corregir los pronósticos de radiación global, mediante la utilización de las observaciones radiométricas proporcionadas con la mayor antelación posible. El control de calidad de las observaciones se aplica de acuerdo al tratamiento establecido en el capítulo 3.

La evaluación anual de la corrección realizada en el capítulo 5, ha permitido establecer una combinación de las técnicas de post-proceso *Model Output Statistics* (MOS) y *Kalman Filter* (KF), con la finalidad de obtener la mayor reducción posible del error sistemático en los pronósticos. Por lo tanto, el post-proceso KF-MOS realiza la corrección de la radiación solar global a través de un periodo de entrenamiento entre las predicciones y las observaciones previas. Dicho periodo realiza el ajuste de los coeficientes de la regresión MOS en un periodo superior a 60 días, y de los parámetros del algoritmo KF en un periodo superior a 15 días. Finalmente, el pronóstico corregido se establece a partir del promedio del Bias estimado entre la regresión MOS y el algoritmo KF.

La estimación de la radiación solar directa (DNI) y la contabilización de las horas de Sol se realiza mediante la radiación global corregida por el post-proceso KF-MOS. Se utiliza el modelo de descomposición paramétrica propuesto por *Macagnan et al. (1994)*, el cual presenta los mejores ajustes en la estimación de la DNI para la zona geográfica de estudio²

¹ *Global Forecast System & National Centers for Environmental Prediction*

² Los resultados de la evaluación del modelo de *Macagnan et al. (1994)* (parametrización II, ecuación 2.18) se presentan en el capítulo 3.

6.1 Descripción del sistema de pronóstico

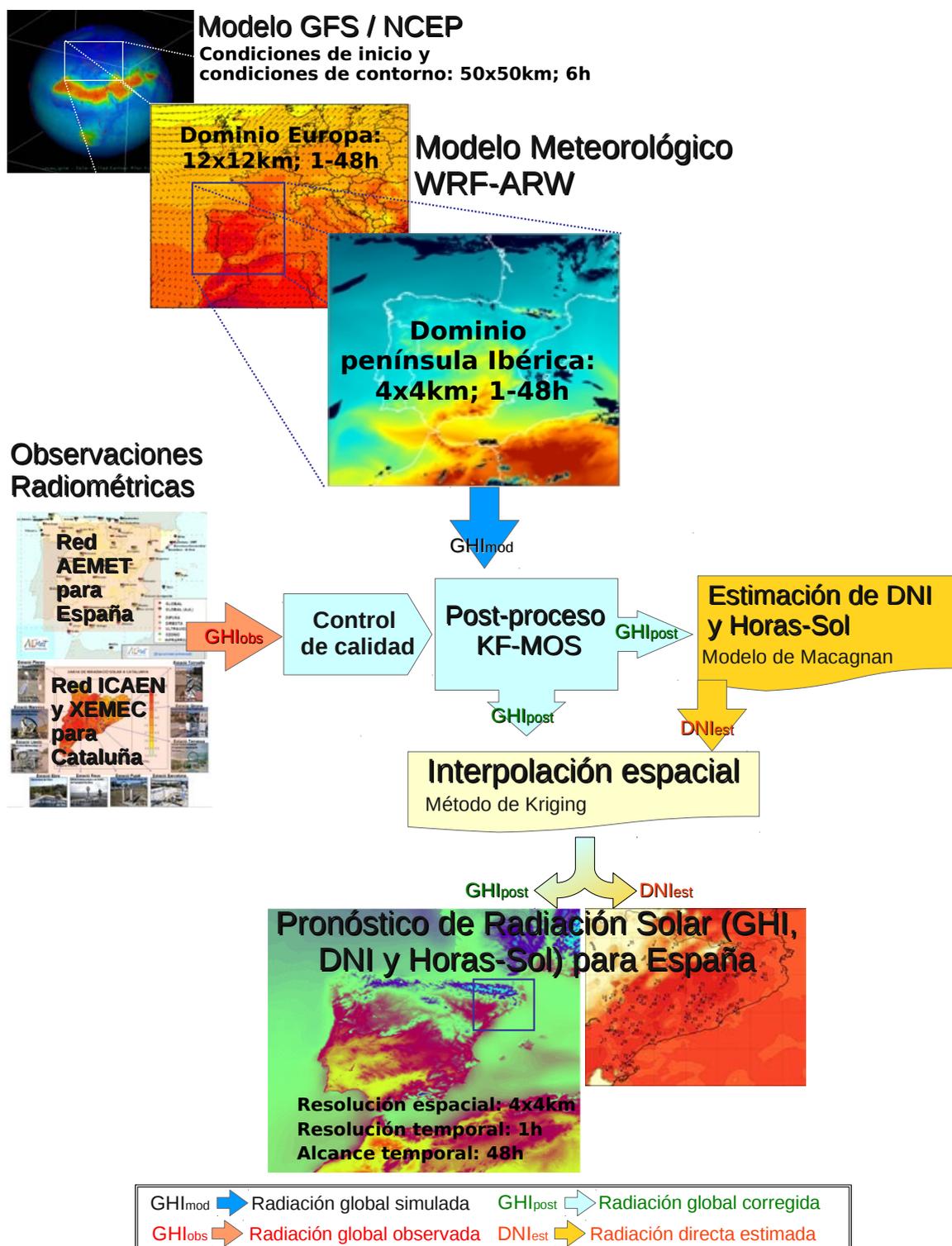


Figura 6.1: Esquema del sistema de pronóstico de radiación solar para España.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

El modelo paramétrico de *Macagnan* estima la radiación directa a través de la fracción de la componente difusa (k_d) calculada por tres polinomios de segundo y cuarto orden (ecuación 2.18), los cuales dependen del índice de transparencia atmosférica (k_t). El índice k_t se estima a partir de la radiación global corregida por el post-proceso KF-MOS y la radiación global del modelo de cielo claro de Ineichen y Perez (2002). Finalmente, la cuantificación del número de horas de Sol por día se realiza a partir de la sumatoria de los intervalos de tiempo donde la radiación directa estimada es superior a $120 W \cdot m^{-2}$.

Los resultados del sistema de pronóstico se interpolan espacialmente mediante el método de *Kriging* presentado en el capítulo 5. Los mapas y gráficos generados permiten analizar la variabilidad geográfica y la evolución temporal de la radiación global, la radiación directa y las horas de Sol del sistema.

El tiempo relativo de ejecución y la potencia de cálculo para 48 horas de pronóstico, se definen para la zona geográfica de Cataluña en función de las siguientes etapas¹:

- *Simulaciones meteorológicas del modelo WRF-ARW*: 17 minutos en el Supercomputador *Marenostrum v.3*, utilizando 128 procesadores para el dominio peninsular con 4kmx4km de resolución horizontal.
- *Tratamiento de calidad de las observaciones*: menos de 1 segundo por estación utilizando un servidor web con 8 procesadores.
- *Aplicación del post-proceso KF-MOS*: 25 segundos por estación con 1 procesador para un periodo de entrenamiento de 60 días.
- *Aplicación del modelo paramétrico de Macagnan*: menos de 1 segundo por estación utilizando 1 procesador.
- *Generación de mapas de la interpolación espacial*: aproximadamente 60 segundos utilizando 90 estaciones con 1 procesador.

El tiempo de cálculo para una versión no paralelizada del sistema que comprende el tratamiento de calidad, el post-proceso, el modelo paramétrico y la interpolación espacial, es de aproximadamente 57 minutos con 1 procesador (*Intel Core i7-640M a 2.80Ghz*). No obstante, la implementación del sistema de pronóstico a nivel operativo para España en el Supercomputador *Marenostrum v.3*, reduciría significativamente el

¹El entorno informático del sistema de pronóstico se establece a partir de la tecnología LAMP (*Linux + Apache + MySQL + PHP*), la cual representa una infraestructura computacional de bajo coste constituida por bases de datos MySQL, lenguaje de programación PHP 5.3 + *JQuery* y servidor web *Apache*. La generación de los mapas de interpolación del sistema se realiza a través del software de visualización *MapGenerator* desarrollado por Benincasa y Terradellas (2012) en el lenguaje de programación *python (v.2.7)*.

tiempo de cálculo, incrementando la velocidad y la eficiencia en la generación de los resultados del sistema¹.

6.2. Evaluación del sistema de pronóstico

La evaluación de la radiación solar global (GHI) y la radiación solar directa (DNI) calculada por el sistema, se realiza para los pronósticos de 48h del año 2009. A partir de las observaciones y simulaciones disponibles, se utilizan las estaciones radiométricas de Lleida, Sort, Barcelona y Girona pertenecientes a la *Xarxa radiométrica de l'Institut Català d'Energia (ICAEN)* en Cataluña². Dichas estaciones presentan las siguientes características geográficas y climáticas de Cataluña:

- La estación de Lleida con 202 m. de altitud se localiza en el extremo occidental de la depresión Central (comarca de *Segrià*), presenta un clima mediterráneo de tendencia continental con precipitaciones irregulares y amplitudes térmicas pronunciadas (temperaturas mínimas en invierno y máximas en verano).
- La estación de Sort a 692 m. de altitud se encuentra en la vertiente Sur del Pirineo axial (comarca de *Pallars Sobirà*) con un clima mediterráneo de alta montaña caracterizado por inviernos suaves, precipitaciones menos abundantes y una amplia oscilación térmica anual.
- La estación de Barcelona a 90 m. de altitud (comarca del *Barcelonès*), se caracteriza por un clima mediterráneo litoral con un verano caluroso y fuertes precipitaciones en otoño.
- La estación de Girona a 115 m. de altitud presenta un clima mediterráneo litoral y se ubica en el extremo Norte de la depresión pre-litoral (comarca del *Gironès*), en el interior de la costa Brava del mar Mediterráneo.

¹La reciente versión del Supercomputador *Marenostrum v.3* esta operativa desde principios del año 2013 y cuenta con más de 6.000 chips Intel SandyBridge de 2.6 GHz, cada uno de ellos con 8 procesadores, una memoria total de casi 100 TB y una red de comunicación de alta velocidad entre los procesadores 10 veces más potente que la versión anterior (www.bsc.es).

²Las observaciones radiométricas de la estación de Barcelona pertenecen además a *SolRad-Net* de NASA/GSFC (www.solrad-net.gsfc.nasa.gov). Dichas observaciones complementan las medidas de extinción atmosférica de la red de fotómetros solares del proyecto *AERONET (AEROSOL ROBOTIC NETWORK)*. El control y el mantenimiento de los equipos de la estación es realizada desde el año 2004 por el grupo de investigación donde se desarrolla la presente tesis doctoral.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

6.2.1. Corrección de la radiación global a través del post-proceso KF-MOS

La evaluación anual de la GHI simulada por el modelo meteorológico y corregida por el post-proceso KF-MOS se presenta en la tabla 6.1 y en la figura 6.2.

La tabla 6.1 presenta los resultados de la evaluación para el primer día de pronóstico ($D + 0 = 1 - 24h$) y para el segundo día ($D + 1 = 25 - 48h$). El promedio anual establece un Bias de la simulación de 18 y 16 $W \cdot m^{-2}$, que corresponde a un rMBE de 5 y 4% para $D + 0$ y $D + 1$, respectivamente. Para ambos días, el RMSE promedio anual corresponde a 130 $W \cdot m^{-2}$ (rRMSE= 36%), y el coeficiente de correlación r es de 0.89.

A nivel geográfico, la estación pirenaica de Sort presenta los mayores errores anuales con un Bias de 42 y 36 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE=12 y 10%), un RMSE de 155 $W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=43 y 42%) y un coeficiente r de 0.87 para los dos días de pronóstico. La estación pre-litoral de Girona muestra el menor Bias con 3 y 4 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE=1%), y la estación continental de Lleida presenta el menor RMSE con 105 y 108 $W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=29 y 30%) y el mejor coeficiente de correlación r de 0.92. Por su parte, la estación litoral de Barcelona presenta errores intermedios con un Bias de 13 y 9 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE=4 y 2%), un RMSE de 126 $W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=34%) y un coeficiente r inferior a 0.89.

La distribución estacional de los errores para el primer día de pronóstico se observa en la figura 6.2. Los valores del Bias, el RMSE y el coeficiente r de la simulación indicados mediante los puntos negros, presentan una importante variabilidad a lo largo del año. En concreto, los mayores rangos del Bias entre -150 y 200 $W \cdot m^{-2}$, del RMSE de 0 a 350 $W \cdot m^{-2}$ y del coeficiente r mayor a 0.5, se presentan en primavera y verano, mientras que en otoño e invierno la variabilidad disminuye con un rango del Bias de -100 a 100 $W \cdot m^{-2}$, un RMSE inferior a 200 $W \cdot m^{-2}$ y un r superior a 0.6. No obstante, los mayores errores se observan en primavera y verano con un Bias de 18 a 27 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE=4 a 6%), un RMSE de 131 a 164 $W \cdot m^{-2}$ (rRMSE=30 a 39%), y coeficientes r de 0.88 a 0.91.

Los resultados evidencian la sobrestimación sistemática de la GHI simulada por el modelo meteorológico en el periodo de pronóstico, debido a la influencia de la variabilidad temporal y a las fluctuaciones atmosféricas de la zona geográfica de estudio.

El post-proceso KF-MOS realiza una disminución del error sistemático a Bias inferiores a 8 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE<2%), los cuales se indican en la tabla 6.1. El promedio

6.2 Evaluación del sistema de pronóstico

anual del error para los dos días de pronóstico corresponde a un Bias de 4 y 2 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE=1 %), un RMSE de 102 y 112 $W \cdot m^{-2}$ (rRMSE= 28 y 31 %), y coeficientes de correlación r de 0.93 y 0.91.

Los porcentajes de corrección permiten analizar la capacidad del post-proceso para minimizar los errores¹. En el primer día, los porcentajes demuestran un 78 % de corrección del Bias, un 22 % del RMSE y un 4.5 % del coeficiente de correlación. En el segundo día, el porcentaje de corrección del Bias se incrementa a 88 %, mientras que los porcentajes del RMSE y el r disminuyen a valores de 14 y 2.2 %, respectivamente. Este comportamiento demuestra una significativa corrección anual realizada por el post-proceso KF-MOS en el periodo de pronóstico.

El Bias y el RMSE en la estación pirenaica de Sort, la cual presentaba los mayores errores del modelo, se reducen en 81 y 25 % para $D + 0$, y en 92 y 17 % para $D + 1$. Por su parte, la estación continental de Lleida y la estación litoral de Barcelona muestran porcentajes de corrección anual del Bias superiores a 77 % en ambos días, mientras que la corrección del RMSE es inferior al 21 %. Por último, la estación pre-litoral de Girona indica los menores porcentajes de corrección del Bias de 67 y 59 % y del RMSE de 20 y 12 %, debido a que presentaba los menores errores del modelo.

Los resultados permiten evidenciar una corrección del error sistemático relacionada con las condiciones geográficas y temporales de las estaciones radiométricas analizadas. El promedio diario de la corrección del KF-MOS (línea azul de la figura 6.2), muestra una tendencia a disminuir los errores a lo largo de la evolución anual. Se observan importantes porcentajes de corrección del Bias en primavera y verano (70 a 89 %), del RMSE (11 a 23 %) y del coeficiente de correlación r (1.1 a 4.5 %).

Los porcentajes de corrección de las estaciones de Sort, Lleida, Barcelona y Girona en primavera y verano, evidencian una relevante capacidad de ajuste del error sistemático a nivel geográfico y temporal realizada por el post-proceso. En concreto, las significativas correcciones que se producen en las estaciones de Sort y Lleida, sumada a las diferencias orográficas que presentan los Pirineos y la depresión Central, permiten establecer una mejora de la GHI simulada en función a la variabilidad atmosférica y temporal a lo largo del año.

¹El porcentaje de corrección (C) es estimado en función del error del modelo (E_{WRF}) y el error corregido (E_{POST}), de acuerdo a la relación: $C(\%) = \left(\frac{E_{WRF} - E_{POST}}{E_{WRF}} \right) \cdot 100$

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

Tabla 6.1: Resultados de la evaluación de la GHI horaria corregida por el post-proceso KF-MOS para las estaciones radiométricas de ICAEN en el año 2009.

No.º	Estación	Pronóstico (48h)	$W \cdot m^{-2}$						%						Corrección del error (%)		
			GHI	Bias		RMSE		rMSE		r		Bias	RMSE	r			
			WRFmodel	KF-MOS	WRFmodel	KF-MOS	WRFmodel	KF-MOS	WRFmodel	KF-MOS	WRFmodel	KF-MOS	Bias	RMSE	r		
6	Lleida	$D+0$ (1-24h)	358	15	2	105	83	4	1	29	23	0.92	0.95	87	21	3.3	
		$D+1$ (25-48h)	357	15	2	108	93	4	1	30	26	0.92	0.93	87	14	1.1	
		$D+0$ (1-24h)	364	42	8	155	116	12	2	43	32	0.92	0.92	81	25	5.7	
7	Sort	$D+1$ (25-48h)	365	36	3	155	129	10	1	42	35	0.87	0.89	92	17	2.3	
		$D+0$ (1-24h)	370	13	3	126	102	4	1	34	28	0.88	0.93	77	19	5.7	
		$D+1$ (25-48h)	370	9	0	126	111	2	0	34	30	0.89	0.91	100	12	2.2	
10	Barcelona	$D+0$ (1-24h)	365	3	1	132	105	1	0	36	29	0.88	0.93	67	20	5.7	
		$D+1$ (25-48h)	363	4	2	132	116	1	1	36	32	0.88	0.91	50	12	3.4	
		$D+0$ (1-24h)	364	18	4	130	102	5	1	36	28	0.89	0.93	78	22	4.5	
11	Girona	$D+1$ (25-48h)	364	16	2	130	112	4	0	36	31	0.89	0.91	88	14	2.2	
		$D+0$ (1-24h)	394	14	-1	90	74	4	0	23	19	0.94	0.95	107	18	1.1	
		$D+1$ (25-48h)	405	13	-4	94	80	3	-1	23	20	0.94	0.94	131	15	0.0	
Promedio temporal	Invierno	$D+0$ (1-24h)	417	27	8	164	134	6	2	39	32	0.88	0.92	70	18	4.5	
		$D+1$ (25-48h)	417	22	4	162	144	5	1	39	35	0.88	0.90	82	11	2.3	
		$D+0$ (1-24h)	431	20	4	131	101	5	1	30	23	0.91	0.94	80	23	3.3	
Promedio temporal	Verano	$D+1$ (25-48h)	428	18	2	136	117	4	0	32	27	0.91	0.92	89	14	1.1	
		$D+0$ (1-24h)	236	7	0	99	73	3	0	42	31	0.86	0.92	100	26	7.0	
		$D+1$ (25-48h)	233	8	2	98	79	3	1	42	34	0.86	0.90	75	19	4.7	

^aLa numeración de las estaciones radiométricas permite la ubicación geográfica en la figura B.2 y corresponden a la primera columna de la tabla B.2 del apéndice B.

6.2 Evaluación del sistema de pronóstico

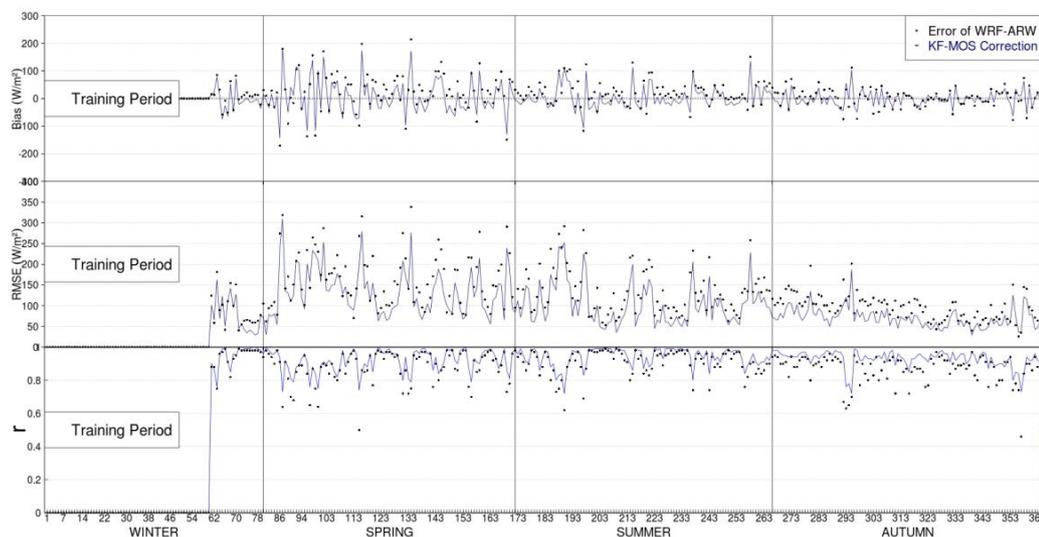


Figura 6.2: Evaluación diaria del error anual promedio de las estaciones radiométricas para la GHI horaria corregida por el post-proceso KF-MOS en el año 2009. El Bias, el RMSE y el coeficiente r se indican para las primeras 24 horas de pronóstico en función de las simulaciones (puntos negros) y las correcciones del post-proceso KF-MOS (línea continua azul).

Los resultados de la corrección horaria del post-proceso KF-MOS para el pronóstico del año 2009, se presentan en la figura 6.3. Se analiza la corrección del post-proceso (línea violeta) en relación a la simulación (línea negra) para las cuatro estaciones radiométricas. Se observa una significativa disminución de la sobrestimación horaria en la segunda mitad del día (11:00 a 17:00h) para un rango de 40 a $100 W \cdot m^{-2}$. Por su parte, la subestimación que se produce en la primera mitad del día (5:00 a 10:00h) es corregida en $40 W \cdot m^{-2}$, aproximadamente.

El RMSE horario del post-proceso presenta una disminución menos significativa en comparación a la corrección del Bias. Dicha corrección se produce en un rango inferior a $20 W \cdot m^{-2}$ para todas las estaciones con excepción de Sort. Dicha estación muestra la mayor corrección horaria del RMSE con valores de hasta $140 W \cdot m^{-2}$ (14:00 a 16:00h). Este comportamiento se relaciona con la corrección del Bias producido en esta estación. Por lo tanto, las tendencias horarias de la corrección en todas las estaciones, evidencian la capacidad de adaptación del post-proceso a los cambios producidos por las fluctuaciones atmosféricas en las zonas geográficas de estudio.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

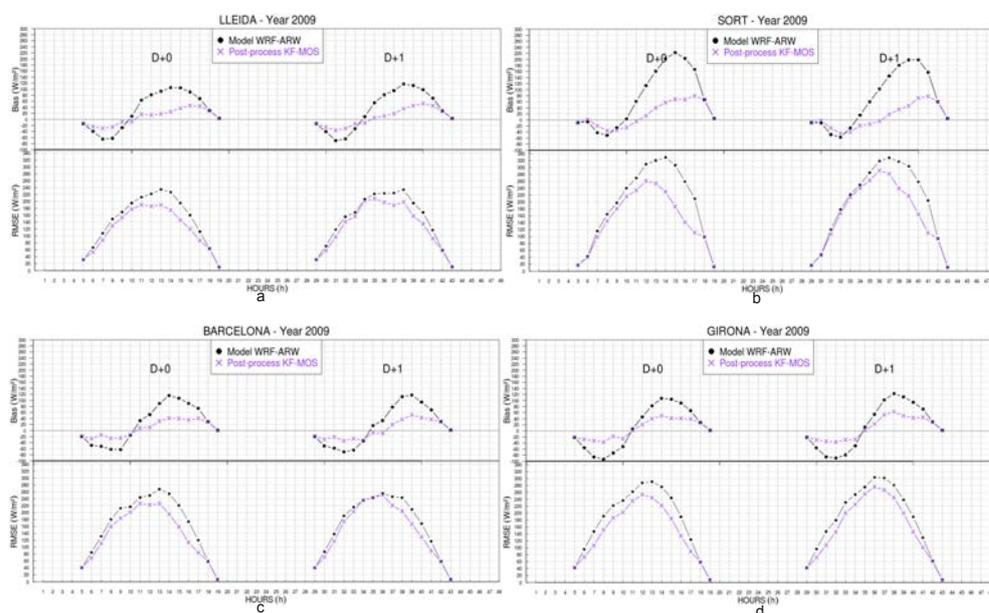


Figura 6.3: Resultados de la evaluación horaria del post-proceso KF-MOS para 48 horas de pronóstico del año 2009. Valores de Bias y RMSE para las estaciones radiométricas de a) Lleida, b) Sort, c) Barcelona y d) Girona.

El análisis temporal de la corrección muestra un comportamiento similar para los dos días de pronóstico. Esto permite establecer un efectivo alcance temporal del post-proceso para el periodo de pronóstico (48h). Asimismo, la mejora más significativa del error sistemático se presenta en el rango horario en donde se encuentra la mayor cantidad de radiación solar del año.

Finalmente, la figura 6.4 presenta la evaluación anual del pronóstico en función del Bias corregido a partir del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* . Las figuras de la derecha indican una disminución en la sobrestimación (tonos amarillos) para los Bias superiores a $100 W \cdot m^{-2}$, mostrados en las figuras de la izquierda (tonos rojos). Esto demuestra una corrección del post-proceso del orden de $150 W \cdot m^{-2}$ para condiciones de cielos despejados ($k_t^* > 0.65$) y ángulos cenitales inferiores a 75° . Por su parte, la corrección de la subestimación (tonos azules) para Bias inferiores a $-100 W \cdot m^{-2}$, es menor para condiciones de cielo totalmente nublado ($k_t^* < 0.4$) y ángulos cenitales inferiores a 75° .

6.2 Evaluación del sistema de pronóstico

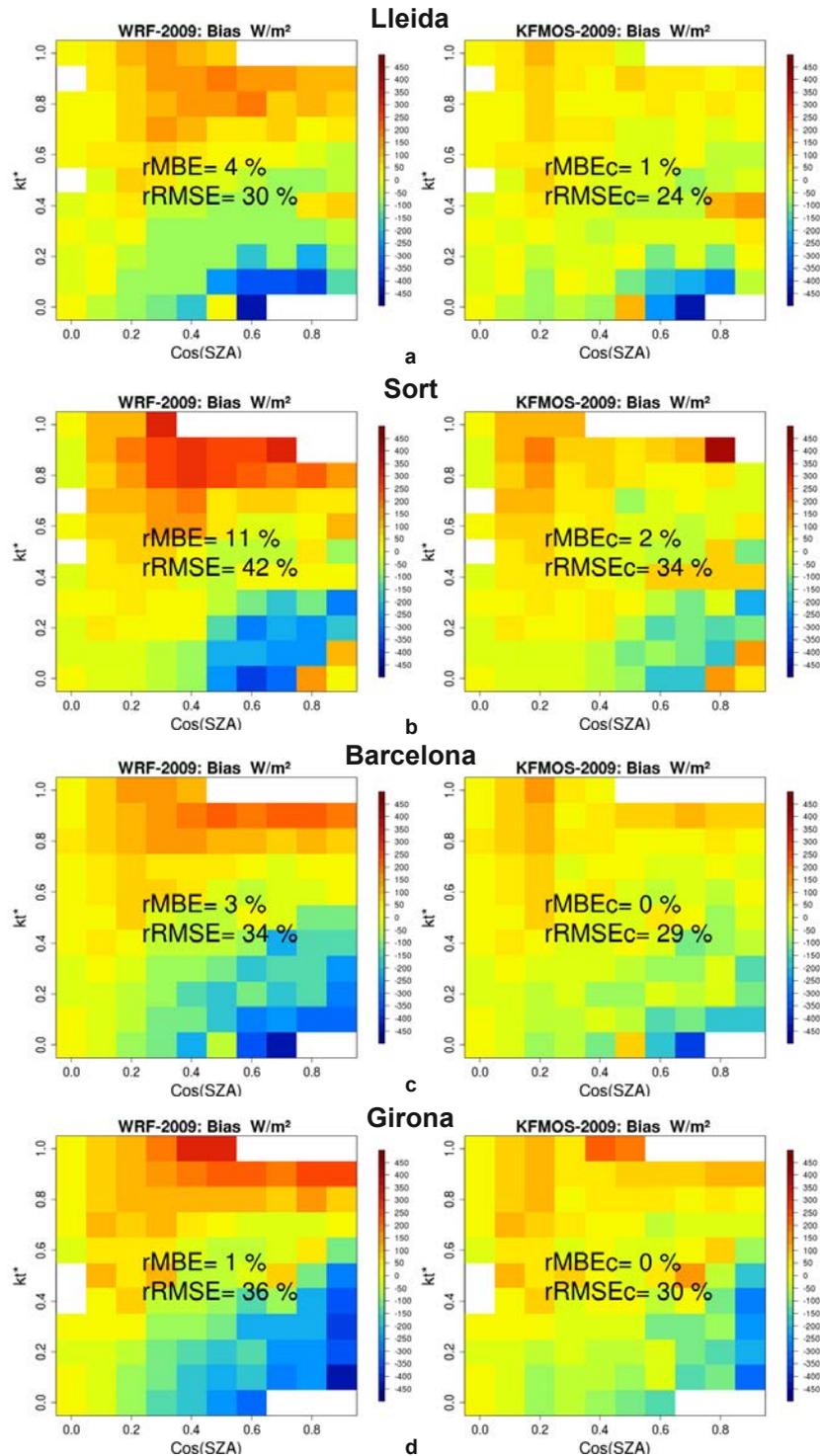


Figura 6.4: Resultados de la evaluación del Bias corregido por el post-proceso KF-MOS en función del $\cos(SZA)$ y el índice k_t^* para 48 horas de pronóstico del año 2009. Valores de Bias simulados (izquierda) y Bias corregidos (derecha) en las estaciones radiométricas de a) Lleida, b) Sort, c) Barcelona y d) Girona.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

La tendencia de la disminución del Bias se compara con los errores relativos obtenidos a partir de los valores de \overline{GHI} de cada estación (tabla 6.1)¹. En consecuencia, la estación de Sort presenta la mayor corrección anual del Bias para días despejados con un rMBE de 11 a 2 %, seguido de la estación de Lleida (rMBE de 4 a 1 %), la estación de Barcelona (rMBE de 3 a 0 %), y la estación de Girona (rMBE de 1 a 0 %). De igual manera, la corrección de la subestimación para días nublados se produce en orden descendente para las estaciones de Sort, Lleida, Girona y Barcelona.

En cuanto a la disminución del rRMSE producida por el post-proceso, destacan las mayores correcciones producidas en la estación de Sort (rRMSE de 42 a 34 %) y en la estación de Lleida (rRMSE de 30 a 24 %). Estos resultados sumados a la corrección producida en el error sistemático, corroboran el análisis geográfico anterior para los Pirineos y la depresión Central.

En conclusión, la radiación solar global corregida por el post-proceso KF-MOS para las 48 horas de pronóstico, presenta un significativo ajuste del error sistemático producido por el modelo meteorológico. En concreto, el post-proceso demuestra una capacidad de ajuste para las condiciones causantes de los errores sistemáticos en Cataluña: 1) estaciones de primavera-verano y en todo el rango horario del año, 2) zonas geográficas montañosas y continentales, y 3) condiciones de cielos completamente despejados para ángulos que cubren el desplazamiento del Sol entre el horizonte y el cenit.

Un ejemplo de la corrección realizada por el post-proceso para 48 horas de pronóstico, que corresponden a los días 6 y 7 de mayo del año 2009 (días 126 y 127 del año), se presenta en la figura 6.5. La evolución horaria de la GHI corregida por el post-proceso (línea violeta), se compara con la GHI simulada (línea negra) y la GHI observada (línea roja)².

En el primer día de pronóstico, donde se observa un cielo completamente despejado, se produce una importante corrección del Bias (superior al 100 %) para las estaciones de Lleida, Sort y Barcelona. De igual manera, los porcentajes de corrección del RMSE entre 37 y 54 % de dichas estaciones, demuestran una buena capacidad de ajuste de los errores producidos en días despejados.

¹La mayor \overline{GHI} promedio se establece en Barcelona con $370 W \cdot m^{-2}$, seguido de las estaciones de Sort y Girona con $365 W \cdot m^{-2}$, y la estación de Lleida con $358 W \cdot m^{-2}$.

²Las observaciones de la GHI para los días 6 y 7 de mayo, se presentan en el apéndice E. En las estaciones radiométricas se observa un cielo despejado o con nubosidad baja para las primeras 24h del análisis; mientras que para las horas restantes (25 a 48h) las estaciones muestran un incremento de la variabilidad atmosférica. Dicho incremento se produce gradualmente en las estaciones de Sort (25 a 48h), Girona (37 a 48h), Lleida (39 a 48h) y Barcelona (hora 31 y hora 35).

6.2 Evaluación del sistema de pronóstico

En el segundo día, se observa un incremento gradual de la variabilidad atmosférica en todas las estaciones. El análisis de la evolución horaria de las observaciones, las simulaciones y las correcciones, permite identificar un desajuste producido por el post-proceso cuando se corrige una subestimación. Por ejemplo, en la estación de Sort se observa un buen ajuste de la sobrestimación de las 33 a 35 horas, y de las 39 a 41 horas. Sin embargo, la subestimación de la GHI producida entre las 36 y las 38 horas, evidencia un desajuste en la corrección realizada por el post-proceso. Este mismo comportamiento, se observa en la estación de Lleida (30 a 39 horas), la estación de Barcelona (31 a 40 horas) y en todo el pronóstico de la estación de Girona.

En definitiva, los resultados para los días 6 y 7 de mayo del 2009, permiten mostrar el comportamiento de las correcciones en función a la variabilidad atmosférica y el alcance temporal en un periodo de pronóstico concreto. Se observa una significativa corrección de la sobrestimación sistemática del modelo para los días despejados. Por el contrario, la corrección de la subestimación para condiciones de días completamente nublados, presenta limitaciones debido a las fluctuaciones atmosféricas producidas por la nubosidad.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

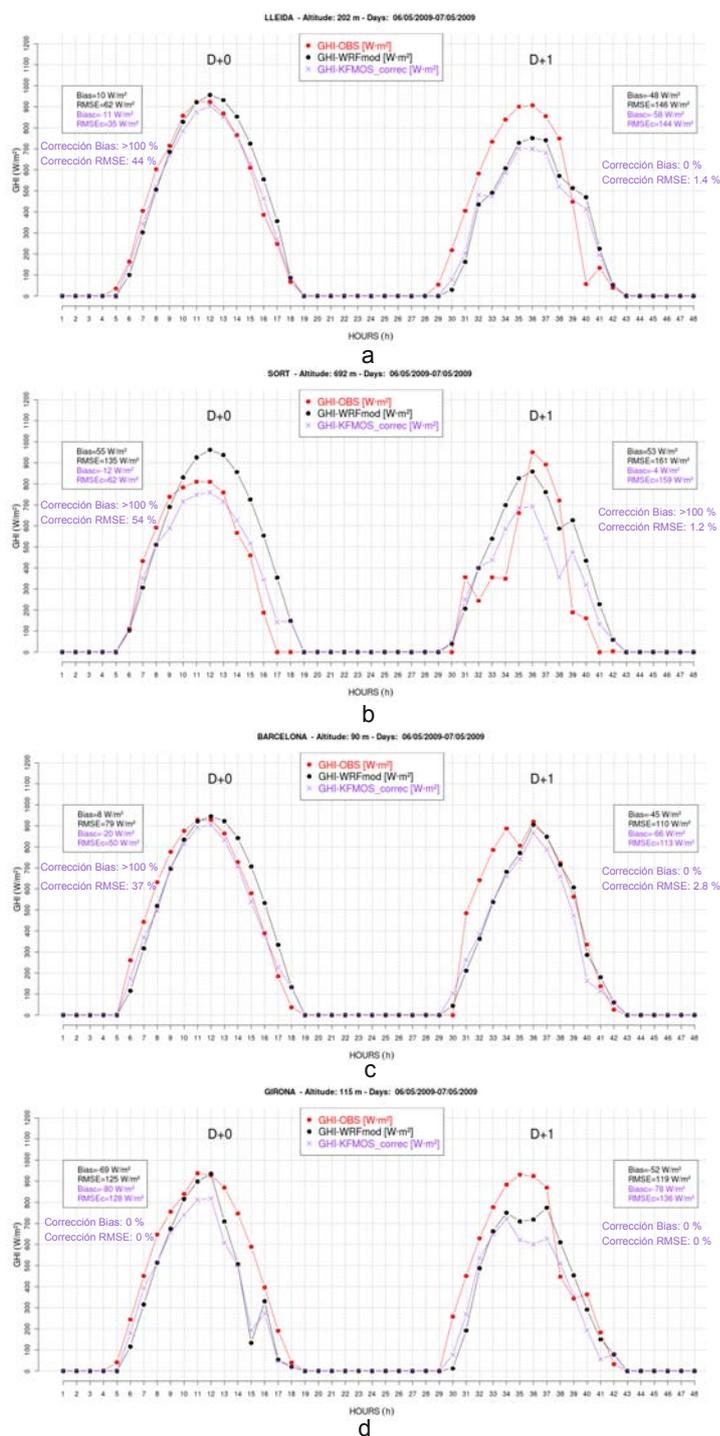


Figura 6.5: Evolución horaria de la GHI observada, la GHI simulada y la GHI corregida para los días 6 y 7 de mayo del año 2009 en las estaciones radiométricas de a) Lleida, b) Sort, c) Barcelona y d) Girona. La GHI observada corresponde a la línea roja, la GHI simulada por el modelo WRF-ARW se indica mediante la línea negra y la GHI corregida por el KF-MOS corresponde a la línea violeta. $D + 0$ corresponde al pronóstico de las primeras 24 horas (día 126 del año) y $D + 1$ de las 25 a 48 horas (día 127 del año).

6.2.2. Estimación de la radiación directa y las horas de Sol a través del modelo paramétrico

La radiación solar directa (DNI) se estima a través del modelo paramétrico de *Macagnan* en las estaciones radiométricas ICAEN de Lleida, Sort, Barcelona y Girona para un periodo de pronóstico de 48 horas del año 2009. De esta manera, la DNI y las horas de Sol contabilizadas por día, se estiman a partir del índice de transparencia atmosférica (k_t^*) corregido por la radiación global del post-proceso KF-MOS.

La evaluación de la DNI estimada por el modelo paramétrico se realiza mediante la DNI calculada por las observaciones de radiación global y difusa de las estaciones radiométricas¹. De igual forma, se comparan las horas de Sol contabilizadas para cada día del año.

En la tabla 6.2, se presentan los resultados de la evaluación anual para el primer día ($D + 0 = 1 - 24h$) y para el segundo día de pronóstico ($D + 1 = 25 - 48h$). Para ambos días, se observa un Bias con valores cercanos a cero de 0.4 y 1.4 $W \cdot m^{-2}$ (rMBE de 0 %) en el promedio anual. Sin embargo, el RMSE es elevado con valores de 206 y 219 $W \cdot m^{-2}$ (rRMSE de 45 y 48 %). Por su parte, el coeficiente de correlación r es de 0.72 y 0.70. Finalmente, destaca la diferencia de $1 h \cdot d^{-1}$, entre la estimación y la observación de las horas de Sol acumuladas por día para el periodo de pronóstico.

Tabla 6.2: Resultados de la evaluación de la DNI estimada por el modelo paramétrico de Macagnan para las estaciones radiométricas de ICAEN en el año 2009.

No.	Estación	Pronóstico (48h)	$W \cdot m^{-2}$			%		r	Horas de Sol ($h \cdot d^{-1}$)		
			DNI	Bias	RMSE	rMBE	rRMSE		Estimación	Observación	Diferencia
6	Lleida	$D + 0$ (1-24h)	456	0.4	206	0.1	45	0.72	8	9	-1
		$D + 1$ (25-48h)	456	1.4	219	0.3	48	0.70	8	9	-1
7	Sort	$D + 0$ (1-24h)	424	-17.6	239	-4.2	56	0.68	8	9	-1
		$D + 1$ (25-48h)	424	-20.2	251	-5.0	59	0.65	8	9	-1
10	Barcelona	$D + 0$ (1-24h)	467	13.9	234	3.0	50	0.68	8	10	-2
		$D + 1$ (25-48h)	468	9.2	243	2.0	52	0.65	8	9	-1
11	Girona	$D + 0$ (1-24h)	477	0.0	235	0.0	49	0.73	9	9	0
		$D + 1$ (25-48h)	477	0.4	241	0.1	51	0.71	9	9	0
Promedio temporal	Año	$D + 0$ (1-24h)	456	0.4	206	0	45	0.72	8	9	-1
		$D + 1$ (25-48h)	456	1.4	219	0	48	0.70	8	9	-1
	Invierno	$D + 0$ (1-24h)	553	-13.3	186	-2.4	34	0.82	8	8	0
		$D + 1$ (25-48h)	577	-19.4	196	-3.4	34	0.83	8	8	0
	Primavera	$D + 0$ (1-24h)	458	1.8	250	0.4	55	0.69	9	10	-1
		$D + 1$ (25-48h)	457	-3.9	260	-1.0	57	0.66	9	10	-1
	Verano	$D + 0$ (1-24h)	491	9.8	231	2.0	47	0.74	10	11	-1
		$D + 1$ (25-48h)	488	6.8	242	1.4	50	0.72	10	10	0
	Otoño	$D + 0$ (1-24h)	400	-12.5	211	-3.1	53	0.65	6	7	-1
		$D + 1$ (25-48h)	398	-5.3	218	-1.3	55	0.63	6	6	0

¹La DNI se calcula a través de la ecuación 2.6, en función de las observaciones de la radiación global (GHI), la fracción de la componente difusa definida en la ecuación 2.7 y el vector posición del Sol calculado a través del $\cos(SZA)$ de la ecuación A.4.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

El análisis de los resultados por estación permite identificar las condiciones geográficas y atmosféricas que afectan a la estimación de la DNI en ambos días de pronóstico. Por un lado, la estación pirenaica de Sort muestra la mayor subestimación promedio anual con un Bias inferior a $-17 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE$ de -4%) y un RMSE superior a $239 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE > 56\%$). Por otro lado, la estación litoral de Barcelona presenta la mayor sobrestimación promedio anual con un Bias superior a $9 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE > 2\%$) y un RMSE mayor a $234 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE > 50\%$).

Dichas estaciones indican coeficientes r inferiores a 0.68 y presentan entre 1 y $2 h \cdot d^{-1}$ de diferencia entre las horas de Sol estimadas y observadas. Finalmente, la estación continental de Lleida y la estación pre-litoral de Girona muestran valores intermedios con un Bias entre 0 y $1.4 W \cdot m^{-2}$ ($rMBE < 0.3\%$), un RMSE entre 206 y $241 W \cdot m^{-2}$ ($rRMSE < 51\%$), coeficientes r superiores a 0.70 y diferencias entre las horas de Sol de 0 y $1 h \cdot d^{-1}$.

A nivel geográfico, los resultados de la evaluación muestran una importante influencia de la topografía y las condiciones meteorológicas asociadas. Por un lado, la subestimación producida en la estación de los pirineos se debe básicamente a la presencia de montañas y valles que afectan en la estimación de la DNI. Por otro lado, la sobrestimación que se presenta en la estación litoral se podría relacionar con las fluctuaciones atmosféricas que el modelo de *Macagnan* no logra reproducir.

Los resultados de la evaluación a nivel temporal indican que los mayores RMSE que se presentan en las estaciones de primavera, verano y otoño ($> 211 W \cdot m^{-2}$), se relacionan con los cambios atmosféricos producidos a lo largo del año. En concreto, las menores correlaciones del coeficiente r (< 0.69) en primavera y otoño, permiten relacionar la influencia de las nubes que generan las precipitaciones características de dichas estaciones en el comportamiento meteorológico anual en Cataluña¹.

Finalmente, la contabilización de las horas de Sol se relaciona con los errores en la estimación de la DNI. La estación de primavera muestra diferencias de $1 h \cdot d^{-1}$ en el periodo de pronóstico, mientras que las estaciones de verano y otoño presentan la misma diferencia para el primer día de pronóstico.

De la misma forma que el apartado anterior, en la figura 6.6 se observa la estimación de la DNI y las horas de Sol para los días 6 y 7 de mayo del año 2009 en las estaciones

¹La clasificación *Köppen-Geiner* de la tabla 3.1 establece que Cataluña se caracteriza por presentar veranos secos y cálidos e inviernos templados. El clima mediterráneo del *Tipo C: Csa* muestra la temperatura media del mes más cálido superior a 22°C , las precipitaciones son escasas e irregulares (500-600 mm) y se encuentran concentradas en las estaciones de primavera y otoño.

radiométricas de Lleida, Sort, Barcelona y Girona. La evolución horaria de la DNI estimada por el modelo paramétrico (línea amarilla) se compara con la DNI observada (línea azul)¹.

Los resultados permiten establecer una marcada subestimación de la DNI debido a un Bias y un RMSE superior a -44 y $125 W \cdot m^{-2}$, respectivamente. Las principales diferencias se observan a lo largo del rango horario en las estaciones de Girona, Sort, Barcelona y Lleida. En el primer día donde se observa un cielo despejado (ver apéndice E), la estación pirenaica de Sort (7:00 a 13:00h) y la estación pre-litoral de Girona (13:00 a 17:00h), muestran diferencias superiores a $150 W \cdot m^{-2}$. Por el contrario, la estación continental de Lleida y la estación litoral de Barcelona, presentan diferencias inferiores a $150 W \cdot m^{-2}$ entre las 9:00 y 15:00h.

Asimismo, el incremento de la variabilidad atmosférica en el segundo día de pronóstico afectan en la estimación de la DNI. Las estaciones de Sort (horas 32 a 35 - 40 a 41), Barcelona (horas 35 a 39), Girona (horas 38 a 39) y Lleida (hora 39), indican leves mejoras en la DNI estimada.

Finalmente, la contabilización de las horas de Sol se presenta en el segundo eje de las ordenadas de la figura 6.6. Destaca la similitud entre los valores observados (triángulos rojos) y los valores estimados (puntos verdes) con diferencias inferiores a $1 h \cdot d^{-1}$ en las estaciones de Lleida, Sort y Barcelona. La mayor diferencia superior a $3 h \cdot d^{-1}$, que se observa en la estación de Girona, es debido a la subestimación de la DNI generada por el modelo paramétrico.

¹El cálculo de la DNI a través de la ecuación 2.6, utiliza las observaciones de la radiación global y la radiación difusa de las estaciones radiométricas para los días 6 y 7 de mayo (ver apéndice E). En todas las estaciones radiométricas se observa un cielo despejado o con baja nubosidad en las primeras 24h del análisis; mientras que para las horas restantes (25 a 48h) las estaciones muestran un incremento de la variabilidad atmosférica. Dicho incremento se produce gradualmente en las estaciones de Sort (horas 25 a 48), Girona (horas 37 a 48), Lleida (horas 39 a 48) y Barcelona (hora 31 y hora 35). Con excepción de la estación de Sort, las mediciones de la radiación solar difusa muestran un buen sombreado de la banda parasol sobre el piranómetro.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

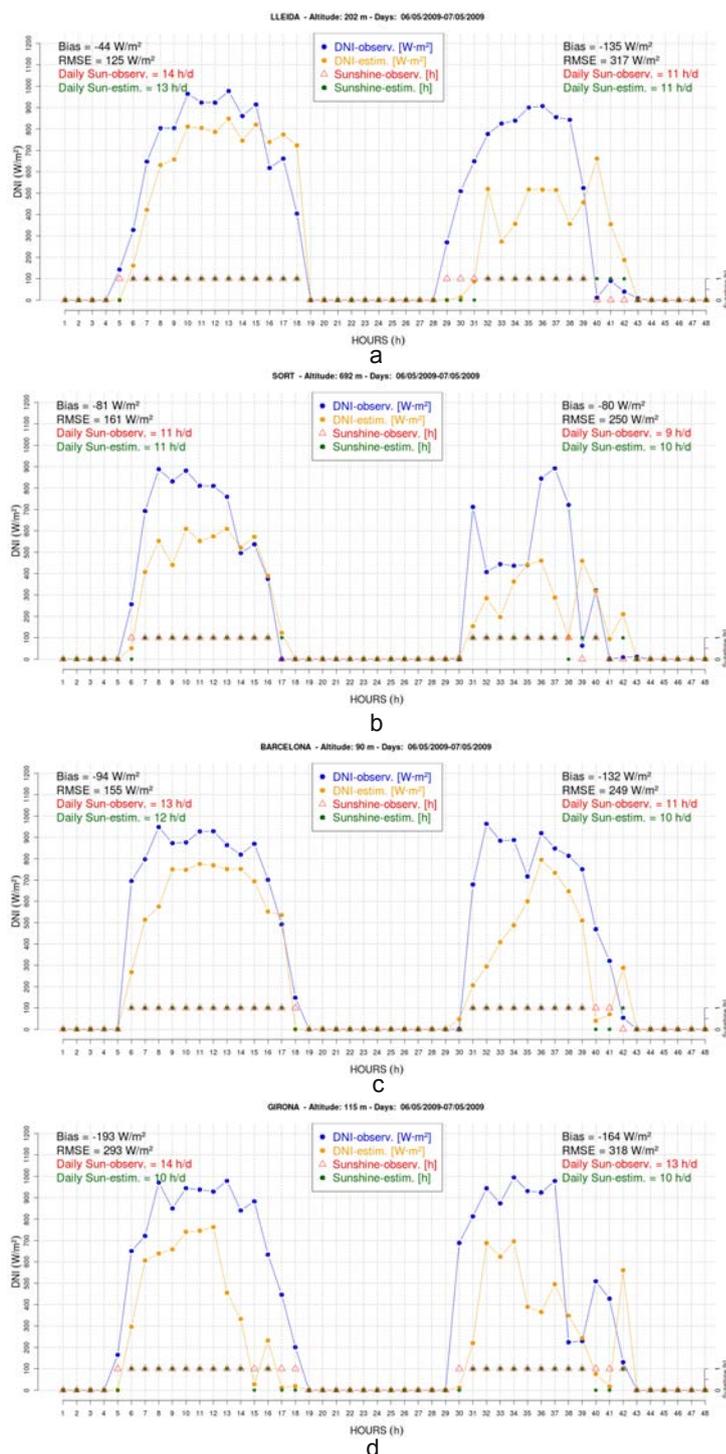


Figura 6.6: Evolución horaria de la DNI estimada, la DNI calculada y las horas de Sol para las estaciones radiométricas de a) Lleida, b) Sort, c) Barcelona y d) Girona del 6 y 7 de mayo del año 2009. La DNI estimada a través de las observaciones presentadas en el apéndice E corresponde a la línea roja. La DNI calculada por el modelo paramétrico de *Macagnan* se indica por la línea amarilla. Las horas de Sol estimadas y calculadas corresponden a los triángulos azules y los puntos verdes.

6.2 Evaluación del sistema de pronóstico

En conclusión, se establece que el modelo paramétrico de *Macagnan* presenta limitaciones en la estimación de la radiación directa para las estaciones radiométricas utilizadas en el estudio. Las aproximaciones de segundo y cuarto orden establecidas en función del índice k_t , muestran errores significativos en situaciones de cielos despejados y nublados. Este comportamiento podría estar asociado a una estimación insuficiente de la atenuación asociada a otros componentes atmosféricos, como por ejemplo los aerosoles. Por lo tanto, la estimación de la radiación solar directa requiere de la interacción de otras variables y procesos meteorológicos que afectan en la extinción atmosférica de la radiación solar. Además, las observaciones de radiación difusa utilizadas en la evaluación del modelo paramétrico, no incluyen la corrección asociada a la banda parasol utilizada en las estaciones radiométricas.

6. APLICACIÓN Y EVALUACIÓN EN FASE DE PRONÓSTICO

Capítulo 7

Conclusiones

En base a los objetivos establecidos para el desarrollo del sistema de pronóstico de radiación solar, a continuación se presentan las conclusiones, seguido de las propuestas de continuidad y las recomendaciones obtenidas del trabajo de investigación de esta tesis doctoral.

7.1. Principales conclusiones de esta tesis

- **Evaluación de la radiación solar global simulada por el modelo meteorológico WRF-ARW:**

La zona geográfica de la península Ibérica se caracteriza por una extensión y complejidad geográfica que define la diversidad climática y establece la variabilidad espacio-temporal de la radiación solar superficial. El trabajo desarrollado ha permitido evaluar la radiación solar mediante simulación usando el modelo meteorológico de meso-escala *Advanced Research of Weather Research and Forecasting (WRF-ARW, v3.0.1.1)*, con una resolución horizontal de 4kmx4km y una resolución temporal horaria. La evaluación ha sido realizada para la península Ibérica (España) con 24 estaciones radiométricas, y el Noreste peninsular (Cataluña) con 90 estaciones radiométricas.

La revisión bibliográfica del capítulo 2, pone de manifiesto el alcance de las simulaciones del esquema radiativo de onda corta de Dudhia (1989) junto con las parametrizaciones físicas del modelo meteorológico. Las limitaciones en dichas estimaciones se deben principalmente a: 1) El cálculo elevado en la microfísica de

7. CONCLUSIONES

las nubes y el vapor de agua para las capas altas de la atmósfera; 2) La especificación incorrecta del espesor óptico de los aerosoles; y 3) El decrecimiento de la absorción atmosférica del vapor de agua para condiciones de cielos despejados.

La evaluación de la radiación solar realizada en el capítulo 4, ha permitido evidenciar la calidad de los resultados y las limitaciones en las parametrizaciones del modelo meteorológico. Por lo tanto, los resultados de la evaluación para las estaciones radiométricas en la zona de estudio, establecen una sobrestimación sistemática a lo largo del año. A nivel estacional, los mayores errores se observan en primavera y verano debido a la marcada variabilidad asociada a la radiación solar simulada.

La distribución peninsular del RMSE promedio anual establece que la sobrestimación en primavera y verano se presenta en mayor medida para las zonas geográficas litorales de la cornisa Cantábrica (Norte y Noroeste) y el Levante español (Este y Noreste). En dichas zonas se produce una mayor influencia de las masas de aire generadas por situaciones sinópticas en el océano Atlántico y por brisas de meso-escala en el mar Mediterráneo, las cuales contribuyen al desarrollo de nubes que el modelo meteorológico no logra simular de forma adecuada. Estos resultados explican la mayor sobrestimación de la radiación solar en el litoral en comparación con la radiación simulada en el interior de la península.

La evaluación de la radiación global simulada en Cataluña presenta un Bias promedio anual de $23.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (rMBE=9.8%), un RMSE de $135 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (rRMSE=51%) y un coeficiente de correlación r igual a 0.89. En el ciclo diario la sobrestimación persiste en las horas de mayor incidencia de la radiación solar.

Por último, la evaluación en función del estado atmosférico relaciona el error sistemático con la nubosidad dada por el índice de transparencia atmosférica (k_t), y el vector posición del Sol mediante el $\cos(SZA)$. Se establece una sobrestimación con Bias superiores a $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en condiciones de cielos despejados ($k_t > 0.65$), y una subestimación para Bias inferiores a $-80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en condiciones de cielos completamente nublados ($k_t < 0.4$). Los errores en el rango de los ángulos cenitales entre 0 y 75° , corresponden al desplazamiento anual del vector posición del Sol entre el horizonte y el *cenit* para las latitudes de la zona de estudio.

- **Corrección del error sistemático mediante las metodologías de post-proceso:**

A partir de la revisión bibliográfica del capítulo 2, se han seleccionado diferentes técnicas de post-proceso para reducir los errores sistemáticos de las simulaciones de radiación solar del modelo meteorológico.

Las técnicas de post-proceso *Model Output Statistics* (MOS), Redes Neuronales Artificiales (*Artificial Neural Networks, ANN*), Filtro de Kalman (*Kalman Filter, KF*) y el método Recursivo (*RECURSIVE method, REC*), se han implementado y evaluado en el capítulo 5, a partir de las observaciones y las simulaciones en la zona geográfica de Cataluña para el año 2004.

Los resultados de la evaluación en función de la variabilidad temporal, geográfica y atmosférica, han establecido las mejores correcciones de las técnicas MOS y KF en relación a las técnicas ANN y REC. Se evidencia una similitud de los trabajos previos que utilizan el MOS y el KF con la corrección del error sistemático. Por lo tanto, con el fin de obtener los mejores ajustes de las simulaciones se ha procedido a combinar dichas técnicas de post-proceso.

Los resultados del post-proceso combinado KF-MOS muestran una significativa disminución de la sobrestimación para cielos despejados y con nubosidad intermedia para todo el desplazamiento del Sol entre el horizonte y el *cenit* en el año. Por su parte, la corrección de la subestimación para cielos totalmente nublados en posiciones solares próximas al *cenit*, presenta deficiencias debido a la nubosidad que el post-proceso no logra asimilar. Sin embargo, el promedio anual del Bias que corresponde a $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($rMBE = 1.2\%$), representa un porcentaje de corrección anual de 87% en relación al Bias producido por el modelo meteorológico. El RMSE de $111 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($rRMSE = 43\%$) indica un porcentaje de corrección anual de 17% y el coeficiente de correlación r de 0.92, representa un incremento desde un coeficiente de 0.89.

- **Estimación de la radiación solar directa:**

La evaluación de la radiación solar directa realizada en el capítulo 3, ha permitido comparar cinco modelos de descomposición paramétrica, en donde se ha seleccionado el modelo de Macagnan et al. (1994) debido a que presenta los mejores resultados para la zona de estudio. Por lo tanto, el modelo de *Macagnan* es utilizado para estimar la radiación directa y las horas de Sol a partir del índice

7. CONCLUSIONES

de transparencia atmosférica (k_t) derivado de la radiación global corregida por el post-proceso combinado KF-MOS.

Los resultados de la evaluación de la radiación directa evidencian deficiencias debido a la complejidad orográfica y las fluctuaciones atmosféricas que se producen en la zona de estudio. Es decir, los errores en las estimaciones se asocian a los contrastes orográficos que presenta la solana y la umbría en las zonas montañosas y la atenuación atmosférica producida por la nubosidad y demás componentes atmosféricos que el modelo paramétrico no logra asimilar.

■ Interpolación espacial de resultados:

Los resultados de la radiación global corregida, la radiación directa estimada y las horas de Sol, se han interpolado espacialmente utilizando el método de *Kriging*. La evaluación de la interpolación espacial se realiza modificando el número de estaciones radiométricas para un día. Los resultados han permitido extender espacialmente las correcciones del post-proceso en aproximadamente $100 W \cdot m^2$, en las zonas geográficas que no presentaban observaciones. Sin embargo, el incremento de la nubosidad y la disminución de la cantidad de estaciones radiométricas, producen limitaciones en la interpolación espacial en las zonas montañosas.

En conclusión, el método de *Kriging* se considera adecuado para interpolar espacialmente las correcciones en las zonas geográficas del litoral y la depresión Central para las horas de mayor incidencia de la radiación solar y en condiciones atmosféricas de cielos despejados.

■ Aplicación al pronóstico de la radiación solar:

Este trabajo a permitido analizar el desarrollo y elementos de un sistema de pronóstico de radiación solar a corto plazo de alta resolución espacial y temporal (4kmx4km, 1h), con un alcance de 48 horas. El sistema presentado en el capítulo 6, esta constituido por la predicción de la radiación global del modelo meteorológico, la corrección del post-proceso combinado KF-MOS, la estimación de la radiación directa a partir del modelo paramétrico de *Macagnan* y la contabilización de las horas de Sol.

La evaluación de la corrección de la radiación global del post-proceso KF-MOS para pronósticos de 48h del año 2009 en Cataluña, refleja un elevado porcentaje de corrección del error sistemático anual de 83%, del RMSE de 18% y del coeficiente de correlación r de 3.3%. Dichos resultados muestran una similitud con los porcentajes obtenidos por el KF-MOS en la corrección de la simulación

para el modo diagnóstico (año 2004), con porcentajes de corrección de 87 y 17 % del Bias y el RMSE, respectivamente. Esto permite concluir que el post-proceso mantiene el ajuste de la corrección de los errores sistemáticos producidos por las simulaciones con un alcance temporal de 24h y 48h. Además, se evidencia que el incremento de la resolución espacial de las predicciones del modelo global GFS/NCEP (de $1^\circ \times 1^\circ$ a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), el cual establece las condiciones iniciales y de contorno del modelo, no afectan de manera significativa en los errores corregidos por el post-proceso. Por lo tanto, la utilización del KF-MOS propuesto por la tesis, realiza una importante corrección del error sistemático de la radiación solar simulada por el modelo meteorológico WRF-ARW.

7.2. Propuestas de continuidad y recomendaciones

En base a los resultados obtenidos en el presente trabajo de investigación, las recomendaciones y propuestas de posteriores investigaciones en la línea de la modelización meteorológica de la radiación solar son:

1. *Profundizar en la aplicación de las metodologías de post-proceso:*

Se propone generar una base de datos histórica de simulaciones que permita complementar la base de datos de observaciones de radiación solar existente. De esta manera, es posible obtener un mejor ajuste del error sistemático corregido por los post-procesos, incrementando los periodos de entrenamiento. Al no disponer de una base de datos superior a un año, las técnicas de post-proceso muestran deficiencias en el ajuste del error sistemático. En particular, las redes neuronales presentaron los resultados menos significativos al aplicar un periodo de entrenamiento inferior a un año. Los estudios previos evidencian la necesidad de establecer mayores periodos de entrenamiento para obtener mejores ajustes de los pronósticos de la radiación solar a través de las redes neuronales. De igual manera, el periodo de entrenamiento influye significativamente en la mejora en las correcciones y el alcance temporal producido por el post-proceso MOS.

Además, a partir de una base de datos de series históricas es posible incluir la interacción de otras variables estimadas por el modelo, las cuales influyen en la simulación de la radiación solar. Dichas variables a considerar son:

7. CONCLUSIONES

temperatura superficial a 2 m. (K), velocidad del viento ($m \cdot s^{-2}$), proporción de la mezcla del vapor de agua ($kg \cdot kg^{-1}$), proporción de la mezcla del agua para la formación de nubes ($kg \cdot kg^{-1}$), presión atmosférica (Pa), temperatura potencial (K) y humedad relativa (%).

2. *Mejora de las predicciones del modelo meteorológico WRF-ARW:*

La configuración del modelo meteorológico y sus parametrizaciones físicas afectan significativamente en la sensibilidad del sistema de pronóstico. Por lo tanto, se considera importante realizar estudios de sensibilidad que permitan identificar y mejorar las deficiencias y los errores en las predicciones del modelo, tanto para la radiación global como para la radiación directa.

La asimilación de otras variables meteorológicas podría influir significativamente en la meteorología meso-escalar que afecta en la estimación de la extinción atmosférica de la radiación solar. En concreto, se pueden tener en cuenta las observaciones provenientes de redes meso-escalares en la península para viento y temperatura, radio-sondeos atmosféricos con medidas de presión, temperatura, humedad relativa, dirección y velocidad del viento, y el procesamiento de imágenes de satélite para la obtención de variables como por ejemplo el espesor óptico de los aerosoles, la temperatura y la humedad superficial, y la concentración del ozono atmosférico.

3. *Sistema operacional de pronóstico de radiación solar para España:*

Se propone realizar la implementación de un sistema de pronóstico de radiación solar a nivel operativo para España. Esto implica aprovechar el desarrollo llevado a cabo por esta tesis para mejorar la eficiencia y velocidad en la generación de los resultados del sistema utilizando la potencia de cálculo del Supercomputador *Marenostrum v.3*. Además, es recomendable definir una gestión informática del flujo de los datos con el objetivo de facilitar la integración de posteriores cambios o mejoras en el desempeño operacional del sistema.

Desde una perspectiva del aprovechamiento de las energías renovables, y en particular para la energía solar, el disponer de un sistema de pronóstico debería

7.2 Propuestas de continuidad y recomendaciones

permitir un incremento de la eficiencia y el uso del recurso energético y sus aplicaciones mediante las tecnologías de energía solar fotovoltaica y termoeléctrica.

7. CONCLUSIONES

Apéndices

Apéndice A

Aspectos y conceptos básicos de la radiación solar

A.1. Cálculo de la posición solar

El movimiento del planeta Tierra con respecto al Sol se rige por las leyes de la mecánica celeste y sus relaciones geométricas se expresan en fórmulas de la trigonometría esférica. A continuación se presentan los principales conceptos y expresiones matemáticas que describen la radiación solar en la superficie terrestre y su relación con el movimiento y la posición del Sol.

La potencia incidente por unidad de área que llega al límite superior de la atmósfera se denomina *irradiancia solar extraterrestre*. Dicha irradiancia medida en $W \cdot m^{-2}$, depende fundamentalmente de la *constante solar* (I_{CS}) y de las fluctuaciones de la distancia Tierra-Sol¹, ocasionadas por la *excentricidad de la órbita terrestre* (ε). En consecuencia, la irradiancia solar extraterrestre (I_{0n}) para una superficie normal a la dirección del vector posición del Sol se define mediante:

$$I_{0n} = \varepsilon \cdot I_{CS} \tag{A.1}$$

¹La media de la distancia Tierra-Sol se denomina unidad astronómica (AU) y es igual a $1.496 \cdot 10^8 km$. Las fluctuaciones representan una variación de aproximadamente 1.7% en el año y una variación estacional de $\pm 3.3\%$ entre la distancia mínima (perihelio, $1.46 \cdot 10^8 km$) y la máxima (afelio, $1.52 \cdot 10^8 km$) (Iqbal, 1983).

A. ASPECTOS Y CONCEPTOS BÁSICOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

Así mismo, la *excentricidad de la órbita terrestre* (ε) puede ser calculada en función del *día del año*¹ (J_d), mediante la ecuación propuesta por Duffie y Beckman (1991):

$$\varepsilon = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot J_d}{365.25}\right) \quad (\text{A.2})$$

Por su parte, la *constante solar* (I_{CS}), igual a $1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (WMO, 1996)², ha sido verificada mediante la utilización de satélites a través de los esfuerzos de organismos oficiales como el *Earth Radiation Budget (ERB)* en los años 70's (con los satélites Nimbus 6 y 7), el *Earth Radiation Budget Experiment (ERBE)* en los años 80's (con los satélites NOAA 9 y 10) y las medidas del *National Aeronautics and Space Administration (NASA)* para el periodo 1968-1971 (Fröhlich, 2002).

A partir de la ecuación A.1, la irradiancia recibida por una superficie plana tangente a la superficie terrestre (I_0), se define para el límite superior de la atmósfera mediante:

$$I_0 = \varepsilon \cdot I_{CS} \cdot \cos(SZA) \quad (\text{A.3})$$

Donde, el coseno del ángulo cenital solar (SZA , *Solar Zenith Angle*)³, expresado mediante la ecuación A.4, representa el ángulo de incidencia de la irradiancia solar sobre una superficie plana. Cabe mencionar que el valor numérico del $\cos(SZA)$ es equivalente al $\sin(h)$, donde h representa el ángulo de incidencia con respecto a la altura solar.

$$\cos(SZA) = \sin(\delta) \cdot \sin(\phi) + \cos(\delta) \cdot \cos(\phi) \cdot \cos(\omega) \quad (\text{A.4})$$

Donde, δ es el ángulo de *declinación solar*, ϕ la latitud geográfica y ω es el ángulo solar horario. La *declinación solar* (δ) define la trayectoria del Sol en las diferentes épocas del año y se define como el ángulo que forma el plano del Ecuador con el plano que contiene a la órbita elíptica (movimiento de translación alrededor del Sol). Según Spencer (1971) se puede calcular mediante la ecuación A.5:

¹El día del año varía de 1 a 365 (para años no bisiestos) y de 1 a 366 (para años bisiestos).

²La constante solar es estimada a partir de 25000 medidas con diferentes radiómetros de cavidad absoluta en el *World Radiation Center (WRC)* y el *World Radiometric Reference (WRR)*, con una exactitud del 0.2%, una desviación estándar de $1.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ y una desviación máxima de $\pm 7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

³El ángulo cenital solar (SZA) es el ángulo medido entre el punto que se encuentra directamente por encima del punto de referencia terrestre (0°) denominado *cenit*, y el punto en el cielo donde se encuentra el Sol (Glickman, 2000). Por lo tanto, diametralmente opuesto al *cenit* se encuentra el *nadir* del observador. Los valores del SZA se calculan en radianes para los ángulos comprendidos entre 0° y 90° (1 radián=57.3°). Por esta razón, los valores del $\cos(SZA)$ varían desde 0 para el plano del horizonte ($SZA=90^\circ$), hasta 1 cuando el Sol se encuentra en el *cenit* ($SZA=0^\circ$). Otros valores comparativos del $\cos(SZA)$ son: 0.7 para $SZA=45^\circ$, 0.5 para $SZA=60^\circ$ y 0.26 para $SZA=75^\circ$.

A.2 Unidades de medida de la radiación solar

$$\delta = 0.006918 - 0.399912 \cdot \cos(\tau) + 0.070257 \cdot \sin(\tau) - 0.006758 \cdot \cos(2\tau) + 0.000907 \cdot \sin(2\tau) - 0.002697 \cdot \cos(3\tau) + 0.00148 \cdot \sin(3\tau) \quad (\text{A.5})$$

Donde, τ es el *ángulo diario* en función del *día del año* (J_d) calculado a partir de la ecuación A.6:

$$\tau = \frac{2 \cdot \pi \cdot (J_d - 1)}{365.24} \quad (\text{A.6})$$

Por otra parte, el *ángulo solar horario* (ω) es el ángulo que forma el meridiano de paso del Sol en un instante de tiempo dado, con el meridiano del observador (o longitud). Se define en función de la posición del Sol dada por la hora UTC (*Universal Time Coordinated*, UTC: 00h – 24h) (Iqbal, 1983):

$$\omega = \frac{(12 - UTC) \cdot 15 \cdot \pi}{180} \quad (\text{A.7})$$

Por consiguiente, la formulación matemática propuesta por Spencer (1971) representa la base de cálculo de la posición solar para el desarrollo del trabajo. Dicha formulación es la más utilizada para aplicaciones energéticas de la energía solar debido a su simplicidad y a la obtención de valores suficientemente precisos, que representan una variación para el cálculo de la ecuación del tiempo menor a 0.58 minutos y un ángulo de declinación solar (δ) menor a 3 minutos (CIEMAT, 2008).

A.2. Unidades de medida de la radiación solar

Las unidades de medida de la radiación solar establecidas por el Sistema Internacional se definen a través de la potencia y la energía solar. La potencia solar incidente por unidad de área es denominada irradiancia solar instantánea y la acumulación de la irradiancia solar para un intervalo temporal específico, constituye la energía por unidad de área y tiempo, denominada irradiación solar.

La caracterización y evaluación del recurso solar presentada en el capítulo 4, se define como radiación solar acumulada por día (irradiación global diaria en $MJ \cdot m^{-2} \cdot d^{-1}$) y radiación solar horaria (irradiancia global media en $W \cdot m^{-2}$).

A. ASPECTOS Y CONCEPTOS BÁSICOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

La ecuación A.8 representa la conversión de la radiación solar horaria media (GHI) a valores de radiación solar diaria acumulada (ID):

$$ID = \sum_{i=1}^n GHI_i * \frac{3600s}{1000000J} \quad (A.8)$$

Donde, n indica el número de registros de radiación solar horaria media para un día.

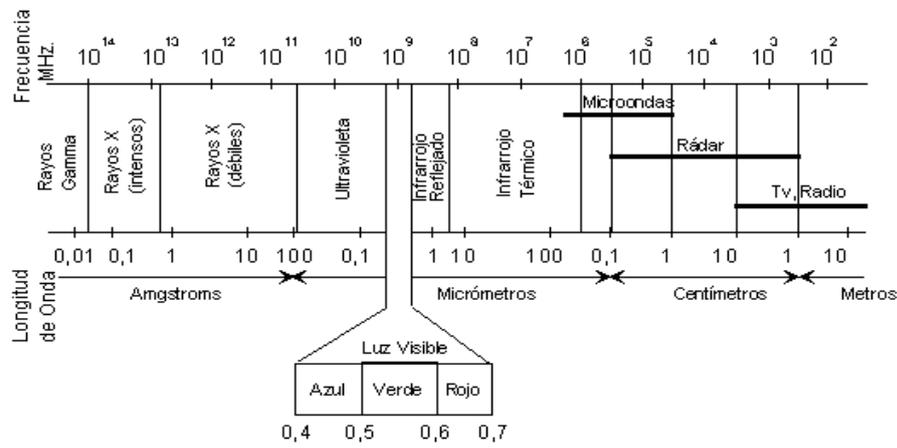
A.3. Interacción de la radiación solar con la atmósfera y la superficie terrestre

La radiación solar que alcanza la superficie terrestre se transporta a través de la atmósfera mediante un mecanismo de transferencia de energía de ondas electromagnéticas. La figura A.1a muestra las diferentes bandas del espectro electromagnético desde las longitudes de onda (λ) más cortas como los rayos gamma y los rayos X, hasta las longitudes de onda más largas como las microondas y las ondas de radio. Dentro de la franja de *longitudes de onda larga* ($\lambda > 4\mu m$) se encuentra la energía que emite la superficie de la Tierra. Por su parte, la radiación incidente del Sol se encuentra en la franja del espectro de *longitudes de onda corta* ($\lambda < 4\mu m$), y se distribuye aproximadamente entre el 9% que corresponde a la región del espectro ultravioleta, el 49% al espectro del visible y el 42% al espectro infrarrojo (Casas y Alarcón, 1999). En la figura A.1b, se muestra la radiación solar espectral, donde se observa un máximo en la longitud de onda visible cerca de los $480nm$ ($0.48\mu m$).

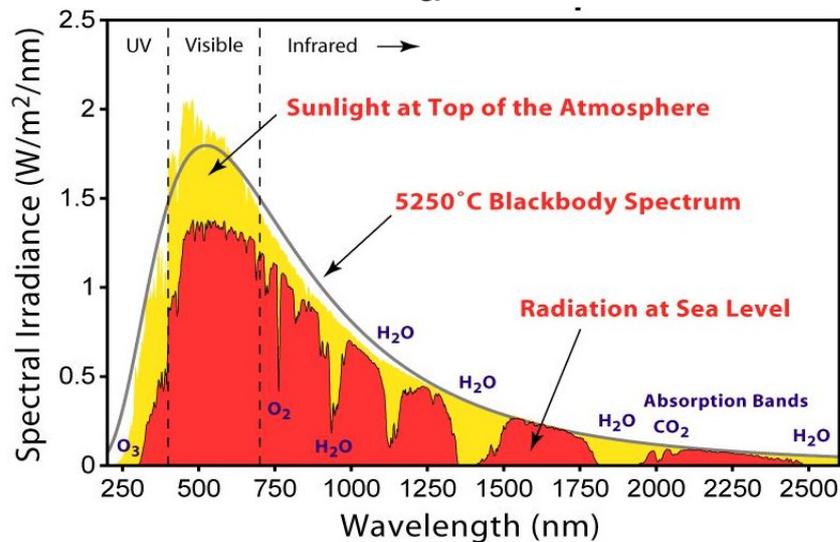
La radiación solar en su paso a través de la atmósfera es atenuada por diversos procesos atmosféricos como resultado del efecto filtro que ejercen los distintos componentes atmosféricos como los aerosoles, el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), las moléculas de ozono (O_3), el oxígeno (O_2), entre otros. Los procesos asociados a la atenuación o extinción atmosférica son: *absorción, reflexión, refracción, difracción, dispersión y transmisión*. A continuación se hace una breve descripción de los más importantes¹.

¹La ley de *Bourguer-Lambert-Beer* define las transmitancias para la dispersión de *Rayleigh*, el coeficiente de turbiedad de *Angstrom* utilizado en la caracterización de aerosoles, la transmisividad espectral por absorción de gases moleculares y la transmisividad por absorción de vapor de agua y ozono en la troposfera.

A.3 Interacción de la radiación solar con la atmósfera y la superficie terrestre



a



b

Figura A.1: a) Espectro electromagnético en función de la frecuencia en MHz y la longitud de onda (λ), y b) Radiación solar espectral en $W \cdot m^{-2} \cdot nm^{-1}$ (Rohde, 2007; ASTM, 2012). El espectro electromagnético según su longitud de onda está comprendido por rayos gamma, rayos X, ultravioleta ($\lambda < 0.4\mu m$), luz visible ($0.4\mu m < \lambda < 0.7\mu m$), infrarrojo próximo ($0.7\mu m < \lambda < 1.3\mu m$), infrarrojo medio ($1.3\mu m < \lambda < 8\mu m$), infrarrojo lejano o térmico ($\lambda > 8\mu m$), microondas y ondas de radio. La radiación solar recibida en la parte superior de la atmósfera (ecuación A.3) se representa con el área amarilla y la radiación solar que llega a nivel del mar se muestra mediante el área roja. También se observan las diferentes bandas de absorción para el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2), el ozono (O_3) y el oxígeno (O_2).

A. ASPECTOS Y CONCEPTOS BÁSICOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

La *absorción atmosférica* se presenta cuando los átomos de los componentes de la atmósfera son estimulados mediante la radiación electromagnética. Por lo tanto, los electrones absorben la energía de los fotones incidentes provocando transiciones entre los niveles atómicos de energía. La absorción representa aproximadamente el 20% de la extinción atmosférica solar y se produce esencialmente por el vapor de agua (H_2O), el dióxido de carbono (CO_2) y el oxígeno (O_2), presentes en la troposfera y el ozono (O_3) contenido en la estratosfera (Cooper, 1969)¹.

Por su parte, la *reflexión atmosférica* es un cambio de dirección de los rayos solares ocasionado fundamentalmente por la presencia de nubes y partículas en suspensión. Finalmente, la *dispersión atmosférica* (también llamada *scattering*), se produce por la interacción de la radiación con constituyentes atmosféricos, los cuales producen una redistribución de los rayos solares en todas las direcciones. El fenómeno de dispersión se relaciona directamente con el tamaño y la concentración de las partículas atenuantes, como el vapor de agua, los aerosoles y los componentes moleculares. En consecuencia, se producen tres tipos de dispersión atmosférica:

- *Dispersión de Rayleigh (molecular)*: Predomina en las capas altas de la atmósfera al producir el color azul del cielo o el color rojizo en las puestas de Sol. Se genera cuando la longitud de onda es mucho mayor que la dimensión de las partículas.
- *Dispersión de Mie*: Se produce normalmente en las capas bajas de la atmósfera y se presenta cuando la longitud de onda es del mismo orden de magnitud que las partículas dispersoras.
- *Dispersión no selectiva*: Se produce principalmente por gotas de agua en la atmósfera (color blanco en la niebla o las nubes) y sucede cuando la longitud de onda es mucho menor que la dimensión de las partículas. Este tipo de dispersión representa la suma de los fenómenos de reflexión, refracción y difracción en la atmósfera.

¹En la figura A.1b, se observan las diferentes bandas de absorción del vapor de H_2O , el CO_2 y el O_3 . El vapor de H_2O y el CO_2 se absorben en el espectro infrarrojo en $\lambda = 1000-1400-1800 \text{ nm}$ y en $\lambda = 1500-2500-4500 \text{ nm}$, respectivamente. Por su parte, el O_3 se absorbe en el espectro ultravioleta en $\lambda < 290 \text{ nm}$.

A.3 Interacción de la radiación solar con la atmósfera y la superficie terrestre

En base a lo expuesto, la extinción atmosférica ocasionada principalmente por los procesos de absorción, reflexión y dispersión atmosférica, se obtiene a través de la interacción de los componentes de la radiación solar. En la figura A.2, se representan los procesos atmosféricos y los componentes de la radiación solar. Dichos componentes se clasifican en cuatro tipos: irradiancia horizontal global (GHI), irradiancia directa normal (DNI), irradiancia difusa (DI) e irradiancia reflejada (R)¹. La definición de los distintos componentes y las características de los instrumentos utilizados habitualmente para su medición, se presentan en la tabla A.1.

Mediante la suposición que la componente difusa del cielo y la componente difusa procedente de la superficie terrestre son de dirección opuesta y presentan las mismas propiedades, la ecuación A.9 permite vincular la global con las demás componentes:

$$GHI = DNI \cdot \cos(SZA) + DI + R \quad (A.9)$$

Donde, GHI es la irradiancia global horizontal, DNI es la irradiancia directa normal, $\cos(SZA)$ representa el ángulo de incidencia del vector posición del Sol, DI es la irradiancia difusa y R la irradiancia reflejada. En el caso de una superficie de captación horizontal, la irradiancia reflejada por el entorno tiene una contribución poco significativa.

Finalmente, a través de la relación de la componente global (GHI) establecida para el límite superior de la atmósfera (ecuación A.3), se obtiene la ecuación A.10, la cual permite definir el *índice de transparencia atmosférica* (k_t) como una magnitud adimensional que caracteriza el estado de la nubosidad en la atmósfera (Liu y Jordan, 1960).

$$k_t = \frac{GHI}{I_0} = \frac{DNI \cdot \cos(SZA) + DI}{\varepsilon \cdot I_{CS} \cdot \cos(SZA)} \quad (A.10)$$

¹La irradiancia solar total (*Total Solar Irradiance*, TSI) representa la suma de la irradiancia global (GHI) y la irradiancia reflejada (R): $TSI = GHI + R$

A. ASPECTOS Y CONCEPTOS BÁSICOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

Tabla A.1: Componentes de la radiación solar y sus instrumentos de medida.

Componente	Definición	Instrumentos de medida
Irradiancia global horizontal (GHI)	Es la potencia solar instantánea que incide sobre una superficie horizontal medida en un ángulo sólido de visión de 2π estereorradianes. Se define como la potencia radiante recibida por un cuerpo por unidad de área. Se mide en $W \cdot m^{-2}$ y se determina mediante la suma entre la componente vertical de la irradiancia directa normal ($\cos(SZA)$ de la ecuación A.4), y la irradiancia difusa (DI).	El instrumento comúnmente utilizado para la medida de la irradiancia global horizontal, así como para la medida de la irradiancia difusa y reflejada, es el <i>piranómetro</i> ^a . El piranómetro registra la irradiancia instantánea integrando la medida en un rango espectral específico para un plano tangente a la superficie terrestre. Las especificaciones básicas de instalación y mantenimiento de los piranómetros son: a) Evitar obstáculos en el plano horizontal del sensor que puedan generar sombras (elevación menor a 5° en el rango acimut); b) Evitar las fuentes cercanas de radiación o reflejos que puedan descompensar las medidas; c) Evitar la humedad dentro del equipo cambiando periódicamente el desecante (gel de sílice); d) Orientar el cable de señal del equipo hacia el polo más cercano para minimizar el calentamiento de la conexión eléctrica y evitar fallos técnicos; e) Nivelar el equipo con el plano horizontal (Kipp & Zonen, 2010). Los piranómetros más comunes presentan una respuesta espectral de 305-2800nm (Campbell, 2001).
Irradiancia directa normal (DNI)	Es la potencia solar instantánea que llega directamente del disco solar de forma unidireccional y de gran intensidad, formando haces paralelos a la dirección del Sol, que varían continuamente de posición y que puede anularse periódicamente debido a la nubosidad. Por lo tanto, no interfiere la reflexión atmosférica. Así mismo, los procesos de <i>absorción</i> y <i>dispersión</i> varían su intensidad y polarización, aunque una parte relativamente apreciable de la irradiancia directa es transmitida a la superficie sin sufrir cambios. La DNI es equivalente en un día claro a aproximadamente el 90% de la GHI.	<i>Pirheliómetro</i> : Instrumento que apunta directamente al Sol en una región anular del cielo muy próxima al astro y con un semiángulo de aproximadamente 2.5° a partir del centro del Sol. Por lo tanto, la medida se realiza mediante un tubo limitador de campo y la aplicación de filtros.
Irradiancia difusa (DI)	Es la potencia solar instantánea que incide sobre una superficie horizontal desde todas las direcciones exceptuando las provenientes del disco solar (irradiancia directa). Se pueden diferenciar tres contribuciones a esta componente: <i>Circunsolar</i> , <i>Horizonte</i> y <i>bóveda celeste</i> .	Es medida habitualmente a través del sombreado de un piranómetro que permite la obstrucción de la irradiancia directa. Dicho sombreado normalmente es producido por una banda o anillo de sombras, ubicado sobre el <i>piranómetro</i> de acuerdo a la trayectoria y el ángulo cenital del Sol para la época del año (en el hemisferio norte, los ángulos cenitales bajos se dan en verano mientras que los ángulos cenitales altos se dan en invierno).
Irradiancia reflejada (R)	Es aquella potencia emitida hacia el espacio exterior por la reflexión de la superficie terrestre, la atmósfera y las nubes. Es definida mediante el albedo planetario (L) como una relación entre la irradiancia reflejada al espacio (R) y la irradiancia global incidente en la superficie (GHI). Por lo tanto, se expresa en porcentaje a través de la ecuación: $L(\%) = (R \div GHI) \cdot 100$	Para medir la irradiancia solar reflejada, el <i>piranómetro</i> se coloca en posición invertida al plano horizontal.

^aEl detector del piranómetro se basa en un elemento de protección térmica pasiva llamada *termopila*, la cual está construida con un gran número de pares de unión de termopar conectados eléctricamente en serie y diseñados para producir un efecto termoeléctrico. Es decir, la absorción de la energía térmica por una de las uniones del termopar (unión activa o caliente), al aumentar su temperatura con respecto a la unión de referencia (fría), crea un diferencial que produce una fuerza electromotriz que es directamente proporcional a la temperatura diferencial creada. A través de la resistencia térmica, dicha diferencia de temperatura se convierte en voltaje mediante una función lineal en relación a la irradiancia solar absorbida (Kipp & Zonen, 2010).

A.3 Interacción de la radiación solar con la atmósfera y la superficie terrestre

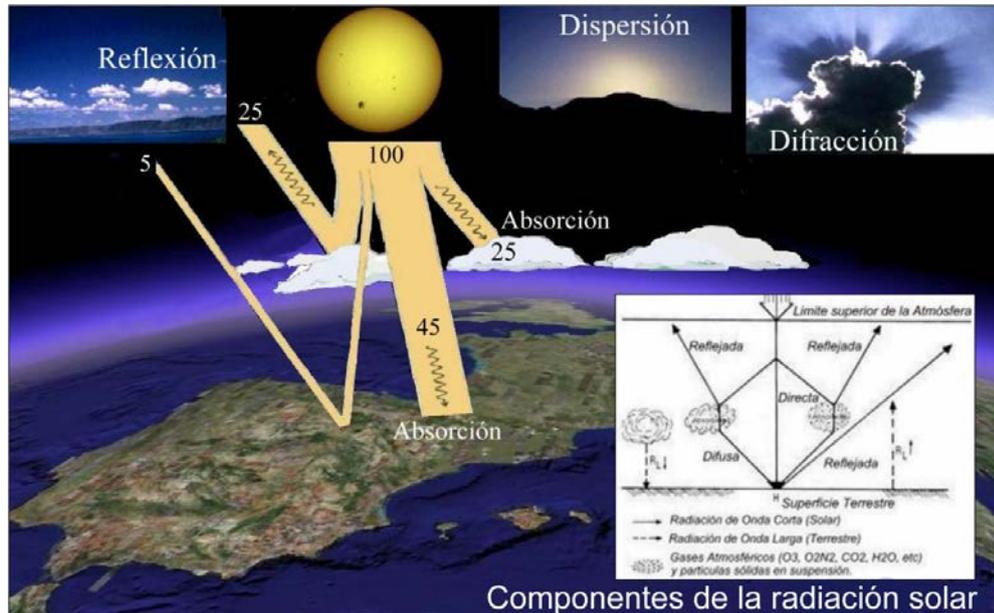


Figura A.2: Representación esquemática del balance radiativo del sistema Tierra-atmósfera y de los procesos atmosféricos asociados a la extinción atmosférica de la radiación solar.

El índice de k_t representa uno de los parámetros más importantes utilizados por los modelos de estimación de la radiación solar. Este parámetro establece las situaciones meteorológicas típicas en función de la nubosidad presente en tres escenarios distintos: cielos despejados (*Clear-sky*), cielos nublados (*Cloudy*) y cielos totalmente nublados (*Overcast*). Por lo tanto, los intervalos para las condiciones de la atmósfera en función de la medida del índice de k_t son:

- Cielos despejados o con nubosidad baja (*Clear-sky*): $k_t > 0.65$
- Cielos nublados o con nubosidad intermedia (*Cloudy*): $0.4 < k_t < 0.65$
- Cielos totalmente nublados o con nubosidad alta (*Overcast*): $k_t < 0.4$

A. ASPECTOS Y CONCEPTOS BÁSICOS DE LA RADIACIÓN SOLAR

Apéndice B

Estaciones radiométricas utilizadas por el estudio para España en el año 2004

B. ESTACIONES RADIOMÉTRICAS UTILIZADAS POR EL ESTUDIO PARA ESPAÑA EN EL AÑO 2004



Figura B.1: Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de AEMET en España utilizadas por el estudio para el año 2004. El nombre de las estaciones corresponde con la segunda columna de la tabla B.1. Las estaciones pertenecientes a la *Agencia Estatal de Meteorología* (AEMET) se clasifican por color en función de la distribución geográfica: 5 estaciones ubicadas en el Norte (azul oscuro), 3 estaciones en el Noreste (violeta), 4 estaciones al Este (rosa), 4 estaciones al Sur (naranja), 1 estación al Sureste (verde), 2 estaciones en el Noroeste (azul claro) y 5 estaciones en el Centro peninsular (amarillo).

Tabla B.1: Estaciones radiométricas de AEMET en España utilizadas para el estudio para el año 2004 (AEMET, 2006).

Nº	Nombre de estación	Altitud (m)	Latitud (°)	Longitud (°)	Cubrimiento anual (%)	Distribución peninsular
1	San Sebastián 'Igneldo'	259	43.3000	-2.0333	75	Norte
2	Bilbao 'Aerop.'	41	43.3000	-2.9333	82	
3	Logroño 'Agoncillo'	363	42.4500	-2.3333	96	
4	Santander 'CMT'	79	43.4833	-3.8000	78	
5	Vitoria 'Aerop.'	510	42.8500	-2.6500	82	Noroeste
6	Coron	15	42.5833	-8.8000	64	
7	A Coruña	67	43.3667	-8.4167	63	
8	Salamanca 'Matacan'	803	40.9500	-5.9167	56	
9	Valladolid 'Obs.'	740	41.6500	-4.7667	69	
10	Toledo 'Buenaavista'	516	39.8833	-4.0500	69	Centro
11	Ciudad Real	628	38.9833	-3.9166	56	
12	Madrid 'C.Univers.'	680	40.4500	-3.7100	75	Noreste
13	Zaragoza 'Argualas'	298	41.6666	-1.0667	80	
14	Lleida 'ICAEN'	202	41.6284	0.5958	76	
15	Barcelona 'CMT'	25	41.3870	2.2010	99	
16	Ibiza 'Aerop.'	10	38.8833	1.3667	66	Este
17	Palma 'Aerop.'	10	39.5667	2.7500	66	
18	Valencia	23	39.4833	-0.3833	42	Suroeste
19	Albacete 'Obs'	674	39.0000	-1.8667	74	
20	Badajoz 'Univers.'	190	38.8833	-7.0167	42	Sur
21	Granada 'Base Aerea'	692	37.1333	-3.2833	50	
22	Málaga 'CMT'	61	36.7167	-4.4833	58	
23	Murcia	69	38.0000	-1.1667	79	
24	Almería 'Aerop.'	29	36.8500	-2.3833	56	

B. ESTACIONES RADIOMÉTRICAS UTILIZADAS POR EL ESTUDIO PARA ESPAÑA EN EL AÑO 2004



Figura B.2: Distribución geográfica de las estaciones radiométricas de Cataluña utilizadas por el estudio para el año 2004. La numeración de las estaciones radiométricas corresponde con la primera columna de la tabla B.2. La clasificación por color se realiza en función de la altitud geográfica: en color verde las estaciones ubicadas a menos de 200 m de altitud, en naranja las estaciones entre 200 y 500 m de altitud y en rojo las estaciones con una altitud superior a 500 m. La resolución temporal de las estaciones pertenecientes a la red radiométrica nacional de *AEMET*, el *Govern d'Andorra* y *MeteoFrance* es diaria. La resolución temporal de las estaciones de la red XEMEC es semi-horaria. La resolución temporal de las estaciones de la red ICAEN es cinco-minutal y presenta registros de radiación solar difusa.

Tabla B.2: Estaciones radiométricas de Cataluña utilizadas por el estudio para el año 2004 (AEMET (2006), *Govern d'Andorra*, *MeteoFrance*, ICAEN (1991) y Meteocat (2001)).

Nº	Código	Nombre	Altitud (m)	Latitud (°)	Longitud (°)	Código de Red	Cubrimiento anual (%)
1	TORTOS	Tortosa-Tarragona	48	40.821002	0.491002	AEMET-9981A	97
2	BARINM	Barcelona CMT	25	41.387004	2.200998	AEMET-0201D	96
3	ANDORR	Roc de Sant Pere-Andorra	1105	42.511668	1.533329	AND	99
4	PERPIG	Perpignan-France	42	42.739997	2.874998	MeteoFrance	92
5	ALENYA	Alenya-France	5	42.638336	2.966666	MeteoFrance	76
6	LLEIDA	Lleida-Segrià	202	41.628445	0.595755	ICAEN-LLE	100
7	SORT	Sort-Pallars Sobirà	692	42.405323	1.129910	ICAEN-SOR	100
8	MANRES	Manresa-Bages	300	41.737149	1.828709	ICAEN-MAN	95
9	TERRAS	Terrassa-Vallès Occidental	300	41.562895	2.023726	ICAEN-TRS	98
10	BARCEL	Barcelona-Barcelonès	90	41.384761	2.117886	ICAEN-BCN	94
11	GIRONA	Girona-Gironès	115	41.965392	2.828114	ICAEN-GIR	95
12	TORROE	Torroella de Montgri-Baix Empordà	27	42.038932	3.125821	ICAEN-TOR	98
13	BATEA	Batea-Terra Alta	382	41.087869	0.320132	XEMEC-WD	97
14	GIMENE	Gimenells-Segrià	248	41.658234	0.393189	XEMEC-VH	100
15	MASBAR	Mas de Barberans01-Montsià	245	40.719469	0.400471	XEMEC-C9	100
16	MASBA	Mas de Barberans02-Montsià	211	40.715953	0.416352	XEMEC-UV	100
17	RIBANO	Riba-roja d'Ebre-Ribera d'Ebre	76	41.245086	0.433970	XEMEC-VC	100
18	AITONA	Aitona-Segrià	102	41.488098	0.461408	XEMEC-VE	75
19	RAIMAT	Raïmat-Segrià	290	41.684575	0.461924	XEMEC-VK	100

B. ESTACIONES RADIOMÉTRICAS UTILIZADAS POR EL ESTUDIO PARA ESPAÑA EN EL AÑO 2004

Nº	Código	Nombre	Altitud (m)	Latitud (°)	Longitud (°)	Código de Red	Cubrimiento anual (%)
20	MAIALS	Maials-Segrià	347	41.359227	0.484272	XEMEC-WI	96
21	ALDOVE	Aldover-Baix Ebre	46	40.860537	0.507364	XEMEC-U7	100
22	ASCO	Ascó-Ribera d'Ebre	244	41.197519	0.513395	XEMEC-VA	100
23	ALCANA	Alcanar-Montsià	35	40.558310	0.524460	XEMEC-US	88
24	TORRES	Torres de Segre-Segrià	144	41.527157	0.528312	XEMEC-CO	97
25	VINEBR	Vinebre-Ribera d'Ebre	48	41.185448	0.595517	XEMEC-D7	97
26	ALDEA	l'Aldea-Baix Ebre	62	40.770676	0.617412	XEMEC-U9	100
27	AMPOST	Amposta-Montsià	4	40.706898	0.630221	XEMEC-UU	99
28	BENISS	Benissanet-Ribera d'Ebre	30	41.063919	0.635889	XEMEC-VB	86
29	ALGERR	Algerri-Noguera	311	41.801237	0.649795	XEMEC-WG	92
30	SANCAR	Sant Carles de la Ràpita-Montsià	1	40.627952	0.663517	XEMEC-UW	96
31	GRANAD	La Granadella-Garrigues	490	41.361133	0.668791	XEMEC-UM	100
32	ALBESA	Albesa-Noguera	262	41.761185	0.672199	XEMEC-WB	99
33	PERELL	El Perelló-Baix Ebre	179	40.874261	0.716826	XEMEC-DB	98
34	DELTEB	Deltebre el Fangar-Baix Ebre	2	40.788872	0.742852	XEMEC-U8	90
35	PSUERT	el Pont de Suert-Alta Ribagorça	824	42.398816	0.744952	XEMEC-CT	96
36	CASTDA	Castelldans-Garrigues	225	41.530261	0.754174	XEMEC-UL	95
37	MARGAL	Margalef-Priorat	405	41.286427	0.754977	XEMEC-D1	92
38	AMETLL	l'Ametlla de Mar-Baix Ebre	95	40.910279	0.765499	XEMEC-UA	79
39	PRIORA	Torroja del Priorat-Priorat	325	41.214870	0.811160	XEMEC-WR	100

Nº	Código	Nombre	Altitud (m)	Latitud (°)	Longitud (°)	Código de Red	Cubrimiento anual (%)
40	BALAGU	Vallfogona de Balaguer-Noguera	245	41.785496	0.829154	XEMEC-V1	100
41	STJAUM	Sant Jaume d'Enveja-Montsià	1	40.708499	0.835432	XEMEC-DL	100
42	POAL	El Poal-Pla d'Urgell	227	41.674113	0.878548	XEMEC-V8	95
43	ULLDEM	Ulldemolins-Priorat	631	41.320185	0.879916	XEMEC-CZ	99
44	GOLMES	Golmes-Pla d'Urgell	261	41.637481	0.925707	XEMEC-WC	98
45	CSTNOU	Castellnou de Seana-Pla d'Urgell	264	41.657900	0.952937	XEMEC-C6	100
46	BOTARE	Botarell-Baix Camp	231	41.155176	0.998906	XEMEC-DE	100
47	ISONA	Isona i Conca Dellà-Pallars Jussà	690	42.140431	1.040191	XEMEC-CP	86
48	CAMBRI	Vinyols i els Arcs Cambrils-Baix Camp	24	41.082009	1.067336	XEMEC-U6	99
49	SANRIU	Sant Martí de Riucorb-Urgell	402	41.573431	1.089574	XEMEC-WL	100
50	OLIOLA	Oliola-Noguera	441	41.878172	1.155416	XEMEC-WA	94
51	TARREG	Tàrrega-Urgell	420	41.668403	1.164121	XEMEC-C7	97
52	MASBOV	Constantí-Tarragonès	105	41.171613	1.171090	XEMEC-VQ	100
53	CERVER	Cervera-Segarra	558	41.676844	1.296984	XEMEC-C8	98
54	OLIANA	Oliana-Alt Urgell	506	42.077859	1.316401	XEMEC-W5	92
55	ORGANY	Organyà-Alt Urgell	567	42.217414	1.332506	XEMEC-CJ	92
56	CQUERA	Santa C. de Queralt-Conca de Barberà	718	41.530981	1.368237	XEMEC-UJ	100
57	LLADUR	Lladurs-Solsonès	780	42.089515	1.429588	XEMEC-VO	96
58	SEUUR	La Seu d'Urgell-Alt Urgell	849	42.371894	1.433902	XEMEC-CD	94

B. ESTACIONES RADIOMÉTRICAS UTILIZADAS POR EL ESTUDIO PARA ESPAÑA EN EL AÑO 2004

Nº	Código	Nombre	Altitud (m)	Latitud (°)	Longitud (°)	Código de Red	Cubrimiento anual (%)
59	VENDRE	El Vendrell-Baix Penedès	60	41.216548	1.521497	XEMEC-D9	97
60	PINOS	Pinós-Solsonès	650	41.797579	1.522370	XEMEC-VP	99
61	CLARIA	Clariana de Cardener-Solsonès	693	41.954877	1.586283	XEMEC-CA	97
62	FNRUBI	Font Rubí-Alt Penedès	409	41.433790	1.625392	XEMEC-DI	94
63	SANMAR	Sant Martí Sarroca-Alt Penedès	262	41.376304	1.631171	XEMEC-U3	98
64	ODENA	Òdena-Anoia	330	41.586391	1.654166	XEMEC-H1	98
65	GRAN	La Granada-Alt Penedès	238	41.367278	1.730045	XEMEC-W4	95
66	SALVGU	Sant S. de Guardiola-Bages	349	41.675298	1.768348	XEMEC-CL	95
67	SAPERI	Sant Pere de Ribes-Garraf	171	41.279585	1.805859	XEMEC-UK	96
68	HOSTAL	Els Hostalets de Pierola-Anoia	312	41.532517	1.808878	XEMEC-CE	92
69	BERGA	Berga-Berguedà	1140	42.108324	1.828636	XEMEC-WM	99
70	MOMOSE	Monistrol de Montserrat-Bages	920	41.596673	1.837935	XEMEC-WN	98
71	CASBAG	Castellnou de Bages-Bages	500	41.831985	1.848260	XEMEC-U4	97
72	PVILOM	El Pont de Vilomara i Rocafort-Bages	250	41.676445	1.876769	XEMEC-R1	95
73	RELLIN	Rellinars-Vallès Occidental	428	41.633839	1.918592	XEMEC-VU	93
74	VALLIR	Vallirana-Baix Llobregat	220	41.381887	1.934090	XEMEC-D3	96
75	SANSAV	Sant Llorenç Savall-Vallès Occidental	528	41.682469	2.027758	XEMEC-VV	91
76	OFABRA	Barcelona-Barcelonès	411	41.419706	2.125045	XEMEC-D5	77

Nº	Código	Nombre	Altitud (m)	Latitud (°)	Longitud (°)	Código de Red	Cubrimiento anual (%)
77	CERDAN	Cerdanyola-Vallès Occidental	97	41.485170	2.128573	XEMEC-VT	96
78	QUERAL	Queralbs-Ripollès	1971	42.399714	2.156369	XEMEC-DG	93
79	MUNTAN	Muntanyola-Osona	809	41.879229	2.179181	XEMEC-CY	99
80	ORIS	Orís-Osona	630	42.075153	2.210025	XEMEC-CC	100
81	MONTES	Montesquiú-Osona	667	42.097524	2.215177	XEMEC-V4	92
82	GURB	Gurb-Osona	517	41.953370	2.233912	XEMEC-V3	96
83	VILAVA	Vilanova del Vallès-Vallès Oriental	140	41.551621	2.287678	XEMEC-WE	77
84	CABRIL	Cabrils-Maresme	82	41.518633	2.378617	XEMEC-UP	95
85	VILASS	Vilassar de Mar-Maresme	45	41.512828	2.387911	XEMEC-DD	100
86	VILANO	Vilanova de Sau-Osona	435	41.976647	2.399518	XEMEC-V7	96
87	MOLLO	Molló-Ripollès	1406	42.378447	2.416002	XEMEC-CG	96
88	CORRED	Dosrius-Maresme	460	41.621028	2.446293	XEMEC-UQ	100
89	VALLBA	La Vall d'en Bas-Garrotxa	463	42.146830	2.455712	XEMEC-W9	100
90	ANGLES	Anglès-Selva	150	41.961229	2.632915	XEMEC-DN	92
91	BANYOL	Banyoles-Pla de l'Estany	157	42.114773	2.792712	XEMEC-DJ	100
92	GIR-MA	Girona-Gironès	100	41.968571	2.812423	XEMEC-DM	95
93	CABANE	Cabanes d'Empordà-Alt Empordà	31	42.307474	2.955958	XEMEC-U1	86
94	SANPER	Sant Pere Pescador-Alt Empordà	5	42.177755	3.096863	XEMEC-U2	85
95	ROSES	Roses-Alt Empordà	24	42.271627	3.183646	XEMEC-D4	96

**B. ESTACIONES RADIOMÉTRICAS UTILIZADAS POR EL ESTUDIO
PARA ESPAÑA EN EL AÑO 2004**

Apéndice C

Mapas de interpolación espacial
de la GHI simulada, GHI
corregida, DNI estimada y horas
de Sol para el 28 de abril del
2004 en Cataluña

C. MAPAS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LA GHI SIMULADA, GHI CORREGIDA, DNI ESTIMADA Y HORAS DE SOL PARA EL 28 DE ABRIL DEL 2004 EN CATALUÑA

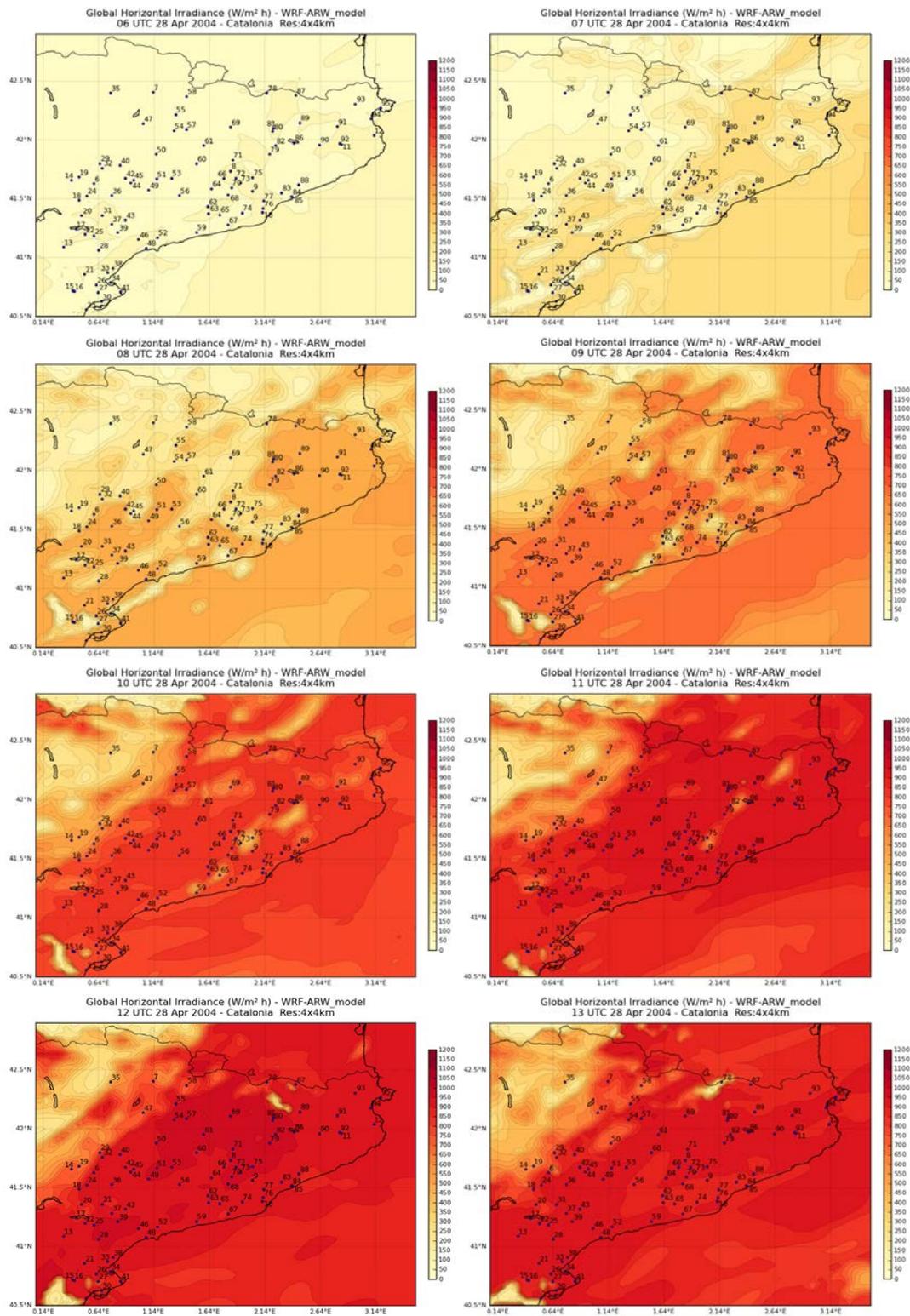


Figura C.1: Interpolación espacial de la GHI simulada (6:00h a 13:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña. La numeración de los puntos azules de las 90 estaciones radiométricas se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

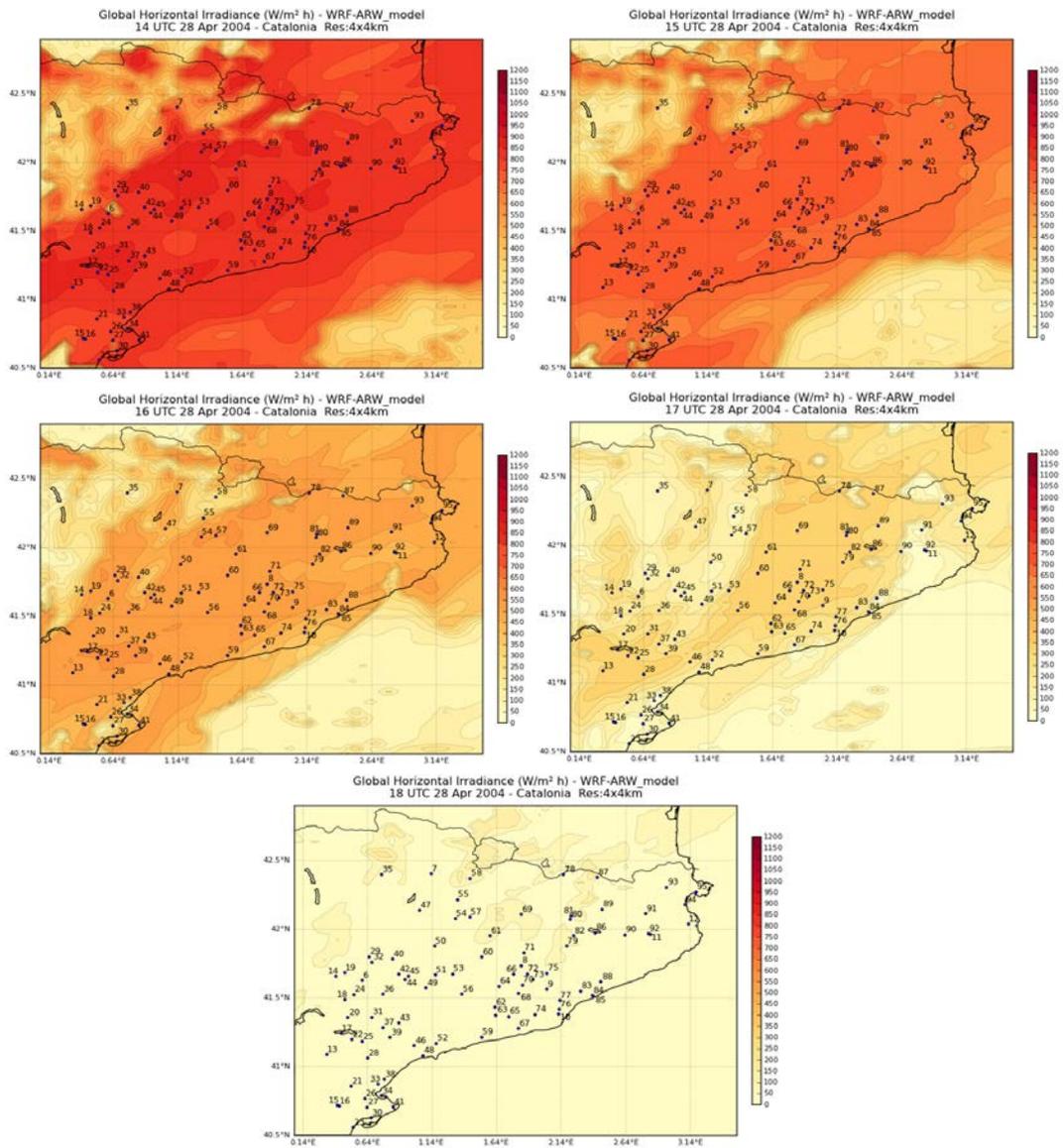


Figura C.2: Interpolación espacial de la GHI simulada (14:00h a 18:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña. La numeración de los puntos azules de las 90 estaciones radiométricas se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

C. MAPAS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LA GHI SIMULADA, GHI CORREGIDA, DNI ESTIMADA Y HORAS DE SOL PARA EL 28 DE ABRIL DEL 2004 EN CATALUÑA

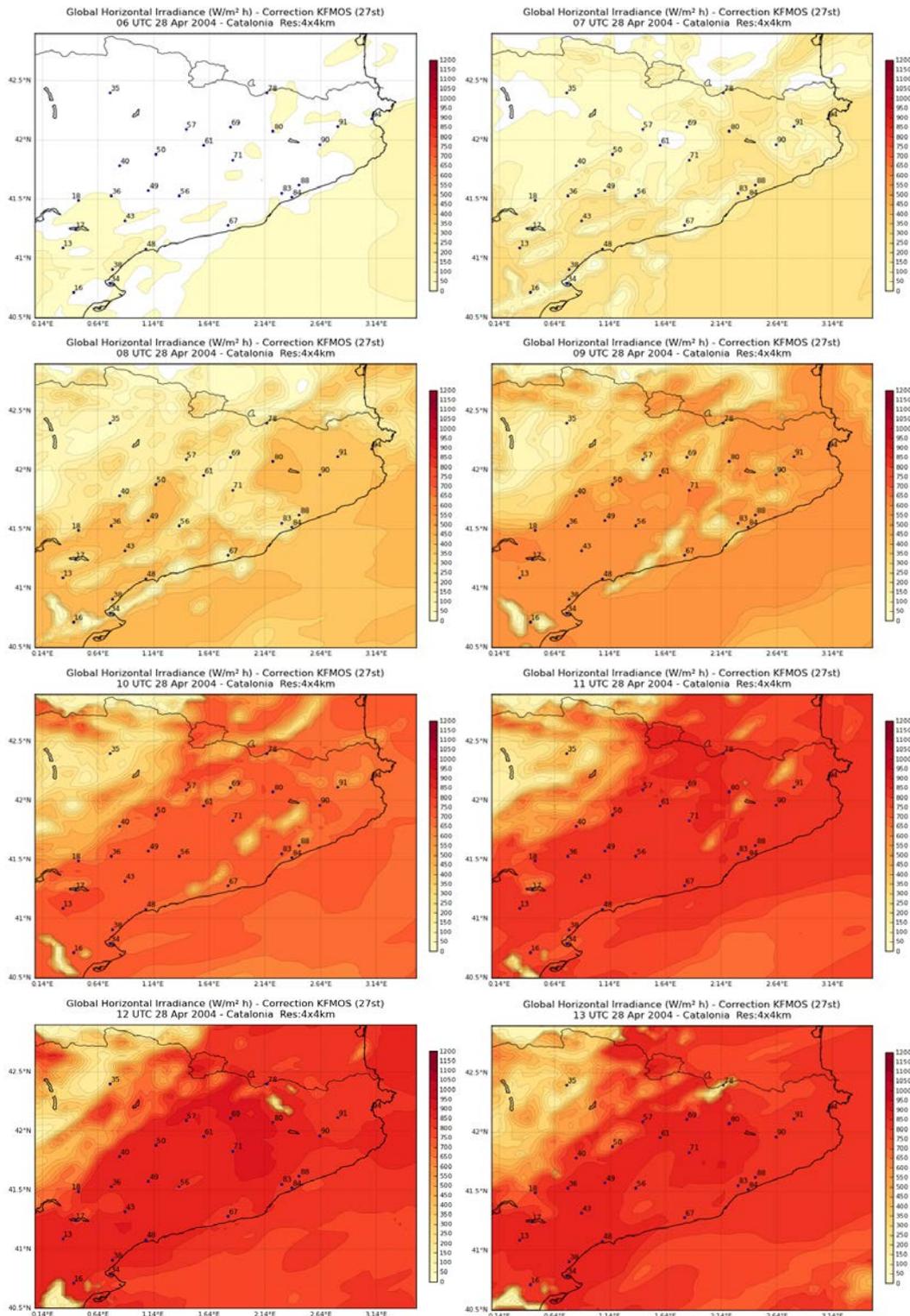


Figura C.3: Interpolación espacial de la GHI corregida (6:00h a 13:00h) con el 30% de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004. La interpolación se realiza con 27 de las 90 estaciones radiométricas utilizadas en el estudio. La numeración de los puntos azules de las estaciones se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

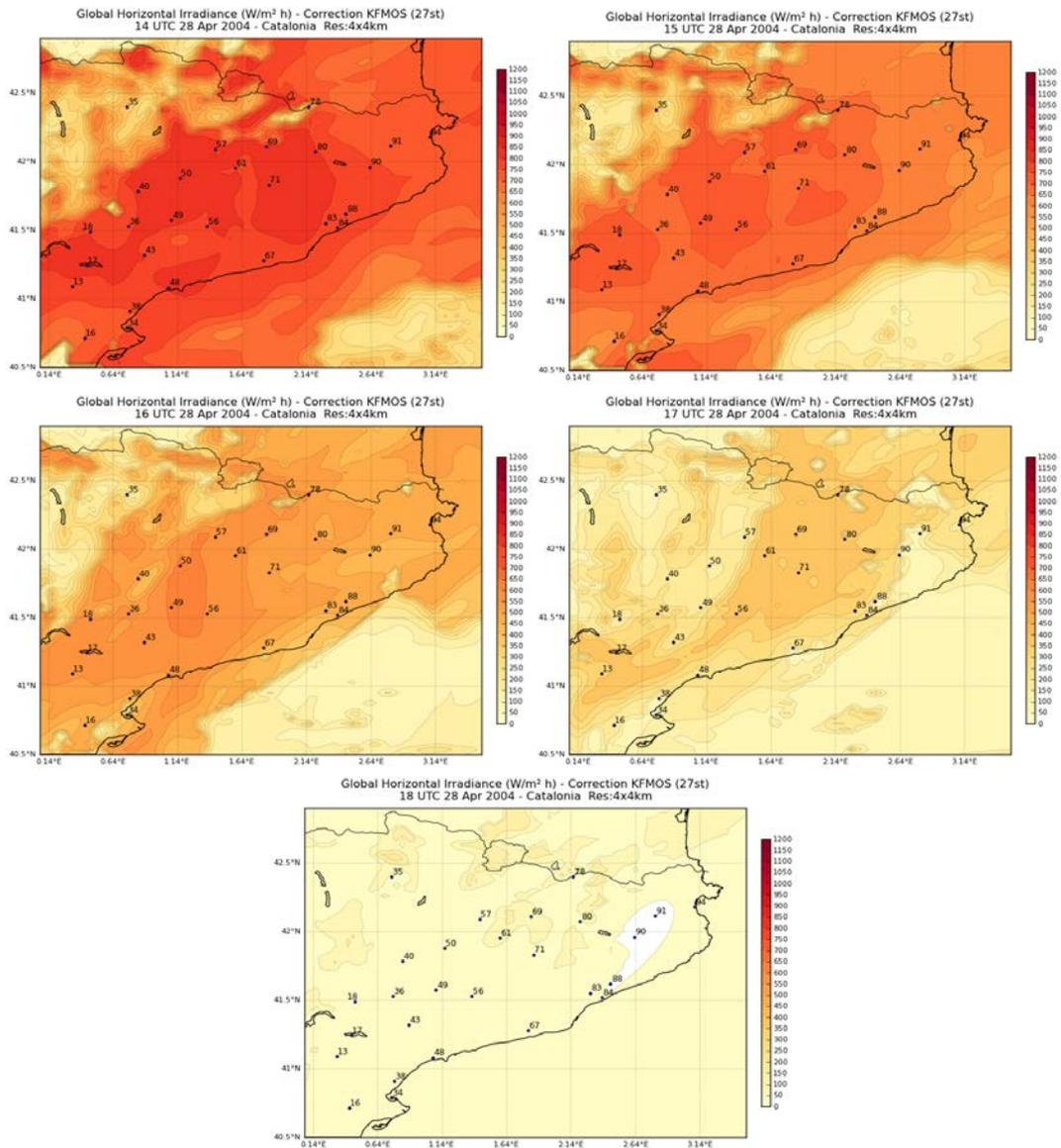


Figura C.4: Interpolación espacial de la GHI corregida (14:00h a 18:00h) con el 30% de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004. La interpolación se realiza con 27 de las 90 estaciones radiométricas utilizadas en el estudio. La numeración de los puntos azules de las estaciones se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

C. MAPAS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LA GHI SIMULADA, GHI CORREGIDA, DNI ESTIMADA Y HORAS DE SOL PARA EL 28 DE ABRIL DEL 2004 EN CATALUÑA

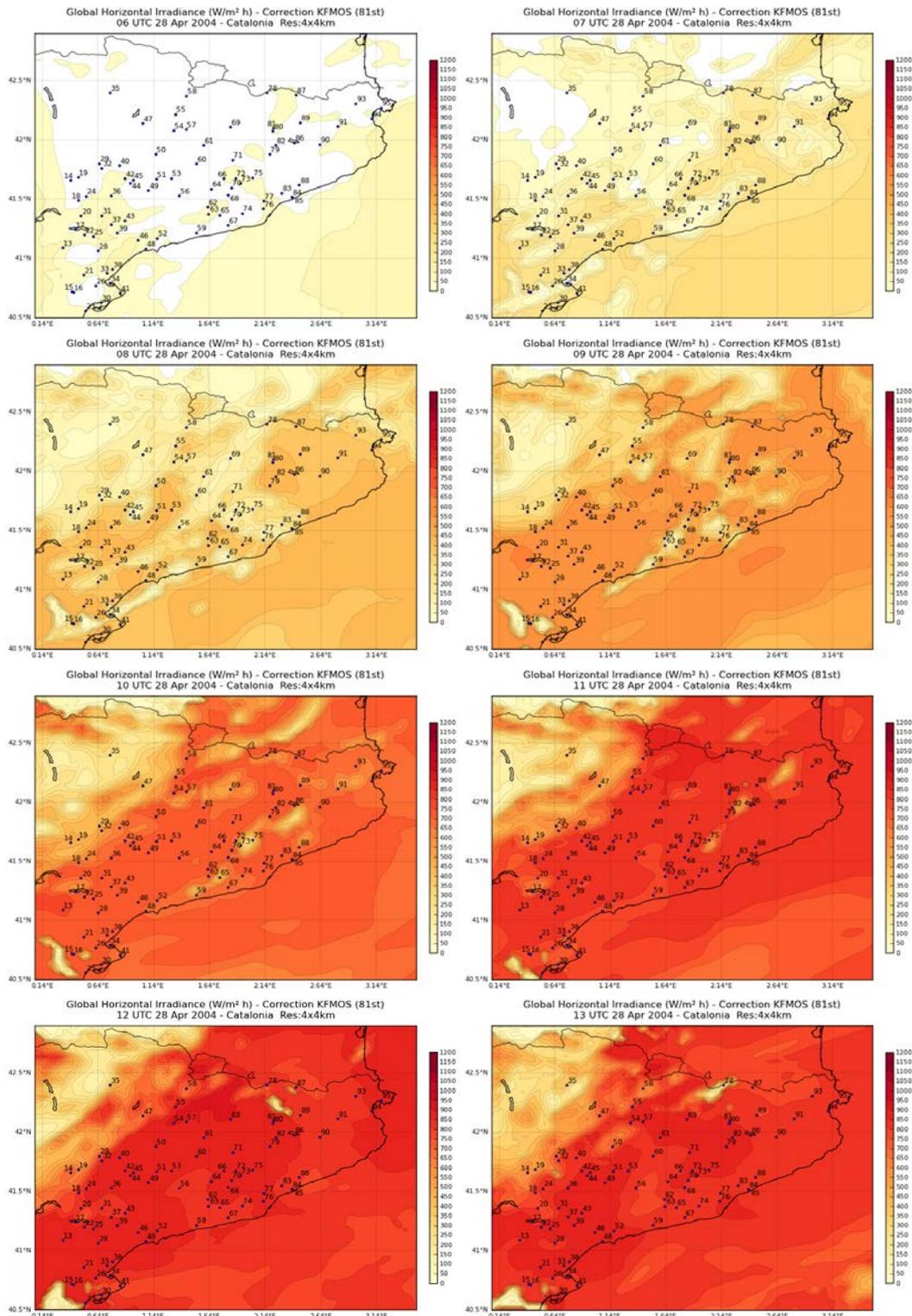


Figura C.5: Interpolación espacial de la GHI corregida (6:00h a 13:00h) con el 90% de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004. La interpolación se realiza con 81 de las 90 estaciones radiométricas utilizadas en el estudio. La numeración de los puntos azules de las estaciones se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

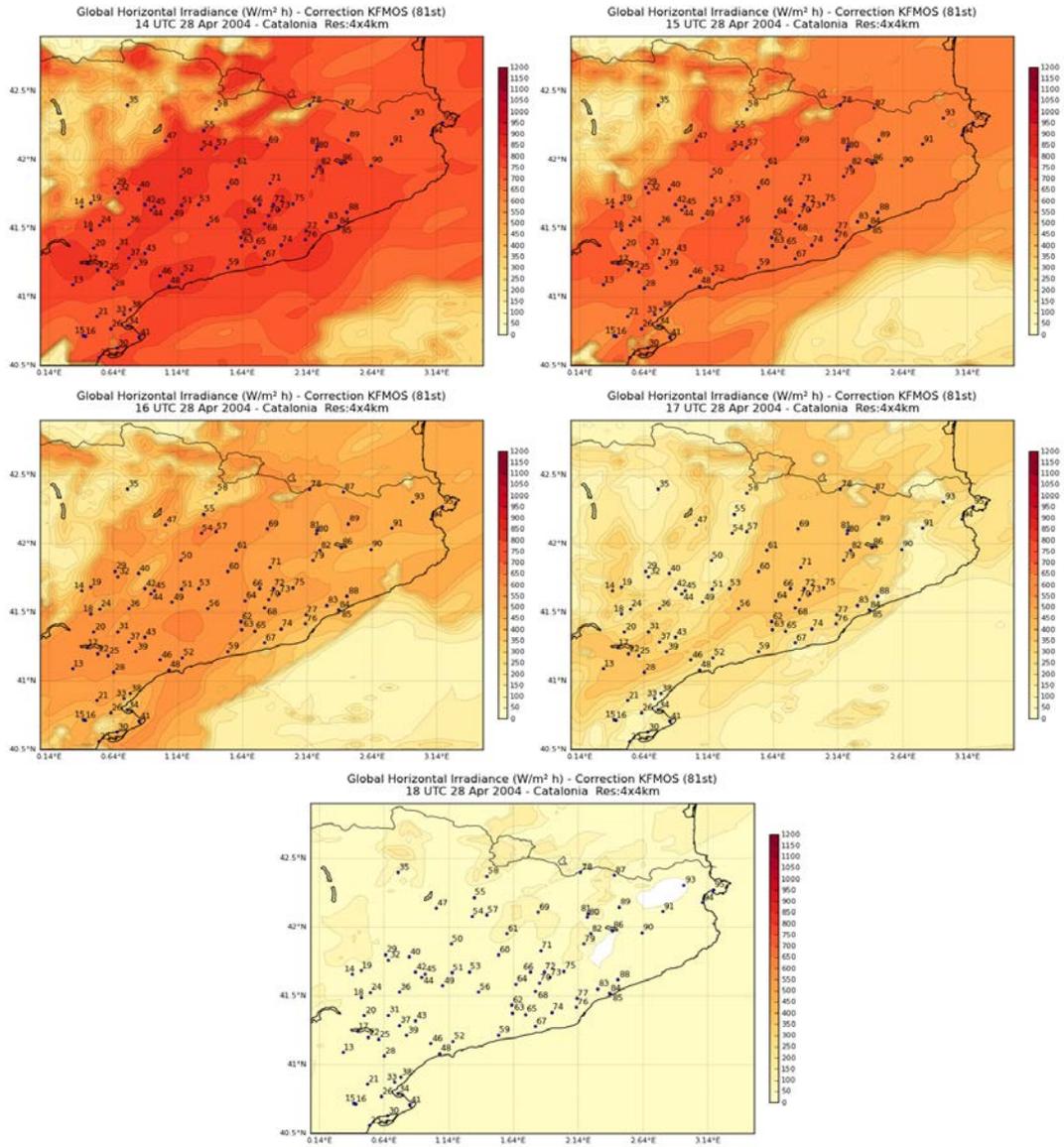


Figura C.6: Interpolación espacial de la GHI corregida (14:00h a 18:00h) con el 90% de las estaciones radiométricas para el día 28 de abril del 2004. La interpolación se realiza con 81 de las 90 estaciones radiométricas utilizadas en el estudio. La numeración de los puntos azules de las estaciones se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

C. MAPAS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LA GHI SIMULADA, GHI CORREGIDA, DNI ESTIMADA Y HORAS DE SOL PARA EL 28 DE ABRIL DEL 2004 EN CATALUÑA

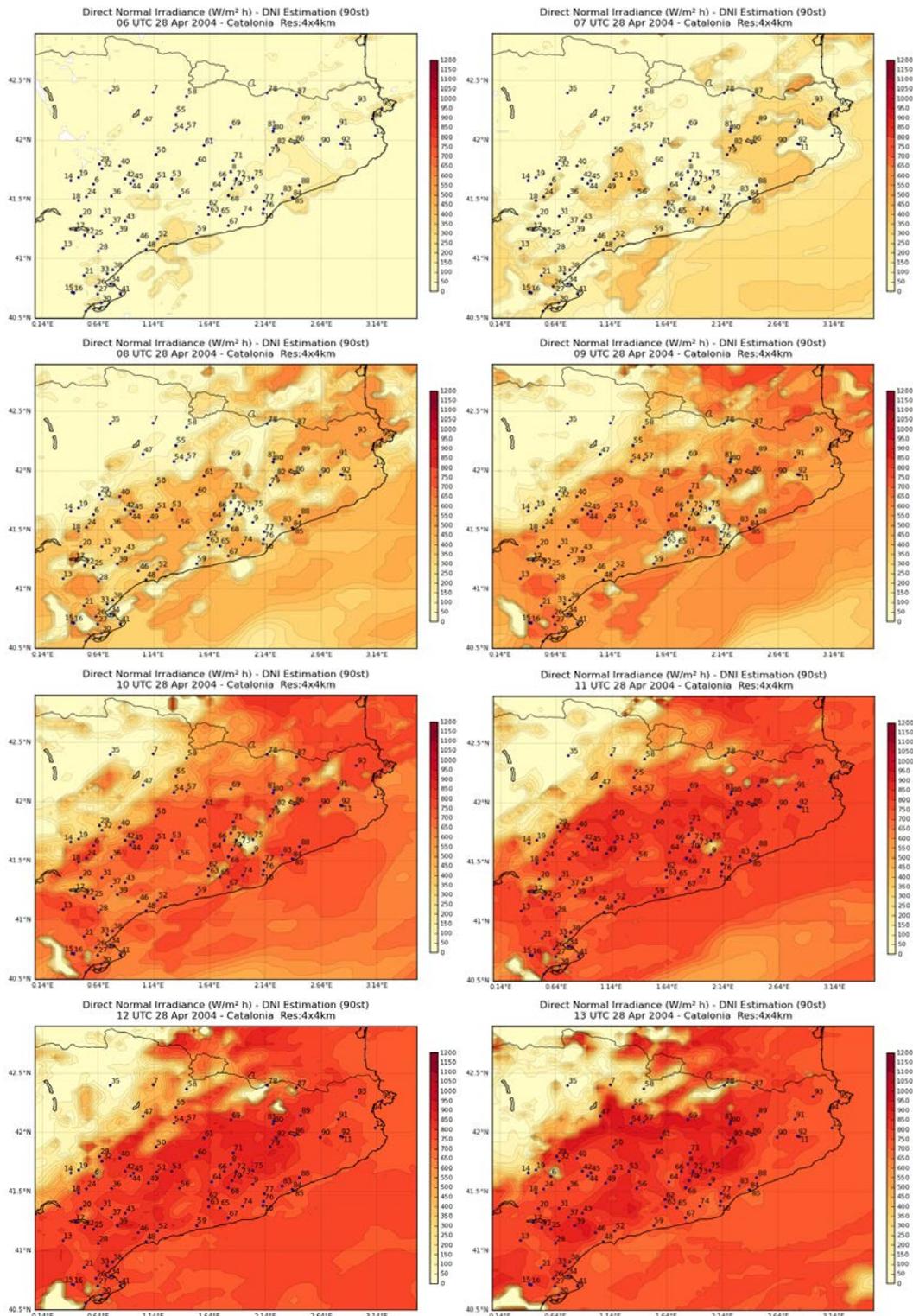


Figura C.7: Interpolación espacial de la DNI estimada (6:00h a 13:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña. La numeración de los puntos azules de las 90 estaciones radiométricas se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

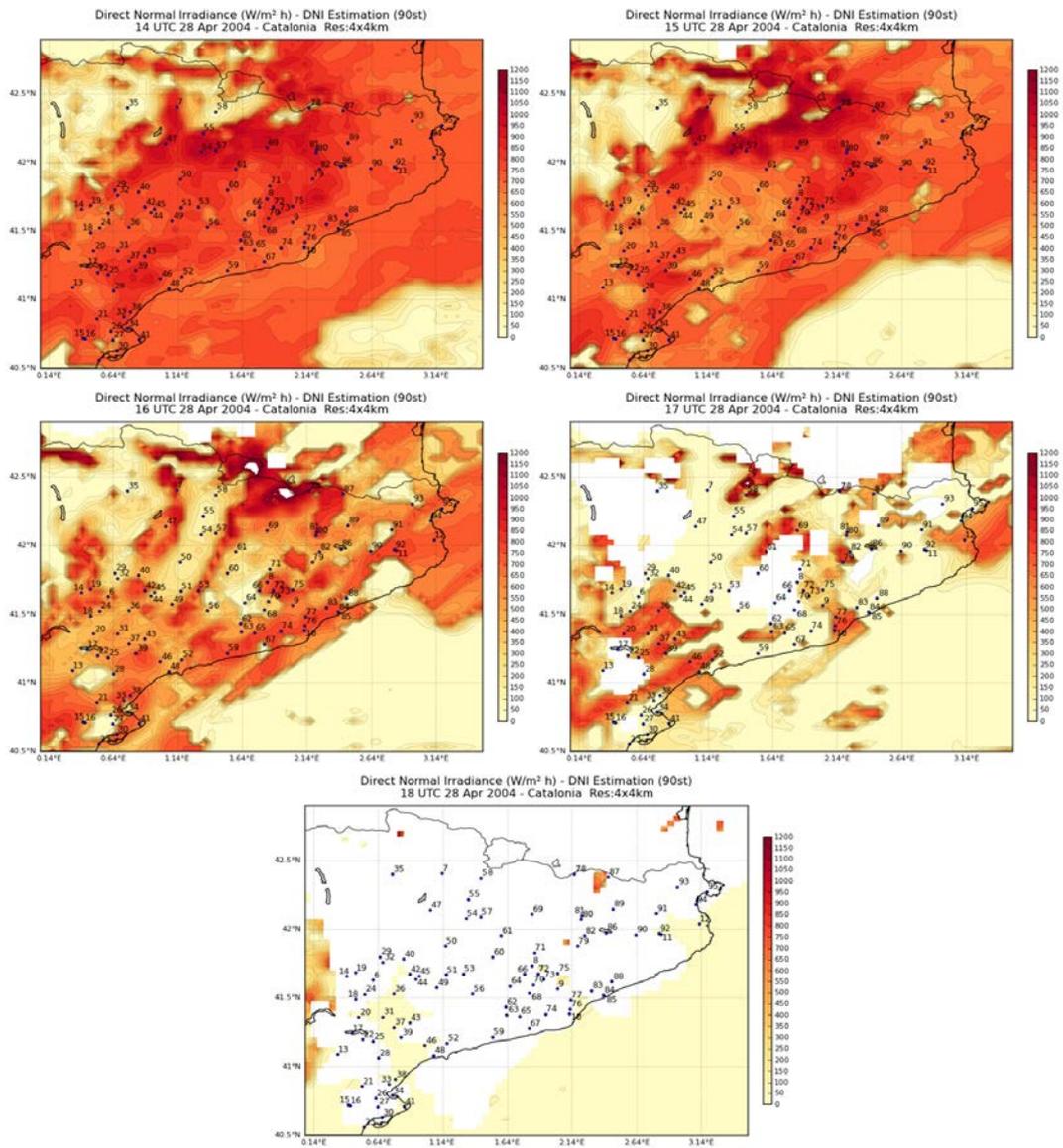


Figura C.8: Interpolación espacial de la DNI estimada (14:00h a 18:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña. La numeración de los puntos azules de las 90 estaciones radiométricas se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

C. MAPAS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LA GHI SIMULADA, GHI CORREGIDA, DNI ESTIMADA Y HORAS DE SOL PARA EL 28 DE ABRIL DEL 2004 EN CATALUÑA

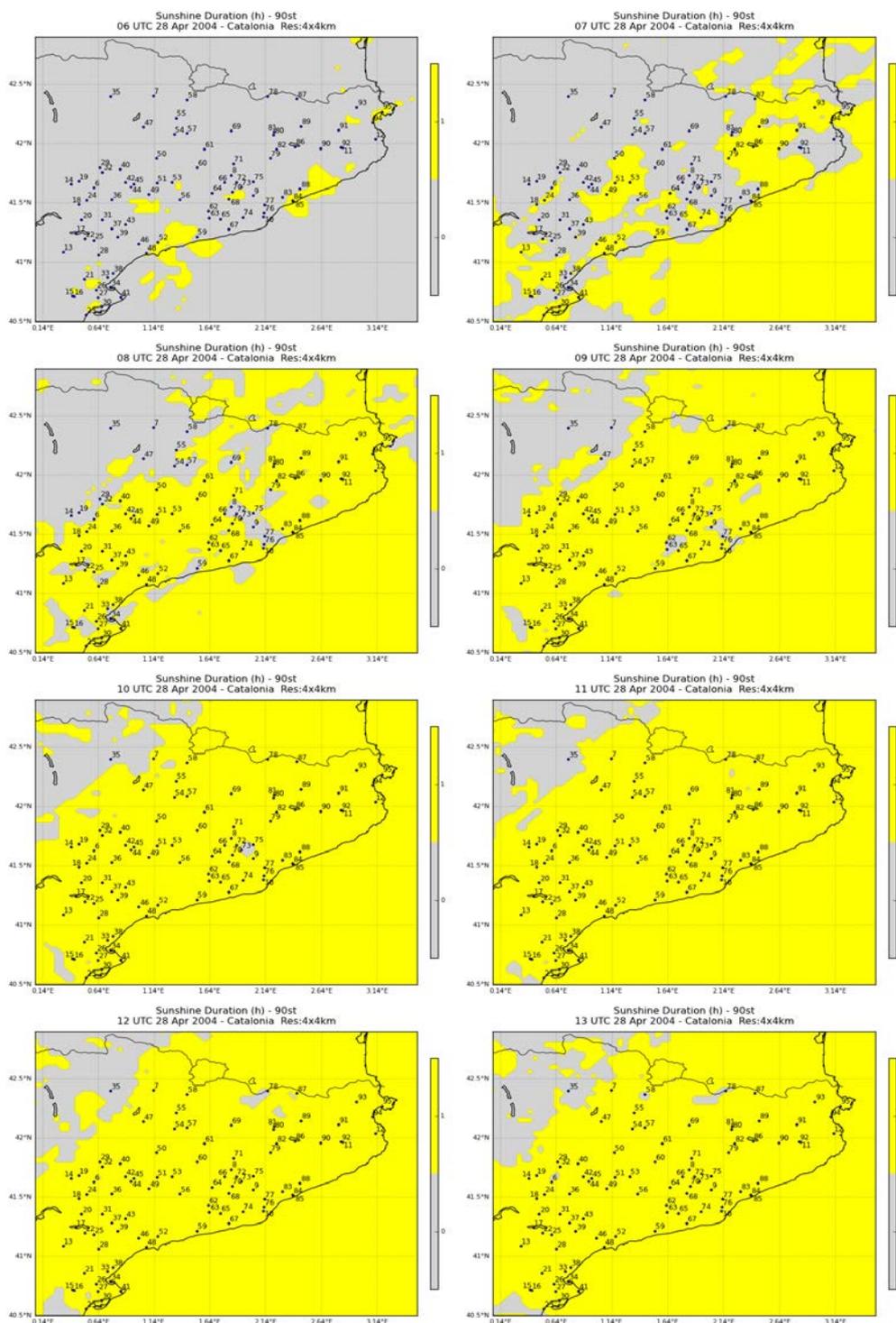


Figura C.9: Interpolación espacial de las horas de Sol estimadas (6:00h a 13:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña. La contabilización de las horas de Sol se realiza en función de la DNI estimada. El color gris indica ausencia de horas de Sol ($DNI < 120W \cdot m^{-2}$) y el color amarillo corresponde a una hora de Sol ($DNI > 120W \cdot m^{-2}$). Las áreas blancas corresponden a una ausencia de estimación de la DNI. La numeración de los puntos azules de las 90 estaciones radiométricas se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

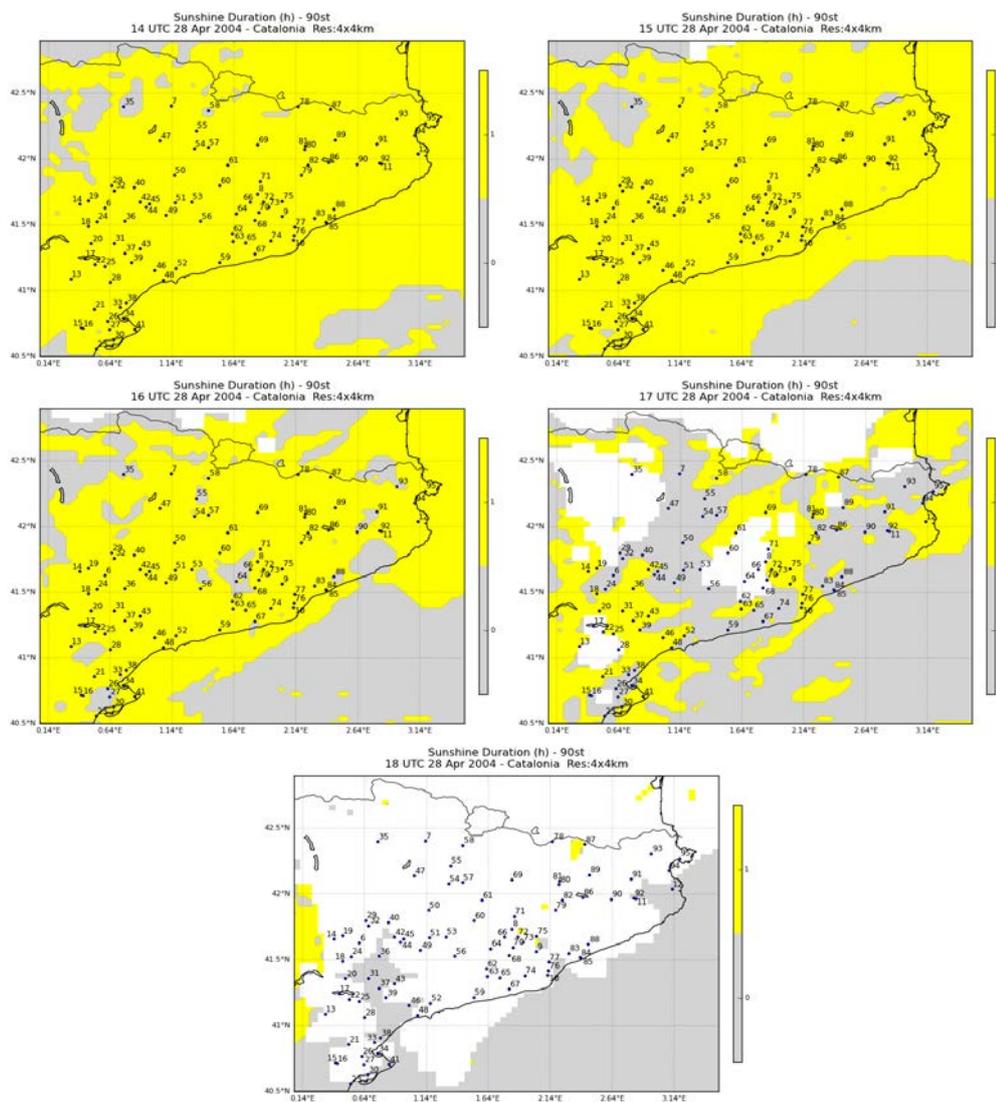


Figura C.10: Interpolación espacial de las horas de Sol estimadas (14:00h a 18:00h) para el día 28 de abril del 2004 en Cataluña. La contabilización de las horas de Sol se realiza en función de la DNI estimada. El color gris indica ausencia de horas de Sol ($DNI < 120W \cdot m^{-2}$) y el color amarillo corresponde a una hora de Sol ($DNI > 120W \cdot m^{-2}$). Las áreas blancas corresponden a una ausencia de estimación de la DNI. La numeración de los puntos azules de las 90 estaciones radiométricas se relaciona con la tabla B.2 (apéndice B).

**C. MAPAS DE INTERPOLACIÓN ESPACIAL DE LA GHI SIMULADA,
GHI CORREGIDA, DNI ESTIMADA Y HORAS DE SOL PARA EL 28
DE ABRIL DEL 2004 EN CATALUÑA**

Apéndice D

Metodología para la detección de nubes en imágenes de satélite

D. METODOLOGÍA PARA LA DETECCIÓN DE NUBES EN IMÁGENES DE SATÉLITE

Tabla D.1: Parámetros utilizados para la detección de nubes a través de imágenes para el canal visible e infrarrojo del satélite Meteosat (Schietecat, 1984; BELSPO, 2012).

TIPO DE IMAGEN		METODOLOGÍA PARA LA DETECCIÓN DE NUBES		
	Definición	Nubes Cumuloniformes (ver figura D.1)	Nubes Estratiformes (ver figura D.1)	Nubes Cirriformes (ver figura D.1)
VISIBLE (VIS) en blanco y negro (p.e. figura D.2)	La determinación de la estructura nubosa depende de las propiedades de reflexión de la luz solar sobre las nubes. La distribución del tamaño de las partículas, el espesor, la composición (hielo o agua), y la naturaleza o comportamiento de la parte superior de las nubes, permiten determinar el brillo relativo de las mismas en una imagen de satélite. Las <i>areas oscuras</i> representan los océanos, ríos y mares no congelados, las <i>areas de color gris oscuro</i> se asocian a la topografía y la cobertura vegetal, las <i>areas de color gris claro</i> a nubes de baja densidad y pequeños grupos de nubes dispersas, las <i>areas blancas</i> a nubes de altitud baja y media, y las <i>areas de color blanco brillante</i> a nubes de alta densidad y gran estructura vertical.	<p>✓ <i>Cumulonimbus</i> ($>2 km$): nubes de alta reflectividad con bordes afilados y en frecuencia agrupadas. Este tipo de nubes ofrecen información sobre la inestabilidad de las capas de aire y son capaces de ocasionar precipitaciones.</p> <p>✓ <i>Stratocumulus</i> ($< 2km$): nubes que varían desde el color blanco en el centro de la nube hasta el gris claro en los bordes. La estructura de nubes de este tipo es formada por células cerradas con una forma hexagonal dispuestas en forma de panel.</p> <p>✓ <i>Other formations nubesas</i>: las grandes formaciones de nubes de tipo <i>Alto cumulus</i> ($2-7 km$) varían su aspecto de gris a blanco en función de la densidad de la masa nubosa y la posición del Sol. Las <i>nieblas</i> producidas en bajas altitudes, varían su aspecto de gris a blanco dependiendo del espesor de la capa. Las nieblas se presentan en zonas de relieve irregular y reflejan las formaciones orográficas.</p>	<p>✓ <i>Altostratus</i> ($2-7 km$): nubes con apariencia notecada e irregular debido a la variabilidad en el espesor ocasionada por la convección. Las capas delgadas de <i>altostratus</i> son de color gris; si no hay cobertura de nubes subyacentes. Por el contrario, las capas más densas son de color blanco brillante.</p> <p>✓ <i>Nimbostratus</i> ($< 2km$): nubes de color blanco brillante con manchas blancas que producen estructuras lineales debido a la baja ubicación del Sol.</p> <p>✓ <i>Stratus</i> ($< 2km$): nubes uniformemente blancas o grises con bordes delimitados. Las nubes de baja altitud generalmente sugieren formas topográficas como las costas, cordilleras y valles.</p>	<p>✓ <i>Cirrostratus</i> ($7-12 km$): son formaciones de apariencia uniforme que se distinguen por un tono gris claro para las capas delgadas y un tono blanco para las capas más densas.</p> <p>✓ <i>Other formations nubesas</i>:</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ <i>Cirrus fibratus</i>: nubes de baja densidad (menor a 50%) y que varían de gris a gris claro. ■ <i>Cirrus spissatus</i>: nubes densas reconocibles por tonos que varían de gris claro a blanco. ■ <i>Cirrus densatus</i>: nubes de formación alargada en forma de pluma que presentan un color blanco brillante por encima de los <i>Cumulonimbus</i>.
INFRARROJO (IR) en blanco y negro (p.e. figura D.3)	Las imágenes infrarrojas de los radiómetros de los satélites, permiten diferenciar las nubes, la tierra y el agua a partir de la radiación térmica emitida. Es decir, las zonas representadas por un color oscuro emiten radiación mientras que las zonas claras pertenecen a las superficies que se encuentran a una menor temperatura. Durante el día las <i>areas oscuras</i> representan la superficie caliente de la tierra, las <i>areas grises</i> muestran la presencia de agua y nubes de baja altitud, y las <i>areas de color blanco brillante</i> indican nubes más frías localizadas en la troposfera media y alta. En la noche las <i>areas oscuras</i> representan la superficie del agua, las <i>areas grises</i> muestran la superficie de la tierra y las nubes de altitud baja, y las <i>areas de color blanco brillante</i> indican nubes frías en altitudes medias y altas.	<p>✓ <i>Stratocumulus</i> ($< 2km$): color gris con manchas de color gris oscuro.</p> <p>✓ <i>Cumulus</i> ($< 2km$): presentan un patrón irregular de la variabilidad entre puntos brillantes y oscuros. Por un lado, hay un alto diferencial de temperatura entre la superficie de la tierra y la parte superior de las nubes <i>cumulus congestus</i>. Por otro lado, el reconocimiento visual de los <i>Cumulus</i> es poco claro debido al bajo diferencial de temperaturas en este tipo de nubes.</p> <p>✓ <i>Other formations nubesas</i>: las grandes formaciones de nubes de tipo <i>Alto cumulus</i> ($2-7 km$) varían su aspecto de gris a blanco en función de la densidad de la masa nubosa y la posición del Sol. Las capas de <i>nieblas</i> producidas en bajas altitudes no se distinguen en este tipo de imágenes debido al bajo diferencial de temperatura producido entre la superficie de la tierra y la parte superior de la formación nubosa. Sin embargo, cuando se produce una inversión térmica superficial (generalmente en la noche) la temperatura de la parte superior de la niebla es mayor a la capa nubosa adyacente. Por lo tanto, la capa de niebla muestra un color más oscuro.</p>	<p>✓ <i>Altostratus</i> ($2-7 km$): nubes con bordes poco definidos de color gris claro</p> <p>✓ <i>Nimbostratus</i> ($< 2km$): nubes de color blanco uniforme relacionadas con movimientos de frentes meteorológicos y capaces de ocasionar precipitaciones.</p> <p>✓ <i>Stratus</i> ($< 2km$): nubes de color gris uniformemente distribuido que varía en función de la latitud y la hora del día</p>	<p>✓ <i>Cirrostratus</i> ($7-12 km$): son formaciones de apariencia uniforme que se distinguen por un tono gris claro para las capas delgadas y un tono blanco para las capas más densas. En imágenes infrarrojas, los <i>Cirrostratus</i> de capas finas son poco distinguibles debido a la baja concentración de cristales de hielo.</p> <p>✓ <i>Other formations nubesas</i>:</p> <ul style="list-style-type: none"> ■ <i>Cirrus fibratus</i>: nubes de baja densidad (menor a 50%) de estructura poco reconocibles que varían de gris a gris claro. ■ <i>Cirrus spissatus</i>: nubes densas reconocibles por un color blanco en el centro de la formación nubosa que varía a gris hacia los extremos. ■ <i>Cirrus densatus</i>: nubes de formación alargada en forma de pluma que presentan un color blanco brillante por encima de los <i>Cumulonimbus</i>.

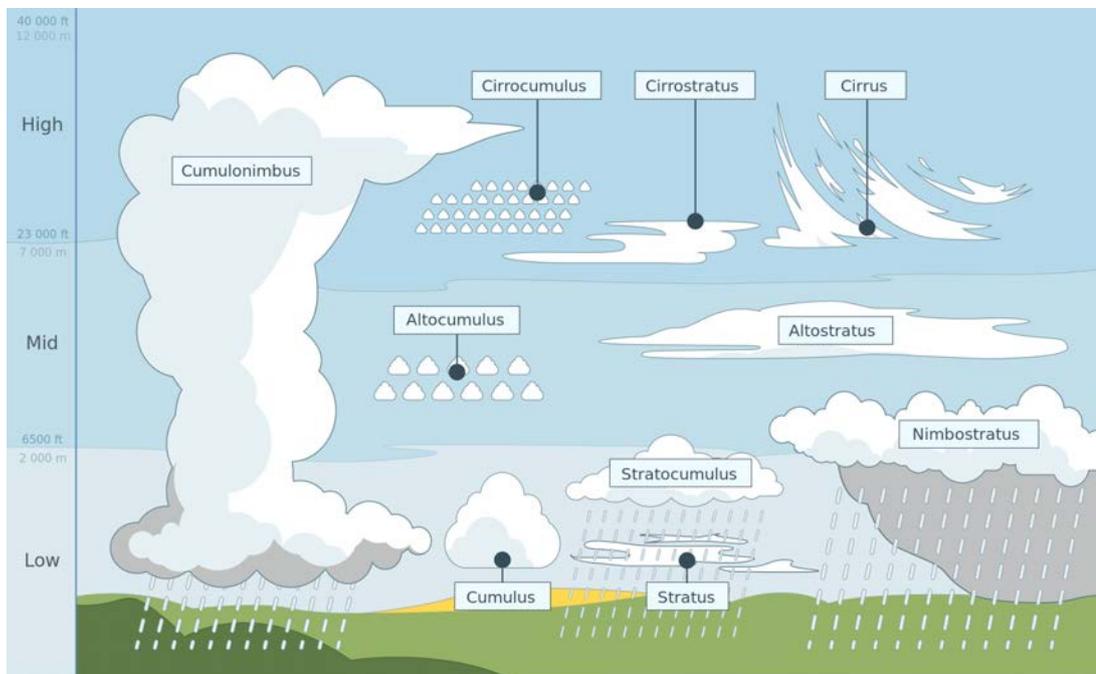


Figura D.1: Clasificación de los diferentes tipos de nubes en función de la distribución vertical. En relación a la metodología presentada en la tabla D.1, se pueden localizar las nubes *Cumuliformes*, *Estratiformes* y *Cirriformes* en función de la altitud. Las nubes *Cumuliformes* de tipo *Cumulonimbus* presentan un gran desarrollo vertical (2 - 12 km), mientras que los *Cumulus* y *Stratocumulus* se encuentran a baja altitud (< 2 km) y los *Altopumulus* se forman en una altitud media (2 - 7 km). Las nubes *Estratiformes* de tipo *Altopumulus* se encuentran en una altitud media (2 - 7 km), y las *Nimbostratus* y *Stratus* se encuentran a baja altitud (< 2 km). Finalmente, las nubes *Cirriformes* se encuentran en grandes altitudes (7 - 12 km), donde destacan los *Cirrus*, los *Cirrostratus* y los *Cirrocumulus*.

D. METODOLOGÍA PARA LA DETECCIÓN DE NUBES EN IMÁGENES DE SATÉLITE

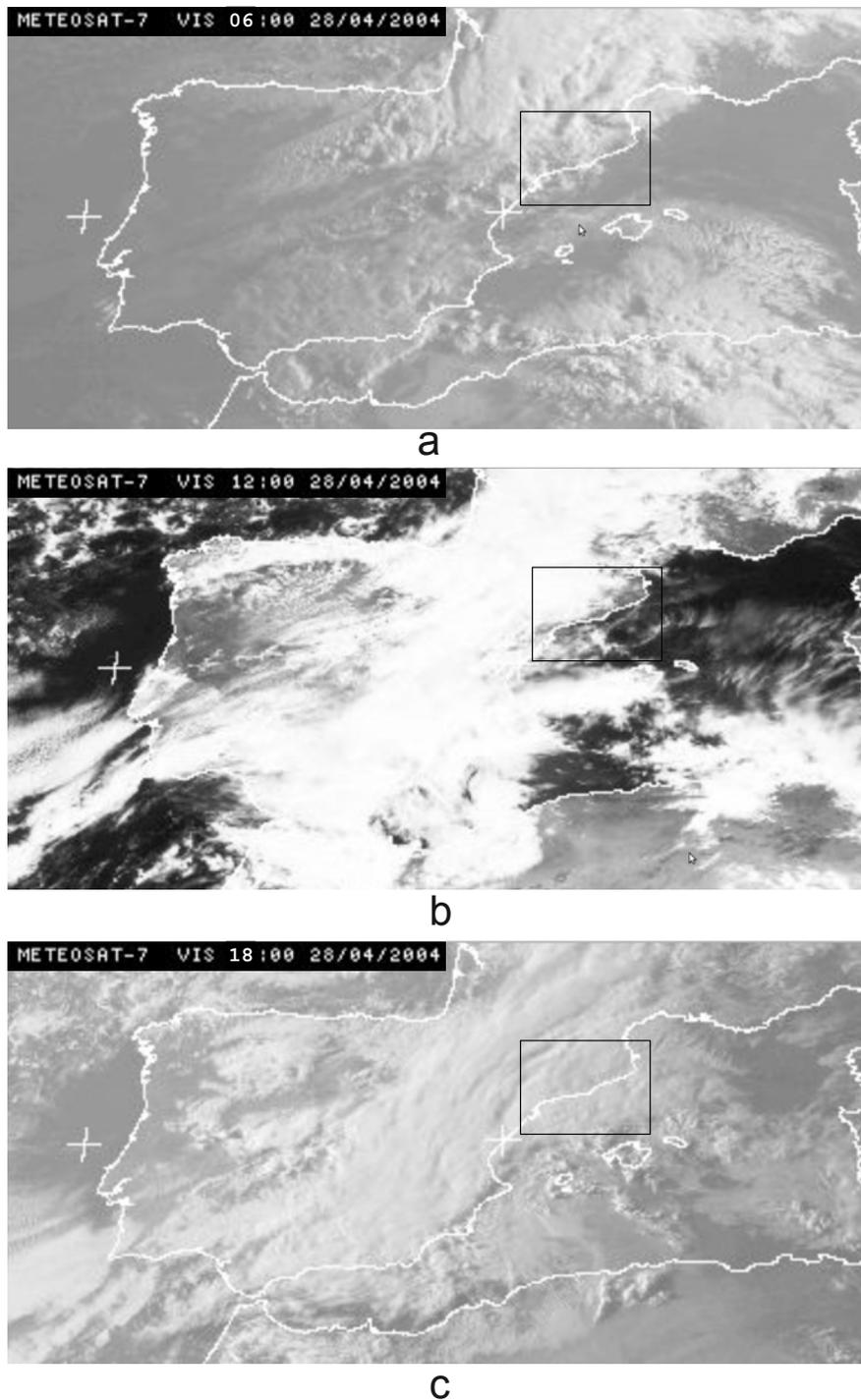
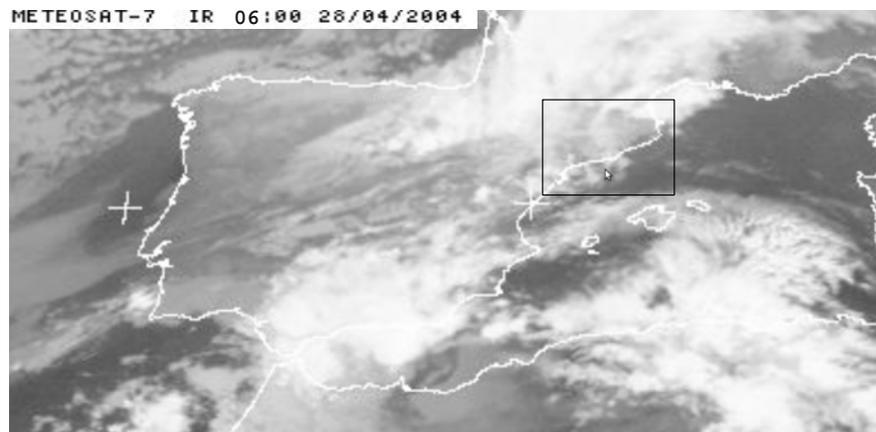
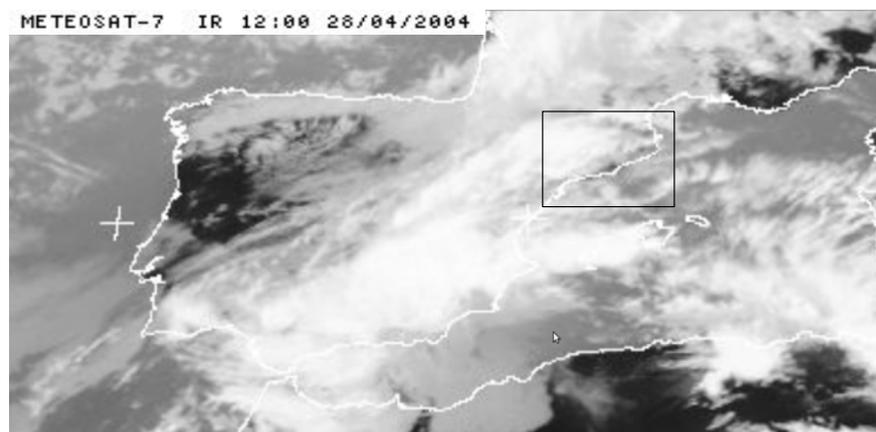


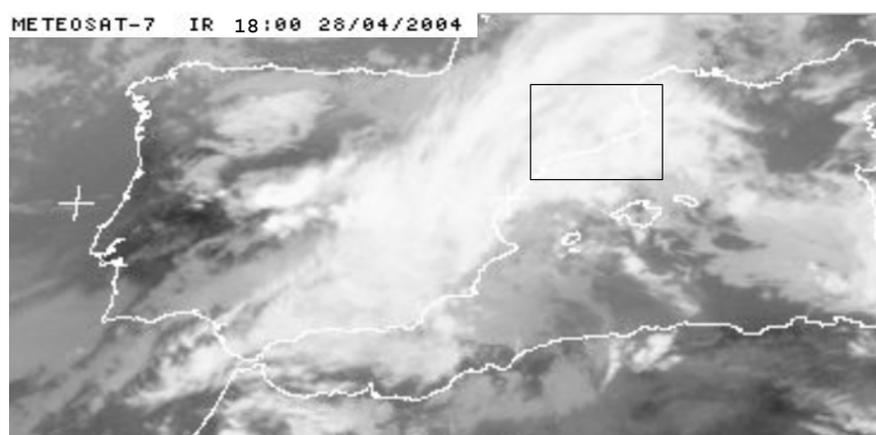
Figura D.2: Imágenes de la península Ibérica para la observación de la nubosidad a partir del canal visible del satélite Meteosat a las a) 06:00h, b) 12:00h y c) 18:00h del día 28 de abril del 2004. En el recuadro negro se indica la nubosidad en la zona geográfica de Cataluña utilizada para analizar la interpolación espacial (ver apéndice C). La metodología utilizada para la detección de la nubosidad en imágenes de satélite se presenta en la tabla D.1. Las imágenes del radiómetro VISSR para el canal visible en el rango espectral (VIS $0.45 - 1\mu m$), proceden del *Dundee Satellite Receiving Station* (www.sat.dundee.ac.uk).



a



b



c

Figura D.3: Imágenes de la península Ibérica para la observación de la nubosidad a partir del canal infrarrojo térmico del satélite Meteosat a las a) 06:00h, b) 12:00h y c) 18:00h del día 28 de abril del 2004. En el recuadro negro se indica la nubosidad en la zona geográfica de Cataluña utilizada para analizar la interpolación espacial (ver apéndice C). La metodología utilizada para la detección de la nubosidad en imágenes de satélite se presenta en la tabla D.1. Las imágenes del radiómetro VISSR para el canal infrarrojo térmico en el rango espectral (IR $10.5 - 12.5\mu\text{m}$), proceden del *Dundee Satellite Receiving Station* (www.sat.dundee.ac.uk).

D. METODOLOGÍA PARA LA DETECCIÓN DE NUBES EN IMÁGENES DE SATÉLITE

Apéndice E

**Evolución horaria de las
observaciones de radiación solar
global y difusa de las estaciones
radiométricas ICAEN para los
días 6 y 7 de mayo del año 2009**

E. EVOLUCIÓN HORARIA DE LAS OBSERVACIONES DE RADIACIÓN SOLAR GLOBAL Y DIFUSA DE LAS ESTACIONES RADIOMÉTRICAS ICAEN PARA LOS DÍAS 6 Y 7 DE MAYO DEL AÑO 2009

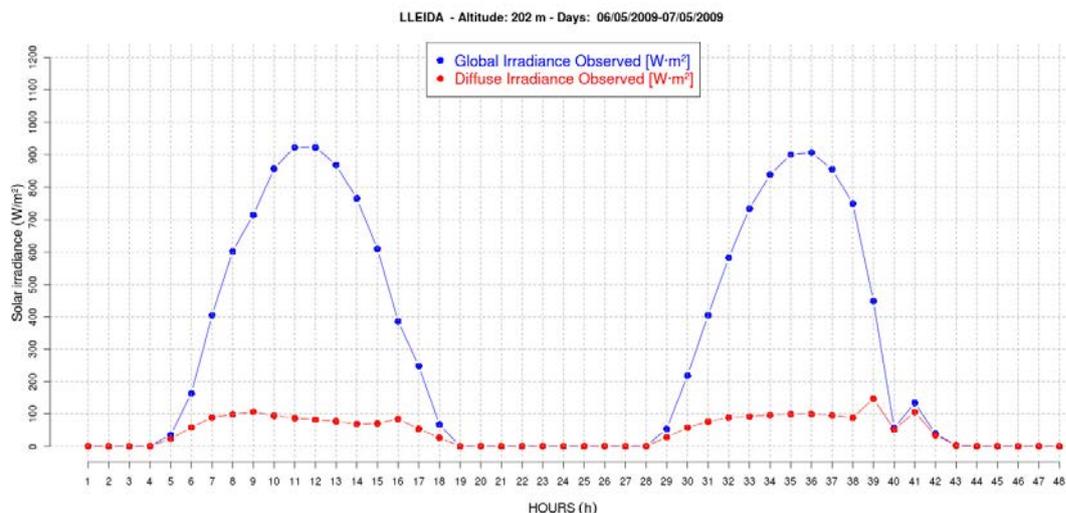


Figura E.1: Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Lleida del 6 y 7 de mayo del año 2009. La radiación global corresponde a la línea azul y la radiación difusa se indica mediante la línea roja.

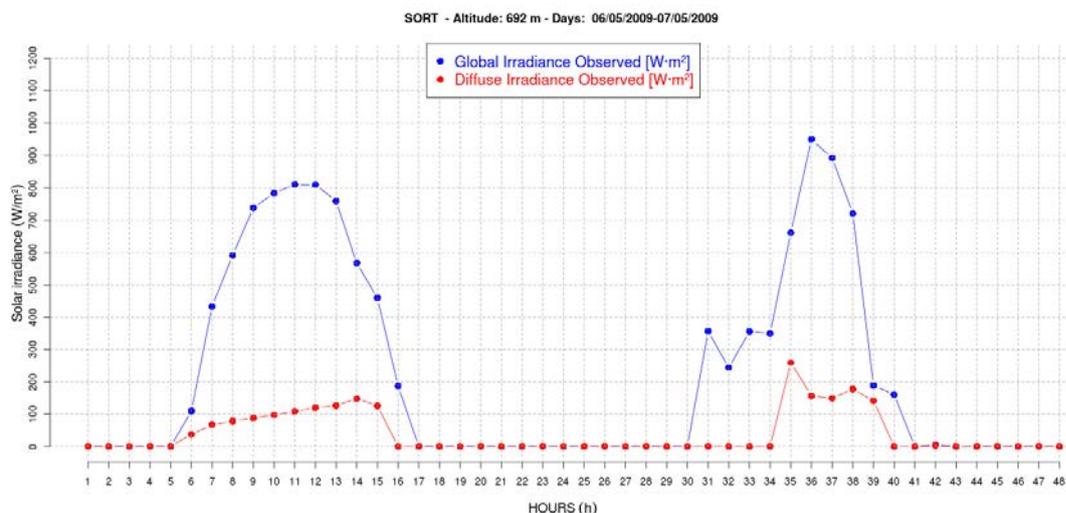


Figura E.2: Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Sort del 6 y 7 de mayo del año 2009. La radiación global corresponde a la línea azul y la radiación difusa se indica mediante la línea roja. Los valores de la radiación difusa iguales a cero que se observan en el segundo día (29 a 43h), corresponden a un cubrimiento insuficiente de la banda parasol sobre el sensor de medida. Dichas observaciones fueron eliminadas por la validación gráfica del tratamiento de calidad.

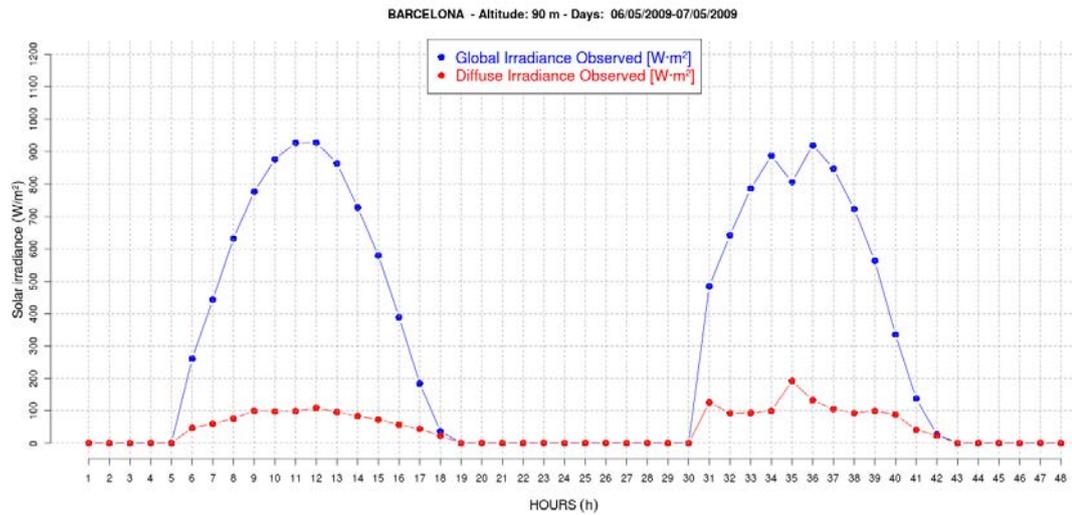


Figura E.3: Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Barcelona del 6 y 7 de mayo del año 2009. La radiación global corresponde a la línea azul y la radiación difusa se indica mediante la línea roja.

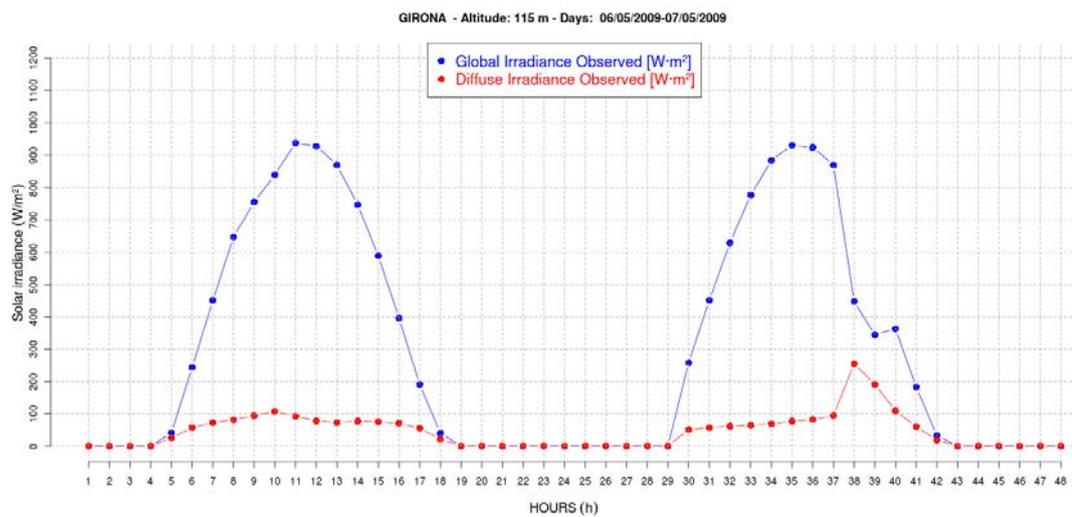


Figura E.4: Evolución horaria de las observaciones de radiación solar global y difusa de la estación radiométrica de Girona del 6 y 7 de mayo del año 2009. La radiación global corresponde a la línea azul y la radiación difusa se indica mediante la línea roja.

**E. EVOLUCIÓN HORARIA DE LAS OBSERVACIONES DE
RADIACIÓN SOLAR GLOBAL Y DIFUSA DE LAS ESTACIONES
RADIOMÉTRICAS ICAEN PARA LOS DÍAS 6 Y 7 DE MAYO DEL
AÑO 2009**

Bibliografía

- AEMET (2006). Agencia Estatal de Meteorología del Gobierno de España. Creada mediante Ley 28/2006 y adscrita al Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente a través de la Secretaría de Estado de Medio Ambiente. xxiv, xxiv, 63, 70, 89, 203, 205
- AEMET-IM (2011). *Atlas Climático Ibérico. Temperatura del Aire y Precipitación (1971-2000)*. Departamento de Producción de la Agencia Estatal de Meteorología de España (Área de Climatología y Aplicaciones Operativas) y por el Departamento de Meteorología e Clima, Instituto de Meteorología de Portugal (Divisão de Observação Meteorológica e Clima). xxiii, 61
- Alonso-Calvo, I., Pozo-Vázquez, D., Ruiz-Arias, J., Bosch, J., Luzón-Cuesta, R., y Tovar-Pescador, J. (2006). *Evaluación de los recursos solares en el sur de la península Ibérica utilizando el modelo MM5*. XXIX Jornadas científicas de la Asociación Meteorológica Española, Pamplona, España, 24-26 Abril. 42, 44
- Arakawa, A. y Schubert, W. (1974). Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(3):674–701. 38, 39
- Armstrong, M. (2000). Comparison of MM5 forecast shortwave radiation with data obtained from the atmospheric radiation measurement program. Master's thesis, Master of Science Scholarly Paper, University of Maryland, USA. 9, 40, 43, 106
- Arozarena, A., Del Bosque, I., Villa, G., y Porcuna, A. (2006). Mapa de Ocupación del Suelo en España. Corine Land Cover-Proyecto I&CLC2000. 59
- ASTM (2012). American Society for Testing and Materials. xxi, 195
- Baldasano, J. M., Calbó, J., Santabàrbara, J., Esteve, J., y Margarit, J. (1996). *Atlas de Radiació Solar a Catalunya*. Institut Català d'Energia, Barcelona. 12, 13

BIBLIOGRAFÍA

- Baldasano, J. M., Clar, J., y Berna, A. (1988). Fourier analysis of daily solar radiation data in Spain. *Solar Energy*, 41(4):327–333. 13
- Baldasano, J. M., Cremades, L., Mitjà, A., y Esteve, J. (1992). *Atlas de Radiació Solar a Catalunya (Volum 1. Dades Preliminars)*. Institut Català d’Energia, Barcelona. 12, 13
- Baldasano, J. M., Flores, H., y Vera, N. (2003). *Atlas de Radiación Solar de las Islas Baleares - Mediante imágenes de Satélite*. Universidad Politécnica de Cataluña - Laboratorio de Modelización Ambiental y Govern de les Illes Balears-Conselleria d’Innovació i Energia., Barcelona, España. 13
- Baldasano, J. M., Jorba, O., y López, E. (2004). *Atlas de radiació solar a Catalunya 1971-2002*, volume Updating the published version of the Atlas de radiació solar a Catalunya. Edició 2000. Laboratori Modelització Ambiental - Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Espanya. 12, 13
- Baldasano, J. M., Jorba, O., Rincón, A., y López, E. (2006). *Versió preliminar del Atlas de radiació solar a Catalunya 1971-2005*, volume Actualització de la versió del Atlas de radiació solar a Catalunya, Edició 2000. Laboratori de Modelització Ambiental, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Espanya. XVIII, 12, 13, 69, 70, 75, 96, 113
- Baldasano, J. M., Soriano, C., y Flores, H. (2001). *Atlas de radiació solar a Catalunya*. Institut Català d’Energia, Barcelona, Espanya. 12, 13
- Baum, M. (2007). *When nature strikes: weather disasters and the law*. Greenwood Publishing Group. 47
- BELSPO (2012). Web site of *EOEdu Observing our planet* of Belgian Science Policy Office (BELSPO). <http://eoeu.belspo.be>. XXIV, 224
- Benincasa, F. y Terradellas, E. (2012). MapGenerator: a toolbox to process and visualize air quality datasets. In *EuroSciPy, Annual European Conference for Scientists using Python*. Université Libre de Bruxelles, 23-27 August 2012. 164
- Berk, A., Bernstein, L., Anderson, G., Acharya, P., Robertson, D., Chetwynd, J., y Adler-Golden, S. (1998). MODTRAN cloud and multiple scattering upgrades with application to AVIRIS. *Remote Sensing of Environment*, 65(3):367–375. 42

- Betts, A. y Miller, M. (1986). A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(473):693–709. 38
- Beyer, H., Polo, J., Suri, M., Torres, J., Lorenz, E., Muller, S., Hoyer-Klick, C., y Ineichen, P. (2009). Report on Benchmarking of Radiation Products. D 1.1.3 Report under Contract No. 038665 of Project MESoR. 86
- Bird, R. (1984). A simple, solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance. *Solar Energy*, 32(4):461–471. 30
- Bird, R. y Hulstrom, R. (1981). Simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. Technical report, Solar Energy Research Inst., Golden, CO (USA). 28, 30, 31, 78
- Bishop, C. (1995). *Neural networks for pattern recognition*. Oxford University Press, New York. 10, 15, 49, 51, 108, 116
- Black, T. (1994). The new NMC mesoscale Eta model: Description and forecast examples. *Weather and Forecasting*, 9(2):265–278. 37
- Bofinger, S. y Heilscher, G. (2004). Solar radiation forecast based on ECMWF and Model Output Statistics. Technical Report AO/1-4364/03/I-IW, EOEP-EOMD, ESA/ENVISOLAR. 48, 52, 53, 139, 141
- Boi, P. (2004). A Statistical Method for forecasting extreme daily temperatures using ECMWF 2-m temperatures and ground station measurements. *Meteorological Applications*, 11(3):245–251. 15, 50, 51, 108, 129, 141
- Bosch, J., López-Rodríguez, G., Batlles, F., y Tovar-Pescador, J. (2006). *Modelado de la radiación solar global horaria sobre superficie inclinada mediante redes neuronales artificiales*. XXIX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española, Pamplona, España. 49
- Bozic, S. (1979). *Digital and Kalman filtering: an introduction to discrete-time filtering and optimum linear estimation*. John Wiley & Sons. 50
- Breitkreuz, H. (2008). *Solare Strahlungsvorhersagen für energiewirtschaftliche Anwendungen: Der Einfluss von Aerosolen auf das solare Strahlungsangebot in Europa; 19 Tabellen. (Solar irradiance forecasts for energy applications-The influence of aerosols on solar irradiance)*. PhD thesis, Universität Würzburg. 54

BIBLIOGRAFÍA

- Breitkreuz, H., Schroedter-Homscheidt, M., Holzer-Popp, T., y Dech, S. (2009). Short-range direct and diffuse irradiance forecasts for solar energy applications based on aerosol chemical transport and numerical weather modeling. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(9):1766–1779. 10, 54
- Brunet, N., Verret, R., y Yacowar, N. (1988). An objective comparison of model output statistics and «perfect prog» systems in producing numerical weather element forecasts. *Weather and forecasting*, 3(4):273–283. 48
- Cacciamani, C. y Simone, C. (1992). Minimum temperature forecast at the regional meteorological service of the Emilia Romagna region (North Italy) by the application of the Kalman filter technique. *ECMWF Newsletters*, 60. 51
- Calbó, J. y Baldasano, J. (1995). PROMETEO: An hydrostatic mesoscale model applied to the simulation of land-sea breeze in the Barcelona area. *Environmental Software*, 10(3):139–155. 13
- Calbó, J. (1993). *Contribució al Desenvolupament d'un Model Numèric de Pronòstic Meteorològic de Mesoscala*. PhD thesis, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Espanya. 13
- Campbell (2001). User guide of CM6B & CM11 Pyranometer Sensors. Technical report, Campbell Scientific Ltd. 198
- Campbell (2005). Calculating sunshine hours from pyranometer/solarimeter data. Technical report, Campbell Scientific Ltd. 77
- Carter, G., Dallavalle, J., y Glahn, H. (1989). Statistical forecasts based on the National Meteorological Center's Numerical Weather Prediction system. *Weather and Forecasting*, 4(3):401–412. 48
- Casas, M. C. y Alarcón, M. (1999). *Meteorología y clima*. Edicions UPC. Universidad Politècnica de Catalunya, Barcelona, España. 8, 194
- Castro, M., Carpio, J., Guirado, R., Colmenar, A., y Dávila, L. (2004). *Energía Solar Fotovoltaica*. Ed. Protesta., Sevilla, España, 2^a edition. 3
- Cattani, D. (1994). Application d'un filtre de Kalman pour adapter les températures à 2 mètres fournies par le modèle ECMWF aux stations météorologiques de la Suisse. *Rapport de travail de l'ISM*, 175. 129

- CEC (2010). *National Electric Power Industry Statistics 2009 Express*. China Electricity Council, Beijing. xvii, 4
- CEM (2011). Clean Energy Ministerial (CEM2). 6–7 April 2011, Abu Dhabi, UAE. 4
- Chang, F., Li, Z., y Ackerman, S. (2000). Examining the relationship between cloud and radiation quantities derived from satellite observations and model calculations. *Journal of climate*, 13(21):3842–3859. 42
- Changsong, C., Shanxu, D., Tao, C., y Bangyin, L. (2011). Online 24-h solar power forecasting based on weather type classification using artificial neural network. *Solar Energy*, 85:2856–2870. 9
- Chen, C., Duan, S., Cai, T., y Liu, B. (2011). Online 24-h solar power forecasting based on weather type classification using artificial neural network. *Solar Energy*. 50
- Chen, F. y Dudhia, J. (2001). Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. *Monthly Weather Review*, 129(4):569–585. 86
- Chou, M. y Suarez, M. (1994). An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. *Climate and Radiation Branch. NASA/GSFC Technical Memory*, 104606(3):85. 37, 39
- Chou, S., Tanajura, C., Xue, Y., y Nobre, C. (2002). Validation of the coupled Eta/SSiB model over South America. *Journal of geophysical research*, 107(D20):8088. 42, 43
- CIEMAT (2008). *Curso de caracterización de la Radiación Solar como recurso energético*. Serie ponencias. Centro de Investigaciones Energéticas, Medioambientales y Tecnológicas. Ministerio de ciencia e innovación., Madrid, España. 26, 78, 151, 193
- Clavero, P., Martín Vide, J., y Raso, J. (1997). *Atles Climàtic de Catalunya*. Institut Cartogràfic de Catalunya i Departament de Medi Ambient de la Generalitat de Catalunya, Barcelona. xviii, 67, 69
- Conte, M., de Simone, C., y Finizo, C. (1980). Post-processing of numerical models: Forecasting the maximum temperature at Milano Linate. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, 40:247–265. 48
- Cooper, P. (1969). The absorption of radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12:333–346. 196

BIBLIOGRAFÍA

- Coronas, A. y Baldasano, J. M. (1984). Fourier analysis of meteorological data to obtain a typical annual time function. *Solar Energy*, 32(4):479–488. 12
- Costa, M. y Mazón, J. (2006). *Nubes y fenómenos meteorológicos. Clasificación e identificación*. Geoestel, S.A. 35, 40
- Cremades, L. y Baldasano, J. M. (1990). Análisis de los datos de irradiación solar global diaria para el mapa de cataluña. *Revista de Geofísica*, 46(2):137–146. 13
- Cressie, N. (1990). The origins of kriging. *Mathematical Geology*, 22(3):239–252. 16
- Delle Monache, L., Nipen, T., Deng, X., Zhou, Y., y Stull, R. (2006). Ozone ensemble forecasts: 2. A Kalman-filter predictor bias correction. *Journal of Geophysical Research*, 111(D05308). XIX, 51, 123, 124
- Delle Monache, L., Nipen, T., Liu, Y., Roux, G., y Stull, R. (2011). Kalman filter and analog schemes to Postprocess Numerical Weather Predictions. *Monthly Weather Review*, 139(11):3554–3570. 51
- Delle Monache, L., Wilczak, J., Mckeen, S., Grell, G., Pagowski, M., Peckham, S., Stull, R., J., M., y McQueen, J. (2008). A Kalman-filter bias correction method applied to deterministic, ensemble averaged, and probabilistic forecasts of surface ozone. *Tellus B*, 60(2):238–249. 51, 123, 124
- Dorvlo, A., Jervase, J., y Al-Lawati, A. (2002). Solar radiation estimation using artificial neural networks. *Applied Energy*, 71(4):307–319. 49
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20):3077–3107, doi:10.1175/1520-0469. 34, 35, 38, 39, 40, 41, 43, 44, 45, 47, 86, 105, 106, 181
- Dudhia, J., Gill, D., Guo, Y., Manning, K., Wang, W., y Chriszar, J. (2001). PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User Guide: MM5 Modeling System Version 3. *Available on-line: <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/mm5-home.html>*, page 245. XVII, 33
- Duffie, J. y Beckman, W. (1991). *Solar engineering of termal process*. Wiley-Interscience, New York (EE.UU). 192

- Dumortier, D. (1995). Modelling global and diffuse horizontal irradiances under cloudless skies with different turbidities. *Daylight II, jou2-ct92-0144, final report vol, 2*, 31, 54
- Dumortier, D. (1996). *Mesure, Analyse et Modélisation du gisement lumineux. Application à l'évaluation des performances de l'éclairage naturel des bâtiments*. PhD thesis, Université de Savoie. 24
- Elizondo, D., Hoogenboom, G., y McClendon, R. (1994). Development of a neural network model to predict daily solar radiation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 71(1):115–132. 49
- Erbs, D., Klein, S., y Duffie, J. (1982). Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly-average global radiation. *Solar Energy*, 28(4):293–302. 27, 30, 78, 80, 81
- Essenwanger, O. (2001). Classification of Climates, World Survey of Climatology 1C, General Climatology. page 102. 60
- Fels, S. y Schwarzkopf, M. (1975). The simplified exchange approximation - A new method for radiative transfer calculations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 32:1475–1488. 43
- Flores, H. (2002). *Procesamiento digital de imágenes de satélites para la obtención de mapas de radiación solar. Aplicación a Cataluña*. PhD thesis, Universidad Politècnica de Catalunya, Barcelona, España. 13, 64
- Flores, H. y Baldasano, J. (2001a). Detección de nubes mediante imágenes NOAA AVHRR. In *Teledetección: Medio Ambiente y Cambio Global*, pages 409–412. Departament de Medi Ambient i Ciències del Sòl. 13
- Flores, H. y Baldasano, J. M. (2001b). *Atlas de radiación solar de las Islas Baleares mediante imágenes de satélite*. Laboratorio de Modelización Ambiental, Universidad Politècnica de Catalunya, Barcelona, España. 13
- Flores, H. y Baldasano, J. M. (2001c). Solar Radiation mapping from NOAA AVHRR data in Catalonia, Spain. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11):1821–1834. 13
- Flores, H., Baldasano, J. M., Vera, N., y Nadal, P. (2002). *Radiación solar en las islas Baleares mediante imágenes de satélite*. Proceedings of the First International Symposium on Recent Advances in quantitative remote sensing, Spain. 13

BIBLIOGRAFÍA

- Foukal, P. y Lean, J. (1988). Magnetic modulation of solar luminosity by photospheric activity. *The Astrophysical Journal*, 328:347–357. 8
- Francis, P., Day, A., y Davis, G. (1982). Automated temperature forecasting, an application of Model Output Statistics to the Meteorological Office numerical weather prediction model. *The Meteorological Magazine*, 101:73–87. 48
- Fritsch, J. y Chappell, C. (1980). Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(8):1722–1733. 38
- Fröhlich, C. (2002). Total solar irradiance variations since 1978. *Advances in Space Research*, 29:1409–1416. 192
- Gallardo, A. y Maestre, F. (2008). Métodos geoestadísticos para el análisis de datos ecológicos espacialmente explícitos. *Introducción al análisis espacial de datos en ecología y ciencias ambientales: métodos y aplicaciones*, FT Maestre, A. Escudero y A. Bonet (eds.). Dykinson, Madrid, pages 215–272. 151
- Gash, J., Nobre, C., Roberts, J., Victoria, R., y Baldocchi, D. (1996). Amazonian deforestation and climate. page 611. 43
- GCEP (2005). Global Climate and Energy Project. Technical report, Stanford University, Peterson Laboratory, Building 550, Room 556Q, 416 Escondido Mall, Stanford, CA 94305-2205. 3
- Geijo, C. y Orfila, B. (2006). *Verificación de predicciones a corto plazo de energía solar mediante datos de piranómetros y observaciones de satélite*. XXIX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española, Pamplona, España., Zaragoza, España. 42, 44
- Girodo, M. (2006). *Solarstrahlungsvorhersage auf der Basis numerischer Wettermodelle*. PhD thesis, Bibliotheks-und Informationssystem der Universität Oldenburg. 10, 42, 48
- Glahn, H. y Lowry, D. (1972). The use of Model Output Statistics (MOS) in Objective Weather Forecasting. *Applied Meteorology*, 11:1203–1211. 10, 15, 48, 51, 108, 109
- Glickman, T. (2000). American Meteorological Society (AMS). Glossary of Meteorology. 192

- Grell, G. (1993). Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3). 38
- Grell, G., Dudhia, J., y D.R., S. (1995). Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). Technical report, National Center of Atmospheric Research (NCAR), Boulder (Co), USA. 13, 34, 37, 38
- Grell, G., Dudhia, J., y Stauffer, D. (1998). A Description of the Fifth- Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). Technical report, NCAR, USA. 10, 13, 40
- Guarnieri, R., Martins, F., Oereira, E., y Chuo, S. (2008). Solar radiation forecasting using artificial neural networks. *National Institute for Space Research*, 1:1–34. 10
- Guarnieri, R. A., Pereira, E., y Chou, S. (2006). *Solar radiation forecast using artificial neural networks in South Brazil*. Proc. 8 ICSHMO, Foz do Iguacu, Brazil. 50, 53, 140, 141
- Guichard, F., Parsons, D., Dudhia, J., y Bresch, J. (2003). Evaluating mesoscale model predictions of clouds and radiation with sgp arm data over a seasonal timescale. *Monthly weather review*, 131(5):926–944. 40, 106
- Günther, F. y Fritsch, S. (2010). neuralnet: Training of Neural Networks. *The R Journal*, 2(1):30–38. 116, 117, 118
- Halthore, R., Crisp, D., Schwartz, S., Anderson, G., Berk, A., Bonnel, B., Boucher, O., Chang, F., Chou, M., Clothiaux, E., Dubuisson, P., Fomin, F., Fouquart, Y., Freidenreich, S., Gautier, C., Kato, S., Laszlo, I., Li, Z., Mather, J., Plana-Fattori, A., Ramaswamy, V., Ricchiazzi, P., Shiren, Y., Trishchenko, A., y Wiscombe, W. (2005). Intercomparison of shortwave radiative transfer codes and measurements. *Journal of Geophysical Research*, 110(D11):D11206. 42
- Hammer, A., Heinemann, D., Lorenz, E., y Lückehe, B. (1999). Short-term forecasting of solar radiation: A statistical approach using satellite data. *Solar Energy*, 67:139–150. 9
- Heinemann, D., Lorenz, E., y Girodo, M. (2006a). Forecasting of solar radiation. *Nova Science Publishers*, pages 83–94. 9, 10, 41, 44, 48, 52, 53, 107, 141
- Heinemann, D., Lorenz, E., y Girodo, M. (2006b). Solar irradiance forecasting for the management of solar energy systems. *Energy and Semiconductor Research Laboratory, Energy Meteorology Group, Oldenburg University*. 7, 41, 44, 48

BIBLIOGRAFÍA

- Homleid, M. (1995). Diurnal corrections of Short-term Surface temperature forecast using the Kalman Filter. *Weather and forecasting*, pages 689–707. 51, 123
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., y Chen, S.-H. (2004). A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1):103–120, doi:10.1175/1520-0493. 86
- Hong, S.-Y. y Pan., H.-L. (1996). Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Monthly Weather Review*, 124(10):2322–2339, doi:10.1175/1520-0493. 86
- Houtekamer, P., Mitchell, H., Pellerin, G., Buehner, M., Charron, M., Spacek, L., y Hansen, B. (2005). Atmospheric data assimilation with an ensemble Kalman filter: Results with real observations. *Monthly Weather Review*, 133(3):604–620. 51
- Husar, R., Prospero, J., y Stowe, L. (1997). Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product. *Journal of Geophysical Research*, 102(16):889–16. 106
- ICAEN (1991). Institut Català d’Energia de Catalunya creada pel Parlament de Catalunya mitjançant la Llei 9/1991. Barcelona, Espanya. XXIV, 70, 205
- IDAE (2011). *Plan de Energias Renovables 2011-2020*. Ministerio de Industria, turismo y comercio. Gobierno de España. XVII, XVII, 4, 5, 6, 161
- IEA (2007). *Energy Technologies at the Cutting Edge*. International Energy Technology Collaboration, Paris, France, head of publications service edition. 8, 9
- IEA (2011). *Clean Energy Progress report*. International Energy Agency, Paris, France. 3, 4
- Ineichen, P. y Perez, R. (2002). A new airmass independent formulation for the linke turbidity coefficient. *Solar Energy*, 73(3):151–157. 25, 31, 55, 103, 108, 164
- Intrator, O. y Intrator, N. (2001). Interpreting neural-network results: a simulation study. *Computational statistics & data analysis*, 37(3):373–393. XIX, 120, 122
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: Synthesis Report: Contribution of Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Pachauri, R. K. and A. Reisinger (Eds.), Geneva, Switzerland. 1, 2

- Iqbal, M. (1983). *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Orlando, FL. 30, 191, 193
- Janjic, Z. (1994). The step-mountain coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Monthly Weather Review*, 122:927–945. 84
- Janjic, Z. (2000). Comments on “Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models”. *Journal of Atmospheric Sciences*, 57:3686–3686. 39
- Janjić, Z. (2002). Nonsingular implementation of the Mellor–Yamada level 2.5 scheme in the NCEP Meso model. *NCEP Office Note*, 437:61. 86
- Janjic, Z. (2003). A nonhydrostatic model based on a new approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82(1):271–285. 84
- Janjic, Z., Black, T., y DiMego, G. (1998). Contributions toward development of a future community mesoscale model (WRF). In *Conference on Weather analysis and forecasting*, volume 16, pages 258–261. American Meteorological Society. 37, 84
- Janjic, Z. y Gall, R. (2012). Scientific documentation of the NCEP nonhydrostatic multiscale model on the B grid (NMMB). Part 1 Dynamics. NCAR/TN-489+STR:75pp. 36
- Janjic, Z., Gerrity Jr, J., y Nickovic, S. (2001). An alternative approach to nonhydrostatic modeling. *Monthly Weather Review*, 129(5):1164–1178. 84
- Jensenius, J. y Cotton, G. (1981). *The development and testing of automated solar energy forecast based on the model output statistics (MOS) technique*. *Satellites and Forecasting of Solar Radiation*. First Workshop on Terrestrial Solar Resource Forecasting and on Use of Satellites for Terrestrial Solar Resource Assessment, American Solar Energy Society, Newark. 48
- Jorba, O. (2005). *Simulación de los campos de viento de la Península Ibérica y el área geográfica de Catalunya con alta resolución espacial para distintas situaciones meteorológicas típicas*. PhD thesis, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España. 13
- Kain, J. y Fritsch, J. (1993). Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *Meteorological Monographs*, 24(46):165–170. 38, 39, 86

BIBLIOGRAFÍA

- Kain, J. S. y Fritsch, J. M. (1990). A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(23):2784–2802, doi:10.1175/1520-0469. 39, 86
- Kalman, R. (1960). A new approach to linear filtering and prediction problems. *Journal of basic Engineering*, 82(1):35–45. 10, 15, 50, 51, 108, 122
- Kalogirou, S. (2001). Artificial neural networks in renewable energy systems applications: a review. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 5(4):373–401. XIX, 117
- Kang, D., Mathur, R., Rao, S., y Yu, S. (2008). Bias adjustment techniques for improving ozone air quality forecasts. *Journal of Geophysical Research*, 113(D23). 51, 123, 125
- Kang, D., Mathur, R., y Rao, S. T. (2010). Assessment of bias-adjusted PM2.5 air quality forecasts over the continental United States during 2007. *Geoscientific Model Development*, 3:309–320. 51, 123
- Kasten, F. (1980). A simple parameterization of the pyrheliometric formula for determining the linke turbidity factor. *Meteorologische Rundschau*, 33:124–127. 25
- Kasten, F. y Young, A. (1989). Revised optical air mass tables and approximation formula. *Applied Optics*, 28(22):4735–4738. 25
- Kato, S., Ackerman, T., Mather, J., y Clothiaux, E. (1999). The k-distribution method and correlated-k approximation for a shortwave radiative transfer model. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 62(1):109–121. 42
- Kipp & Zonen (2010). Manual de usuario 1007. CMA serie (Albedómetro), CMP serie (Piranómetro). Technical report, Kipp & Zonen B.V. 198
- Kjær, S. (2002). Solcelleteknologiens status i danmark. *TechMedia transaction on Elteknik*, 19(2):18–19. xvii, 3
- Krige, D. (1951). A statistical approach to some basic mine valuation problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, 52(6):119–139. 16, 151
- Kuo, H. (1979). A quasi-one-dimensional cumulus cloud model and parameterization of cumulus heating and mixing effects. Technical report, DTIC Document. 38

- Lacis, A. y Hansen, J. (1974). A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, 31:118–133. xvii, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 43, 44, 46, 86
- Lara-Fanego, V., Ruiz-Arias, J., Pozo-Vazquez, D., Santos-Alamillos, F., y Tovar-Pescador, J. (2011). Evaluation of the WRF model solar irradiance forecasts in Andalusia (southern Spain). *Solar Energy*, 86(8). 9, 10, 41, 47, 77, 106
- Laszlo, I. (1994). Calculation of longwave radiance spectral at a high resolution: Clear-sky results. *Satellite Remote Sensing*, pages 196–204. 42
- Lemcke, C. y Kruizinga, S. (1988). Model output statistics forecasts: three years of operational experience in the Netherlands. *Monthly Weather Review MRWEAB*, 116(5). 48
- Linke, F. (1922). Transmissions-koeffizient und trubungsfaktor. *Beitrage zur Physik der freien Atmosphere*, 10:91–103. 24
- Liu, B. y Jordan, R. (1960). The inter-relationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4:1–19. 26, 29, 30, 197
- Long, C. N. y Dutton, E. G. (2002). BSRN Global Network recommended QC tests, V2.0. Technical report, Baseline Surface Radiation Network (BSNR). xxiii, 72, 74
- Long, C. N. y Shi, Y. (2006). The QCRad Value Added Product: Surface Radiation Measurement Quality Control Testing, Including Climatology Configurable Limits. Technical Report DOE/SC-ARM/TR-074, Atmospheric Radiation Measurement Program. xxiii, 72, 74
- Long, C. N. y Shi, Y. (2008). An automated quality assessment and control algorithm for surface radiation measurements. *The Open Atmospheric Science Journal*, 2(1):23–37. xxiii, 72, 74
- Lorenz, E., Hurka, J., Heinemann, D., y Beyer, H. (2009a). Irradiance forecasting for the power prediction of grid-connected photovoltaic systems. *IEEE Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing*, 2(1). 9, 10, 48, 49, 51, 52, 54, 55, 109, 139, 141
- Lorenz, E., Remund, J., Müller, S., Traunmüller, W., Steinmaurer, G., Pozo, D., Ruiz-Arias, J., Fanego, V., Ramirez, L., Romeo, M., Kurz, C., Pomares, L., y Guerrero, C.

BIBLIOGRAFÍA

- (2009b). Benchmarking of different approaches to forecast solar irradiance. Proceedings of 24th European Photovoltaic and Solar Energy Conference and Exhibition. Hamburg, Germany. 10, 41, 46, 48, 52, 54, 141
- Lorenz, E., Scheidsteger, T., Hurka, J., Heinemann, D., y Kurz, C. (2011). Regional PV power prediction for improved grid integration. *Progress in Photovoltaics: Research and Applications*, 19(7):757–771. 48
- Louche, A., Notton, G., Poggi, P., y Simonnot, G. (1991). Correlations for direct normal and global horizontal irradiation on a French Mediterranean site. *Solar Energy*, 46(4):261–266. 30, 31, 55
- Louche, A., Peri, G., y Iqbal, M. (1986). An analysis of linke turbidity factor. *Solar Energy*, 37:393–396. 25
- Louka, P., Galanis, G., Siebert, N., Kariniotakis, G., Katsafados, P., Pytharoulis, I., y Kallos, G. (2008). Improvements in wind speed forecasts for wind power prediction purposes using Kalman filtering. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 96(12):2348–2362. 51
- Lu, R. (1991). The application on NWP products and progress of interpretation techniques in China. *Programme on Short-and Medium-Range Weather Prediction Research, HR Glahn, AH Murphy, LJ Wilson and JS Jensenius, eds., WM/TD*, (421):911–926. 48
- Macagnan, M., Lorenzo, E., y Jimenez, C. (1994). Solar radiation in Madrid. *International journal of solar energy*, 16(1):1–14. 29, 30, 31, 78, 79, 80, 81, 159, 162, 183
- Martín, L., Cony, M., Marchante, R., Polo, J., Zarzalejo, L., y Navarro, A. (2011). *Global and direct normal irradiance forecast using GFS and statistical techniques*. COST Action ES1002 'WIRE', Mines ParisTech, Sofia Antipolis, France. 50, 55, 118, 140, 141
- Martín-Vide, J. y Olcina, J. (2001). *Climas y tiempos de España*. Alianza Editorial. 67
- Marx, H. (2008). *The use of Artificial Neural Networks to enhance Numerical Weather Prediction model forecasts of temperature and rainfall*. PhD thesis, University of Pretoria. 49

- Masuda, K., Leighton, H., y Li, Z. (1995). A New Parameterization for the Determination of Solar Flux Absorbed at the Surface from Satellite Measurements. *Journal of Climate*, 8:1615–1629. 42
- Matheron, G. (1963). Principles of geostatistics. *Economic geology*, 58(8):1246–1266. 151
- Mathiesen, P. y Kleissl, J. (2011). Evaluation of Numerical Weather Prediction for intraday solar forecasting in the continental United States. *Solar Energy*, 85(5):967–977. 10, 46, 49, 52, 55, 103, 106, 109, 113, 139, 141
- Maxwell, E. (1987). A quasi-physical model for converting hourly global horizontal to direct normal insolation. Technical report, Solar Energy Research Institute. 28, 30, 31, 78, 79, 80, 81
- Meeus, J. (1999). *Astronomical Algorithms*. Willmann-Bell, Inc., second edition. 72
- Mellit, A. y Pavan, A. (2010). A 24-h forecast of solar irradiance using artificial neural network: application for performance prediction of a grid-connected pv plant at trieste, italy. *Solar Energy*, 84(5):807–821. 9, 49
- Meteocat (2001). Xarxa d’Equipaments Meteorològics de la Generalitat de Catalunya (XEMEC) del Servei Meteorològic de Catalunya. xxiv, 70, 205
- Meuer, H. (2012). Top500 supercomputer sites. <http://www.top500.org/list/2012/11/>. 11
- Michalakes, J., Dudhia, J., Gill, D., Henderson, T., Klemp, J., Skamarock, W., y Wang, W. (2004). The Weather Research and Forecast Model: Software Architecture and Performance. In Mozdzyński, E. G., editor, *To appear in proceeding of the Eleventh ECMWF Workshop on the Use of High Performance Computing in Meteorology*, pages 117–124. 25–29 October 2004, Reading, U.K. 10, 37, 39, 84
- Mlawer, E. y Clough, S. (1998). Shortwave and longwave enhancements in the rapid radiative transfer model. In *Proceedings of the 7th Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting*. 36, 38, 39, 43, 44, 45, 46, 47
- Mlawer, E., Taubman, S., Brown, P., Iacono, M., y Clough, S. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, 102(D14):16663–16. 36, 38, 39, 41, 43, 44, 45, 46, 47, 86

BIBLIOGRAFÍA

- Monin, A. y Obukhov, A. (1954). Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Trudy Geofizicheskogo Instituta, Akademiya Nauk SSSR*, 24(151):163–187. 86
- Morcrette, J. (2000). Radiation Transfer, Meteorological Training Course Lecture Series. *Meteorological Training Course Lecture Series, ECMWF, Reading UK*. 42
- Morcrette, J. (1990). Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Monthly weather review*, 118(4):847–873. 41, 43
- Morcrette, J. (2002). Assessment of the ECMWF model cloudiness and surface radiation fields at the ARM SGP site. *Monthly weather review*, 130(2):257–277. 41, 43
- Morcrette, J., Barker, H., Cole, J., Iacono, M., y Pincus, R. (2008). Impact of a new radiation package, McRad, in the ECMWF Integrated Forecasting System. *Monthly Weather Review*, 136(12):4773–4798. 36, 38, 45, 46
- Ohmura, A., Dutton, E., Forgan, B., Fröhlich, C., Gilgen, H., Hegner, H., Heimo, A., König-Langlo, G., McArthur, B., Müller, G., Phillipona, R., Pinker, R., Whitlock, C., Dehne, K., y Wild, M. (1998). Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. *Bulletin-American Meteorological Society*, 79:2115–2136. 72
- Oliver, M. y Webster, R. (1990). Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information System*, 4(3):313–332. 151
- Orgill, J. y Hollands, K. (1977). Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface. *Solar energy*, 19(4):357–359. 27, 29, 30, 78, 80, 81
- Page, J. (1996). Algorithms for the Satellight programme. *Projektinterner Bericht*, June. 24, 31
- Peebles, G. y Plesset, M. (1951). Transmission of gamma-rays through large thicknesses of heavy materials. *Physical Review*, 81(3):430. 34
- Peel, M., Finlayson, B., y McMahon, T. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11:1633–1644. XXIII, 60, 61

- Pelland, S., Galanis, G., y Kallos, G. (2011). Solar and photovoltaic forecasting through post-processing of the Global Environmental Multiscale Numerical Weather Prediction model. *Progress in Photovoltaics: Research and Applications*. 10, 51, 52, 56, 139, 141
- Perez, R., Kivalov, S., Schlemmer, J., Hemker Jr., K., Renne, D., y Hoff, T. (2009). *Validation of short and medium term operational solar radiation forecasts in the US*. Proceedings of the ASES Annual Conference, Buffalo, New York. 10, 41, 45
- Pielke, R. A. (1984). *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press, Orlando. 9, 32
- Polo, J., Zarzalejo, L., Martín, L., Navarro, A., y Marchante, R. (2009). Estimation of daily Linke turbidity factor by using global irradiance measurements at solar noon. *Solar Energy*, 83:1177–1185. 25
- R Development Core Team (2010). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0. 117
- Real Decreto 661 (2007). Regulación de la actividad de producción de energía eléctrica en régimen especial. *Boletín Oficial del Estado. Ministerio de Industria, Turismo y Comercio del Gobierno de España*, BOE-A-2007-10556:22846 – 22886. 4
- Reindl, D., Beckman, W., y Duffie, J. (1990). Diffuse fraction correlations. *Solar Energy*, 45(1):1–7. 28, 29, 31, 78, 79, 80, 81
- Remund, J., Perez, R., y Lorenz, E. (2008). *Comparison of solar radiation forecasts for the USA*. 23rd European Photovoltaic Solar Energy Conference, Valencia, Spain. 10, 41, 45
- Remund, J., Wald, L., Lefèvre, M., Ranchin, T., y Page, J. (2003). Worldwide Linke turbidity information. *International Solar Energy Society*. 25
- Ricchiazzi, P., Yang, S., Gautier, C., y Sowle, D. (1998). SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Bull. American Meteorological Society*, 79:2101–2114. 42
- Riedmiller, M. y Braun, H. (1993). A direct adaptive method for faster backpropagation learning: The RPROP algorithm. In *Neural Networks, 1993., IEEE International Conference on*, pages 586–591. IEEE. 50, 53, 116, 118

BIBLIOGRAFÍA

- Rigollier, C., Bauer, O., y Wald, L. (2000). On the clear sky model of the ES-RA—European Solar Radiation Atlas—with respect to the Heliosat method. *Solar Energy*, 68(1):33–48. 24, 31
- Rincón, A., Jorba, O., y Baldasano, J. M. (2008). *Validación de una Simulación Anual de irradiancia solar usando el Modelo Meteorológico WRF para la Península Ibérica*. XXX Jornadas Científicas de la Asociación Española de Meteorología, XII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología: Agua y Cambio Climático, Zaragoza, España. XVIII, XVIII, XXIII, 91, 93, 94
- Rincón, A., Jorba, O., Serradell, K., Castrillo, M., López, E., y Baldasano, J. (2012). Informes semestrals entre els anys 2006 i 2012 encaminats a l'actualització de l'Atles de radiació solar a Catalunya i el manteniment de la Xarxa Radiomètrica de l'Institut Català d'Energia de Catalunya. Technical Report RS2006-1S a RS2012-2S, Universitat Politècnica de Catalunya - Institut Català d'Energia, Barcelona, Espanya. 71, 75
- Roeger, C., Stull, R., McClung, D., Hacker, J., Deng, X., y Modzelewski, H. (2003). Verification of Mesoscale Numerical Weather Forecasts in Mountainous Terrain for Application to Avalanche Prediction. *Weather and forecasting*, 18:1140–1160. 51, 123
- Rogers, E., Black, T., Deaven, D., DiMego, G., Zhao, Q., Baldwin, M., Junker, N., y Lin, Y. (1996). Changes to the operational Early ETA analysis/forecast system at the National Centers for Environmental Prediction. *Weather and forecasting*, 11(3):391–415. 37
- Rogers, S. (2007). 2D weighted polynomial fitting and evaluation. Matlab Central File Exchange. 110
- Rohde, R. (2007). Global Warming Art project. XXI, 195
- Ruiz, V., Blanco, M., Maraver, A., Silva, M., Lillo, I., Moreno, S., Domínguez, J., Ramírez, L., Sánchez, M., García-Barberena, J., García, P., Pascal, E., Cárdenas, B., Regidor, A., Muñoz, J., Pallardo, I., y Luna, S. (2011). Evaluación del potencial de energía solar termoeléctrica. Estudio Técnico PER 2011-2020. Technical report, Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía (IDAE), Madrid, España. XVII, 7

- Ruiz-Arias, J., Pozo-Vázquez, D., Sánchez-Sánchez, N., Montávez, J., Hayas-Barrú, A., y Tovar-Pescador, J. (2008). Evaluation of two MM5-PBL parameterizations for solar radiation and temperature estimation in the South-Eastern area of the Iberian Peninsula. *Il Nuovo Cimento C*, 31:825–842. 45
- Saintcross, J., Piwko, R., Bai, X., Clara, K., Jordan, G., Miller, N., y Zimberlin, J. (2005). The effects of integrating wind power on transmission system planning, reliability and operations. Technical report, The New York State Energy Research and development authority, Albany, NY. 8
- Sancho Ávila, J., Riesco Martín, J., Jiménez Alonso, C., Sánchez de Cos Escuin, M., Montero Cadalso, J., y López Bartolomé, M. (2012). *Atlas de Radiación Solar en España utilizando datos de Clima de EUMETSAT*. Agencia Estatal de Meteorología (AEMET). Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente del Gobierno de España. XVII, 62
- Santabàrbara, J., Calbó, J., Baldasano, J., Esteve, J., y Mitja, A. (1996). Month-to-month variation of global solar radiation in Catalonia (Spain). *International Journal of Climatology*, 16(6):711–721. 64, 74
- Sasamori, T., London, J., y Hoyt, D. (1971). Radiation budget of the Southern Hemisphere. *Meteorological Monographs*, 13(35):9–23. 34
- Savuärvi, H. (1990). Fast radiation parameterization schemes for mesoscale and short-range forecast models. *Journal of Applied Meteorology*. 37, 39, 44
- Schietecat, G. (1984). *Les photos météorologiques: interprétation et utilisation de photos météorologiques prises par satellites*. Institut Royal Météorologique de Belgique. XXIV, 224
- Schwarzkopf, M. y Fels, S. (1991). The simplified exchange method revisited- An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes. *Journal of Geophysical Research*, 96(D5):9075–9096. 39
- Seaman, N. (2000). Meteorological modeling for air-quality assessments. *Atmospheric Environment*, 34(12-14):2231–2259. 32
- Sicardi, V., Ortiz, J., Rincón, A., Jorba, O., Pay, M., Gassó, S., y Baldasano, J. (2012). Assessment of Kalman filter bias-adjustment technique to improve the simulation of ground-level ozone over Spain. *Science of The Total Environment*, (416):329–342. 51, 123

BIBLIOGRAFÍA

- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Duda, M., Huang, X., Wang, W., y Powers, J. (2008). *A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR/TN-475+STR*. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Centre for Atmospheric Research, Boulder, USA. 10, 37, 38, 39, 84
- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D. M., Wang, W., y Powers, J. G. (2005). A description of the advanced research wrf version 2. Technical Report NCAR/TN-468+STR, NCAR Technical note. XVIII, 84
- Slingo, A. (1989). A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 46:1419–1427. 38
- SoDa (2011). SoDa service: Solar Energy Services for Professionals. 25
- Soriano, C., Baldasano, J., Buttler, W., y Moore, K. (2001). Circulatory patterns of air pollutants within the Barcelona air basin in a summertime situation: Lidar and numerical approaches. *Boundary-Layer Meteorology*, 98(1):33–55. 13
- Spencer, J. (1971). Fourier series representation of the position of the Sun. *Search*, 2(5):172. 192, 193
- Stephens, G. (1978). Radiation profiles in extended water clouds. II: Parameterization schemes. *Journal of the Atmospheric sciences*, 35(11):2123–2132. 35, 36, 38
- Stephens, G. (1984). The parameterization of radiation for Numerical Weather Prediction and climate models. *Monthly Weather Review*, 112(4):826–867. 36, 38
- Stone, P. (1988). Global Climate Changes as Forecast by Goddard Institute for Space Three-Dimensional Model. *Journal of Geophysical Research*, 93(D8):9341–9364. 39
- Szuromi, P., Jasny, B., Clery, D., Austin, J., y Hanson, B. (2007). Energy for the long haul. *Science*, 315(5813):781. 3
- Taylor, K. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research*, 106(D7):7183–7192. 143, 145
- Unden, P., Rontu, L., Järvinen, H., Lynch, P., Calvo, J., Cats, G., Cuxart, J., Eerola, K., Fortelius, C., Garcia-Moya, J., et al. (2002). HIRLAM-5 scientific documentation. 36, 39

- Vera, N. (2005). *Atlas climático de irradiación solar a partir de imágenes del satélite NOAA. Aplicación a la Península Ibérica*. PhD thesis, Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España. 13, 64
- Wilks, D. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic press of Elsevier, second edition. 48, 109
- Wittmann, M., Breitzkreuz, H., Schroedter-Homscheidt, M., y Eck, M. (2008). Case studies on the use of solar irradiance forecast for optimized operation strategies of solar thermal power plants. *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, Journal of IEEE*, 1(1):18–27. 8, 10
- WMO (1996). *Measurement of Radiation - Guide to meteorological instruments and methods of observation*. Technical report, World Meteorological Organization. WMO-No.8., Geneva, Switzerland. 72, 74, 77, 192
- Zamora, R., Dutton, E., Trainer, M., McKeen, S., Wilczak, J., y Hou, Y. (2005). The accuracy of solar irradiance calculations used in mesoscale numerical weather prediction. *Monthly weather review*, 133(4):783–792. 9, 40, 41, 44, 106
- Zamora, R., Salomon, S., Dutton, E., Bao, J., Trainer, M., Portmann, R. W., White, A., Nelson, D., y McNider, R. T. (2003). Comparing MM5 radiative fluxes with observations gathered during the 1995 and 1999 Nashville southern oxidant studies. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2):4050. 9, 34, 40, 44
- Zarzalejo, L., Polo, J., Martín, L., Ramírez, L., y Espinar, B. (2009). A new statistical approach for deriving global solar radiation from satellite images. *Solar Energy*, 83:480–484. 9